Геоморфология Украинской ССР

Под общей редакцией
доктора географических наук,
профессора И. М. Рослого

Допущено Министерством высшего
и среднего специального
образования УССР в качестве
учебного пособия
для студентов университетов,
обучающихся по специальности
«География»

Киев
«Выща школа»
1990

ББК 26.89(2Ук)я73
Г36
УДК 551.4[477](07)

Авторы: И. М. Рослый, Ю. А. Кошик, Э. Т. Палиенко, О. П. Андрияш, Ю. Л. Грубрин

Рецензенты: д-р техн. наук, проф. *И. Г. Черванев* (Харьковский госуниверситет), канд. геогр. наук, доц. *Б. Ф. Лящук* (Львовский госуниверситет)

Редакция литературы по биологии и географии
Редактор *А. Ф. Трегуб*

Геоморфология Украинской ССР: Учеб. пособие
Г36 / И. М. Рослый, Ю. А. Кошик, Э. Т. Палиенко и др.; Под общ. ред. И. М. Рослого.— К.: Выща шк., 1990.— 287 с.: ил.
ISBN 5-11-002078-7.

Охарактеризованы факторы рельефообразования (геологическая структура, неотектонические движения, климат), проведено геоморфологическое районирование. Рельеф рассмотрен по основным генетическим категориям форм: морфоструктурам и морфоскульптурам выделенных геоморфологических областей и подобластей. Значительное место в характеристике рельефа отводится основным речным долинам. Уделено внимание прикладным вопросам изучения рельефа.

Для студентов университетов, обучающихся по специальности «География».

Г $\frac{1805040300-006}{М211(04)-90}$ 79—90

ББК 26.89(2Ук)я73

ISBN 5-11-002078-7

© И. М. Рослый, Ю. Д. Кошик, Э. Т. Палиенко, О. П. Андрияш, Ю. Л. Грубрин, 1990

Геоморфологические исследования не ограничиваются познавательными целями. По мере развития производительных сил они все больше становятся обязательной частью исследований природных условий и ресурсов. Научное изучение рельефа территории Украинской ССР начинается в XIX в. русскими естествоиспытателями, в частности геологами. В конце XIX — начале XX вв. многое было сделано для понимания развития рельефа Украинской ССР П. А. Тутковским. Особенно интенсивно изучается строение рельефа республики после Великой Октябрьской социалистической революции, что способствует накоплению материала по характеристике рельефа. Обобщение этого материала позволило в 1936 г. издать первую сводную работу «Рельеф УССР». В ней описаны морфография и морфогенез, выделены 14 геоструктурных и 14 геоморфологических районов, в общих чертах охарактеризованы установленные геоморфологические районы, но описание было подчинено главным образом оттенению особенностей рельефа междуречий главных рек. Дальнейшие исследования рельефа позволили В. Г. Бондарчуку выпустить в свет (1949) обобщающую работу «Геоморфологія УРСР». Это первое учебное пособие для студентов географических и геологических факультетов университетов и пединститутов. Издание этой книги было заметным явлением. Оно знаменовало значительный шаг вперед в познании рельефа территории республики. В пособии впервые обстоятельно рассмотрены все вопросы, связанные с особенностями рельефообразования территории Украины (исключая Крым). До сих пор изложенный в нем материал в значительной мере сохраняет свое значение. Обстоятельные характеристики рельефа не утратили своей ценности и в настоящее время. В 1962 г. П. Н. Цысь издал учебное пособие «Геоморфологія УРСР» (для студентов географических факультетов университетов УССР). В пособии освещена

история формирования рельефа, приводится характеристика геоморфологических областей и районов, выделенных автором на составленной им схеме геоморфологического районирования территории УССР.

Рельеф территории Украинской ССР как существенный компонент географической оболочки в кратком изложении освещен в учебниках и учебных пособиях по физической географии СССР европейской части СССР и «Фізичній географії Української РСР» (авторы А. М. Маринич, А. И. Ланько, М. И. Щербань, П. Г. Шищенко, 1982). В определенных объемах его характеристики приводятся также в учебных пособиях М. В. Карандеевой «Геоморфология Европейской части СССР» (1957), А. И. Спиридонова «Геоморфология европейской части СССР» (1978).

Вышедшие в свет упоминавшиеся учебные пособия давно уже стали библиографической редкостью. Кроме того, за прошедшие после их издания десятилетия накопился новый фактический материал. Он в значительной мере получен благодаря применению новых, более совершенных методов исследований. Но главное, на что следует акцентировать внимание, это развитие новых научных направлений исследований, структурно-геоморфологических, неотектонических, палеогеоморфологических, изучение инженерно-геоморфологических процессов, динамики морских побережий. Современные геоморфологические исследования ведутся с применением новейших методов, например дистанционных, математических. В конечном счете, современные представления об истории развития рельефа, факторах, обусловливающих это развитие, и, естественно, его строение, стали более совершенны по сравнению с прежними. Например, сейчас ни у кого не вызывает сомнения то, что в истории формирования современного рельефа важную роль играли этапы его выравнивания, зафиксированные в поверхностях выравнивания (или их реликтах), что историю развития долинной сети нельзя рассматривать в рамках антропогена, что она уходит и в более отдаленное геологическое время. Ее следы выражены в экспонированных и погребенных речных террасах. Стала общепризнанной необходимость различать в строении рельефа такие его генетические категории, как морфоструктуры и морфоскульптуры. Таким образом, назрела потребность в новом учебном пособии по геоморфологии республики.

Авторский коллектив предлагаемого учебного пособия многие годы проводил исследования отдельных геоморфологических областей, по некоторым направлениям они касались всей территории республики. При подготовке пособия широко использовались материалы других исследователей.

В учебном пособии принята схема геоморфологического районирования, в которой основными его единицами являются геоморфологические области и подобласти. Такое расчленение не противоречит сложившимся представлениям, отвечает истинному общему орографическому устройству поверхности и геоструктурной неоднородности.

Упоминавшееся уже понятие «морфоструктура» в литературе, как известно, толкуется неоднозначно. В пособии оно трактуется как форма рельефа, основные черты строения которой предопределены геологической структурой земной коры. Морфоструктуры, независимо от того, какую по возрасту геологическую структуру они выражают, в основных своих чертах были сформированы в неотектонический период. Освещение этого факта находит свое место при рассмотрении конкретных морфоструктур. Характеристики морфоструктур второго порядка обычно содержат необходимые сведения об основных чертах внутреннего и внешнего строения, особенностях развития. Поэтому геоморфологические подобласти, которые по размерности либо приравниваются к морфоструктурам второго порядка, либо состоят из них, во избежание повторений не рассматриваются.

Морфоскульптуры на территории Украинской ССР очень разнообразны по происхождению и строению. Наиболее распространенные из них, в значительной мере осложняющие отражение морфоструктур, рассмотрены по геоморфологическим областям. Специально в пособие включена глава, в которой рассмотрены некоторые прикладные аспекты изучения рельефа.

ФАКТОРЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ

Рельеф формируется в процессе тесного исторически противоречивого взаимодействия ряда факторов: геологической структуры, тектонических движений и климата. Взаимодействие этих факторов осуществляется на определенном исходном рельефе, что также позволяет считать его фактором рельефообразования.

Современный рельеф территории Украинской ССР в главных чертах своего строения сформировался в неотектонический период. Неотектонические движения проявлялись дифференцированно в соответствии со сложившейся в процессе длительной геологической истории геологической структурой и, в свою очередь, оказали решающее воздействие на последнюю как на активный фактор рельефообразования. Очень велика роль климата в процессе рельефообразования. С климатом, его изменениями связывается формирование различных генетических комплексов морфоскульптур и связанных с ними формаций осадочных образований. В историческом разрезе на рельефообразование оказывает влияние и хозяйственная деятельность человека.

Геологическая структура

В геологической структуре территории Украины выделяются структура *материковой* и *океанической* коры. Структура материковой коры занимает бóльшую площадь территории республики. В этой структуре основное место принадлежит юго-западной части Восточно-Европейской платформы. На юго-запад от нее развито складчатое обрамление.

В материковой коре различаются структура основания и структура платформенного покрова. Структуру основания представляет Украинский щит, структуру платформенного покрова — Овручская синклиналь, Во-

лыно-Подольская плита, Днепровско-Донецкая впадина, Причерноморская впадина, Скифская плита. В структуре юго-западного складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы обособляются Добруджа, Карпаты, Крымское горное сооружение и Черноморская океаническая котловина.

Украинский щит. Украинский щит первоначально развивался как геосинклинальная структура при непрерывном образовании разломов. По В. Г. Бондарчуку, на щите выделяются три складчато-интрузивных комплекса: два — северо-западного простирания (днепровский и тетерево-бугский) и субмеридиональный — криворожский.

В платформенном покрове Украинского щита выделяются образования коры выветривания кристаллических пород, отложения юрского, мелового, палеогенового, неогенового и антропогенового возраста.

В тектонике платформенного покрова отражено влияние структуры и состава кристаллического основания, в первую очередь, его блоковое строение и характерные куполовидные (и кольцевые) формы. Время наибольшей активации разломов отмечено возникновением локальных магматических очагов или вулканоструктур (например, Болтышская и другие кальдеры).

Структуры платформенного покрова начали обособляться в позднепротерозойское (рифей — венд) время. Вследствие неравномерного перемещения блоков фундамента формировался изменчивый состав, неодинаковая мощность и фациальная неоднородность осадочного платформенного покрова.

Овручская синклиналь. Сложена образованиями структурно-стратиграфического комплекса, получившего по месту развития название овручский, занимает незначительную площадь в северо-западной прибортовой части Украинского щита. В основных чертах геоморфологическим выражением его является Овручский кряж. Комплекс состоит из осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. По современным представлениям в этом комплексе выделяются две свиты: толкачевская и белокоровичская. В тектонике овручской серии отмечаются почти ненарушенные субгоризонтально слоистые структуры, свойственные платформенным образованиям. Абсолютный возраст образований овручского структурно-стратиграфического комплекса, по данным радиологи-

ческих определений, вкладывается в период 1700—1200 млн. лет.

Волыно-Подольская плита. Расположена на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы между западными склонами Украинского щита и Карпатской альпийской геосинклиналью. Восточная граница плиты определяется западным склоном щита, западная остается неопределенной вследствие того, что в древних островных массивах ее отложения замещаются геосинклинальными образованиями. Южная граница Волыно-Подольской плиты проходит по зоне Днестровского глубинного разлома, отделяющего его от Молдавской плиты, а северная и северо-западная границы проходят по Рава-Русскому глубинному разлому и южному склону Белорусского массива.

Волыно-Подольская плита характеризуется двучленным строением. В ее составе выделяются архей-среднепротерозойский метаморфический фундамент и верхнепротерозойско-палеозойский осадочный чехол, состоящий из отложений рифея (полесская серия), венда (волынская и валдайская серии), кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, юры, мела, палеогена, неогена и антропогена.

Фундамент Волыно-Подольской плиты гетерогенный. Его структура заметно отражается на мощностях (от нескольких метров до 6000—7000 м) осадочного чехла и на его составе. Поверхность фундамента плиты полого погружается от Украинского щита к западу и юго-западу, постепенно перекрываясь все более молодыми комплексами платформенных осадочных образований. Фундамент погружается преимущественно по системе ступенчатых сбросов меридионального и субмеридионального простирания. Разрывы фундамента в своем большинстве глубинные и рассекают сам фундамент на отдельные блоки, перемещенные по отношению друг к другу в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

Структура фундамента плиты характеризуется в основном блоковым строением. Крупные разломы, оперяющие блоки, консервативны в передаче наследования в верхние структурные этажи. Структурами первого порядка Волыно-Подольской плиты являются Северный и Южный блоки, которые включают соподчиненные им соответственно пары блоков: Волынский и Львовский, Подольский и Галицкий. Их орографическая граница

проходит по цепи возвышенностей Кременецкой, Гологор и Вороняков.

Осадочный чехол Волыно-Подольской плиты формировался весьма длительное время, практически на протяжении всего неогея. В его составе на разном стратиграфическом уровне четко обособляются байкальский, каледонский, герцинский и альпийский этапы геотектонического развития.

Днепровско-Донецкая впадина. Днепровско-Донецкая впадина — линейная региональная платформенная структура (прогиб) северо-западного — юго-восточного простирания (от Мазурско-Белорусской антеклизы до побережья Каспийского моря).

Относительно кристаллического фундамента впадина представляет собой протяженный ровообразный грабен, выполненный толщей осадочных и вулканогенно-осадочных пород от кембрия (в Припятской впадине) до антропогена. Основные черты структуры были сформированы в палеозое, тектонические движения на протяжении мезо-кайнозоя проявлялись унаследованно. Ведущее место в осадочной толще занимают средне- и верхнепалеозойские образования (от среднего девона до перми).

Зона глубоких опусканий фундамента прогиба обрамляется ступенчатыми сбросами и прилегающими к ним склонами Украинского щита и Воронежского массива. Бортовые и прибортовые части прогиба осложнены красными нарушениями—брахиантиклинальными структурами.

Для фундамента прогиба характерно блоковое строение, обусловленное продольными и поперечными глубинными разломами. В составе прогиба выделяются Припятский и Днепровский грабены, Черниговско-Брагинский выступ, зона сочленения Днепровского грабена и Донецкого складчатого сооружения.

Черниговско-Брагинский выступ — наиболее приподнятый участок прогиба, глубина залегания кристаллического фундамента в его пределах составляет 4—5 км. Кристаллический фундамент Черниговско-Брагинского выступа представляется горстом, который ступенчато сочленяется с участками фундамента Припятского и Днепровского грабенов.

Днепровский грабен начинается восточнее линии Нежин—Ичня. Протяженность его составляет около 300 км. Кристаллический фундамент погружается в юго-восточ-

ном направлении от 4 до 15—17 км глубины. Грабен испытывал устойчивое погружение от девона до палеогена включительно. В нем широко развиты верхнедевонские эффузивы и мощные толщи девонских и пермских соленосных формаций. Поэтому для грабена характерен интенсивный соляной тектогенез и связанные с ним соляно-купольные поднятия в виде брахиантиклинальных складок и валов. В грабене выявлено свыше 200 локальных структур. Формирование соляных куполов было многостадийным. Оно то усиливалось, то затухало. Усиленный рост куполов происходил в периоды общих поднятий, особенно в предкаменноугольный, предпозднепермский и предпалеогеновый этапы.

Зона сочленения Днепровского грабена и Донецкого складчатого сооружений выделяется как часть прогиба, расположенного на стыке Днепровского и Донецкого грабенов. Главной особенностью этой зоны является строение складчатости осадочного чехла, который можно характеризовать как переходный между линейной складчатостью Донецкого сооружения и прерывистой складчатостью осадочной толщи Днепровского грабена. Такие крупнейшие структуры Донецкого складчатого сооружения, как Бахмутская и Кальмиус-Торецкая котловины со сложным внутренним строением, здесь представлены как структуры зоны сочленения.

Донецкое складчатое сооружение расположено к юго-востоку от Днепровского грабена, отличается приподнятым залеганием палеозойских толщ с выходами на поверхность образований герцинского структурно-стратиграфического комплекса (девонских и каменноугольных).

Поверхность Донецкого грабена в центральной его части погружена более чем на 21 км. Фундамент, кроме основных (продольных) разломов, рассечен поперечными глубинными разломами северо-восточного простирания.

Причерноморская впадина — крупная отрицательная структура платформы. Она выделяется на южном крае Восточно-Европейской платформы. Северная граница Причерноморской впадины проводится по зонам разломов, которые выражены в структурных уступах фундамента. Основанием-фундаментом осадочного чехла служат породы верхнепротерозойского возраста. Пликативные дислокации осадочного покрова связаны в основном с блоковыми перемещениями фундамента.

Скифская плита. Расположена между краем Восточно-Европейской платформы и горными сооружениями Карпат, Крыма. Северная граница плиты проходит по глубинному разлому субширотного простирания. Южная граница установлена лишь в пределах Крымского полуострова и также выражена глубинным разломом. Ширина плиты изменяется от 55—60 км в Азовском море до 170—180 км на меридиане Тарханкутского полуострова.

В структуре Скифской плиты выделяются складчатый фундамент и платформенный чехол. Фундамент Скифской плиты представляет палеозойские складчатые системы. Глубина его залегания достигает 10 км. В строении фундамента участвуют породы раннесреднепалеозойского возраста, главный геосинклинальный и орогенный комплексы позднепалеозойского возраста. В строении осадочного чехла плиты участвуют мезозойские и кайнозойские отложения, образующие структурные этажи: нижний — триас-юрский и верхний — послеюрский. Породы верхнего платформенного этапа участвуют в формировании горстовых и сводовых поднятий, валов и разделяющих их депрессий. В пределах равнинного Крыма и в прилегающих частях акватории Азовского моря и Сиваши четко выделяются глыбовые поднятия складчатого фундамента: Новоселовское, Симферопольское, Новоцарицынское и Азовский вал. Наряду с положительными выделяются и отрицательные структуры — Альминская впадина, Азовская впадина. Последняя почти полностью перекрыта наложенным на нее Индоло-Кубанским краевым прогибом.

Юго-западное складчатое обрамление Восточно-Европейской платформы. Горные сооружения и глубокие межгорные прогибы юга и юго-запада Украинской ССР относятся к северной ветви Средиземноморского подвижного пояса. Они разделяют платформенные структуры материковой (на севере) и океанической коры дна морских бассейнов (на юге) за пределами территории республики. В эту ветвь входят горные сооружения Карпат, Добруджи, Крыма. Входящие в единый пояс, они принадлежат разным тектоническим образованиям.

Добруджа. В современном структурном плане Добруджа представляет собой реликт киммерийской горно-складчатой системы, значительно регенерированной в альпийский геотектонический этап.

Основание этой системы отличается многоэтажным строением. Киммерийский структурный этаж состоит из собственно геосинклинального верхнетриасового и юрского орогенного комплексов. Альпийский структурный этаж включает мел-антропогенные образования. Геосинклинальный комплекс киммерийского этажа в современном плане предположительно распространяется в низовье Припрутья. Орогенные формации этого этажа юрского возраста развиты в изолированных межгорных впадинах. Широко они представлены в Преддобруджинском передовом киммерийском прогибе на территории Украинской ССР.

Карпаты. Структура Карпатской горно-складчатой системы многоостровная. В современной структуре Восточных Карпат (Карпатской дуги) отдельными массивами и кромками выступают Свидовец, Раховский массив, Чивчинские горы.

Складчатые Карпаты — горное сооружение, созданное складчато-надвиговыми и сводово-блоковыми новейшими движениями. Внешний край Карпатской горной дуги окаймляет Предкарпатский передовой прогиб, отделяющий горное сооружение от Восточно-Европейской платформы. Предкарпатский передовой прогиб — многоостровная депрессия, выполненная образованиями орогенного комплекса в процессе горообразования. По особенностям истории развития и тектоники прогиб делится на две зоны: Внутреннюю и Внешнюю.

Внутренняя зона заложена в раннем миоцене на флишевых меловых и палеогеновых отложениях. Она выполнена морскими, лагунными и пресноводными отложениями с подчиненным значением хемогенных осадков. Все они дислоцированы.

Внешняя зона передового прогиба отличается развитием пресноводных и морских тортонских и сарматских отложений, которые залегают на мезозойских образованиях Стрыйского юрского грабена и на породах Восточно-Европейской платформы, деформированных в складки платформенного типа.

Внутри Карпатской горной дуги лежит Закарпатский прогиб — пограничная структура между Складчатыми Карпатами и Паннонским срединным массивом. Разломом субмеридионального простирания Закарпатский прогиб разделяется на две части: Солотвинскую и Чоп-Мукачевскую. Их развитие в продолжение всего неогена, а

может и более раннего времени, происходило в условиях дифференцированных движений.

Крымские горы — краевое геоантиклинальное поднятие. Горный Крым — сложное горно-складчатое образование. В нем выведен на эрозионный срез киммерийский структурный этаж. Горный Крым рассматривается как альпийские возрожденные горы, возникшие на эпикиммерийской субплатформе. Складчатые структуры геосинклинального киммерийского комплекса, охватывающего триас-среднеюрские вулканогенно-осадочные и интрузивные породы, выходят на поверхность вдоль Южного берега Крыма и на его северном склоне. К ним относятся антиклинории и синклинории. Слагающие их породы моноклинально наклонены в северном направлении. Альпийский субплатформенный покров киммерийского структурного этажа (валанжин-аптского возраста) сохранился от размыва в предгорной гряде горного Крыма.

Структура океанической коры. Черноморская океаническая (мезогеосинклинальная) котловина. В приосевой части Крымско-Понтийского сегмента Средиземноморского подвижного пояса располагается обширная тектоническая депрессия, заполненная водами Черного моря. В ней выделяются три зоны: внешняя, средняя и внутренняя.

Внешняя зона — прибрежная и материковая отмели, ограниченные изобатой 100—110 м.

Средняя зона — континентальный склон, подножье которого ограничено изобатами 1900—2000 м.

Внутренняя зона — внутренняя часть ложа Черного моря — обширная абиссальная равнина с почти идеально выровненной поверхностью. Сведения о тектоническом строении Черноморской депрессии получены главным образом геофизическими исследованиями. Установлено, что земная кора здесь имеет двухслойное строение. Верхний осадочный слой в восточной части океанической котловины составляет 8—10, в западной — 12—15 км. Мощность «базальтового» слоя соответственно 14—16 и 5—6 км. Во внутренней части Черноморской депрессии нет «гранитного слоя», земная кора утончена, а верхняя мантия образует крупное поднятие, рельеф дна плоский, осадочные слои лежат горизонтально.

Неотектонические движения

Начало изучению неотектонических движений, оценку их роли в процессах рельефообразования на территории Украинской ССР положили В. Г. Бондарчук, П. К. Заморий, И. Л. Соколовский в 40—50-х годах XX в. С тех пор исследования неотектонических движений ведутся в различных геоморфологических областях сотрудниками АН УССР, университетов, научно-исследовательских институтов и лабораторий, производственных геологических объединений. Как следствие, степень их изученности к настоящему времени достаточно высокая.

Неотектонические движения охватывают всю территорию Украинской ССР. Проявляются они дифференцированно, главным образом соответственно типу геологических структур, т. е. унаследованно. Следует, однако, оговориться, что унаследованность неотектонических движений в общем плане имеет место лишь в пределах положительных геологических структур. Во многих случаях в проявлении тектонических движений отмечена перестройка их режима, которая в продолжение неогена и антропогена обозначилась сменой их знака — от преобладающих погружений к устойчивым поднятиям. Смена знака (инверсия) тектонических движений в пределах различных геологических структур происходила неодновременно. На конец палеогена — начало неогена приходится инверсия тектонических движений (от погружений к поднятиям) лишь в пределах Украинского щита (исключая его окраины: южную, юго-западную и северо-западную части), Донецкого складчатого сооружения (также исключая его южную, юго-западную и северо-западную части). В отмеченных частях преобладающие опускания сменились поднятиями лишь в конце сарматского века (позднем сармате). На поздний сармат приходится инверсия тектонических движений и в пределах Волыно-Подольской плиты. В пределах Днепровско-Донецкой впадины наметившееся в конце палеогена — начале неогена тектоническое поднятие шло медленно, в юго-западной ее части инверсия тектонических движений наметилась лишь в конце сарматского бека (позднем сармате). На нынешних Причерноморской низменности и суше равнинного Крыма инверсия тектонических движений началась еще позже, в раннем плиоцене.

Геологическая структура Восточных Карпат испыты-

вает поднятие с конца олигоцена. Причем в пределах крупных структур этого сооружения инверсия отмечается не в одно время. Непосредственно в горной части поднятие приходится на конец олигоцена, в передовом Предкарпатском прогибе — в послесреднесарматское время, во внутреннем Закарпатском прогибе — в позднеплиоценово-раннеантропогеновое время.

Неотектоническое поднятие горного Крыма и Керченского складчатого района приходится на среднесарматское и последующее время. Весьма существенной особенностью проявления неотектонических движений в различных геоструктурных условиях является их неравномерность. По этой особенности прежде всего строго различают платформенные и геологические структуры горных областей. Скорости движений в пределах последних (главным образом поднятий) в несколько раз выше по сравнению с платформенными структурами. Следствием неравномерности тектонических движений является контрастность рельефа не только при сравнении платформенных и горно-складчатых территорий, но и на площадях, где развиты геологические структуры платформенного типа. Эта контрастность выражена в образовании возвышенностей и низменностей.

С неотектоническими движениями связываются деформации толщ осадочных образований верхней части осадочного чехла и прежде всего его неоген-антропогеновых толщ. Зафиксированы пликативные и дизъюнктивные деформации. Пликативные деформации известны практически в пределах всех платформенных геологических структур. Они выражены в плане овальными молодыми структурами, перекосами (неравномерно поднятыми толщами) в залегании определенного возраста слоев осадочных пород. Чаще всего эти молодые (неоген-антропогеновые) структурные формы бескорневые, обусловлены подвижными блоками фундамента. Хорошим примером пликативных деформаций являются нарушения в залегании осадочных образований, связанные с соляной тектоникой. В этих случаях деформированными оказываются и осадочные образования более древнего, докайнозойского возраста. Дизъюнктивные деформации, обусловленные неотектоническими движениями, также нередкое явление в приповерхностных толщах осадочных образований. Амплитуды вертикальных перемещений обычно невелики, в редких случаях достигают 10 м. Молодые дизъюнктивные

деформации характерны для Украинского щита, где вертикальные перемещения происходят по разрывным нарушениям, нередко дробящим фундамент на мелкие блоки.

В других геологических структурах такие перемещения являются внешним выражением различных порядков линий или зон древних (донеогеновых) разломов. В редких случаях можно констатировать, что эти перемещения приобретают вид флексурных перегибов. Последние хорошо прослеживаются в местах проявления соляно-купольной тектоники.

Неотектонические движения вызывают экзогенные деформации земной поверхности, точнее, ее рельефа. Они проявляются в двух направлениях: 1) деформации под влиянием денудации, 2) деформации, обусловленные осадконакоплением. Названные виды деформаций осуществляются в процессе деятельности экзогенных факторов. Тектонические движения (в данном случае неотектонические), однако, выступают как обусловливающие ту или другую геоморфологическую направленность развития определенных территорий, т. е. их рельефа. Территории, испытывающие длительное (в геологическом понимании) время неотектоническое поднятие относительно общего базиса или местных базисов денудации, развиваются при преобладающем воздействии факторов денудации, удалении продуктов разрушения горных пород, выведенных на уровни денудационного среза (моделировка рельефа). О последней подробно будет сказано ниже. Удаление (вынос) продуктов денудации происходит главным образом механическим путем. Наиболее интенсивно подвергались в геологическом прошлом и подвергаются в настоящее время денудации горные области Карпат и Крыма, а также Подольская, Донецкая, Приднепровская, Приазовская возвышенности. Значительные по площади территории развивались при более медленных тектонических поднятиях. По гипсометрическим характеристикам такие территории выделяются как низменности. В их пределах экзогенные деформации происходили главным образом под влиянием процессов осадконакопления.

Неотектонические движения в пределах юго-запада Восточно-Европейской платформы и ее складчатого юго-западного обрамления проявлялись колебательно, что выражалось в смене их интенсивности. Активные подня-

тия временами затухали и даже сменялись опусканиями. Таким образом, в продолжение всего неотектонического этапа тектонические движения были ритмическими. Ритмы активных движений сменялись ритмами ослабления этой активности, а в некоторых геологических структурах даже сменой их знака.

В пределах платформенных геологических структур ритмы колебательных движений по времени совпадали, были синхронными. Это обстоятельство существенно важно, так как позволяет проводить возрастную корреляцию образований в речных долинах, связанных с колебательностью тектонических движений — речных террас, развитие которых происходило в различных геоструктурных условиях. То же можно сказать и о складчатом юго-западном обрамлении платформы. Но вследствие общей повышенной тектонической активности в пределах складчатого обрамления ритмы колебаний либо не так четко морфологически запечатлены в этих образованиях первоначально, либо в последующем оказались разрушенными или вовсе уничтоженными.

Поднятие Украинского щита за неоген-антропогеновое время определяется в 250—270 м — Волноваха, Винница; в 300 м (до 100 м к периферии) — Камыш-Заря.

Несмотря на то что в пределах Волыно-Подольской плиты инверсия тектонических движений приходится на сравнительно позднее время (поздний сармат), их значения велики, но строго дифференцированы. Максимум тектонических поднятий достигает 350—400 м и даже больше, минимум — 175—200 м (Ковель, Луцк). Значительное неотектоническое поднятие испытало Донецкое складчатое сооружение. Оно началось в конце олигоцена — начале неогена. Об этом свидетельствует регрессивная аккумуляция неогеновых осадочных образований. Суммарные величины поднятий сооружения в его срединной части определяются в 300—320 м со значительными уменьшениями этих значений к периферии (например, у г. Красноармейска — 150 м).

При сохранении тенденций развития в предшествующие геологические периоды Днепровско-Донецкая впадина испытывала неодинаковые тектонические движения. Более того, инверсии движений в ее пределах начинаются в различное время. Юго-западная часть впадины вплоть до среднего сармата вовлекалась в погружение и была местом морских трансгрессий, в то время как остальные

значительные пространства оставались сушей. Максимум поднятий приходится на полосу перехода впадины в склон Воронежской антеклизы. Здесь они достигают 200—150 м (районы Харькова, Купянска, Старобельска и др.), минимум поднятий фиксируется на площадях, тяготеющих к широкой долине Днепра, и непосредственно в ее пределах, где они уменьшаются до 60—50 м.

Причерноморская впадина структурно неоднородная, что сказалось и на режиме неотектонических движений, заметном скольжением во времени нижнего возрастного рубежа тектонических инверсий и, как следствие, суммарных амплитудах поднятий или опусканий. В районе Первомайска поднятия составляют более 100 м, Котовска — 50 м. Ближе к осевой части впадины и непосредственно в полосе последней движения имеют отрицательные значения и, например, в районе Одессы они достигают нескольких сот метров погружения.

Климат

Влияние климата на рельефообразование территории Украинской ССР можно проследить, по крайней мере, начиная с мезозоя. В юрской и меловой периоды климат был тропическим. При слабом проявлении тектонических движений протекали процессы выравнивания рельефа — *пенепленизация*. Она сопровождалась формированием каолинитной коры выветривания. Выровненные поверхности (пенеплены) и кора выветривания сохранились на Приднепровской, Приазовской и Донецкой возвышенностях.

Достаточно определенно можно говорить о климате как факторе рельефообразования на протяжении кайнозоя. В конце мелового периода и в палеогене на территории юго-запада Восточно-Европейской равнины климат был теплым и влажным. Если сравнивать с современным, его можно определить как тропический, субтропический влажный. При высокой влажности в условиях низменного рельефа (неглубокого долинного расчленения и повышенной обводненности) в эоцене, например, произрастала богатая влаголюбивая растительность, накапливались бурые угли. В раннем и среднем неогене субтропический влажный климат еще сохраняется. В позднем неогене (сарматский век) произошло заметное изменение климата. Оставаясь в целом гумидным, умеренно теплым, он

становится переменно-влажным, что в конечном счете привело к более отчетливой зональной дифференциации (лесной зоны — на севере, степной зоны — на юге).

В позднем миоцене и плиоцене в изменениях климата отчетливее проступает колебательность климата. С известной долей условности можно утверждать, что эта колебательность выразилась в чередовании эпох, близких к засушливым (ксеротермическим), с эпохами относительно прохладными, дождливыми (плювиальными).

В теплые этапы раннего плиоцена климат оставался субтропическим влажным, а на юге республики переменно-влажным. Повсеместно распространялась лесная зона широколиственных хвойных лесов с участием субтропических и теплолюбивых элементов. Средний плиоцен — время, когда отчетливо устанавливается зональная дифференциация ландшафтов. В северной части территории Украины климат оставался субтропическим влажным, южная граница лесной зоны проходила значительно южнее Киева. К югу климат сменялся переменно-влажным. На крайнем юге наряду с хвойно-широколиственными лесами с субтропическими и теплолюбивыми породами существовала травянистая растительность мезотического типа. В среднем плиоцене, как отмечают Н. А. Сиренко и С. И. Турло (1986), интенсивно перестраивался рельеф и гидросеть, что обусловливалось климатом и тектоническими движениями. С этим временем связывается понижение общего базиса эрозии, врезание рек бассейнов Днепра, Дона и других, что привело к дренированию территории. Это способствовало усилению зональной дифференциации природных обстановок. К концу среднего плиоцена устанавливаются признаки аридизации, что нашло отражение в более отчетливой дифференциации на ландшафтные зоны. Лесная зона значительно сместилась на север с южной границей на широте Днепропетровска. Лесостепная зона дифференцировалась на северную и южную лесостепь. Климат лесной зоны был близким к влажно-субтропическому. Господствовали широколиственно-хвойные леса с элементами тургайской флоры. В лесостепной зоне климат был субтропическим, переменно-влажным. В северной подзоне произрастали широколиственно-сосновые леса с элементами тургайской флоры и луговых степей. Южная подзона отличалась контрастностью. Сосново-широколиственные леса с элементами субтропической и тепло-

любивой флоры здесь чередовались с разнотравно-злаково-полынно-марлевыми степями.

Поздний плиоцен — время усиления аридизации и похолодания климата, дальнейшего понижения базиса эрозии. В это время происходило углубление речных долин. Особенно заметный врез произошел на границе позднего плиоцена и раннего антропогена, заключительный этап позднего плиоцена характеризуется дифференциацией климатических условий. На севере территории республики климат был теплым и влажным, в центральной части — близким к субтропическому, на юге — отчетливо отмечаются признаки аридизации климата, что зафиксировано в загипсованности почв. В растительном покрове на севере республики главной лесообразующей породой была сосна. Широколиственные представляли дуб, граб, клен, липа, ясень; в центральной части произрастали хвойно-широколиственные леса с небольшой примесью теплолюбивых пород. К югу их количество возрастало. Открытые пространства были заняты лугово-степными группировками.

О поверхностном стоке в раннем и среднем миоцене трудно сказать что-нибудь определенное. Можно предполагать, что в условиях климата, близкого к влажным субтропикам, и почти повсеместно слабо дренируемой суши он чаще отличался нагруженностью твердым минеральным веществом, вследствие чего происходила повсеместная аккумуляция. В позднем миоцене, особенно в послесарматское время, режим поверхностного стока качественно изменяется, что было вызвано режимом увлажнения, точнее, установлением засушливых и дождливых сезонов. В дождливые сезоны создавались условия для формирования концентрированного, нередко бурного стока. Такой вид поверхностного стока был преобладающим и в плиоцене.

С неогеном связывается образование климатических кор выветривания — пестроцветной и красноцветной. Эти коры выветривания распространены на больших площадях. Пестроцветная кора лучше сохранилась на площади развития рельефа миоценового и более древнего заложения в средней полосе юго-запада Восточно-Европейской равнины. Красноцветная кора развита на площадях, рельеф которых по возрасту своего формирования не моложе конца позднего плиоцена. Коры выветривания интересны тем, что они являются прямыми индикаторами

климатического режима времени своего формирования.

На территориях, испытывающих поднятия, в результате преобладания процессов денудации выветриванию подвергались экспонированные горные породы без образования значительной мощности толщ кор выветривания; климатическим вариантом их обычно были ожелезненные песчаники. Миоценовые железистые песчаники, залегающие непосредственно с поверхности и выраженные небольшими возвышениями, известны на междуречьи Кривого Торца — Клебан-Бык у с. Пантелеймоновки на северо-западе Донецкой возвышенности. Останцы ожелезненных песчано-гравийных и гравийно-галечных отложений можно наблюдать и в других районах территории Украинской ССР (например, на низменных Приприпятских равнинах Волыни). Очевидно также, что сооружения Толтрового кряжа и его ответвлений начали препарироваться в конце миоцена, а затем в плиоцене и антропогене.

Существенные изменения климата происходили на протяжении антропогена. Эти изменения были подчинены двум основным общепланетарным закономерностям: *направленности* и *колебательности*. Направленность изменений климата, как известно, выразилась в неуклонном похолодании и иссушении. Колебательность изменений климата на фоне направленности проявилась в чередовании (ритме) эпох потеплений с эпохами похолоданий. Во время последних создавались условия для возникновения и развития покровных материковых оледенений. Поэтому различаются и выделяются ледниковые и межледниковые эпохи. В межледниковые эпохи устанавливался теплый климат. В раннем антропогене климат этих эпох был близким к субтропическому. Подобно современной во время межледниковых эпох имела место климатическая зональность. Основными факторами рельефообразования были поверхностный сток и выветривание. С поверхностным стоком связана антропогеновая эрозия и развитие долинных форм рельефа; с выветриванием — образование почв, со временем переходящих в погребенное состояние. В ледниковые эпохи природные обстановки существенно не походили на привычные для нашего понимания. Непосредственно на равнинную территорию Украины покровное оледенение распространялось по крайней мере два раза.

Рис. 1. Схема палеоландшафтов днепровского времени (по Н. А. Сиренко, С. П. Турло, 1986):

1 — ледниковый покров; *2* — водно-ледниковые и озерные отложения с элементами тундровой растительности; *3* — перигляциальная лесостепь на лессах со слаборазвитыми глеевыми почвами; *4* — перигляциальная степь на лессах со слаборазвитыми почвами; *5* — ксеротическая степь на лессовидных почвенных породах

Начало плейстоцена (по М. Ф. Векличу, приазовский этап) характеризуется первым значительным ухудшением климата в сторону похолодания, но климат этого этапа оставался мягче перигляциального. В конце раннего плейстоцена, очевидно, во время окского оледенения устанавливается перигляциальная обстановка.

В среднеантропогеновую эпоху льдами покрывались значительные площади приднепровской части территории Украины, развивался так называемый днепровский ледниковый язык (рис. 1). Началу развития покровных оледенений предшествовало время повышенной и даже высокой обводненности, но вследствие слабой эрозионной расчлененности (по глубине) работа текучих вод была ослаблена и сводилась преимущественно к аккумуляции. Во время развития покровных оледенений, особенно днепровского и более поздних (московского и валдайского), существовала климатически обусловленная зональность, которая предопределила формирование наложенной на

доантропогеновый рельеф реликтовой морфоскульптуры: ледниковой, водно-ледниковой и лессовой. Сейчас элементы этой морфоскульптуры ввиду ее сплошного распространения и покровного залегания на определенных территориях в рельефе обычно различаются как моренно-зандровые, зандровые и лессовые равнины. Следует акцентировать внимание и еще на одной климатической особенности, которая была прямо связана с развитием покровных оледенений как в пределах территории Украины, так и за ее пределами. Эта особенность заключалась в установлении перигляциальных зон к югу от ледниковых покровов.

Основными процессами перигляциальных зон были морозное выветривание, различные криогенные нарушения в толщах горных пород, накопление грубообломочного материала в речных долинах, солифлюкция, эоловая деятельность и криопланация. Перигляциальные обстановки в эпохи оледенений проникали далеко на юг. В этих обстановках и накапливались лессовые породы.

Надо отметить и такую важную особенность перигляциальных обстановок, как заметные отличия в продолжительности сезонов года — короткое сухое и прохладное лето, длительные зима, а также весна и осень. При таком соотношении по продолжительности сезонов года интерес представляет в частности весна. На протяжении длительного времени (в среднем до 3-х месяцев) весенние вешние воды транзитных рек разливались на широких пространствах и аккумулировали преимущественно песчаные отложения. Источником материала для них были образования, связанные непосредственно с деятельностью покровных льдов и их талых вод. Горное оледенение в антропогене развивалось в Восточных Карпатах. Зафиксированы следы по крайней мере двух оледенений. Проблематичным остается вопрос об оледенении в Крымских горах. Ритм климатических изменений вызывал эвстатические колебания уровней Черного и Азовского морей, которые являлись общим базисом эрозии для территории Украины в антропогене и остаются таковыми в современную эпоху. Эти колебания были неоднократными. Но самое значительное снижение уровня Черного моря приходится на вторую половину позднего антропогена (валдайской ледниковой эпохи). По сравнению с современным этот уровень понижался на 70—80 м. В течение плейстоцена в связи со сменой палеоклиматических об-

становок типы морфогенеза претерпевали существенные изменения. Различают три главных этапа морфогенеза (доднепровский, днепровский и последнепровский).

Доднепровский этап характерен тем, что в сравнительно продолжительные межледниковые эпохи, отличавшиеся теплым климатом и достаточным увлажнением, складывались условия для развития широких речных долин, активно проявлялись склоновые эрозионно-аккумулятивные процессы.

Днепровский этап отличается тем, что на территории Украинской ССР непосредственно распространялся днепровский ледник и поэтому образовывалась ледниковая и водно-ледниковая морфоскульптура непосредственно в ледниковой зоне и прилегающих к ней территориях и лессовая морфоскульптура в перигляциальной зоне. Этот этап знаменуется значительным выравниванием доднепровского расчлененного рельефа междуречий, повсеместным резким ослаблением морфологической выраженности речных долин, образованием на доднепровских междуречьях, сохранившихся в современном рельефе, так называемых сквозных (водно-ледниковых) долин.

Последнепровский этап отличается частой сменой палеоклиматических обстановок. Поэтому он выразился в двух противоположных по направленности тенденциях: 1) эрозионными расчленениями с эпигенетическим раскрытием утративших свою морфологическую выраженность в рельефе доднепровских речных долин и заложением новых (молодых) речных долин и балок в межледниковые эпохи или стадии; 2) денудационно-аккумулятивным выравниванием рельефа склонов речных долин и междуречий при активном участии делювиально-солифлюкционных процессов в перигляциальных обстановках ледниковых эпох (стадий).

В современную эпоху климат наряду с другими факторами выступает определяющим в протекании процессов рельефообразования, их интенсивности. Влияние климата подчинено зональным закономерностям распределения атмосферных осадков, температур, влажности воздуха и почвы, скоростей и направления ветра. Территория Украинской ССР расположена в трех природных зонах (степной, лесостепной и смешанных лесов), что в значительной мере и сказывается на проявлении современных экзогенных процессов.

Контрольные вопросы, задания. 1. Назовите основные платформенные и орогенические геологические структуры. 2. Каковы особенности неотектонического развития территории Украинской ССР? 3. Расскажите о роли климата в геоморфогенезе территории Украинской ССР.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Геоморфологическое районирование необходимо как при решении различных задач регионального природопользования, так и в познавательных целях. Схема геоморфологического районирования является показателем полноты представлений в геоморфологических характеристиках районируемой территории, степени ее изученности. Геоморфологическое районирование предполагает разделение территории на геоморфологические территориальные категории различного таксономического ранга — страна, провинция, область, подобласть, район. Каждая такая единица районирования отличается от другой того же ранга суммой свойственных только ей геоморфологических признаков.

Геоморфологическое районирование проводится при обязательном соблюдении территориального и морфогенетического признаков, а также с учетом геоструктурной предопределенности. Последняя является основой при выделении крупных геоморфологических подразделений.

Геоморфологическое районирование территории Украинской ССР имеет свою историю. Она нашла отражение как в схемах геоморфологического районирования территории европейской части СССР, так и в схемах, составленных только для территории Украинской ССР. Можно сказать, что с течением времени эти схемы совершенствовались. Но отмечается и несовпадение в трактовках геоморфологического расчленения территории Украинской ССР в схемах по европейской части СССР. Например, А. И. Спиридонов (1978), как и М. В. Карандеева, выделяет Украинскую возвышенность, в которую включает Приднепровскую, Волыно-Подольскую и даже Предкарпатскую возвышенности.

Территория республики расположена в пределах юго-западной части геоморфологической страны Русской равнины и может быть рассмотрена в ранге геоморфологической провинции Полигенная равнина Укра-

Рис. 2. Схема геоморфологического районирования Украинской ССР:
Геоморфологические области и подобласти: I — Приприпятская низменность: I(1) — Волынская (Ковельская), I(2) — Клесов-Народичская, I(3) — Нижнеприприпятская; II — Волыно-Подольская возвышенность: II(1) — Волынская, II(2) — Малополесская (Западнобугско-Стырская), II(3) — Подольская; III — Азово-Приднепровская возвышенность: III (1) — Приднепровская, III(2) — Запорожская, III(3) — Приазовская; IV — Приднепровская низменность: IV(1) — Среднеднепровско-Деснянская, IV(2) — Нежинско-Золотоношская (Приднепровская), IV(3) — Полтавско-Орельская; V — Среднерусская возвышенность (юго-западные и южные склоны); VI — Донецкая возвышенность: VI(1) — Донецкий кряж, VI(2) — Бахмут-Торецкая; VII — Причерноморская низменность и равнинный Крым: VII(1) — Дунайско-Днестровская, VII(2) — Днестровско-Бугская, VII(3) — Бугско-Днепровская, VII(4) — Днепровско-Молочанская, VII(5) — Приазовская, VII(6) — Крымская; VIII — Украинские Карпаты; IX — Предкарпатская возвышенность; X — Закарпатская низменность; XI — Крымские горы; XII — подобласть Керченская равнина

инской ССР и провинций горных стран Карпатской и Крымско-Кавказской.

Провинция Полигенная равнина Украинской ССР подразделяется на геоморфологические области и подобласти. Горная часть территории Украинской ССР включает геоморфологические области провинции Восточных Карпат, Крымско-Кавказских гор (рис. 2).

ПРИПРИПЯТСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Низменность расположена на севере правобережной части УССР. С запада на восток она вытянута полосой, ширина которой изменяется от 60 до 120 км. На юге низмен-

ность граничит с Волыно-Подольской и Приднепровской возвышенностями. Эта граница достаточно четкая на западе, где проходит по линии Владимир-Волынский — севернее Луцка — Ровно. Восточнее ее несколько условно можно провести через пункты Коростень — Тетерев — Вышгород. На преобладающей части низменности абсолютные отметки ее поверхности не превышают 200 м. Максимальные абсолютные высоты приурочены к Словечанско-Овручской возвышенности (316 м). Вдоль Припяти — Днепра в полосе шириной около 100 км господствуют абсолютные отметки до 150 м, в пределах Волынской равнины местами превышают 200 м. Глубина расчленения в приприпятской полосе не превышает 25—30 м, на юге увеличивается до 35—40 м, на Словечанско-Овручской возвышенности она достигает 60 м. Густота речной сети характеризуется значениями 0,2—0,3 км/км^2. В рельефе междуречий Волынской равнины заметную роль играют холмообразные возвышения, основание которых сложено верхнемеловыми породами. На всей территории низменности рельеф осложнен холмами и валами ледникового и водно-ледникового происхождения.

МОРФОСТРУКТУРА

Приприпятская низменность не обусловлена какой-нибудь одной соразмерной ей геологической структурой. Она сформировалась на разнотипных геологических структурах: западная часть низменности (Волынская равнина) — на северной части Галицко-Волынской впадины и частично Брестской впадине (Волынском палеозойском блоковом поднятии); средняя часть (Клесово-Народичская равнина) — на северо-западе Украинского щита; восточная часть (Нижнеприприпятская равнина) — на Припятском прогибе и северо-восточном склоне Украинского щита. Геоструктурная неоднородность предопределила различия в геологическом строении, которое оказало заметное влияние на особенности морфологии рельефа этих частей.

В *Волынском палеозойском блоковом поднятии* на неровной поверхности отложений палеозойского возраста залегают верхнемеловые отложения, которые представлены мелом, мергелями с кремнями, а также песчаниками. Общая мощность этих отложений увеличивается в западном направлении. В Сарнах она равна 20 м, в Лю-

бомле — 280 м. Верхнемеловые отложения слабо дислоцированы. Кроме того, их поверхность сденудирована. Тектоническую природу имеет гряда этих отложений, простирающаяся в северо-западном направлении от Торчина через Турийск, Луков на Любомль. Другая их гряда проходит с запада на восток через Любомль, Луков, Поворск, Маневичи, ст. Рафаловку. В рельефе эти гряды выражены возвышениями (А. М. Маринич, 1963). Представляют интерес так называемые ровенские базальты, которые обнажаются севернее Ровно возле сел Берестовца, Злазно («Янова Долина»), Степанской Гуты и др. Выходы базальтов приурочены к тектонической линии северо-западного простирания длиной до 50 км. Базальты залегают небольшими массивами, видимая высота которых равна 15—20 м. Отчетливо видна столбчатая отдельность базальтов. Места развития базальтов приподняты или выглядят куполовидными возвышениями с относительной высотой 20—25 м (села Берестовец, Головин). Возраст базальтов рифейский.

Клесово-Народичская равнина выражает в рельефе северо-западную часть Украинского щита, точнее, часть Коростенско-Житомирского его блока, сложенного метаморфическими и магматическими породами. Среди них преобладают гнейсы, граниты и гранитоиды. Гнейсы распространены на небольших участках и вследствие невысокой сопротивляемости процессам денудации в рельефе выражены понижениями, магматические породы (граниты и гранитоиды) — обычно положительными денудационными формами. В пределах Клесово-Народичской равнины заметное место занимают отложения овручской серии — кварцевые песчаники, кварциты и пирофилитовые сланцы.

Припятский прогиб и северо-восточный склон Украинского щита — геологические структуры, в пределах которых сформировалась Нижнеприприпятская равнина. В Припятском прогибе фундамент залегания на глубине свыше 4000 м. Прогиб выполнен палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Девонские (из палеозойских) соленосные отложения сыграли решающую роль в образовании локальных поднятий в пределах прогиба. Эти поднятия представляют собой брахиантиклинали длиной до 12—25 км, т. е. соляно-купольные структуры. На склоне Украинского щита поверхность кристаллических пород погружается на восток-северо-

восток. Абсолютные отметки этой поверхности у с. Янов — 325 м, с. Затонское (устье Тетерева) — 526 м. В строении осадочного чехла выделяются пермские, юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые отложения. Над местными базисами эрозии залегают только палеогеновые (частично) и неогеновые отложения.

В позднем миоцене — раннем плиоцене вся территория Приприпятской низменности испытывала воздействие проточных вод. На пространствах Волынской равнины с деятельностью этих вод связано образование эрозийно-денудационной поверхности, которую следует рассматривать исходной для современного рельефа. В пределах Клесово-Народичской равнины при преобладании эрозионной направленности этих вод откладывались маломощные толщи аллювиальных отложений. Лишь в пределах Нижнеприприпятской равнины накапливался с частичным размывом миоценовых, местами (в северной части равнины) и палеогеновых отложений позднемиоценово-раннеплиоценовый аллювий. В продолжение среднего и позднего плиоцена с такими же тенденциями в пределах территорий, занимающих самое низкое гипсометрическое положение, продолжалось накопление аллювия по констративному типу. Поверхность, образовавшуюся в позднем миоцене — плиоцене, следует рассматривать исходной современному рельефу. В антропогене на этой поверхности сформировались покров континентальных образований и сингенетично связанные с ними различного генезиса морфоскульптуры. Суммарные амплитуды неотектонических поднятий изменяются с запада на восток от 175—150 м до 150—100 м. В пределах выступа фундамента значения этих поднятий увеличиваются, однако они не обозначены заметными орографическими контрастами. Современные тектонические движения характеризуются поднятиями со значениями, которые убывают в направлении с запада на восток: в пределах Волынской равнины поднятия составляют 8—10 мм/год, Клесово-Народичской равнины от 6—8 мм/год (в западной части) до 4—6 мм/год (в восточной части), наконец, Нижнеприприпятская равнина испытывает поднятия 2—4 мм/год с уменьшением к югу (Вышгород) до 0—2 мм/год.

Различные по геологической структуре части Приприпятской низменности объединены в единую область по гипсометрическим характеристикам, что, по-видимому,

отражает и общность геоморфологического развития в неоген-антропогене, т. е. в неотектонический этап, выразившееся в преобладании денудации в западной и аккумуляции в восточной ее частях. Приприпятскую низменность таким образом можно рассматривать как прямую морфоструктуру первого порядка — денудационную равнину, сформировавшуюся в неотектонический этап. Она расчленяется на морфоструктуры второго порядка: Волынскую низменную денудационную равнину с умеренным проявлением новейших тектонических движений, сформировавшуюся на осадочных породах внутриплатформенного прогиба, Клесово-Народичскую низменную денудационную равнину с умеренными тектоническими поднятиями на древнейших кристаллических и метаморфических породах погружающейся окраины щита (рис. 3), Нижнеприпятскую низменную пластово-денудационную равнину со слабым проявлением новейших тектонических движений и пологих деформаций на осадочных породах склонов погружающегося щита.

Весьма резко в рельефе Клесово-Народичской денудационной равнины выделяется Словечанско-Овручская возвышенность. В западной части возвышенности абсолютные отметки превышают 300 м, в восточной — они уменьшаются до 150 м. Южные склоны крутые, северные — пологие. Над прилегающими низменными равнинами возвышенность расположена в среднем выше 50—60 м. Возвышенность подразделяется на две части: северную и южную. Северная часть отличается высоким залеганием овручских кварцитов, местами обнажающихся на поверхности. Северный склон осложнен холмами-останцами. Овручские кварциты часто образуют причудливые формы выветривания и нагромождения глыб. Поверхность овручских кварцитов достигает 270 м над уровнем моря. Участки возвышенности, сложенные кварцитами, сформировались в процессе длительной денудации. При этом скорости новейших тектонических поднятий в пределах Овручской синклинали были также большими по сравнению с прилегающими территориями. Амплитуда новейших тектонических поднятий превышала 200 м. С запада на восток от с. Городка до г. Овруча на южном склоне Словечанско-Овручской возвышенности (длиной свыше 45 км и шириной 5—7 км) развиты

Рис. 3. Схематический широтный геолого-геоморфологический профиль через Южное Полесье (по А. М. Мариничу, 1962):

1 — песок; *2* — суглинок; *3* — суглинок лессовидный; *4* — глина; *5* — валунный суглинок (морена); *6* — известняк; *7* — мел; *8* — мергель; *9* — аргиллит; *10* — сланец; *11* — песчаник; *12* — кварцит; *13* — гранит; *14* — гнейс; *15* — туфит; *16* — каолин

лессовидные суглинки средней мощностью 15—20 м. Лессовидные суглинки слоисты, содержат пресноводную фауну моллюсков и, наиболее вероятно, имеют водное происхождение. В пределах Приприпятской низменности известны и другие лессовые острова, обычно возвышающиеся над окружающими пространствами. Словечанско-Овручскую возвышенность как положительную форму рельефа следует считать морфоструктурой третьего порядка, возникшей на месте синклинали, т. е. она является типично инверсионным образованием. Определяющими факторами ее образования были высокая прочность горных пород (кварцитов), слагающих синклиналь, и повышенная активность тектонических движений, в том числе неотектонических.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Поверхностный водный сток и зарождение речной сети, а вместе с ней долинной сети, относится к началу миоцена. Но следы миоценовой долинной сети или исчезли в последующее время, или не выявлены. Надо иметь в виду, что развитие сети происходило при высоком положении базиса эрозии, а это исключало в какой-то мере ее заметные эрозионные врезы. Можно только утверждать, что до позднего миоцена (среднего сармата) поверхностный сток осуществлялся в южном направлении, а начиная с позднего сармата оно постепенно сменилось на противоположное, т. е. северное. На территории низменности в пределах Украинского щита и вследствие замедленных поднятий на его окраине формирующийся сток также был направлен на север, и, наконец, на территории Нижнеприприпятской равнины сток приобретал восточное направление в сторону северо-западного склона Днепровско-Донецкой впадины. Есть основание утверждать, что в позднем сармате — раннем плиоцене в пределах Волынской равнины господствовали процессы водной эрозии низменности, на кристаллическом щите — преобладали эрозионно-аккумулятивные процессы, в низовье — устойчивая аллювиальная аккумуляция. Такие тенденции в деятельности поверхностного стока сохранялись на протяжении всего плиоцена. На границе плиоцена и антропогена Припять как правый приток Днепра была врезана на значительную глубину и накапливала аллювий, который ныне погребен.

Это продолжалось на протяжении раннего антропогена и в первую половину среднего антропогена (в лихвинскую межледниковую эпоху). В раннем антропогене территория Волынской равнины находилась под прямым воздействием льдов (по крайней мере одного оледенения) и талых ледниковых вод. Это существенно изменяло направления поверхностного стока. Сток происходил в двух направлениях: юго-западном — в Юж. Буг, юго-восточном — в Днепр. Сохранились следы (погребенные) экзарационной деятельности льда в виде долин выпахивания непосредственно на территории Волынской равнины. В днепровскую ледниковую эпоху ледниковые лопасти распространялись почти на всю территорию Волынской равнины, значительную часть Клесово-Народичской равнины и полностью на Нижнеприприпятскую равнину (рис. 4). Между этими двумя ледниковыми лопастями располагалась территория, на которую льды не распространялись. В литературе она известна под названием безвалунной. Днепровский ледник был непреодолимым препятствием для стока поверхностных вод в северном направлении. Поэтому эти воды стекали в юго-западном направлении, в сторону Юж. Буга. Они отводились очень полноводными реками Стырью, Горынью и Юж. Случью.

В последнепровское время сток изменил направление на север и начали формироваться долины и крупных, и небольших рек, которые являются существенными геоморфологическими образованиями в современном рельефе. Современная морфоскульптура Приприпятской низменности включает водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, ледниковые и водно-ледниковые, денудационные, карстовые и золовые формы.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. В рельефе Приприпятской низменной равнины эти формы рельефа занимают значительное место и играют существенную роль в строении ее рельефа. Основными образованиями являются речные долины. Современная гидрографическая сеть довольно густая, а речные долины широкие, охватывают значительные площади. По А. М. Мариничу (1963), они занимают около 45 % общей площади Южного Полесья. План гидрографической сети предопределен геологической структурой, историей ее геоморфологического развития. Река Припять приурочена к тектоническим впадинам между Украинским щитом на юге и Белорусско-Литовским кри-

Рис. 4. Гляциоморфологическая схема Волынского Полесья (по В. П. Палиенко, 1982):

Типы рельефа. Моренные равнины, конечно-моренные массивы и холмы: *1* — холмистый, расчлененный рельеф моренных равнин, сформировавшихся на приподнятом меловом основании; *2* — мелкохолмистый слабо расчлененный рельеф моренных равнин, сформировавшихся на относительно опущенном меловом и палеогеновом основании; краевые моренные холмы; *3* — напорного типа; *4* — насыпного типа; *5* — наслоенного типа. Зандровые равнины. Межгридовые зандры: *6* — гляциоэлевационные, сформировавшиеся на приподнятом меловом основании; *7* — гляциодепрессионные, сформировавшиеся на относительно опущенном меловом и палеогеновом основании; *8* — зандро-дельты. Зандровые равнины приледниковой области: *9* — расчлененные, сформировавшиеся на приподнятом меловом основании; *10* — слабо расчлененные, сформировавшиеся в маргинальной долине; *11* — слабо расчлененные, сформировавшиеся в маргинальной долине; *12* — приледниковые озерные равнины; *13* — денудированные участки моренных и зандровых равнин, лишенные покрова моренных и зандровых отложений; *14* — комплекс нерасчлененных террас долин бассейна р. Припять; *15* — рельеф Волынской возвышенности.

Формы рельефа: *16* — озы; *17* — камы; *18* — озера; *19* — районы широкого развития карстовых форм; *20* — районы широкого развития эоловых форм.

Границы распространения краевых ледниковых форм рельефа: *21* — Дубровичско-Маневичско-Турьинской зоны (внешней); *22* — Седлищенско-Будьяско-Головинской зоны (первой внутренней); *23* — Ростанско-Заболотьевской зоны (второй внутренней)

сталлическим массивом на севере и течет с запада на восток в наиболее пониженной части низменности. Правые притоки Припяти также, как правило, следуют по тектоническим линиям. Река Горынь севернее Ровно по-

ворачивает на запад и огибает Берестовский базальтовый массив. Современный гидрографический план сложился в процессе длительного развития на протяжении неогена и антропогена, а долины некоторых рек обнаруживают геоструктурную предопределенность с весьма отдаленного геологического времени. Особенно существенные изменения в плане речной сети имели место в плейстоцене. Преимущественно широтное направление основных речных долин в это время изменилось на меридиональное. Морфология речных долин в значительной мере зависит от приуроченности к различным геологическим структурам, от литолого-петрографического состава горных пород, в которых они разработаны. Обычно широкая долина р. Стырь при пересечении валообразного поднятия верхнемеловых пород севернее Ст. Чарторийска становится узкой. По существу, этот участок долины относится к типу прорывных.

В пределах Украинского щита долины рек также сравнительно узкие, а их склоны преимущественно скалистые. Так выглядит долина Уборти у с. Заречье и г. Олевска. В долине Юж. Случи имеет место чередование широких и суженных ее участков (при врезах в кристаллические породы), а в ряде мест долина приобретает каньонообразный вид (села Городница, Бельчаки). Но преимущественно долины рек Приприпятской низменности неглубоко врезаны, их низкие террасированные склоны почти незаметно переходят в междуречные равнины.

Долина Припяти очень широкая. В среднем занимает полосу 30—40 и более километров. В долине выделяются II, I надпойменные террасы и пойма.

II *надпойменная терраса* возвышается над меженным уровнем Припяти от 10 до 22 м, сравнительно четко выражена морфологически. На верхнем участке долины (до места впадения Горыни) терраса от междуречий отграничена возвышениями, сложенными верхнемеловыми породами. Слагающие ее аллювиальные отложения мощностью от 3 до 16 м, представлены разнозернистыми кварцевыми песками с включением гальки. Они залегают на коренных породах верхнемелового, палеогенового, реже неогенового периодов, местами антропогеновых моренах. На отдельных участках мощность аллювия уменьшается и терраса приобретает тип эрозионно-аккумулятивной. По отношению к коренным склонам II надпойменная тер-

раса прислоненная (вложенная). Терраса сформировалась в первую половину позднего антропогена (Q_{III}^{1-2}).

I надпойменная терраса также широко развита. Средняя ширина террасы на правом склоне долины достигает 10—15 км, местами расширяется до 36 км, высота над меженным уровнем реки колеблется от 3 до 12 м. Аллювиальные отложения, слагающие террасу, по мощности изменяются от 10—15 м в верхней части долины до 30—35 м в средней и нижней ее частях. Сложена аллювиальная толща песками крупно- и среднезернистыми с галькой и валунами. В верхней ее части пески средне- и мелкозернистые. В морфологии поверхности террасы сохранились пойменные элементы рельефа: притеррасовые понижения, прирусловые валы. Терраса образовалась во вторую половину позднего антропогена (Q_{III}^{3-4}).

Пойма в долине Припяти занимает большие площади. Ее ширина изменяется от 2—3 до 22 км. Часто пойма раздваивается на низкий и высокий уровни. Низкий возвышается над уровнем реки до 2 м, высокий — на 2—3 м. Рельеф поймы очень динамичен, его представляют многочисленные песчаные валы, старицы, протоки, пойменные озера. Мощность антропогеновых отложений в пределах поймы достигает 20—35 м. Причем нижняя часть их толщи по составу сходна с песками и галькой аллювия I надпойменной террасы. Подошва этих отложений на террасе и на пойме залегает на едином гипсометрическом уровне. Есть основание считать, что в основании аллювиальных толщ этой террасы и поймы залегают аллювиальные отложения, накопление которых происходило в раннем антропогене, когда имело место максимальное переуглубление речных долин бассейна Днепра. Таким образом, аллювий I надпойменной террасы и поймы, по крайней мере в средней и нижней части долины Припяти, наложен на раннеантропогеновый.

Многочисленные речные долины Приприпятской низменности разнообразны и различаются по своему строению. Ряд долин (самых крупных) своими верхними и средними частями расположены в других геоморфологических областях, т. е. за пределами Приприпятской низменности. Долины, например, Стыри, Горыни, Юж. Случи отличаются хорошей морфологической разработанностью еще в пределах Волыно-Подольской возвышенности, долина Тетерева — Приднепровской возвышен-

ности. В Приприпятской низменности названные долины расположены лишь своими нижними частями. Меньшие по размерам долины (Турья, Стоход, Уборть, Жерев, Словечна и др.) в большинстве случаев расположены в основном в пределах низменности. В строении всех речных долин, кроме поймы, насчитывается две надпойменные террасы, формирование которых происходило в последнепровское время, а точнее, на протяжении позднего антропогена. Различия в морфологии речных долин предопределены их геоструктурной приуроченностью, литолого-петрографическим составом горных пород, в которых они разработаны, в некоторых случаях (это относится к долинам крупных притоков Припяти) — историей развития долин до позднего антропогена.

На территории Приприпятской низменности давно выделена прадолина. Отдельные ее фрагменты описывали П. А. Тутковский, Б. Л. Личков, польские исследователи С. Лепцевич и Б. Крыговский. По А. М. Мариничу (1963), прадолина простирается от Зап. Буга до низовьев Припяти более чем на 400 км и имеет ширину 20—25 км. Долина на отдельных участках достаточно четко выражена в рельефе. В западной части долина унаследована р. Стырью, на востоке — р. Словечной. Это послужило поводом А. М. Мариничу назвать ее прадолиной Стырь-Словечна. На севере прадолина на значительном протяжении ограничена возвышениями, сложенными ледниковыми отложениями. Ее граница проходит через такие пункты: Малый Порск, Яновка, Арсеновка, р. Стоход, Софияновка, Оконск, Чарторийск, Полицы, Бережница, р. Горынь. Между реками Горынью и Ствигой северный берег не выражен, так как в последующем был размыт. Восточнее северный берег опять прослеживается вплоть до Припяти. Южный берег прадолины более четкий, сложен коренными породами. Прадолина представляет собой понижение, выполненное аллювиальными отложениями. Она отличается повышенной заболоченностью. Морфология долины осложнена эоловыми, денудационными и эрозионно-аккумулятивными формами рельефа. Прадолина пересекается долинами Стохода, Стыри, Горыни, Юж. Случи и другими, в восточной ее части проложили свои долины реки Словечна, Желонь, Припять. А. М. Маринич констатирует отсутствие в пределах прадолины днепровской морены и заключает, что она развивалась после днепровского оледенения. Вероятнее, однако, что

прадолина Стырь-Словечна сформировалась во время днепровского оледенения.

Ледниковые и водно-ледниковые формы. Волынская моренная гряда приурочена к полосе высокого залегания меловых отложений. Таким образом, образование моренных холмов и гряд в значительной мере связано с неровностями доледникового рельефа.

В геологическом строении холмов участвуют слоистые пески с галькой и гравием, перекрытыми песками с валунами, и поэтому Б. Крыговский их относит к камообразным холмам. В пределах Волынской моренной гряды отмечаются также озы. Это обычно валы длиной до 2—3 км и относительной высотой 10—25 м. Они описаны возле ряда населенных пунктов, расположенных вблизи крупных речных долин. Различаются озы песчаные и галечные. Волынская моренная гряда в ряде мест осложнена другими формами рельефа. На Клесово-Народичской равнине ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа выражены моренными холмами, грядами, камами, озами. Все они образуют холмисто-моренный рельеф. Камы и озы ранее не выделялись. После исследований с проведением буровых работ многие конечно-моренные холмы были определены как озы и камы (в частности, М. Ф. Векличем). В местах, где кристаллические породы залегают высоко, можно встретить друмлины с относительной высотой до 20—25 м, длиной несколько сот метров. Известны также формы ледниковой экзарации, которые представляют собой скалы, обработанные ледником, и напоминают бараньи лбы и курчавые скалы.

У г. Чернобыля, сел Чистогаловки и Буряковки в рельефе выступает волнистая равнина, осложненная холмами и вытянутыми в северо-западном направлении грядами. Она получила название Чернобыльско-Чистогаловская возвышенность, сложена мореной и аллювиальными песками, смятыми давлением ледника. Происхождение этой равнины объясняется неоднозначно. Например, по В. Г. Бондарчуку, она представляет собой гляциодислокации днепровского ледника.

В пределах Приприпятской низменности на значительных площадях морена развита покровно. В таких случаях принято выделять моренные равнины. Они расположены в районе Малина и других населенных пунктов. Мощность морены обычно небольшая, колеблется от 1—2 до 8—10 м. На территории Нижнеприприпятской низменнос-

ти так называемые моренные равнины имеют самое большое распространение. Они выделены в междуречье Тетерева и Ужа в районах сел Розважева, Иванкова, Базара, а также пгт Макарова. Водно-ледниковые формы рельефа на территории низменности занимают значительное место. Это широко распространенные зандровые, моренно-зандровые и долинно-зандровые равнины. Наиболее крупные участки таких равнин расположены вдоль Волынской моренной гряды, в бассейне Уборти, в Нижнеприприпятской низменности.

Денудационные формы. Эти формы рельефа широко распространены в Приприпятской низменности. Они образовались на кристаллических, метаморфических и осадочных породах. На кристаллических породах, преимущественно гранитах, они выражены холмами, грядами, валами и просто гранитными полями. Приповерхностные залегания кристаллических пород и небольшие мощности покрова осадочных образований, фиксирующего их, предопределило распространение этих форм в речных долинах, придолинных участках и на междуречьях. Очень часто эти формы встречаются в районах Олевска, Ракитного, Клесова, Городницы. Обычно это холмы округлой и овальной формы диаметром до нескольких десятков метров, реже до 0,5—1 км. Относительная высота их колеблется от 5—6 до 20—25 м. Расположены они группами, ориентированными в северо-западном и северо-восточном направлениях, т. е. совпадают с простиранием структур Украинского щита. Встречаются и отдельные денудационные формы рельефа. На поверхности холмов часты обломки гранита, различные формы выветривания, полировки. Денудационные формы рельефа наблюдаются также на склонах речных долин. Наиболее выразительны они у с. Городницы в долине Юж. Случи. К зоне распространения метаморфических пород (овручских кварцитов) приурочены денудационные останцы, которые образовались в процессе длительной денудации. В рельефе они выражены отдельными возвышениями или грядами.

Кроме Словечанско-Овручской возвышенности выделяется ряд останцев: Белокоровичи-Топильнянский, Озерянский и другие меньшие по размерам. Белокоровичи-Топильнянский останец представляет собой гряду, простирающуюся в направлении юго-запад-северо-восток почти на 25 км. Ширина останца с юга на север изменя-

но они были описаны П. А. Тутковским еще в начале XX в. Он считал их типичными барханами. По своей форме они весьма разнообразны, с поверхности сложены мелко- и среднезернистыми, преимущественно кварцевыми песками светло-желтого и светло-серого цветов. Наиболее характерными формами являются дюны, холмы, гряды, валы, песчаные арены. Дюны правильной формы встречаются сравнительно редко. Они отмечены в бассейне Стохода, в долине Стыри, на междуречьи Горынь — Юж. Случь (возле с. Дубровицы), в бассейне Уборти, в низовьях Ужа и Припяти и в других местах. Поверхность дюн обычно закреплена древесной и травянистой растительностью. Одиночные дюны часто не покрыты растительностью и поэтому легко разрушаются. Местами дюны переходят в песчаные холмы различной формы.

Эоловые формы рельефа расположены на террасах речных долин и междуречьях, где развиты водно-ледниковые формы рельефа. О водном их происхождении свидетельствует и внутреннее строение, элементы залегания песка внутри гряд, холмов и валов. Лишь сверху пески мощностью 2—3 м перевеяны ветром. Образование эоловых форм рельефа происходило после днепровской ледниковой эпохи и в последующее время. Особенно благоприятные обстановки для их образования создавались в московской и валдайский перигляциал. В настоящее время пески Приприпятской низменности обычно закреплены древесной и травянистой растительностью и не подвергаются развеванию. Вблизи населенных пунктов и там, где вырублены леса, перевевание песков можно наблюдать и сейчас.

Рельеф и заболоченность. Приприпятская низменность отличается от других геоморфологических областей тем, что значительные площади в ее пределах заняты болотами. Различаются верховые и низинные болота. Верховые развиты на междуречных и террасовых равнинах в долинах рек, низинные — в поймах долин. Заболоченность низменности — явление реликтовое. Она установилась не позднее днепровской ледниковой эпохи. В начале голоцена ее обводненность значительно превышала современную, что обусловливало существование болот и образование в них залежей торфа. Но современные природные условия полностью сохраняют заболоченность, способствуют ее развитию. Ведущую роль при этом играют климат и рельеф. Климат воздействует через сравни-

тельно большое количество атмосферных осадков. В западной части низменности они составляют около 700 мм/год, к востоку их количество уменьшается до 600 мм/год.

Рельеф, геоморфологическое строение вообще определяют режим поверхностного стока, глубину залегания и динамику приповерхностных горизонтов подземных вод. Основная водная артерия низменности — река Припять протекает в наиболее пониженной ее части. Ряд крупных правых ее притоков приносят в Приприпятскую низменность большое количество воды. В пределах низменности реки обычно имеют меньшие уклоны, текут медленно и в широких долинах выходят из берегов, затопляя большие пространства, особенно на Волынской равнине.

Вследствие слабых уклонов рек воды половодий и паводков на пойме Припяти задерживаются до трех месяцев и способствуют заболачиванию. В литологическом составе покровных отложений, сингенетичных элементам рельефа междуречий и речных долин, преобладают пески. Они отличаются высокими фильтрационными способностями и, как правило, являются обильно водосодержащими. В рельефе низменности плохо выражены, а уступы между поверхностями разного генезиса и возраста и эрозионные взломы часто и вовсе отсутствуют. Это не способствует естественному дренажу. Особенно это характерно для Волынской и Нижнеприприпятской равнин. В местах развития карстовых явлений также отмечается уменьшение поверхностного стока.

Как природный процесс заболачивание (или болотообразование) — сложное явление. С заболачиванием связано формирование определенного химического состава поверхностных вод, развитие болотных растительных ассоциаций и даже панорельефа. Поэтому оно требует специального рассмотрения. Здесь ограничимся тем, что рельеф предопределяет главную причину, приводящую к заболачиванию, создает условия для образования застойных или слабо проточных вод, исключающие их активный водообмен. По А. М. Маккавееву (1951), в Приприпятской низменности выделяются следующие районы интенсивного болотообразования: район распространения обширных болотных массивов на низких террасах Припяти и ее главнейших притоков; район распространения мелких разрозненных болот, приуроченных к эрозионным понижениям на высоких террасах Припяти; район рас-

пространения болот в периферической части карстовых озер и древних ложбинах стока. Им же отмечено, что на Овручской возвышенности, сложенной с поверхности лессовыми породами, болота почти отсутствуют.

Контрольные вопросы. 1. Что является объединяющим разнотипные морфоструктуры низменности? 2. Каковы условия заболачиваемости низменности?

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Волыно-Подольская возвышенность состоит из Подольской и Волынской возвышенностей, которые в северо-западном направлении разделяются равниной так называемого Малого Полесья. Волыно-Подолия на востоке, постепенно сливаясь, граничит с Приднепровской, на юго-западе с Предкарпатской возвышенностями. С севера хорошо выраженным уступом отчленяется от Волынской низменности равнины. На юго-западе естественной границей Волыно-Подолии является долина Днестра, на юго-востоке — Молдавская возвышенность.

Самой возвышенной частью юго-запада Русской равнины является Подольская возвышенность. На большей ее части абсолютные отметки поверхности превышают 300 м, нередко достигают 400 м и более (гора Камула, расположенная в массиве Гологоры, юго-восточнее Львова возвышается на 473 м над уровнем моря; гора Берда (+515 м) — расположена в пределах Хотинской возвышенности на междуречьи Днестр — Прут — наивысшая точка равнинной части Украины). В северной части Волыно-Подолии в виде самостоятельного орографического элемента выделяется Гологоро-Кременецкий кряж, крутым уступом резко обрывающийся к северу, к равнинной территории Западно-Бугско-Стырской низменности, для которой характерны отметки поверхности 200—250 м. Простирается он от северной окраины Подольской возвышенности (Львов) до Кременца. Западнее и северо-западнее Львова он как бы переходит в возвышенную узкую гряду Росточья, которая к северо-востоку сливается с равнинами Малого Полесья, а к юго-западу — с Верхнесанской низменной равниной.

Подольская возвышенность сильно расчленена. В северо-западной ее части, кроме Гологор, выделяются возвышенности Вороняки, Ополье, Кременецкие горы, Тол-

тры (узкие скалистые кряжи, гребни, холмы). Долины рек — узкие, глубоко врезанные, каньонообразные.

Волынская возвышенность поднимается над равнинами Малого Полесья в среднем на 30—50 м. Абсолютные отметки ее поверхности изменяются от 200 до 300 м. В ее пределах выделяются локальные возвышенности, такие как Пелчанская, Мизочская и другие.

Орографические особенности возвышенности определяют плоскоувалистые междуречья и сравнительно узкие с делювиальными прислонениями склоны речных долин. Глубина долинного расчленения возвышенности составляет 50—60 м.

Волыно-Подолия интенсивно расчленяется системами притоков Днестра, Юж. Буга и Припяти. План гидросети предопределен линеаментными и структурными особенностями пород кристаллического фундамента и четко контролирует блоковый тип дифференцированных неотектонических движений. Волыно-Подолия расчленяется левобережными притоками Днестра — Гнилой Липой, Золотой Липой, Стрыпой, Серетом, Збручем, Тарнавой, Студеницей и правобережными притоками Припяти — Турьей, Стоходом, Стырью, Горынью, Случем, Ствигой, Убортью и другими.

МОРФОСТРУКТУРА

Волыно-Подольская возвышенность известна как обращенная (инверсионная) морфоструктура первого порядка. Геоструктурную основу возвышенности составляет одноименная плита, расположенная между Украинским щитом и Карпатской геосинклинальной областью. Волыно-Подольская плита имеет двухчленное строение: архей-среднепротерозойский метаморфический фундамент и верхнепротерозойско-палеозойский осадочный чехол. Поверхность фундамента полого погружается к западу и юго-западу и перекрывается молодыми комплексами осадочных образований, достигающих в районе Львова мощности 6—8 км. Погружение фундамента происходит ступенчатыми сбросами меридионального и субмеридионального простирания. Глубинные разрывы рассекают складчатый фундамент на отдельные блоки, которые по отношению друг к другу перемещены в вертикальном и горизонтальном направлениях. Блоковая структура фундамента отражена в строении палеорельефов и совре-

Рис. 5. Карта-схема основных разломов поверхности кристаллического основания Волыно-Подолии (по материалам А. П. Медведева, В. И. Аптикова, В. С. Бурова, В. В. Грушко, А. А. Гойжевского, С. И. Субботина, А. В. Чекунова и др., 1980):

1 — граница Украинского щита; *2* — разломы, установленные по геофизическим данным; *3* — разломы, установленные по геофизическим и геологическим данным; *4* — предполагаемые разломы; *5* — название разломов (цифры на карте в кружках). *1* — Корецкий (Шепетовский, Сарненский); *2* — Горыньский (Костопольский); *3* — Ровенский; *4* — Пелчано-Устечский; *5* — часть Радеховского; *6* — Викторовский; *7* — Поступольский; *8* — Томашградский; *9* — Волынский; *10* — Буцынь-Горыньградский; *11* — Олыкский; *12* — Дубновский (Покащевский); *13* — Шумский; *14* — Подольский; *15* — Збаражский; *16* — Теребовлянский; *17* — Ново-Волынский; *18* — Красноградский; *19* — Добротворский; *20* — Батятычский; *21* — Великомостовский; *22* — Бутынский; *23* — Нестеровский; *24* — Жидачевско-Черновицкий; *25* — Великолюблинский; *26* — Городокский (Яворовский); *27* — Калушский; *28* — Косовский; *29* — Ковалевский; *30* — Судововишнянский; *31* — Назавизовский; *32* — Краковецкий; *33* — Княжицкий; *34* — Сучавский; *35* — Платынский; *36* — Заболотов-Устечский (Южно-

менного рельефа путем проявления консерватизма в передаче наследования в верхние структурные этажи. В пределах Волыно-Подолии выявлены многочисленные разломы различных направлений, которые часто взаимопересекаются. Среди них Радехов-Рогатинский, отчленяющий склон Волыно-Подольской плиты от Львовского прогиба, а также Ровенский, Рава-Русский, Владимир-Волынский, Дрогобычско-Бугский, Стрыйский, Надворнянский и другие (рис. 5).

Кристаллический фундамент Волыно-Подолии залегает на различной глубине и перекрыт осадочными образованиями верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Переходным комплексом между архейско-протерозойским складчатым фундаментом и собственно платформенным чехлом являются отложения Полесской серии рифея и венда. Осадочный чехол Волыно-Подолии слагают палеозойские (кембрий, ордовик, силур, девон и карбон), мезозойские (юра и мел), палеоген-неогеновые (эоцен, олигоцен и сармат) отложения. Палеозойские отложения пользуются площадным распространением и имеют большие мощности. Юрские и меловые пестроцветные терригенно-карбонатные образования мощностью около 2000 м наклонены к западу и юго-западу. В этом же направлении увеличивается их мощность. В геологическом прошлом Волыно-Подолия полностью либо частично неоднократно покрывалась морскими трансгрессиями, границы которых определялись контуром региональных и локальных тектонических опусканий. При трансгрессиях крупные и наиболее приподнятые структуры оставались сушей. На менее возвышенных крупных структурах формировались архипелаги островов, разделенных узкими мелководными проливами. В эпохи морских трансгрессий эрозионно-тектонические и депрессионные понижения, занятые до трансгрессии

Коломыйский, юго-восточная ветвь — Покутский); *37* — Коломыйский (в районе Бугача назван Яблоновским); *38* — Отыня-Бучачский; *39* — Надворянско-Монастырийский (Ковалевка — Смыковцы); *40* — Манявский (Тысменичанский); *41* — Лимницкий (Богородчанский); *42* — Долинско-Рогатинский; *43* — Стрыйско-Перемышлянский; *44* — Дрогобычско-Буский (Медынический); *45* — Дальник-Колодинский (Комарно-Каменка-Бугский); *46* — Монастырецкий; *47* — Днестровский (Пыжинский); *48* — Стрыежский (Садковический); *49* — Креховецкий; *50* — Луцкий; *51* — Локачинский; *52* — Витожинский; *53* — часть Владимир-Волынского, имеет самостоятельное значение; *54* — Владимир-Волынский (Волынский); *55* — Радеховский (восточный) и Бышевский (западный) разломы (Устилуг-Рогатинский, Радехов-Рогатинский, Радеховский); *56* — Бережанский; *57* — Рава-Русский (юго-восточная часть Коршевский разлом); *58* — Предкарпатский (краевой разлом внутренней зоны, Дрогобычско-Демянинская зона, Стрыйский)

речными долинами, служили теми каналами, вдоль которых море далеко проникало вглубь суши, расчленяя последнюю на островные архипелаги и полуострова.

Таким образом, сложные по направлениям и амплитуде движения разномасштабных тектонических блоков в сочетании с разнообразными экзогенными факторами при чередовании континентальных и морских условий геоморфогенеза в целом создали весьма сложную, мозаичную картину распределения осадков и форм палеорельефа Волыно-Подолии в мезо-кайнозое.

Весьма важную роль в процессах морфогенеза играли климатические обстановки прошлого. Так, в послесреднеюрское время в пределах региона преобладала обстановка влажных тропиков и лишь в неогене наметился переход к субтропическим условиям. Такие условия способствовали широкому развитию процессов гипергенеза на суше и формированию карбонатных отложений в субаквальных морских обстановках.

В эпохи континентально-субаэрального развития в областях распространения карбонатных отложений широко протекали процессы карстообразования, однако глубина их воздействия на породы ограничивалась зоной активного водообмена (зоной аэрации), поэтому карст развивался дифференцированно и не затрагивал карбонатные породы на относительно опущенных структурах. Процессы карстообразования локализовались вдоль зон трещиноватости, а в рельефе вдоль эрозионных врезов и эрозионно-тектонических понижений.

Отдельные случаи образования в рельефе небольших возвышенностей, уступов и врезов можно объяснить селективной абразией или денудацией поверхностей, сложенных петрографически и литологически разнородными породами. Однако литологический фактор в контроле процессов рельефообразования не следует переоценивать. Палеогеоморфологические исследования доказывают, что контакты разнородных пород, не сопровождаемые смещениями вдоль тектонических нарушений, резких ступеней и крупных форм в экспонированном рельефе не создают. Влияние литологического контроля на контрастность рельефа отмечается лишь в местах, где современная поверхность сложена различными по составу породами.

Исходной, базальной поверхностью, на которой формировались мезо-кайнозойский и современный экспони-

рованный рельеф Волыно-Подолии, является досреднеюрская поверхность выравнивания, сформировавшаяся на отложениях различного возраста, генезиса и состава. Большая часть этой поверхности сформировалась под воздействием денудационно-абразионных процессов в эпохи меловой, эоцен-олигоценовых и миоценовых морских трансгрессий и лишь небольшие ее участки — в результате денудации и других субаэральных процессов в континентальных обстановках поздней юры, среднего эоцена, постсарматского времени. В настоящее время Волыно-Подольская плита в досреднеюрском срезе представляет собой крупное сложное сводово-блоковое поднятие, погружающееся к северу, северо-западу и западу. В северном направлении абсолютные отметки досреднеюрской базальной поверхности снижаются от +300 м до +100 м. В направлении Львовско-Волынского каменноугольного бассейна отметки этой поверхности снижаются до —240 м. Моноклинальное погружение поверхности осложняется наличием серий площадок-ступеней, ограниченных уступами, приуроченными к зонам крупных тектонических нарушений. С этими зонами связаны многочисленные линейные отрицательные формы палеорельефа с широким возрастным диапазоном заложения. Это сингенетичные и постседиментационные грабенообразные структуры. Протяженность некоторых из них превышает 100 км (северо-западное направление — Дубно — Луцк, Тернополь — Олесино, Летичев — Теофиполь; субмеридиональное — Хмельницкий — Шепетовка; северо-восточное — Золочев — Пелча — Ровно, Вишневец — Острог; широтное направление — Корец — Здолбунов и др.).

На участках пересечения линейных форм формируются мульдообразные изометричные отрицательные формы глубиной до 150 м (с. Пелча (Повча), г. Ровно, к юго-востоку от пгт Гоща, г. Кременец, пгт Подволочиск, г. Красилов, г. Владимир-Волынский и др.). Помимо линейных и изометричных форм базальная поверхность осложнена в большинстве изометричными возвышенностями высотой от 25 до 100 м (Пелча, Варковичи, Гоща, Залесцы, Козова, Зборов, Н. Село и другие).

В юрский период Волыно-Подолия представляла собой обширную низменную аккумулятивную приморскую равнину, в пределах которой формировались осадки преимущественно озерно-болотного и аллювиально-дельтового генезиса.

В меловой период большая часть Волыно-Подолии была покрыта раннемеловым морем и представляла собой сложно построенную архипелаговую область, расположенную между открытым морским бассейном на западе и юго-западе и крупным островным поднятием на востоке — центральная и северо-западная часть Украинского щита.

В позднемеловое время (сеноман-кампан) море перекрывает всю Волыно-Подольскую плиту, северо-западную и центральную части Украинского щита. Это максимальная мезо-кайнозойская трансгрессия региона. Формируются осадки органогенно-хемогенного типа — мергели и мел.

В раннем и среднем палеогене произошло общее поднятие Волыно-Подольской плиты, сопровождающееся довольно мощным площадным размывом.

В континентальных условиях, под влиянием субтропического климата, на повышенных междуречьях развивались процессы гипергенного преобразования коренных пород, формированием на карбонатных породах глинистой коры выветривания и карстового микрорельефа. Продолжавшееся поднятие обусловили неоднократный и неравномерный размыв отложений.

Позднее, в позднем эоцене — раннем олигоцене, Волыно-Подолия вновь погружается под уровень моря. Свидетельством этой трансгрессии являются сохранившиеся от размыва морские отложения киевской и харьковской свит, первоначально сплошным чехлом перекрывавших весь регион. В это время существовали отдельные островные поднятия на территории Ровенского блока, а также вдоль Корецкой и Шуманской тектонических зон. Очевидно, трансгрессия не была одновременной, несколько позже под уровень моря погрузились поднятия районов Киверцы — Берестечко и Кременец — Старожуков. По данным И. Г. Черванева (1973), палеогеновая равнина явилась в дальнейшем основой, на которой формировался рельеф Волыно-Подолии, хотя в современном рельефе ее роль крайне мала.

В позднем тортоне очередная морская трансгрессия достигала границ щита вдоль Корецкой тектонической зоны. Над уровнем моря сохранились архипелаги островов по линии Войтовцы — Базалия — Теофиполь, а также в селах Збараж, Млыновцы, Гликиса, Плотыча и др. Трансгрессия полностью охватила центральную часть

Пелчанского блока и южную часть Ровенского, проникнув до Владимир-Волынска по заливам меридионального направления.

В районах со своеобразным режимом неотектонических движений (повышенная мобильность и неоднократная инверсия) формировались рифовые фации. Первоначально перед трансгрессией эти районы представляли собой наиболее возвышенные участки континентальных равнин, группирующиеся вдоль разнонаправленных тектонических зон. По мере затопления морем этих положительных форм подводного рельефа, располагавшихся вне потоков транзита терригенного материала, создавались благоприятные условия для формирования биогермных построек. Их рост непрерывно компенсировал начавшееся погружение локальных структур так, что их поверхность всегда оставалась вблизи уровня моря. Мощность осадков гельвет-тортона на участках древних рифов (толтр) превышает 100 м.

В олигоцене — раннем миоцене на севере Волыно-Подолии существовал континентальный режим. В это же время произошла перестройка движений. Волынский блок начал воздыматься более интенсивно, нежели Подолия, что привело к тому, что Волынская возвышенность покрылась морем, а Полесье в эоцене стало денудационной равниной. Сток происходил в сторону Волынской возвышенности в меридиональном направлении (И. Г. Черванев, 1974). По его же данным, в миоцене на севере Волыно-Подолии сформировалась новая полигенетическая поверхность (равнина), для которой был характерен обратный по отношению к палеогеновой ряд: денудационная равнина (Полесье), прибрежная аккумулятивная равнина (стык Волынской низменности и Волынской возвышенности), морская аккумулятивная равнина (Волыно-Подолия).

Миоценовая поверхность хорошо сохранилась и поэтому сыграла важную роль в формировании современного рельефа. В среднем сармате началось отступление морского бассейна. Вслед за отступающим морем тянулись и реки. Таким образом создается первичная речная сеть Подолии.

В области развития рифов тортонского возраста специфические условия осадконакопления сохранились. Регрессия в конце среднего сармата привела к подъему северной и западной частей региона, где сарматские от-

ложения оказались размытыми. На месте морской аккумулятивной равнины образовалась обширная субаэральная низменная равнина. В это же время началось поднятие неогеновых рифов, которые уже в антропогене оформились в виде резко выделяющихся в рельефе холмов и гряд. Отсюда толтры — это не просто останцы литологически устойчивых к денудации пород, а формы рельефа, фиксирующие неотектонически активные структуры.

Дальнейший подъем территории в антропогеновое время привел к почти полному размыву плиоценовых отложений на большей части Волыно-Подолии.

Наконец, позднеплиоценово-раннеантропогеновое время — время континентального развития рельефа и коренной перестройки орографии, обусловленной воздыманием Гологоро-Кременецкого уступа. В это время происходит формирование парагенетически связанных равнин — денудационной на Волыни и аккумулятивной озерно-аллювиальной в южной части Приприпятской низменности. Граница между ними совпадает с тектонической, разделяющей Волынскую и Подольскую структурные зоны.

Особое место в осадочном чехле принадлежит неогеновым и антропогеновым отложениям. Неогеновые, главным образом морские, средне-и верхнемиоценовые (среднесарматские), также накапливались трансгрессивно в обстановке повсеместного тектонического погружения и перекрывали все более древние геологические образования. К концу среднего сармата они образовывали сплошной миоценовый пластовый покров мощностью до 60—80 м.

В рельефе повсеместно господствовала первичная морская равнина. Окончательное формирование морфоструктур Волыно-Подолии связано с начавшейся в позднем сармате инверсией тектонических движений. Преобладающее длительное погружение (нисходящее развитие) сменилось поднятием (восходящим развитием). Таким образом, миоценовую пластовую равнину следует считать исходной для современного рельефа Волыно-Подолии. В неогене проявились две основные тенденции развития рельефа Волыно-Подолии — денудационная и аккумулятивная. Их пространственная рассредоточенность на фоне дифференцированных блоковых структур привела к формированию разных типов равнин, выражен-

ных в современном рельефе соответствующими типами равнинных морфоструктур.

Начавшиеся в позднем сармате неотектонические поднятия характеризуются значительными суммарными амплитудами. Причем темп неотектонических поднятий с течением времени нарастал. В среднем они составляли 300 м. Отчетливо просматривается дифференцированность тектонических проявлений, обусловленная структурной неоднородностью фундамента плиты.

К западу от Украинского щита в фундаменте выделяются следующие тектонические структуры: Ратновский горст, Волынское поднятие, Волыно-Подольская моноклиналь, Подольское поднятие, Бродовский прогиб.

Ратновский горст известен как Луковско-Ратновский горст или Припятское поднятие. Находится на севере Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы и является ее тектоническим ограничением. Это вытянутая в широтном направлении структура, обособленная разломами (Любешевским и Ратновским). Кристаллический фундамент лежит на отметках — 55...— 550 м, в крайнем западном блоке опущен до —1000 м. В крайнем восточном — Дубровицком — поднят до уровня моря. Горст граничит с юга с Волынским поднятием и Волыно-Подольской моноклиналью.

Волынское поднятие выделяется своеобразным рисунком поднятых и опущенных участков. Центральную его часть занимает меридионально ориентированный Турийский вал. К западу и востоку от него — пониженные участки, осложненные мелкими поднятиями на юг — Любомльское, на севере — Шацкое. С юга Волынское поднятие ограничено широтным Владимир-Волынским разломом и на востоке, через Голобское понижение, постепенно переходит в Волыно-Подольскую моноклиналь. В современном рельефе названные структуры представлены морфоструктурами денудационных равнин Волынской возвышенности.

Подольское поднятие — самая южная структура Волыно-Подолии, отделяющей ее от Молдавской моноклинали. Четких границ не имеет, но выделяется малой глубиной залегания кристаллического фундамента и уменьшением общей мощности осадочного чехла. В современном рельефе ему соответствуют структурно-денудационные и денудационные ступенчатые поверхности Подоль-

ской возвышенности. Тут выделяются морфоструктуры цокольных и пластово-денудационных равнин.

Западнее Украинского щита между Подольским поднятием на юге и Волынском поднятием и Ратновским горстом на севере фундамент платформы образует широкую наклоненную в сторону Карпат моноклиналь (Волыно-Подольскую). К западу от линии Луцк — Тернополь она переходит в Бродовский прогиб.

Спокойное залегание палеозойских пород тут осложняется малоамплитудными, разнонаправленными разрывными нарушениями и отдельными, не связанными друг с другом брахиантиклинальными структурами (Пелчинской, Завадовской, Бучакской, Коропецкой, Велесковской, Денисовской, Хмелевской и др.)

На середине расстояния между городами Ковель — Луцк по поверхности фундамента выделяется ограниченное разломами Копачевское валообразное поднятие северо-восточного простирания, а к северу от Тернополя — Збаражское поднятие. Такова структурно-тектоническая основа рельефа Волыно-Подолии. Она представляет собой совокупность многочисленных блоковых структур, разделенных зонами тектонических нарушений (рис. 6). Блоковые структуры отличаются размерами, плановой конфигурацией, возрастом и составом слагающих их образований.

Возникновение и распределение блоковых структур несомненно связано с наиболее крупными и, следовательно, глубинными тектоническими зонами, так как структуры-блоки обрамляются зонами, а их центры располагаются на узловых пересечениях этих зон. Диаметр таких образований изменяется от 120 до 200 км. Изометрические структуры — это локальные тектонические образования. Каркасные элементы этих структур совместно с линейными тектоническими зонами и отдельными нарушениями образуют современную мозаично-блоковую структуру территории, упрощенная модель которой изображена на рис. 6. Эта весьма сложная система разломно-блоковых структур в послесреднеюрское время геологической истории Волыно-Подолии посредством сложных дифференцированных по направлениям и амплитуде движений непрерывно контролировала процессы рельефообразования.

Уровень современной изученности структурно-геоморфологических особенностей Волыно-Подолии позволяет

Рис. 6. Модель мезокайнозойского структурного плана северной и центральной части Волыно-Подолии (составили Ю. А. Кошик, В. М. Тимофеев):

Тектонические зоны (цифры в кружках). Субширотные: *1* — Заболотье-Дубровицкая; *2* — Коростенская; *3* — Владимир-Волынская; *4* — Волынская; *5* — Андрушевская. Субмеридиональные: *6* — Дубно-Припятская; *7* — Столин-Корецкая; *8* — Старовыжевская; *9* — Радеховская (Гороховская); *10* — Пелчано-Устечковская; *11* — Нуманская; *12* — Ровенская; *13* — Горынская; *14* — Корецкая; *15* — Случская. Северо-западные: *16* — Любешовская; *17* — Теребовлянская; *18* — Подольская; *19* — Дубновская; *20* — Теофипольская; *21* — Бугская; *22* — Красиловская. Северо-восточные: *23* — Стоход-Стоходская; *24* — Шумская; *25* — Озерянская; *26* — Луцкая; *27* — Хотинская; *28* — Стрыйско-Перемышлянская; *29* — Ямпольская.

Тектонические блоки: I — Ковельский; II — Камень-Каширский; III — Маневичский; IV — Любешовский; V — Костополь-Сарненский; VI — Дубровицкий; VII — Столинский; VIII — Старосельский; IX — Олевский; X — Ровенский; XI — Владимир-Волынский; XII — Луцкий; XIII — Пелчинский; XIV — Бережанский; XV — Ямпольский; XVI — Збаражский; XVII — Летичевский; XVIII — Чудновский

в настоящее время всю блоковую мозаику разделить на две группы тектонических структур: а) блоковые структуры, расположенные в пределах достоверно установленных зон тектонических нарушений; б) блоковые структуры, находящиеся между этими зонами. Выделенные типы структур существенно различаются особенностями морфогенеза и накопления осадков.

Среди первых (зоны тектонически активных нарушений) выделяются дуговые и круговые концентрические структуры шириной от первых сотен метров до 6—30 км и протяженностью от нескольких километров до сотен километров. Наиболее протяженными из них являются: широтные — Волынская, Андрушевская, Владимир-Волынская, Коростенская; меридиональные — Корецкая, Горынская, Ровенская; северо-западные — Бугская, Дубновская, Подольская, Теребовлянская; северо-восточные — Озернянская, Луцкая, Хотынская, Сущано-Пержанская, Ямпольская. В местах пересечения зон различных направлений формируются изометрично-округлые блоки (Острог, Пелча, Турийск, Хмельник, Базалия, Теофиполь и др.). Современные тектонические движения повсеместно характеризуются поднятиями. Интенсивные поднятия более 104 мм/год проявляются на северо-западе области (район Львова), на 8—10 мм/год поднимаются равнины Малого Полесья и Волынской возвышенности. В южном направлении скорость современных поднятий уменьшается до 2—4 мм/год.

Дифференцированность тектонических движений и условия, которые установились в позднем сармате и сохраняются в настоящее время, обусловили исключительную мозаичность протекания морфогенеза. В нем при ведущей роли тектонических поднятий важную роль сыграли субаэральные и субаквальные процессы. Основную роль в морфогенезе в суммарном выражении (на фоне тектонических поднятий) сыграла тотальная денудация. Шел процесс расчленения единой исходной миоценовой поверхности и формирование морфоструктур нижнего (второго) порядка. Судя по всему, в частности по усилению тектонической активности, в среднем плиоцене наметилось расчленение единой исходной миоценовой поверхности, в частности образование равнин так называемого Малого Полесья. Современный экспонированный рельеф, его крупные морфоструктурные черты и осложняющая их разногенетичная морфоскульптура, сформиро-

вавшаяся за непродолжительный промежуток времени, отличается, таким образом, существенной неоднородностью. Поэтому морфоструктура Волыно-Подольской пластово-денудационной и структурно-денудационной возвышенной равнины отчетливо расчленяются на морфоструктуры второго порядка: Волынскую, Малополесскую и Подольскую возвышенности.

Волынская возвышенность на севере отделяется от Волынской низменности уступом, вытянутым по линии Владимир-Волынский — Луцк — Клевань — Тучин; на юге от равнин Малого Полесья она также отграничивается уступом, следующим по линии Белз — Стоянов — Берестечко — Птича — Острог — Кривин. Абсолютные отметки поверхности возвышенности составляют 200—300 м, а наиболее возвышенные ее участки превышают 300 м (Пелчинское поднятие +324 м, Мизочское поднятие +341 м).

Возвышенность выражает в рельефе одноименное поднятие, которое выделяется поднятыми и опущенными блоками в палеозойском структурном этаже. Центральную часть поднятия занимает меридионально ориентированный Турийский вал. С юга Волынское поднятие ограничено широтным Владимир-Волынским разломом, который к востоку через Голобовское понижение постепенно переходит в Волыно-Подольскую моноклиналь. Волынская возвышенность сформировалась после регрессий среднесарматского морского бассейна вследствие инверсии тектонических движений. Активизированный ими денудацией в послесреднесарматское время на большей территории были срезаны миоценовые и палеогеновые отложения. Денудационному срезу подверглась и верхняя часть толщи верхнемеловых отложений. Поэтому на основной площади возвышенности (исключая ее восточные окраины) антропогеновые образования залегают на денудационной поверхности, срезающей верхнемеловые отложения. Наиболее вероятно, что срез произошел в ранneантропогеновое время. Морфологический облик Волынской возвышенности определяется покровом лессов и лессовидных суглинков мощностью до 20 м. Лессовыми породами сложены с поверхности междуречные равнины и их склоны. Под их покровом скрывается неровная денудационная поверхность верхнемеловых отложений. Волынскую возвышенность как морфоструктуру второго порядка следует относить к типу новообразованных мор-

фоструктур. Ее строение осложняется морфоструктурами низшего (третьего) порядка: Пелчинская и Мизочская возвышенности.

Пелчинская возвышенность — занимает междуречье Стыри и Иквы между с. Берестечко и Дубно и располагается на пересечении Волынской тектонической зоны с более мелкими нарушениями меридионального направления. Абсолютные высоты ее достигают +320 м. Ее центральная часть осложнена диапирами девонских отложений. Структурные «корни» возвышенности прослеживаются в рельефе досреднеюрской полициклической поверхности, где она представлена изометрической возвышенностью до 5 км в поперечнике. Ее современный морфологический облик был сформирован в неотектонический этап. Пелчинская возвышенность — это структурно-денудационная расчлененная возвышенность, мозаично покрытая элювиально-делювиальным плащем лессовидных отложений.

Мизочская возвышенность, часто именующаяся Мизочским кряжем, достигает высот +341 м. В ее строении принимают участие неогеновые (миоценовые) отложения, которые в склонах расчленяющих ее притоков р. Горыни образуют рельефные скульптурные формы.

Малополесская возвышенность своеобразная по строению и происхождению. Названием эта морфоструктура оттеняет территорию в пределах лесостепной зоны, которая по своему ландшафтному строению близка или даже сходна с зоной смешанных лесов Украинского Полесья. Эту морфоструктуру по географическому положению можно назвать также Западно-бугско-Стырская. Она расположена между равнинами Волынской возвышенности на севере и Подольской возвышенности на западе, протянулась с востока на запад от городов Шепетовка и Славута до г. Рава-Русская и выходит за пределы СССР в ПНР. На востоке Малополесская возвышенность Острожско-Славутской равниной переходит в равнины Приприпятской низменности. Максимальные абсолютные отметки Малополесских равнин достигают 245 м. В рельефе Волыно-Подолии они отчетливо выражены крупным понижением. Это подчеркивается тем, что Гологоро-Кременецкая гряда Подольской возвышенности обрывается к нему уступом высотой 150—180 м. Волынская возвышенность поднимается над поверхностью равнин Малого Полесья на 40—60 м.

Малополесская денудационная равнина сформировалась на месте структурного понижения в теле Волыно-Подольской плиты при сравнительно меньшей активности неотектонических поднятий. Последнее обстоятельство было основной причиной сосредоточения денудационных процессов и образования денудационной равнины в полосе структурного понижения. Этому способствовало также увеличение в отдельные эпохи поверхностного стока. Уже упоминалось, что обособление Малого Полесья началось в среднем плиоцене — времени самых активных тектонических движений (поднятий). К концу раннего антропогена (эпохи окского оледенения) равнина в основных чертах своего строения оформилась. Надо полагать, что в процессе ее оформления существенную роль сыграли талые воды окского ледника, край которого вплотную подходил к равнине со стороны северо-запада. Талые воды, достигнув крайней суженной части долины стока на юго-востоке, продолжали свое течение главным образом в бассейн Южного Буга. В процессе формирования равнин Малого Полесья были полностью размыты отложения исходной миоценовой поверхности, маломощные палеогеновые отложения. Денудационный (эрозионный) врез повсеместно достиг поверхности верхнемеловых отложений. Последние и являются субстратом, который срезается Малополесской денудационной равниной. Этот срез неровный. Местами прослеживаются валообразные или холмообразные возвышения (типа останцев), отражающие различную податливость к процессам эрозии самых верхнемеловых отложений. В таких случаях они выходят на поверхность.

В западной части Малого Полесья в рельефе четко прослеживается до шести гряд денудационной поверхности, срезающей верхнемеловые отложения. Поверхность гряд слабо волнистая. Они имеют различную высоту и ширину, разделены между собой широкими понижениями (1—3 км). Гряды перекрыты маломощными лессовыми породами.

Денудационная поверхность, срезающая верхнемеловые отложения, перекрывается главным образом водноледниковыми песками окского оледенения мощностью в среднем 10—12 м, местами до 20 м. В общем морфология Малополесской денудационной равнины отличается слабой волнистостью. Кроме упомянутых ее поверхность осложнена эоловыми формами рельефа, болотами и, ко-

нечно же, молодыми речными долинами. Морфоструктуру равнин Малого Полесья следует рассматривать как новообразованную.

Подольская возвышенность геоструктурно выражает самую южную структуру Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. Подольское поднятие (возвышенность) называют также Могилев-Подольским, Покутско-Буковинским, Северо-Молдавским. Поднятие отделяет платформу от Молдавской моноклинали. Оно не имеет четких границ, но выделяется по небольшой глубине залегания кристаллического фундамента, по резкому уменьшению мощности осадочного чехла. В его разрезе отсутствуют отложения полесской серии рифея, многие горизонты среднего палеозоя. В полосе междуречья Подольская морфоструктура приобретает тип полупрямой (может быть даже прямой), так как кристаллические породы залегают на уровне эрозионного вреза (и даже являются субстратом, в который врезана долинная сеть). Между Подольским поднятием на юге, Волынским поднятием и Ратновским горстом на севере к западу от Украинского щита фундамент платформы выражен широкой наклоненной в сторону Карпат Волыно-Подольской моноклиналью, которая западнее линии Луцк — Тернополь переходит в Бродовский прогиб. В этой части Подольская морфоструктура становится обращенной. Поверхность фундамента погружается, а гипсометрическое положение современной экспонированной поверхности становится более высоким. Строение фундамента отличается тем, что он состоит из многочисленных блоковых структур, разделенных зонами тектонических нарушений. Блоковые структуры различны по размерам, конфигурации, возрасту и составу слагающих их образований. Часто группировки блоков фиксируются в рельефе современной поверхности и получили свое отражение в молодые этапы морфогенеза — послесреднеантропогеновый и даже голоценовый. Блоковые структуры возникли в весьма отдаленное время (многие из них унаследованно развиваются с протоплатформенного этапа геологической истории области) и обрамляются зонами, центры которых располагаются на пересечении этих зон. Размеры таких образований изменяются от 120 до 200 км в диаметре. В послесреднеюрское время эта система контролировала процессы рельефообразования и осадконакопления. В северной части

Подолии можно наблюдать ряд новейших поднятий и понижений. Наиболее крупные из поднятий, по И. М. Свынко (1974),— Романовское, Львовское, Ганачевское, Перемышлянское, Кременецкое, Тернопольское, Авратинское и др. Они отмечаются большими амплитудами новейших тектонических движений, повышенной вертикальной и горизонтальной расчлененностью поверхности, радиальным рисунком речной и овражной сети, деформациями продольных профилей русел рек и террасовых уровней и другими признаками. Большинство новейших отрицательных структур были определяющими в расположении долинной сети.

Морфоструктура Подольской возвышенности, как отмечалось выше, является наиболее приподнятой на юго-западе Русской равнины. Морфоструктурный рельеф возвышенности представляют структурно-денудационные и денудационные равнины. Вследствие неотектонических и эрозионно-денудационных деформаций поверхность исходной миоценовой пластовой равнины в современном рельефе морфогенетически весьма неоднородна. Эта неоднородность предопределена главным образом литологическим составом горных пород, слагающих возвышенность и обязательно экспонируемых в пределах различных ее частей. Различаются равнины структурно-денудационные ступенчатые, денудационные увалистые, сильно волнистые, волнистые. Структурно-денудационные ступенчатые равнины наиболее типичны на междуречьи Збруч — Русава. Эти равнины с поверхности сложены известняками, которые слабо перекрыты плиоценовыми и антропогеновыми отложениями преимущественно субаэрального происхождения. Контрастность рельефа, выраженная в достаточно четких изломах в топографической поверхности, образована в плиоцене неоформившейся еще тогда долинной сетью. Денудационные увалистые и сильно волнистые равнины распространены там, где миоценовые приповерхностные отложения сложены песками и глинами. Обычно они перекрыты плиоценовыми глинами и антропогеновыми лессовидными суглинками общей мощностью до 15—18 м. Этот тип равнин характерен для междуречий верхней части Случи.

В северо-западной части возвышенности, которую П. Н. Цысь (1962) рассматривает под названием Львовского плато, преобладающими являются структурно-денудационные равнины, сформировавшиеся на горизонталь-

но залегающих миоценовых песчаниках и известняках. Равнины фиксируются антропогено-водно-ледниковыми суглинками, которые в верхней части приобрели лессовидный облик. В рельефе этой части возвышенности заметны также останцы, формы эрозионного расчленения, фрагменты древних проходных долин.

Равнины южной части Подольской возвышенности в отличие от рассматриваемых характеризуются тем, что исходная миоценовая поверхность в их пределах погребена аллювиально-дельтовыми отложениями позднесарматского раннеплиоценового возраста, известными под названием балтской свиты. По составу песчано-глинистые отложения этой свиты играют роль рельефообразующих и в условиях глубокого и сравнительного густого эрозионного расчленения обусловливают увалистый и сильно волнистый рельеф. Северную и северо-восточную окраины Подольской возвышенности осложняют внешне привлекательные морфологические названия: Росточье, Гологоро-Кременецкий кряж, Ополье и др. Наиболее логичным представляется именовать их морфоструктурами третьего порядка. Внутри самой возвышенности также весьма четко выделяется как морфоструктура третьего порядка Толтровый кряж.

Росточье — крайний северо-западный отрог Подольской возвышенности шириной 15—20 км. Абсолютные отметки значительны до 360—390 м. Геоструктурную основу Росточья представляют воздымающаяся кровля палеозойских и меловых отложений.

В рельефе Росточья господствуют скульптурные и эрозионные формы, выраженные грядами, останцами, отдельными изолированными холмами, обычно асимметричными (северо-западные и западные склоны высокие и крутые, восточные и юго-восточные — выположенные). Относительные высоты отдельных гряд и холмов достигают 50 м. Росточье является фрагментом водораздела между Балтийским и Черным морями. Долины рек в его пределах обычно широкие, на крутых участках склонов развита овражная сеть (с. М. Грибовичи). Нередки крупные эрозионные останцы (Кортумовская Гора и гора В. Замок, Черная Гора в с. М. Грибовичи).

Ополье — наиболее интенсивно расчлененная часть Подольской возвышенности — отличается типичным низкогорным рельефом. Абсолютные отметки поверхности Ополья местами превышают 400 м, в рельефе оно выра-

жает гористообразное поднятие кровли меловых и тортонских отложений. П. Н. Цысь (1962) границы Ополья проводит по водоразделу рек Золотой Липы и Стрыпы, затем Коропца и далее в восточном направлении через села Доброводы, Бориш, Соколов до устья Стрыпы. Западнее этой линии господствуют типично опольские ландшафты со всхолмленными грядами и отдельными возвышениями. На севере Ополье граничит с Гологоро-Кременецким кряжем. В Ополье отсутствуют пластово-денудационные равнины. В его пределах широкие речные долины (например, Золотой Липы, Гнилой Липы, Свирки) чередуются с многочисленными глубокими и узкими долинами их притоков. П. Н. Цысь (1962) по различиям геологического строения и морфологии в Ополье различает три подрайона: собственно Ополье, Приднепровское Ополье, Южное Ополье.

Собственно Ополье — цепь холмогорных кряжей и округлых вершин, простирающихся в северо-западном направлении от устья Стрипы к Львову. Структурную основу его составляет Подольская гряда или Чернелицко-Перемышлянский кряж. Это залесенная грядовая полоса высот с асимметричным строением (северо-восточный склон пологий, юго-западный — крутой и высокий, до 60 м). Отличительной чертой западной части этого района является ступенчатость междуречий, что может быть объяснено наличием ступенчатых сбросов и крутых флексур в зоне перехода Восточно-Европейской платформы в Предкарпатский прогиб.

Приднепровское Ополье — крайняя юго-восточная часть Ополья, наиболее расчлененная. В бортах глубоковрезанных долин Золотой Липы, Коропца, Барыша, Стрипы вскрываются палеозойские отложения. Южное Ополье — холмистая плосковершинная возвышенность с высотами до 350 м. В склонах долин нередко вскрываются гипсы с характерными формами карстовой морфоскульптуры. В непосредственной близости от Днестра эта часть Ополья представлена террасовым комплексом с лессовым покровом.

Гологоро-Кременецкая денудационная возвышенность (Северо-Подольская гряда) расположена в северной части Подолии, где поверхность верхнетортонских и нижнесарматских отложений занимают наиболее высокие абсолютные отметки. Простирается от горы Хом (440 м) у с. Гринева на северо-восток вплоть до долины р. Збы-

тенки. Обрывается на запад в сторону Волынской низменности к равнине рек Буга и Стыри уступом высотой 150—200 м. Эта резко приподнятая полоса неотектонических активных блоковых структур, приуроченных к Андрушевской широтной и Сущано-Пержанской северо-восточной зонам, непосредственно расположена в зоне сжатия на границе Пелчинского блока и зонально-концентрических Тернопольской и Изяславской структур. Тектоническая природа Гологоро-Кременецкого кряжа общепризнана. К кряжу приурочены основные превалирующие высоты Подолии (гора Камула — 473 м, Каменная Гора — 432 м, гора Замчиско — 452 м, гора Вапнярка — 467 м, гора Сторожевая — 368 м, Туркотинская Гора — 348 м, Каменная Гора над Станимиром — 363 м и др.).

Крутой и высокий уступ Гологоро-Кременецкого кряжа, являющийся и Черноморско-Балтийским водоразделом (К. И. Геренчук), очень усиливает эрозионную деятельность эрозионной сети, питающей верховья Зап. Буга и Стыри. В результате интенсивной пятящейся эрозии эта сеть энергично расчленяет водораздельный уступ, захватывая верховья подольских рек, и оставляет за собой отчлененные от плато останцевые горы.

Часть Гологоро-Кременецкого кряжа, носящая название Вороняки, располагается к востоку от Золочевской низменной равнины. Между Золочевым и Подгорцами перед Вороняками находится группа эрозионных останцев с высотами 350—400 м. Они отчленяются энергичной эрозией притоков рек Золочевки и Зап. Буга. Между долинами Иквы и Збитенки простирается интенсивно расчлененное Кременецкое плато с превалирующими высотами до 400 м (гора Бона— 406 м, Бужа Гора — 366 м, гора Стожок — 386 м, Каменная гора, Маслятик, Острая и др.).

Вдоль северного склона Подольской возвышенности происходит дренаж подземных вод. В местах их разгрузки нередки оползневые формы рельефа, интенсивен рост оврагов и других денудационных форм. Вследствие указанных причин Гологоро-Кременецкий кряж имеет интенсивно изрезанный вертикальный профиль и извилистые очертания в плане. Морфологические особенности гряды сформированы деятельностью денудационных процессов, однако их локализация в данной полосе безусловно вызвана тектоническими причинами.

Толтровый кряж (Медоборы) — гряда, сложенная миоценовыми известняками, протягивающаяся от с. Подкамень в направлении сел Ивачев, Збараж, Куйданцы, Скалат, Гримайлов и далее за долину Збруча до Каменец-Подольска. Ширина гряды 15—20 км, относительные высоты—60—65 м, абсолютные (с. Подкамень) — 435 м.

Орографически в своеобразных по морфологии толтровых грядах выделяется главный кряж с наибольшими высотами и боковые гряды, как бы обрамляющие его. Главный кряж простирается вдоль левого склона р. Смотрич юго-восточнее с. Збараж и тянется через села Скалат, Вишневчик, Гуменцы к Каменец-Подольскому. Обрамляющие кряж толтры не образуют крупных массивов и представляют собой группы возвышенностей разнообразных очертаний на правом склоне р. Тарнавы у с. Менова, на междуречьи рек Смотрич и Жванчик, в долине р. Каменки у с. Хрустова и т. п. Известно, что толтры — это прибрежно-рифовые постройки сарматского моря. Проведенные палеогеоморфологические реконструкции показали, что рифовые фации отлагались на участках морского дна со своеобразным тектоническим режимом — повышенной мобильностью и неоднократной инверсией направления движений.

Перед началом сарматской трансгрессии эти участки представляли собой денудационные холмы и гряды, группирующиеся вдоль тектонических зон субмеридионального и северо-западного направления. При трансгресии на этих положительных формах подводного рельефа создавались благоприятные условия для образования биогермных построек. Рост последних непрерывно компенсировал начавшееся погружение этих локальных структур так, что их поверхность постоянно оставалась вблизи уровня моря.

Мощность осадков гельвет-тортона в пределах толтр превышает 100 м (г. Скалат — 107 м; пгт Гримайлов — 125 м), сармата соответственно в Скалате — 129 м, Гримайлове — 117 м.

Уже в плиоцене началось поднятие участков с неогеновыми рифами, которые уже в антропогене оформились в современные толтровые гряды. Таким образом, толтры — это не просто останцы литологически устойчивых к денудации пород, а неотектонически активные морфоструктуры третьего порядка.

Современный рельеф Волыно-Подолии весьма сложен и разнообразен. Его представляют различные по генезису и морфологическому оформлению равнины, для которых, как правило, характерна несогласованность пластики их поверхности со структурным планом докембрийского фундамента и более молодыми погребенными поверхностями. Дифференцированные движения отдельных блоков, обособившихся в мезо-кайнозое вдоль по-разному ориентированных тектонических зон, способствовали обособлению отдельных геоморфологически различных ландшафтов, окончательное оформление рельефа которых моделировалось наложенными уже в антропогене экзогенными процессами морфогенеза.

В пределах Волыно-Подолии преимущественно распространены формы водно-эрозионной и водно-аккумулятивной, ледниковой и водно-ледниковой, карстовой, денудационной морфоскульптур.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. Речная сеть Волыно-Подолии относительно молодая. В целом она заложена в послесарматское время, однако реки северной части Волыно-Подолии значительно моложе. Север территории Волыно-Подолии дренируется долинами рек Горынь, Выжевка, Турья, Стоход, Стырь, Иква, правыми притоками Припяти.

Долина Горыни расположена в нескольких геоморфологических районах. Ее верховья находятся в пределах Подольской возвышенности, затем она пересекает Малое Полесье, Волынскую возвышенную равнину и выходит на Приприпятскую низменность. В верхней части (от истоков до г. Изяслава) характеризуется наличием поймы и трех надпойменных террас. В пределах Малого Полесья в строении долины принимают участие лишь пойма и I надпойменная терраса. В пределах Волынской возвышенности долина резко расширяется до 10—15 км и имеет три уровня надпойменных террас и пойму. В нижней части долины — отсутствует III терраса, локально развита II. Эти морфологические различия в строении долины Горыни указывают на неоднократную перестройку гидросети на фоне сложнодифференцированных блоковых неотектонических движений. Ширина поймы Горыни изменяется от 0,2 до 3 км. Местами наблюдается

два уровня поймы. Ширина русла до 60 м. Местами сильно меандрирует (до 8 меандр на 1 км русла).

Высота уступа I надпойменной террасы 2—15 м. Ширина — от 1 до 3 км. Мощность песчанистого аллювия до 7 м. В пределах Костопольской денудационной равнины I терраса отсутствует. Высота уступа II надпойменной террасы 18—28 км. Ширина изменяется от 0,3 до 2,5 км. Мощность аллювиальных отложений до 25 м.

III надпойменная терраса развита фрагментарно по правому склону от с. Могиляны до с. Симонов, по левому — от с. Хоров до с. Дорогобуж. Высота над руслом составляет 38—45 м. Ширина — до 3 км. Горынь — равнинная река. Скорость течения 0,3—0,5 м/с, глубина — до 4 м. Продольный уклон 0,17 м/км.

В долине Турьи развиты пойма и две надпойменные террасы с соответствующими высотами: 0,5 — 1,5 м, 4—7 м, 10—12 м. Террасы сложены песками и суглинками мощностью до 10—12 м. Геоморфологическое строение Турьи свидетельствует о колебаниях базиса эрозии в результате новейших тектонических движений. По данным А. М. Маринича, верховье Турьи до с. Руда раньше представляло собой долину правого притока Зап. Буга. Затем Турья перепилила водораздел в районе сел Турийск — Руда и осуществила перехват правого притока Зап. Буга.

Река Стоход на всем протяжении имеет низкие берега и широкую заболоченную пойму. Русло в верхней и средней части долины разъединяется на множество рукавов, соединяющихся протоками. Отсюда, очевидно, происходит и название реки. В строении долины имеются пойма (высотой 0,5—4 м), сложенная слоем современного аллювия (10—30 м), и первая надпойменная терраса (высотой 3—6 м, шириной до 2 км), сложенная пачкой разнозернистых песков (10—20 м).

Долина Стыри берет начало на северных склонах Подольской возвышенности, в 15 км южнее с. Броды пересекает Малое Полесье и Волынскую возвышенность. На разных участках долины морфологическое строение ее разное. Глубина эрозионного вреза долины в Малом Полесье 15—20 м, в районе Волынского плато — 40—50 м, еще ниже по течению в сторону Приприпятской низменности — 15—25 м. Склоны пологие, асимметричные. Иногда сложены доантропогеновыми отложениями. В строении долины участвуют пойма (ширина от 100 м в с. Хренники до 3 км к северу от с. Яловичи) и две надпойменные тер-

расы. Высота первой надпойменной террасы составляет 4—10 м, второй — 14—20 м. Террасы — аккумулятивные.

Долина Иквы также имеет в своем строении пойму (шириной от 100 м до 1,25 км около с. Береги) и две надпойменные террасы. Первая — шириной от 100 м (с. Остриев) до 1,5 км (с. Добратин) и вторая — высотой до 15 м и шириной от 0,5 км до 6 км (с. Охматков).

В бассейне Стыри сооружены два искусственных водохранилища: Хренниковское — на Стыри и Млыновское — на Икве. Берега водохранилищ невысокие — 2—4 м, крутизна склонов — до 50°, склоны устойчивые. Пойменный аллювий Стыри и Иквы представлен в основном песками мощностью 4—6 м, залегающими на водно-ледниковых либо верхнемеловых отложениях. Мощность аллювия изменяется у I надпойменной террасы до 10 м, у II — до 25 м.

Долина Днестра является главной водной артерией Подольской возвышенности, основным ее базисом эрозии. Долина в геоморфологическом отношении построена различно в верхнем, среднем и нижнем течении. В морфологии долины Днестра находят четкое отображение структурные особенности пересекаемых ею регионов.

К. И. Геренчук и П. М. Цысь (1962) делят Днестр на два геоморфологически отличающихся участка. Первый — до с. Нижнева (т. е. до врезания долины в Подольскую плиту), для которого характерны пологие невысокие склоны и широкое днище, и второй (от с. Нижнева до г. Могилев-Подольского), для которого характерна глубоковрезанная долина с высокими, часто отвесными склонами и узким дном.

Первый геоморфологический участок расположен в пределах Предкарпатского передового прогиба, сложенного миоценовыми рыхлыми мергелистыми и песчано-глинистыми отложениями. В этой части строение долины Днестра также неодинаково — нередко расширенные участки долины сменяются суженными. Так называемая «четковидность» в плановом рисунке строения долины не может, очевидно, быть объяснена лишь особенностями гидрологического режима и связанными с ним сложной интерференцией процессов эрозии и аккумуляции в продольном профиле реки, равно как и разнообразным литологическим составом отложений, и их дифференциацией по плотности. Структурно-тектонический фактор и

блоковые неотектонические движения являются определяющими в формировании флювиальной морфоскульптуры Днестра на этом отрезке.

На втором участке Днестр врезается в высокозалегающий палеозойский фундамент Подольской возвышенности трудно поддающейся эрозии.

В свою очередь, каждый из названных участков далеко не однороден по строению. На протяжении первого предкарпатского Днестр часто меняет строение своей долины и ее форму. От Самбора до Николаева долина Днестра представляет собой широкую заболоченную низину, русло, по данным К. И. Геренчука (1953), обрамляется естественными береговыми дамбами и нередко лежит выше заболоченной поймы. Уклон реки небольшой, долина часто теряет четкие очертания, имеет широкий пояс меандрирования. Между Николаевом и устьем р. Стрый долина становится асимметричной. Пойма сужается, уклон русла увеличивается. На участке между устьями рек Стрый и Свича долина Днестра вновь расширяется, чтобы вновь сузиться на участке между устьями рек Свича и Сивка. Подольская часть долины резко отличается от Предкарпатской резким увеличением коэффициента извилистости, большим количеством врезанных меандр большого радиуса.

К. И. Геренчук (1953) именует их меандровыми узлами (коропецкий, мельницкий, студеницкий, ущицкий). Именно к названным «узлам» приурочены наиболее глубокие врезы долины, что может быть объяснено лишь с позиций тектоники. В этих же районах наблюдаются и наибольшие амплитуды деформированности верхней надпойменной террасы Днестра и его современного продольного профиля, имеющих несомненно тектоническую природу.

Среди исследователей террас речных долин давно определились две тенденции: одни считают основным для выделения террас четко выраженные в рельефе гипсометрические ступени и строение аллювия, другие обращают внимание на строение лессовой толщи террас, что приводит к увеличению количества террасовых уровней, в том числе и уровней, не выраженных в рельефе. Для террас Днестра в связи с малыми мощностями лессовых пород и худшей выраженностью в них горизонтов ископаемых почв определение возраста терасс по строению лессовых пород малоэффективно в связи с большой активностью

неотектонических движений, деформировавших террасовые уровни, особенно древние.

В связи с этим в разных источниках разных частей долины Днестра выделяется разное количество террасовых уровней. По данным И. Л. Соколовского (1976), в горной части долины семь террас, в пределах предкарпатского краевого прогиба и юго-западного края Русской платформы — шесть террас, ниже — семь террас, в долинах левых притоков Днестра — одна-две террасы, в долинах правых притоков — от двух до девяти террас. В пределах Подольской возвышенности в строении Днестра прослеживается шесть террас.

Наиболее высокая — VI терраса — плиоценовая. Абсолютные высоты ее достигают 300 м над уровнем моря (села Мельница — Окопов). Сложена она карпатской галькой и красными кварцевыми песками. Как отмечает П. М. Цысь (1962), терраса совпадает с тектонической линией Перемышляны — Чернелица, выделенной В. Тейсейром.

V древнеантропогеновая (миндельская) терраса по высотным характеристикам расположена на несколько десятков метров ниже верхней. Сложена она карпатско-подольской галькой, кварцевыми разнозернистыми песками, перемешанными с элювиальными глинистыми отложениями.

IV среднеантропогеновая (рисская) терраса располагается ниже V на 12—16 м. Терраса эрозионно-аккумулятивная. Низы ее аллювия сложены галькой сеноманских отложений.

III верхнеантропогеновая (вюрмская) терраса сложена подольскими галечниками и кварцевыми песками. Также перекрыта лессом. В его строении нередко различается несколько горизонтов. Именно с лессовыми горизонтами III террасы связаны нахождения древних палеолитических стоянок.

II верхнеантропогеновая (вюрмская) терраса располагается в нескольких метрах выше уровня реки. Ее перекрытый лессом аллювий сложен гравийно-галечниково-песчаными отложениями.

Наконец, I надпойменная терраса (голоценовая) лишь на 3—4 м приподнята выше поймы. Сложена в основном гравийными отложениями и перемытым и переотложенным лессом.

Следует отметить, что в отношении возраста Днест-

ровских террас, а также истории развития его долины мнения исследователей существенно расходятся. Так, Г. И. Раскатов (1954), описывая находки древнепалеолитических орудий в аллювии V террасы, определяет ее возраст как позднеплиоценовый.

Л. Г. Каманин и А. Г. Эбэрзин в результате изучения фауны аллювия IV террасы укладывают ее по возрасту в рамки верхнего плиоцена — древнеантропогенового времени.

В. Г. Бондарчук отрицает аллювиальный генезис песчано-галечниковых отложений VI террасы, сложенных преимущественно карпатской галькой (1949). В частности, он отмечает, что аналогичные галечники распространены и на Днестровско-Бугском междуречьи и встречаются даже на левобережной части Юж. Буга. Возраст этих галечников В. Г. Бондарчук определяет как днепровский. Все Предкарпатье, по его мнению, в это время представляло собой выровненную водно-ледниковыми потоками флювиогляциальную поверхность, распространившуюся далеко к востоку от Бугско-Днепровского водораздела. Под этим флювиогляциальным материалом и была погребена долина Днестра. Основными этапами в истории развития долины Днестра В. Г. Бондарчук считает доднепровский, днепровский и последнепровский.

Предложенная В. Г. Бондарчуком схема истории становления и развития долины Днестра полемизируется в специальной литературе. Мы уже отмечали, что рисский возраст карпатских галечников, предложенный В. Г. Бондарчуком, некоторые исследователи считают явно «омоложенным». По их мнению, карпатская галька отлагалась в доантропогеновое время. Отсюда возраст VI и V Днестровской террасы — верхнеплиоценовый. Их генезис и возраст, а отсюда и время начала формирования, заложение долины Днестра, по-разному оцениваются исследователями, которые перемещают его от конца миоцена до конца плиоцена. А. М. Цысь (1962) также связывает зарождение гидросети Подолии с сарматской эпохой. Поднятия Предкарпатья и Подолии, начавшиеся на границе раннего и среднего сармата, продолжались вплоть до меотического времени. Об этом свидетельствует появление карпатской гальки в балтской дельтовой серии. Прарека, отложившая дельтовые балтские отложения, впадала в позднесарматское море и пересекала Предкарпатскую возвышенность.

О позднеплиоценовом возрасте речной сети Подолии писал еще С. Рудницкий, утверждая, что вслед за отступающим сарматским морем формировались консеквентные реки, одной из которых и был Пра-Днестр. В древнеантропогеновое время были сформированы левые (подольские) притоки Днестра. В днепровское и последнепровское время обогащенный флювиогляциальными водами Днестр интенсивно прорезал поднимающуюся Подольскую возвышенность, формируя глубокую каньоноподобную долину. П. М. Цысь (1962) считает, что еще раньше была сформирована речная сеть современного Росточья, Малого Полесья и Ополья. По его мнению, время заложения ее — послетортонское, древне- или среднесарматское. Очевидно, вполне резонно утверждение К. И. Геренчука, что гидросеть Подолии унаследовала эрозионно-тектонические линеаменты верхнемеловой поверхности, которые не были снивелированы миоценовой трансгрессией.

Верхнемиоцен-древнеантропогеновое поднятие Подолии было неравномерным. Очевидно, более интенсивно поднималась ее северо-восточная часть, прилегающая к Украинскому щиту, и северо-западная, соответственно тяготеющая к Львовско-Люблинской мульде. В поднятие был вовлечен и палеозойский фундамент Приднестровья. Эти движения изменили первоначальный уклон плиты и способствовали интенсивному врезанию Днестра. Последнее, как утверждает К. И. Геренчук, способствовало росту меридиональных притоков Днестра.

Долины подольских притоков Днестра многими чертами своей морфологии так же, как и сам Днестр, отражают структурные особенности Подолии. Наиболее характерная их черта — каньонообразная форма — характерна лишь для долин, прорезающих палеозойский фундамент (Золотая Липа, Коропец, Стрипа и далее к востоку). Реки, расположенные к западу от Золотой Липы (Нераевка, Гнилая Липа, Свирж и др.), хотя и глубоко врезаны, но типичных каньонов не образуют.

Междуречья меридиональных левых притоков Днестра отличаются своеобразной асимметрией, необычной для Русской равнины — левобережной (левобережные склоны их положе и длиннее правобережных), что связывается двумя разновременными циклами развития эрозионной сети и коренной ее перестройкой в антропогене.

Ледниковые и водно-ледниковые фор-

мы. Относительно этого комплекса морфоскульптуры, распространенной на территории Волыно-Подолии, представления исследователей неоднозначны в определении ее возраста и распространения, что в конечном счете приводит к неопределенности в палеогеоморфологических реконструкциях. Объясняется это, в частности, тем, что в пределы Волыно-Подолии вклинивались льды и их талые воды по крайней мере двух оледенений: раннеантропогенового (окского) и среднеантропогенового (днепровского). Кроме того, крайний северо-запад области подвергался воздействию льдов европейского ледникового щита и, вероятно, талых вод Карпатского горного оледенения. Итак, ледниковая и водно-ледниковая морфоскульптура на территории Волыно-Подолии древняя и в значительной мере утратила свои морфологические черты. Редко прослеживаются покровы основной морены, т. е. так называемых моренных равнин. В Надсанской низменности на пологих склонах можно встретить островки основной морены. Такая морена (валунные суглинки) известна в с. Крукеничах. Вообще на крайнем западе Подолии (западнее Львова — район Мостиска — Судовая Вишня — Яворов) принято считать, что ледниковые отложения представлены основной переотложенной и перемытой мореной. Причем к основной морене кроме валунных суглинков относят буровато-серые крупно-и среднезернистые глинистые сильноожелезненные валунные пески, которые содержат до 25 % гравия и валунов кристаллических пород; переотложенную морену представляют голубовато-серыми уплотненными суглинками, местами слоистыми, и наконец, перемытая морена сложена преимущественно валунами и глыбами (размерами до 2,5 м в диаметре) кристаллических пород.

Встречаются также деформированные валунные глины (гляциодислокации), например, в карьере кирпичного завода юго-восточнее Яворова. Уцелевшими от размыва островками основная морена отмечена также на равнинах Малого Полесья, но надежные доказательства распространения покровных льдов в его пределы отсутствуют. Поэтому правомерно считать сомнительным, что западная часть Волынской возвышенности также покрывалась льдами окского оледенения. Его морена у с. Бояничи залегает непосредственно на мело-мергельных породах верхнего мела. Г. Г. Грузман (1978) склонен также считать, что окская морена выполняет ложбины ледникового

выпахивания, простирающиеся линией севернее сел Медная, Крымно, Б. Обзырь, Кухотская Воля. Эта морена (мощностью до 25 м) сложена глинами, суглинками, супесями, песками с гравием и галькой.

Водно-ледниковые формы рельефа отличаются многообразием генетических разновидностей, но наиболее распространенные среди них так называемые зандровые и озерно-ледниковые равнины. Весьма часты также проходные долины окского возраста на западе Подолии и Надсанской низменности, повсеместно унаследованные речными долинами.

Карстовые формы. Характерной морфоскульптурной особенностью Волыно-Подолии является широкое распространение форм поверхностного и подземного карста, развитого преимущественно в пределах Подольской возвышенности. Полые, пещерообразные гроты, ниши, аномально расширенные трещины в известняках, колодцы, поглощающие воду,— характерны для толтрового кряжа. Логообразные и лейкообразные впадины диаметром от нескольких до 200 м и глубиной до 5 м распространены на междуречьи Стрипы и Серета. В междуречьи рек Серет и Ничлава, в районе с. Бильче, в низовьях Збруча они достигают 800 м в поперечнике. В районе с. Кривче можно наблюдать гипсовые пещеры. Карстовые лейки (по местному «вертепы») развиты по долинам рек Гнилой Поток, Горожанка, у с. Журавно и в других местах. Между толтровыми грядами и Опольем на склонах и междуречьях левых притоков Днестра (рек Стрипы, Серета, Ничлавы и частично Збруча) известны уникальные пещеры гипсового карста — Хрустальная, Озерная, Вертепа, Мокрая, Оптимистическая и др. Карстовые формы, как правило, расположены в пределах приподнятых блоков, где меловые и гипсовые отложения залегают сравнительно высоко.

Денудационные формы. Широко распространены в пределах Волыно-Подолии. Приурочены преимущественно к северному склону Подольской возвышенности. На скалистых берегах Днестра и его притоков еще В. В. Ризниченко (1926) описывал причудливые выветренные формы, надломы в силурийских известняках, дефляционные борозды в песчаниках, столбы, скалы-грибы, каменные россыпи и т. д. В пределах Гологоро-Кременецкого кряжа эти формы представлены отдельными денудационными останцами. Это Каменная гора (432 м), где

выходы карбонатного песчаника образуют острый выступ с высокими скалистыми обрывистыми склонами, это группа денудационных останцов у северного склона Гологор: гора Сторожевая (368 м) у Подъяркова, Туркотинская Гора (348 м), Каменная Гора (363 м) у Станимира. У склонов Вороняков между Золочевым и Подгорцами находится группа высот денудационно-останцового типа средней высотой до 400 м. В верховьях Иквы — Каменная Гора, у с. Жарков — гора Высокий Камень и гора Подкаменская у с. Голубица. В районе Кременецкого плато развиты останцовые группы столовых вершин с крутыми, обрывистыми склонами: гора Бона (406 м), Бужа Гора (366 м), а также горы Стожок, Маслятин, Острая и другие.

Контрольные вопросы, задания. 1. Назовите основные орографические элементы Волыно-Подольской возвышенности. 2. Охарактеризуйте морфоструктуры второго и третьего порядков. 3. Расскажите о роли неотектонических движений в формировании Толтрового кряжа. 4. Как проявляются явления унаследованности в развитии речной сети Подолии? 5. Оцените роль карстового процесса в формировании рельефа Подолии.

АЗОВО-ПРИДНЕПРОВСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Азово-Приднепровская возвышенность состоит из двух самостоятельных возвышенностей: Приднепровской и Приазовской, а также Запорожской равнины.

Приднепровская возвышенность расположена между реками Днепр и Юж. Буг. Границы возвышенности с сопредельными областями выражены неодинаково. В одних случаях они четкие, в других — выделяются по особенностям геологического строения. На севере Приднепровская возвышенность граничит с Приприпятской низменной равниной. Эта граница нечеткая, несколько условно проводится по изогипсам 180 (170) м.

Южная граница с Причерноморской низменностью также невыразительна, приближенно совпадает с северной границей распространения понтических отложений и по крайним южным выходам на поверхность докембрийских пород Украинского щита.

Западная граница с Волыно-Подольской возвышенностью обычно проводится по долине Юж. Буга.

Наиболее четко выражена восточная граница возвышенности с Приднепровской низменностью, где она под-

черкивается высоким и крутым правым склоном долины Днепра.

Приднепровская возвышенность представляет собой слабо всхолмленную поверхность с уплощенными междуречными и плоско-увалистыми, слабоволнистыми придолинными равнинами. Средние высоты поверхности возвышенности составляют 240—220 м в северо-западной и 180—170 м над уровнем моря в южной и юго-восточной ее частях. Изменения абсолютных высот Приднепровской возвышенности в значительной мере обусловлены неровностями поверхности докембрийских кристаллических пород фундамента, к которым приурочены своеобразные ее орографические узлы.

Глубина расчленения возвышенности характеризуется неодинаковыми значениями в различных ее частях. В полосе, примыкающей к долине Днепра, она достигает 100—140 м, несколько уменьшается в пределах Побужья, в бассейнах рек Горного Тикича, Синюхи, Черного Ташлыка и др. В южной и центральной частях возвышенности глубина расчленения редко превышает 70—80 м.

Густота расчленения рельефа на большей части Приднепровской возвышенности колеблется в пределах 0,4—0,3 км. Однако в отдельных частях бассейнов Роси, Гнилого Тикича, в верховьях Ирпеня, Ингульца этот показатель составляет 0,6—0,4 км, а в бассейнах Гуйвы и Гнилопяти даже 0,8—0,6 км. Вместе с тем на отдельных участках Приднепровской возвышенности можно встретить поверхности, интенсивно изрезанные разветвленной овражно-балочной сетью с густотой расчленения до 4 км/км^2 (районы Ржищева, Канева), а также участки, расчлененные балками, речными долинами.

МОРФОСТРУКТУРА

Особенности строения отдельных частей Приднепровской возвышенности определяются рельефом поверхности кристаллических пород Украинского щита, находятся в зависимости от мощностей рыхлого покрова, глубины и густоты эрозионного расчленения. Влияние рельефа кристаллических пород наиболее ярко прослеживается в ее северо-восточной части, на юго-востоке оно выражено лишь на придолинных участках. Анализ орографического плана возвышенности свидетельствует о закономерной его связи с древней структурой.

Приднепровская возвышенность преимущественно прямая, древнеунаследованная морфоструктура. Основные ее контуры совпадают с крупными разломами древнего заложения, частично обновленными в мезо-кайнозое. Границы Приднепровской возвышенности-антеклизы с соседними морфоструктурами нередко выражены сериями ступенчатых сбросов.

Структурно возвышенность соответствует правобережному выступу докембрийского фундамента Украинского щита, представляющему собой многоярусное складчатое сооружение, спаянное интрузиями и осложненное многочисленными тектоническими подвижками.

На большей части Украинского щита докембрийский фундамент сложен гнейсами, гранитами, кварцитами, гранитоидами, мигматитами, а также породами эффузивного и эффузивно-осадочного метаморфического комплекса. Породы докембрийского кристаллического основания с корой выветривания на большей площади возвышенности залегают выше местных базисов эрозии и перекрыты маломощным осадочным чехлом преимущественно кайнозойского возраста.

Докембрийская толща архейских и протерозойских пород тесно связана с антиклинальными (линейными и куполовидными) и синклинальными структурами, собрана в складки северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Складчатые структуры северо-западного простирания считаются наиболее древними структурными сооружениями и широко представлены в бассейнах рек Роси, Юж. Буга и в других местах.

В поверхности фундамента отчетливо выражены поднятия и понижения (впадины). С поднятиями совпадают обычно наиболее возвышенные междуречья. Простирание возвышений поверхности фундамента нередко повторяют простирание складчатости (бассейны Роси, Соби, Ятрани, Горного Тикича, Черного Ташлыка и др.). Впадины приурочены к зонам разломов и чаще всего представляют собой замкнутые понижения поверхности фундамента, выполненные толщами осадочных пород. К локальным впадинам приурочены относительно пониженные участки возвышенности.

Большая роль в структуре правобережной части Украинского щита принадлежит дизъюнктивным дислокациям. Густой сетью разломов щит разбит на отдельные блоки, разновысотное положение которых определено

фундамента залегает наиболее высоко. В самой высокой части морфоструктуры абсолютные отметки ее достигают 270—300 м (в районе Казатина).

В рельефе морфоструктуры преобладают цокольные денудационные возвышенные (участками полупогребенные) равнины. Погребающими поверхность фундамента являются палеогеновые морские и неогеновые континентальные отложения.

В северо-западной части Винницкой морфоструктуры наклонная к западу поверхность кристаллических пород фиксирована покровом сарматских морских и плиоцен-антропогеновых континентальных отложений. Начиная с позднего миоцена структурные блоки выступа фундамента в западной части (в причленении к Подольской возвышенности) испытывали по сравнению с другими его частями более интенсивные поднятия. Это обусловило образование полуобращенной морфоструктуры.

Центральная (Уманско-Кировоградская) морфоструктура занимает центральную часть Приднепровской возвышенности. Поверхность кристаллического фундамента наиболее высоко (до 220—200 м) поднята на западе (в прибугской части) морфоструктуры. К востоку она снижается до 100 м. Эта общая закономерность в погружении поверхности фундамента нарушается тем, что крупный Уманско-Кировоградский блок, в свою очередь, разломами разбит на блоки меньших размеров, которые, по П. А. Гойжевскому (1974), обособились еще в мезозое. Вследствие неодинаковых амплитуд тектонических поднятий этих блоков современная их поверхность занимает различное гипсометрическое положение. Поверхность самого высокого Ново-Украинского блока на юге Центральной морфоструктуры достигает 240—250 м, а самого низкого Корсунского уменьшается до 100 м.

Различия в гипсометрическом положении поверхности фундамента весьма существенно сказались на истории ее развития в кайнозое.

В западной части морфоструктуры с границей по долине р. Синюхи поверхность фундамента перекрывается только неогеновыми осадочными образованиями преимущественно наземного формирования. В восточной части последние залегают на палеогеновых морских и наземных отложениях.

В рельефе морфоструктуры повсеместно господствуют

Рис. 7. Схема гипсометрии ложа осадочного покрова Бовтышской впадины (по М. Ф. Векличу, 1966)

цокольные равнины. Сравнительно маломощный покров палеогеновых, неогеновых, а также антропогеновых отложений погребает поверхность этих равнин.

В пределах Центральной (Уманско-Кировоградской) морфоструктуры интересна по своему строению Бовтышская морфоструктура (рис. 7). Она отвечает одноименной геологической структуре, заложенной в гранитах и гнейсах фундамента. Структура имеет округлую форму. Ее диаметр на уровне нулевой отметки достигает 30 км, глубина 700 м. В центральной части структуры выделяется поднятие до 5 км в поперечнике и высотой (относительно дна) до 150 м. Поднятие окружено кольцом стекловидных пород шириной распространения до 6 км и мощностью до 240 м.

Установлено, что структура имеет четко концентрическое строение, сходное с другими известными на Земле соразмерными метеоритными кратерами. По данным гра-

виметрической съемки, Бовтышская структура характеризуется отрицательной аномалией. Предполагается, что эффузивные породы, которые залегают на раздробленном фундаменте, возникли вследствие ударного разогрева и переплавления разрушенной массы в пределах ударной воронки. По другим представлениям, образование Бовтышской впадины связывается с движениями отдельных блоков кристаллического фундамента.

Бовтышская впадина выполнена мощной толщей юрских осадочно-эффузивных и палеогеновых отложений, которые почти полностью нивелируют впадину. В рельефе морфоструктура находит выражение в центробежном рисунке постоянных и временных водотоков.

Приднепровская морфоструктура расположена в восточной части возвышенности. Западная граница морфоструктуры несколько условно может быть проведена вдоль зоны дробления кристаллических пород фундамента. Зона обозначена перепадом в его поверхности. Восточная граница морфоструктуры отчетливая, выражена крутым уступом к долине Днепра.

Гипсометрическое положение блоков изменяется в восточном направлении. Поверхность Брусиловского блока (на западе) характеризуется абсолютными высотами 170—150 м, а поверхность Васильковского блока — в пределах от +100 м до —280 м. Севернее Киева они составляют более 300 м ниже уровня моря.

Южнее линии широты Кременчуга в пределах Александрийского и Пятихатского блоков, ограниченных на востоке меридиональным Ново-Воронцовским разломом, абсолютные отметки поверхности фундамента уменьшаются, с юга на север соответственно от 110 до 60 м и от 140 до 120 м, на Днепродзержинском блоке они убывают также с севера на юг от 120 до 90 м.

На Криворожском и Новопокровском блоках наклоненные в южном направлении поверхности фундамента (с отчетливо выраженной ступенчатостью) изменяются от 100 до 40 м абсолютной высоты.

Таким образом, Приднепровская морфоструктура относительно положения поверхности фундамента неоднородна. Различаются две ее части: северо-восточная и юго-восточная. В пределах первой поверхность фундамента погружается в восточном и северо-восточном направлениях, в пределах второй — эта поверхность залегает значительно выше и наклонена в южном направлении, но при

этом не уходит ниже эрозионных врезов. В северо-восточной части морфоструктуры (условно она может быть названа Киевской) погружающаяся поверхность фундамента фиксирована толщей моноклинально залегающих осадочных образований, мощность которых вблизи Днепра достигает 300 м. По возрасту эта толща включает пермские, триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и антропогеновые отложения. Кайнозойские отложения залегают выше эрозионных врезов и непосредственно являются рельефообразующими.

В юго-восточной части морфоструктуры (назовем ее Днепропетровской) древние понижения (долины) в поверхности фундамента выполнены отложениями палеогенового возраста. Почти повсеместно эта поверхность перекрыта неогеновыми и антропогеновыми отложениями, которые местами оказываются не в состоянии скрыть ее неровности, образуемые денудацией пород различной сопротивляемости. Итак, Приднепровская морфоструктура по отношению к поверхности фундамента неоднородна и подразделяется на две части: северо-восточную полуобращенную и юго-восточную прямую.

В северо-восточной (Киевской) части морфоструктуры господствующими являются пластово-денудационные равнины, которые сформировались на палеогеновых и миоценовых пластово-аккумулятивных равнинах, погребающих более древние осадочные породы. В неогене и антропогене они были деформированы неотектоническими движениями, подверглись денудации. В современном рельефе пластово-денудационные равнины расчленены речными долинами и овражно-балочной сетью.

В юго-восточной (Днепропетровской) части морфоструктуры, хотя поверхность фундамента и залегает выше местных эрозионных врезов, т. е. цокольно, в рельефе междуречий также господствующими являются пластово-денудационные равнины. Лишь вблизи форм эрозионного расчленения в отдельных местах они уступают место цокольным равнинам.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

В современном рельефе возвышенности сохранились поверхности выравнивания, неогеновые речные террасы. Выделяются позднемезозойская денудационная поверхность (останцы пенеплена), палеогеновые денудационная (так-

же пенеплен) и аккумулятивная поверхности, миоценовые денудационные и аккумулятивные (наземного и морского формирования), позднемиоценово-раннеплиоценовые денудационные и аккумулятивные поверхности, плиоценовые речные террасы.

Останцы позднемезозойского пенеплена в рельефе выражены приподнятым участком поверхности возвышенности, которые можно назвать Казатинским поднятием. Максимальная абсолютная отметка в его пределах равна 321 м. На поднятии почти не разрушена кора выветривания площадного типа (каслины) мощностью до 60—70 м.

Позднемезозойский пенеплен окаймляется палеогеновым пенепленом с неполностью уцелевшей корой выветривания. Средняя глубина палеогенового денудационного среза составляет 25 м. Палеогеновая денудационная поверхность составляет основу междуречной равнины в бассейнах Тетерева, Роси. На юго-восток от последнего она переходит в палеогеновую аккумулятивную (морскую) поверхность, которая сохранилась в междуречьях Горного и Гнилого Тикичей.

Миоценовая денудационная поверхность выравнивания развита в северной части возвышенности (в бассейнах средней части Юж. Случи, верхних частях Уборти и Ужа). Миоценовая аккумулятивная поверхность представлена равнинами наземной и морской аккумуляции. Первая из них распространяется на большие площади в восточной и юго-восточной частях, вторая — окраиной юго-восточной части возвышенности (верхняя часть бассейна Ингульца, бассейны Саксагани, Мокрой Суры).

Позднемиоценово-раннеплиоценовая аллювиально-дельтовая поверхность (равнина) распространена на междуречьях нижней части бассейна Юж. Буга и частично Ингульца. Значительная ее часть расположена и в пределах юга Подольской возвышенности. Эта равнина давно известна под названием балтской. Образование балтской аллювиально-дельтовой равнины — прямое свидетельство начала развития долинной сети в Приднепровской возвышенности. Известно, что формирование этой равнины было предопределено стоком поверхностных вод не только с пространств формирующейся Приднепровской возвышенности, но и с прилегающей к ней Волыно-Подольской возвышенности, Карпатской горной страны.

Поверхностный сток главным образом Пра-Юж. Буга осуществлялся при высоком положении базиса эрозии и

очень неглубоких эрозионных врезах. Накопление аллювиально-дельтовых отложений балтской свиты происходило на тех пространствах, которые в последующем (в среднем и позднем плиоцене и антропогене по мере переуглубления водных потоков, т. е. рек) превратились в современные междуречья.

Все поверхности выравнивания (или их останцы) после времени своего образования приподняты до современной высоты, деформированы и представляют собой междуречные пространства. В плиоцене они были фиксированы красноцветным (на севере буроцветным) покровом выветривания. В антропогене красноцветный покров выветривания был перекрыт образованиями лессовой и ледниковой формаций. Отложения последней и связанный с ними рельеф хорошо развиты лишь на территории зандровой зоны в пределах границы распространения днепровского ледника.

Возрастные аналоги балтской аллювиально-дельтовой равнины в других местах возвышенности остаются недостаточно изучены и поэтому мало известны. В литературе можно встретить упоминания об участии в строении кайнозойского осадочного покрова песчано-алевритовых образований преимущественно зеленовато-серого цвета. Но стратиграфически они рассматриваются как составная часть горизонта пестрых глин. Основанием для этого считается их залегание на высоких склонах междуречий или тяготеющих к междуречьям, т. е. морфологически они практически нигде не обнаруживают связи с речными долинами, сформированными в антропогене.

Плиоценовые речные террасы на территории возвышенности также не получили надлежащего освещения. Встречаются лишь упоминания о них. Еще в 30-х годах XX в. главным образом плиоценовые аллювиальные отложения были описаны на правом склоне порожистого участка Днепра (в бассейне Мокрой Суры). В материалах геологической съемки последних десятилетий различных районов возвышенности приводятся данные о плиоценовых речных террасах.

Сейчас нет сомнений в том, что плиоценовые речные террасы развиты в пределах большинства речных долин возвышенности. Особенно хорошо они прослеживаются в долинах Юж. Буга, Роси, Росавы.

Надо, однако, иметь в виду, что в поперечных профилях речных долин плиоценовые террасы по упоминавшим-

Рис. 8. Схема древних долин Украинского щита и его склонов (по А. А. Гойжевскому, 1978):

1 — древние долины главнейшие; *2* — то же, прочие; *3* — граница Украинского щита с его склонами. Древние долины (цифры в кружках): *1* — Хмельницкая, *2* — Хмельникская, *3* — Червоноармейская, *4* — Белокоровичская, *5* — Новоушицкая, *6* — Гниванская, *7* — Лугинская, *8* — Дымерская, *9* — Тетиевская, *10* — Рокитнянская, *11* — Гайсинская, *12* — Гайворонская, *13* — Борисольская, *14* — Первомайская, *15* — Рыжановская, *16* — Лебединская, *17* — Доманевская, *18* — Братская, *19* — Устиновская, *20* — Александрийская, *21* — Гуровская, *22* — Высокопольская, *23* — Верховцевская, *24* — Лошкаревская, *25* — Томаковская, *26* — Новопокровская, *27* — Варваровская, *28* — Запорожская, *29* — Новониколаевская, *30* — Положская

ся уже причинам образуют верхний ярус (относительно антропогеновых) и по своему гипсометрическому положению тяготеют к склонам междуречий.

В рельефе Приднепровской возвышенности выделяются водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, ледниковые и водно-ледниковые, денудационные, оползневые, просадочно-суффозионные формы.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. Погребенные речные долины. В последние несколько десятилетий в пределах Украинского щита и его склонов выявлено множество погребенных древних долин (рис. 8). Они выработаны на поверхности кристаллических пород и продолжаются по поверхности осадочных образований, возраст которых, по А. А. Гойжевскому (1978), верхнепротерозойский — триасовый. Однако к настоящему времени достоверно известны лишь древние долины среднеюрского возраста. Длина некоторых древних долин превышает 200 и более километров.

Рис. 9. Поперечный геологический разрез Черепин-Фастовской раннепалеогеновой долины (по М. Ф. Векличу, 1966):

1 — глина серая, светло-серая, зеленовато-серая; *2* — глина бурая, красно-бурая, кирпично-красная; *3* — суглинки бурые, красно-бурые; *4* — глины углистые; *5* — суглинки серые, светло-серые, темно-серые; *6* — пески; *7* — кора выветривания кристаллических пород; *8* — поверхность кристаллических пород

М. Ф. Веклич (1966) выделил среднеюрские, раннемеловые, раннепалеогеновые, позднепалеогеново-раннемиоценовые и среднемиоценовые погребенные долины (рис. 9).

Антропогеновые речные долины. Большинство речных долин на возвышенности привлекают внимание той их морфологией, которая создана в процессе развития в антропогене. Практически все речные долины в своем расположении предопределены геологической структурой, петрографическим и литологическим составом горных пород. Гидрографическая сеть возвышенности имеет древовидно-коленчатый рисунок, который определяется отклоняющим влиянием неравномерно приподнятых блоков фундамента и трещиноватостью слагающих его кристаллических пород.

На отдельных участках направления речных долин возвышенности совпадают с направлениями складчатых структур фундамента. Например, со складчатыми струк-

турами северо-западного простирания совпадают направления речных долин Юж. Буга, Соби, Синицы, Ятрани, Горного Тикича, Роси и др. Направления долин Ингульца, Базавлука, а также Днепра (на порожистом его участке) четко совпадают с направлениями складчатых структур (Криворожско-Кременчугской, Базавлукской, Орехово-Павлоградской). Наряду с преобладающей правосторонней асимметрией поперечного профиля речных долин тектонические структуры на многих их отрезках обусловливают левостороннюю асимметрию (долины Роси от Корсунь-Шевченковского до устья Гнилого Тикича и др.).

Долина Днепра между Днепропетровском и Запорожьем прорезает кристаллические породы Украинского щита, т. е. является прорывным участком (участком прорыва). По морфологии она приобретает каньоновидную форму. Долина имеет глубину до 60 м и сейчас занята озером им. В. И. Ленина. Прорывной участок долины давно привлекал внимание исследователей. Первые попытки объяснить прорыв Днепра через щит относятся к прошлому веку. Эти объяснения А. Гуровым связывались с наличием в неогене озер, располагающихся выше Днепропетровска, воды которых и осуществили прорыв. В 20—30-х годах XX в. Б. Л. Личков, В. В. Ризниченко высказали мнение о том, что прорыв произошел вследствие компенсационных движений земной коры в последнепровскую эпоху.

В. Г. Бондарчук, возражая против этих взглядов, высказал мысль о том, что долина Днепра (подобно другим долинам возвышенности) типично эпигенетическая и образовалась еще в неогене вследствие раскрытия денудационной поверхности докембрия.

В настоящее время представляется возможным уточнить представление о том, как развился этот прорывной участок долины. В раннем плиоцене залив понтической трансгрессии глубоко проникал в пределы щита. В этот залив впадал Днепр. После регрессии понтического моря сток Днепра в южном направлении не прекращался. При этом он осуществлялся при высоком положении базиса эрозии по поверхности неогеновых осадочных образований. Сток происходил несколькими водными потоками, один из них направлялся в Молочную, другие прокладывали свои русла на равнине междуречья Днепра — Молочной. Настоящий прорыв произошел в конце плиоце-

на — начале антропогена. В механизме прорыва не последнюю роль сыграла регрессивная эрозия верховья Нижнего Днепра.

Хотя прорывный участок долины Днепра до Запорожья выглядит каньонообразным, на его узких склонах, особенно на левом, прослеживается по крайней мере до трех надпойменных террас. Все они имеют цокольное строение.

Долина Юж. Буга является крупным единым геоморфологическим образованием, расположенным на западе Приднепровской возвышенности. Верхнюю часть долины представляют сравнительно молодые ее участки, развитие которых началось, очевидно, после среднего антропогена. В бассейне верхней части Юж. Буга расположены древние долины, которые не вписываются в современную долину реки. Одна из этих долин известна под названием Летичевской низменности, другая — Хмельникской. Обе они расположены в пределах Подольской возвышенности. Их следует считать свидетелями начала формирования долины Юж. Буга в антропогене.

Начало антропогеновой истории долины Юж. Буга приходится на время конец плиоцена — ранний антропоген. В раннем антропогене основной водный поток реки формировался за счет стока талых ледниковых вод раннеантропогеновых оледенений, которые распространялись на западных территориях Украинской ССР.

Летичевская низменная равнина (абс. отм. 270—300 м) сложена аллювиальными и глинистыми песками, фиксированными толщей лессовых пород. Ниже по долине Юж. Буга, начиная от Винницы (и выше) и до низовья, прослеживается (одновозрастная с Летичевской) V (или VI) надпойменная терраса. Цоколь террасы расположен выше уровня поймы в среднем на 30—50 м. Разнозернистые с галькой косослоистые аллювиальные пески, например, ниже Первомайска залегают на 65—70 м выше уровня поймы; ширина террасы местами достигает 5—8 км, терраса тяготеет к склонам междуречий и практически не вписывается в поперечный профиль долины.

Антропогеновая история долины определялась переуглублением Юж. Буга и врезанием ее в кристаллические породы. Своим петрографическим составом они оказали главное влияние на морфологию долины.

II и I надпойменные террасы можно проследить, в частности, вблизи Первомайска и в других местах.

Долина Юж. Буга во многих местах имеет каньонообразный вид. На дне долины можно встретить многочисленные завалы кристаллических пород, пороги. Порожистость отмечена в районе Первомайска, Константиновки и в других районах.

Долины левых притоков Юж. Буга (Десны, Соби, Удича, Синюхи, Выски, Ингула и др.) по своему строению очень сходны с главной долиной. Они также расположены в пределах выступа фундамента и их геоморфологический облик предопределен петрографическим составом кристаллических пород. Эти породы определяют теснинность, каньоновидность, высокие обрывистые уступы, причудливые разнообразной формы скалы. Продольные профили современных притоков Юж. Буга изобилуют порогами, быстринами, многочисленными скальными выходами.

В строении долин притоков Юж. Буга в пределах возвышенности насчитывается до трех надпойменных террас. III надпойменная терраса занимает самое высокое гипсометрическое положение. В современном рельефе она утратила морфологические черты террасы. II и I надпойменные террасы обычно узкие, прослеживаются наклонными площадками. Поймы своими характеристиками определяются морфологией долин, предопределенной их врезами в кристаллические породы.

Долины притоков Днепра. Среди них следует назвать долины Тетерева, Роси, Тясьмина. Долины этих притоков своими верхними и средними частями расположены в пределах щита, нижними — на его погружающихся склонах, где они выработаны в породах осадочного чехла.

В пределах щита морфология долин прежде всего предопределяется прочностными свойствами кристаллических и метаморфических пород. Расширенные и хорошо разработанные водной эрозией участки долины Тетерева (ниже Житомира), долины Роси (между Белой Церковью и с. Михайловкой), долины Тясьмина (в районе Александровки). Суженные участки долин (каньоны и просто с высокими, до 30—40 м, скалистыми береговыми склонами) чаще всего являются прорывными и приурочены к местам приподнятого залегания кристаллических пород: долина Тетерева у Житомира, долина Роси у Белой Церкви и Богуслава. На прорывных участках дно долин часто завалено крупными глыбами кристаллических пород, русла рек дробятся на мелкие бурные потоки.

Совсем иначе выглядит морфология речных долин на склонах щита — они становятся широкими, террасированными. В строении террас заметно увеличиваются мощности аллювиальных отложений.

На территории распространения льдов в днепровскую ледниковую эпоху все долины были погребены отложениями днепровского комплекса. В зандровой зоне облик долин претерпел особенно большие изменения и, как следствие, их строение и соответственно историю развития можно проследить после времени днепровской ледниковой эпохи. Сравнительно крупные долины этой зоны в большинстве случаев отчетливо выражены в рельефе, хотя на отдельных отрезках поверхности едва намечающихся склонов междуречий и прилегающих к ним речных террас почти сливаются. В долинах кроме поймы выделяются II и I надпойменные террасы.

II надпойменная терраса морфологически выражена слабо. Ширина террасы колеблется от 0,5 до 3 км, относительная высота — в пределах 10—16 м. Сложена терраса аллювиальными песками и суглинками мощностью от 3 до 12 м. Отмечается, в особенности в долине Тетерева, ее цокольное строение. Возраст террасы — первая половина позднего антропогена (Q_{III}^{1-2}).

I надпойменная терраса преимущественно аккумулятивная. В долине Тетерева ее ширина редко превышает 0,1—0,5 км; относительная высота не превышает 10 м. Терраса сложена песчано-суглинистым аллювием мощностью до 12 м. Возраст террасы — вторая половина позднего антропогена (Q_{III}^{3-4}).

Пойма отсутствует на каньонообразных участках долин. В среднем ее ширина 0,5 км. Выделяются высокий уровень (2—3,5 м) и низкий (0,5—1,5 м).

В лесовой зоне днепровского ледникового языка сохранились элементы рельефа, образованные в доднепровское время. Лучше всего они прослеживаются в долинах Роси и ее притоков, в Каневском районе, на Мошногорье и в других местах. В долине Роси доднепровская речная терраса шириной до 15—20 км и относительной высотой над Росью от 30—35 м в уступе до 40—45 м в тыльной части прослеживается между Белой Церковью и с. Михайловкой. Уровень этой же террасы прослеживается и далее на север мертвой долиной шириной до 14—24 км, которая унаследована р. Росавой. Относительная высота

дифференцированными тектоническими движениями. Возникшие еще в докембрии многие разломы не прекратили своей активности и до настоящего времени.

На породах выступа фундамента с разной сохранностью развита преимущественно площадная кора выветривания с преобладанием каолинитового и гидрослюдисто-каолинитового типов позднемезозойского возраста.

По периферии выступа фундамента на рельеф значительную роль оказывают отложения осадочного чехла. Наиболее древние из них имеют пермский возраст. Пермские и мезозойские отложения залегают в основании толщи осадочных образований на погружающейся поверхности щита в северо-восточной его части.

В тектонических и денудационных понижениях северо-западной и центральной частей щита местами сохранились от размыва отложения позднемеловых трансгрессий. Широко распространены на Приднепровской возвышенности отложения палеогена, неогена и плейстоцена.

Наибольшее распространение имеют неогеновые отложения (среднего и позднего неогена). В разрезах толщ неогеновых отложений разных частей Приднепровской возвышенности существенная роль принадлежит континентальным глинисто-песчаным отложениям полтавской серии, горизонтам миоценовых пестрых глин и плиоценовых краснобурых и бурых глин. В южной части Приднепровской возвышенности, на левобережьи Юж. Буга и далее к востоку в бассейнах Ингула, Ингульца распространены прибрежно-морские, аллювиальные и озерные отложения балтской свиты. Сплошной чехол, за исключением участков выходов на поверхность доантропогеновых отложений, на Приднепровской возвышенности образуют разнообразные антропогеновые отложения.

В продолжение неотектонического этапа развития в разных частях щита активность тектонических движений проявлялась по-разному. Суммарные амплитуды неоген-антропогеновых движений в западной части щита (в пределах Винницкого блока) достигают 300 м. Несколько меньшие значения суммарных неотектонических поднятий отмечаются в пределах Уманско-Кировоградского и Коростенско-Житомирского блоков. По окраинам щита суммарные поднятия за неоген-антропогеновое время не превышают 150 м.

Современные тектонические движения проявляются унаследованно. Имеют место поднятия, замедленные тек-

тонические движения и даже относительные опускания. Например, интенсивное поднятие (до 10 мм/год) зафиксировано вдоль Криворожско-Кременчугского глубинного разлома; полоса опусканий (1 мм/год) соответствует тектоническому блоку, ограниченному глубинными разломами, расположенному к югу от Киева.

В неоген-антропогене крупные блоки выступа фундамента получили отражение в рельефе. Они составляют геолого-структурную основу морфоструктур низшего (второго) порядка. Выделяются следующие морфоструктуры второго порядка: Коростенско-Житомирская (Волынская), Винницкая (Подольская), Центральная (Уманско-Кировоградская) и Приднепровская.

Коростенско-Житомирская (Волынская) морфоструктура расположена в северо-западной части возвышенности. Южная граница морфоструктуры совпадает с глубинным Житомирским разломом, отделяющим ее от Винницкой морфоструктуры. Абсолютные высоты поверхности фундамента в пределах Коростенско-Житомирской морфоструктуры колеблются от 160 до 240 м.

Поверхность докембрийских пород на большей территории морфоструктуры фиксирована маломощным покровом антропогеновых отложений. К северу от Житомира последний залегает на поверхности маломощных отложений полтавской серии.

На юго-востоке поверхность докембрийских пород погребается палеогеновыми морскими и неогеновыми континентальными отложениями. В рельефе морфоструктуры преобладающими являются цокольные равнины. Местами вследствие небольшой мощности антропогеновых отложений поверхность фундамента просвечивает и даже имеют место выходы литоморфных образований, сложенных устойчивыми к процессам разрушения кристаллическими породами. Поэтому равнины приобретают тип структурно-денудационных. В местах развития палеогеновых и неогеновых отложений поверхность фундамента полностью погребается и в рельефе не обнаруживает себя. Цокольные равнины здесь переходят в пластово-денудационные. Вблизи речных долин чаще всего они опять сменяются цокольными.

Винницкая (Подольская) морфоструктура занимает западную часть Приднепровской возвышенности. В ее пределах поверхность кристаллического

ее над уровнем Росавы равна 50—60 м. Терраса сложена нижнеантропогеновыми аллювиальными песками, песчаными суглинками, которые погребены отложениями днепровского горизонта. По М. Ф. Векличу (1958), терраса по строению антропогеновой толщи аналогична моренной террасе левобережья Среднего Днепра.

II надпойменная терраса имеет значительную ширину (до 3—4 км), а относительная высота в приустьевой части долины увеличивается до 25—30 м. Мощность преимущественно песчаного аллювия достигает 12—15 м. Аллювий перекрыт лессовыми породами. Возраст террасы — первая половина позднего антропогена (Q_{III}^{1-2}).

I надпойменная терраса выражена не везде четко. Ширина ее местами достигает 1—2 км, относительная высота увеличивается вниз по течению Роси от 1,5 до 15 м. На отдельных отрезках долины терраса цокольная. Возраст террасы — вторая половина позднего антропогена (Q_{III}^{3-4}).

Пойма Роси на суженных участках долины по ширине не превышает несколько десятков метров, на расширенных — достигает 2,5 км. Относительная высота ее над уровнем русла в местах суженных отрезков долины достигает 5 м. Выделяется два уровня поймы: высокий и низкий. Сложена пойма песчано-суглинистым аллювием мощностью до 12—15 м.

Несколько обособленно среди других представляется долина Ингульца — притоки Днепра. Долина древняя по заложению. В днепровскую ледниковую эпоху по ней происходил сток талых ледниковых вод и, таким образом, она функционировала как проходная долина. Сток ледниковых вод отразился в строении долины перигляциальной аллювиально-водно-ледниковой среднеантропогеновой террасой.

Балки и овраги. Условия для развития балок и оврагов в пределах возвышенности неодинаковые. В местах высокого залегания поверхности кристаллических пород и небольших мощностей пород осадочного чехла, а также незначительных глубин эрозионного расчленения обычно формируются неглубокие балки и сопутствующие им формы овражного расчленения.

В Приднепровской части возвышенности вследствие значительных перепадов топографической поверхности, а также сплошного распространения пород осадочного чех-

ла развиваются глубокие балки, врезающиеся в водоносные горизонты, которые превращаются в небольшие долины с постоянным водотоком-ручьем. Неблагоприятные условия для образования балок и оврагов в зандровой зоне возвышенности. Ближе к Днепру балки выглядят более оформленными.

Весьма благоприятные условия развития водно-эрозионных форм сложились вдоль правого склона долины Днепра в Каневском районе. Глубина врезов оврагов района Каневских дислокаций составляет в среднем 35—40 м, хотя отдельные из них достигают 90 м (Большой Пекарский — 85 м, Костянецкий — 90 м, Хмелянский — около 90 м). Рост оврагов происходит за счет усиленной глубинной и боковой эрозии.

Ледниковые и водно-ледниковые формы. Это формы рельефа распространены на значительных площадях возвышенности. Различаются собственно ледниковые формы (в том числе гляциодислокации) и водно-ледниковые.

В пределах зандровой зоны ледниковые (морена) и водно-ледниковые отложения залегают непосредственно с поверхности и поэтому являются рельефообразующими. В лессовой зоне ледниковые и водно-ледниковые отложения перекрыты различной мощности покровом лессов и лессовидных суглинков, т. е. участвуют лишь в строении антропогеновых отложений.

В зандровой зоне основная морена залегает покровно и в силу незначительных мощностей (в среднем 4 м) практически не нивелирует рельеф поверхности подстилающих ее главным образом кристаллических пород. По сложившимся представлениям на таких площадях принято выделять так называемые моренные равнины. Однако в геологическом строении участки залегания морены непосредственно с поверхности обычно по площади невелики (они известны на междуречьи Тетерева — Ирши, Ужа — Ирши и др.) и сменяются участками развития с поверхности водно-ледниковых отложений. В таких случаях в рельефе выделяются моренно-зандровые равнины. Наконец, на значительных площадях морена полностью отсутствует, а на поверхности кристаллических пород залегают водно-ледниковые, преимущественно песчаные отложения либо на перекрывающих ее палеоген-неогеновых отложениях выделяются зандровые равнины. При этом на многих участках толщи водно-ледниковых песков оказываются

также не в состоянии снивелировать неровности рельефа подстилающей поверхности. Мощности этих песков в зависимости от этого варьируют от 1—2 до 15—18 м. Поверхность всех этих равнин несколько всхолмлена. Различаются моренные холмы, где мощности морены увеличиваются до 10—12 м (Володарск-Волынский, Коростенский районы и др.). М. Ф. Веклич (1958) в этих районах выделил также другие формы рельефа, связанные с деятельностью ледника и его талых вод: камы, озы, озоподобные гряды. Но главным образом холмообразные возвышения этих равнин связаны с поднятиями в поверхности кристаллических пород. В рельефе зандровых равнин местами отмечаются возвышения поверхности так называемых лессовых островов. В пределах моренно-зандровых и зандровых равнин встречаются песчаные гряды, дюнообразные всхолмления. Относительная высота таких образований достигает 7—10 м.

В северной части лессовой зоны возвышенности по долинам рек, а местами и на междуречья вклиниваются геоморфологические ландшафты, характерные для зандровой зоны. На междуречьи Каменки и Унавы, расположенном вблизи границы днепровского оледенения, встречаются массивы грядово-холмистого рельефа, продолговатые холмы. Отдельные изолированные округлые холмы, хорошо выраженные в рельефе, достигают относительной высоты 25—28 м. Гряды и отдельные вытянутые холмы сложены ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями, в толще которых прослеживаются смятые слои, опрокинутые складки, песчаные диапиры. Эти образования «насажены» на приподнятые блоки фундамента, образованы осциляциями края ледника.

Каневские дислокации. Каневские дислокации известны еще под названием «Каневские горы», расположены в границах постепенного погружения Украинского щита. В строении щита и осадочного чехла выделяются Каневский, Трахтемиров-Бучакский горсты, Трощинский, Переяслав-Хмельницкий грабены. Ширина дислоцированной полосы изменяется от 3 до 9 км.

Максимальные высоты поверхности «Каневских гор» достигают 255 м, минимальные в долине Днепра не превышают 80—85 м. Значительные относительные превышения правого склона Днепра (до 155 м) и дислоцированность рыхлых горных пород, залегающих выше эрозионных врезов, обусловили интенсивное развитие оврагов

Рис. 10. Принципиальная схема дислокаций Каневского блока (по Ю. А. Лаврушину и Ю. Г. Чугунному, 1982, упрощено):

недислоцированные горные породы: *1* — пермские и триасовые, *2* — антропогеновая морена; дислоцированные горные породы: *3* — докембрийские, *4* — юрские, *5* — меловые, *6* — палеогеновые; смещенные горные породы: *7* — антропогеновые; другие обозначения: *8* — линии контактов

и оползней. В «Каневских горах» развиты проблематичного происхождения дислокации мезокайнозойских горных пород.

Основным типом дислокационных форм являются складки-взбросы, собранные в серии чешуйчатых структур. Наибольшее количество складок (более 30) вкрест простирания чешуй зафиксировано между г. Каневом и с. Яблоневым (рис. 10).

Необходимо отметить, что преобладают оборванные антиклинальные формы, синклинали встречаются очень редко. Очень часто складки-взбросы переходят в надвиги.

Гляциальная природа каневских дислокаций впервые обстоятельно была освещена Д. Н. Соболевым. По его объяснению, дислокации образовались под влиянием днепровского ледника, который, продвигаясь по долине Днепра, упирался в высокий правый берег и смял породы.

В последующем исследователи начали признавать, что не последнюю роль при формировании дислоцированной полосы играла тектоника, которая вывела на поверхность мезокайнозойские отложения, позже смятые наступающим днепровским ледником.

Некоторые исследователи считают, что каневские дислокации вообще имеют тектоническое происхождение. Тектоническая гипотеза, впервые предложенная

В. Д. Ласкаревым, была наиболее полно разработана В. В. Ризниченко. А. П. Карпинский включал «Каневские горы» в полосу так называемых зачаточных гор. В. В. Ризниченко генезис дислокаций объяснял колебательными движениями кристаллического фундамента.

Особенности геологического строения долины Днепра, перегиб продольного профиля надпойменных террас, заложение водно-ледниковых проходных долин вдоль направлений разломов кристаллического фундамента свидетельствуют о сложной неотектонической истории отдельных его блоков.

Днепровский ледник занял долину Днепра, но не перекрыл полностью водоразделы, где его мощность не превышала 150 м (в долине она составляла более 250 м). Встретив на своем пути низкогорье, ледник изменил его облик, выпахав широкие долинные понижения и переместив часть чешуй-надвигов в виде отторженцев.

С ледниковой деятельностью связывается также образование отторженцев, нарушений в залегании мезокайнозойских осадочных пород в других местах. На междуречьи Роси и Ольшанки (на участке Корсунь-Шевченковский — Староселье), на Мошногорье, в районе Городища, а южнее по Днепру у сел Дереевки, Бородаевки такие образования придают рельефу вид ярко выраженной холмистости.

Проходные долины. С деятельностью талых вод ледника на возвышенности связано образование водно-ледниковых долин. В литературе они известны как проходные или «мертвые» долины. Проходные долины распространены как в ледниковой, так и во внеледниковой зонах (рис. 11). Долины эти известны еще с 30-х годов XX в. и неоднократно привлекали внимание исследователей.

Обычно они хорошо выражены в рельефе, достигают 40—50 м глубины. В пределах почти каждой долины отмечается наличие водно-ледниковых террас. Проходные долины в большинстве случаев переработаны послеледниковой эрозией, многие из них унаследованы современными реками. Различают две генетические группы водно-ледниковых долин: отточные, обходные.

Возникновение отточных долин связывается с подпруживанием ледником поверхностного стока, образованием перед его краем запрудных озер и с последующим прорывом их вод через водоразделы. Множество отточных

Рис. 11. Распространение ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа и ледниковых отторженцев на правобережье Среднего Днепра (по М. Ф. Векличу, 1958):

1 — морены напора; *2* — гляциодислокации и ледниковые отторженцы не выраженные в рельефе; *3* — озы и озоподобные гряды; *4* — камы; *5* — водно-ледниковые долины; *6* — граница распространения морены

долин наблюдается вблизи южной границы днепровского ледникового языка на Днепро-Бугском междуречьи. Отточные долины обычно короткие (10—15 км), а их глубина не превышает 10—30 м.

Обходные (маргинальные) водно-ледниковые долины образовывались вдоль края ледниковой лопасти. Ширина их достигает 10—25 км, а длина в некоторых случаях превышает 100 км. Обходные долины образовывались преимущественно на месте эрозионных понижений в доледниковом рельефе и, в свою очередь, во многих местах унаследованы современными реками (Рось). План расположения отдельных долин совпадает со структурными линиями (разломами) кристаллического фундамента.

Денудационные формы. Денудационная морфоскульптура в пределах возвышенности повсеместно связана с кристаллическими породами поверхности Украинского щита и распространена на территориях неглубокого их залегания. На междуречных пространствах ее формы четко выступают в рельефе моренно-зандровых и зандровых равнин. Они выражены холмами, грядами, открытыми полями выходов гранитов.

Расположение и форма денудационных останцов тесно связаны с элементами залегания и петрографическим составом слагающих их кристаллических и метаморфических пород. Отдельные холмы и гряды приурочены к структурам северо-западного и северо-восточного простираний. Холмы овальной формы местами достигают в диаметре километра и поднимаются над окружающей местностью на 20—25 м.

На пространствах развития покрова лессовых пород в пределах междуречий денудационные формы в рельефе практически не находят выражения, хотя во многих местах они определяют их морфологические черты: глубокую волнистость, увалистость и т. д. Лишь в крайней южной части возвышенности (бассейны Базавлука, Мокрой Суры и др.) на склонах междуречий можно встретить слабо скрытые формы денудационной препарировки кристаллических пород.

Денудационная морфоскульптура занимает значительное место, а во многих случаях и определяет морфологию склонов речных долин и балок. Эта морфоскульптура, во-первых, часто определяет саму морфологию склонов, придает им определенную форму и детали морфологии: выпуклость, неправильные перепады, углубления, во-вторых, часто непосредственно выступает формами, нередко причудливыми или угрюмыми на фоне прилегающих пространств (склоны долин рек Соби, Б. Выски, Горного Тикича, Тясьмина и др.).

Оползневые формы. Эти формы рельефа приурочены к склонам речных долин и балок. Наиболее интенсивно они развиваются в полосе правого коренного склона долины Днепра (на участке р. Старые Петровцы — Вышгород, между селами Халепье — Стайки, Гребени — Ходоров, в Каневском районе). Они связаны с местами близкого залегания к поверхности валунных суглинков (морены), бурых и пестрых глин, мергелей киевской свиты палеогена, юрских глин. На других участках возвышенности можно встретить одиночные формы оползневого рельефа. Такими являются левый склон долины Юж. Буга, Горного Тикича, Синюхи, Роси, Тясьмина и др. Здесь они образуются главным образом на красно-бурых и бурых, а также пестрых глинах. По форме различаются оползни блокового типа, оползни-потоки (глетчеры) и оползни-осовы. Оползни блокового типа в морфологии склона образуют цирки, поверхность блока выражена

террасой оползания. Их можно называть оползневыми формами фронтального типа. Формируются они на мергелях киевской свиты. Оползни-потоки (глетчеры) морфологически выражены нечетко, захватывают значительные площади сплошного приповерхностного смещения красно-бурых (бурых) глин и залегающих на них других пород, в частности лессовидных суглинков.

В приднепровской части возвышенности отмечено двухъярусное развитие оползневых форм. Верхний ярус отвечает залеганию горизонтов бурых и пестрых глин, местами горизонта морены, нижний — мергелям киевской свиты палеогена.

Развитие оползневой морфоскульптуры в значительной мере предопределяется структурно-тектоническими условиями. Это, в частности, можно наблюдать в Каневском районе, где ориентировка оползневых форм предопределена элементами залегания дислоцированных юрских глин, т. е. геологической структурой. Часто оползневые формы рельефа сопровождаются оврагами. Более того, оползневая деятельность способствует образованию молодых овражных форм.

Просадочно-суффозионные формы. На слабо дренированных участках возвышенности, сложенных с поверхности лессовыми и лессовидными породами, развит микрорельеф степных просадочно-суффозионных блюдец.

Такие блюдца обычно имеют овальную, местами видоизменяющуюся в продолговатую форму. Размеры степных блюдец невелики, достигают не более 100—200 м в диаметре. Нередко приуроченность этих форм рельефа предопределяется расчлененностью подземного рельефа, но в основном образование форм просадочно-суффозионной морфоскульптуры связывается с просадочностью лессовых пород.

Вообще формы суффозионной морфоскульптуры в своем развитии локализованы на ряде участков возвышенности. Можно выделить Приднепровскую часть (Кагарлыкский район), территорию приледниковой зоны, протягивающейся вдоль границы распространения днепровского ледникового языка, внеледниковые участки с приподнятой и расчлененной поверхностью кристаллического фундамента и с небольшими мощностями осадочных пород, фиксирующих его (бассейны Гнилого Тикича, Шполки).

Приазовская возвышенность и Запорожская равнина. Приазовская возвышенность граничит: на востоке — с одноименной низменностью по долине р. Кальмиус, северо-востоке — по орографическому понижению в зоне сочленения Приазовского выступа фундамента и Донецкого складчатого сооружения, на западе — с Причерноморской низменностью (по линии с. Очеретоватовка — пгт Черниговка). Абсолютные отметки поверхности возвышенности изменяются в пределах 300—160(150) м, высшая точка — Могила Бельмак — 324 м. Сквозной поперечной ложбиной (седловиной) возвышенность делится на две части: западную и восточную. Абсолютные отметки поверхности ложбины у с. Екатериновки составляют меньше 200 м. Густота расчленения речными долинами и балками неравномерная, в среднем составляет 0,4—0,6 км/км², местами увеличивается до 1—1,2 км/км², глубина расчленения достигает 150 м, в окраинных частях возвышенности уменьшается до 50 м. В общем значительное горизонтальное и вертикальное расчленение обусловливает интенсивную волнистость поверхности возвышенности.

К северо-западу Приазовская возвышенность переходит в Запорожскую равнину. Ее границы: на западе — порожистый участок Днепра, на юге с Причерноморской низменностью — по долине р. Конки (ниже г. Орехова). В северном направлении поверхность Запорожской равнины наклонена в сторону долины Самары. Н. И. Дмитриев называл Запорожскую равнину внутренней (в пределах выступа Украинского щита). Абсолютные отметки поверхности Запорожской равнины превышают 200 м лишь в примыкании к Приазовской возвышенности, на значительных площадях равнины они составляют 170—185 м, местами увеличиваются до 195 м, а вблизи долины Самары уменьшаются до 100 м. Густота расчленения равнины не превышает 0,3—0,5 км/км², глубина расчленения достигает 100—120 м. В целом поверхность Запорожской равнины слабо волнистая.

МОРФОСТРУКТУРА

Приазовская возвышенность в рельефе выражает одноименный выступ фундамента, который является юго-восточной частью Украинского щита и вытянут в субширотном направлении. Максимальные абсолютные отметки выступа фундамента приходятся на его северную часть,

где они превышают 200 м. Северный склон выступа крутой, укороченный, протянут не более чем на 8—10 км, южный склон, наоборот, длинный (до 50—60 км), пологий. Орография возвышенности в значительной мере предопределена рельефом поверхности кристаллических пород фундамента, для которой характерно общее погружение в южном направлении. Местами это погружение нарушается поднятиями отдельных блоков (например, поднятие Володарского блока). Кристаллические породы вскрываются речными долинами на очень незначительных абсолютных отметках, порядка 50 м (например, долина Берды выше с. Осипенко), при весьма неглубоком эрозионном врезе. Приазовский выступ фундамента весьма отчетливо делится Володарской зоной разломов на Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский блоки. На севере выступ фундамента Конкским разломом отделяется от Конско-Ялынской впадины — опущённого блока (моноклинали). На западе этот опущенный блок ограничивается Западно-Приазовским разломом. На поверхности кристаллических пород редко встречаются сохранившиеся от размыва маломощные тела сарматских песчано-глинистых отложений. Они практически не вносят каких-либо изменений в устройство этой поверхности. Лишь на севере и западе сарматские отложения, а на юго-востоке понтические морские отложения маскируют ее. Неровности поверхности кристаллических пород основной площади выступа фундамента заметно смягчаются покровно распространенными породами плиоценового красноцветного покрова выветривания и антропогеновой лессовой формации. Вместе с этим на значительных площадях возвышенности кристаллические породы ничем не фиксированы и непосредственно участвуют в строении экспонированного рельефа.

Приазовский выступ фундамента как геоструктурная основа возвышенности в неотектонический этап своего развития испытывал устойчивые (но прерывистые) восходящие движения, т. е. поднятия. Суммарные неотектонические поднятия наиболее возвышенных участков выступа фундамента несколько превышают 250 м. К периферии, особенно в южном направлении, амплитуды поднятий резко убывают и сменяются опусканиями. Современные тектонические движения проявляются также дифференцированными поднятиями. Их значения не превышают 2—4 мм/год. В рельефе возвышенности основными

образованиями являются цокольные равнины и расчленяющие их глубоко врезанные речные долины и балки. Приазовская возвышенность представляет собой денудационную древнеунаследованную морфоструктуру.

Запорожская равнина сформировалась на опущенном блоке (моноклинали) щита Конкско-Ялынской впадины, которая ограничена с юга — Конским, с запада — Приазовским, с северо-востока — Криворожско-Павловским разломами. Впадина выполнена меловыми и кайнозойскими отложениями общей мощностью до 600 м. В направлении к прорывному участку Днепра, а также в сторону Волчанского выступа фундамента поверхность кристаллических пород залегает выше эрозионных врезов. Соответственно резко сокращается стратиграфический разрез (за счет выпадения из него меловых и палеогеновых отложений) и мощность толщи осадочных образований. Исходной современному рельефу служит миоценовая (среднесарматская) аккумулятивная морская равнина. После своего формирования равнина испытала слабые тектонические и денудационно-аккумулятивные деформации, в припорожистой части она была полностью срезанной. Поверхность фиксируется познесарматско-раннеплиоценовыми зеленовато-серыми песчано-глинистыми отложениями, плиоценовым красноцветным покровом выветривания и породами антропогеновой лессовой формации.

Суммарные амплитуды неотектонических поднятий Запорожской равнины в среднем составляют 150 м, современные тектонические движения характеризуются незначительными поднятиями (немногим более 2 мм/год), в северной части равнины они составляют меньше 2 мм/год. Запорожскую равнину следует относить к типу пластово-денудационных унаследованно-возрожденных морфоструктур.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Поверхности выравнивания. Развитие рельефа возвышенности в мезозое и кайнозое зафиксировано в трех поверхностях выравнивания: позднемезозойской, палеогеновой, миоценовой.

Наиболее возвышенная часть Приазовской возвышенности (абсолютные отметки 324—260 м) представляет собой реликт позднемезозойской поверхности выравни-

вания (пенеплена). Поверхность сохранилась в пределах обоих блоков выступа фундамента (Западном и Восточном). Поверхность Восточного блока отчетливо вырисовывается овальным в плане Волновахским сводовым поднятием, в западном блоке — самые возвышенные участки в рельефе выступают денудационными останцами. Позднемезозойская поверхность выравнивания фиксирована коалинитовой корой выветривания, которая в окрестности Волновахи залегает почти с поверхности и погребается маломощными антропогенными лессовидными суглинками.

Палеогеновая денудационная поверхность выравнивания гипсометрически образует вторую ступень, абсолютные отметки которой осредненно составляют 260—200 м. В современном рельефе поверхность слабо всхолмлена, перекрыта маломощными наземного формирования плиоценовыми и антропогеновыми породами, редко можно встретить также миоценовые осадочные образования, которые не маскируют неровности поверхности кристаллических пород.

Миоценовая поверхность выравнивания развита на окраинных частях возвышенности. Абсолютные отметки ее колеблются в пределах 200—160 м и ниже. В пределах Запорожской равнины миоценовая поверхность аккумулятивная (морская), в современном рельефе повсеместно служит междуречными равнинами. Во время формирования этой равнины в среднем сармате поперечная ложбина (седловина), разъединяющая возвышенность на западную и восточную части, была проливом между северной (в пределах Запорожской равнины) и южной акваториями. В придолинных частях равнина была срезана под уровнем плиоценовых речных террас.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. Речные долины, балки и овраги в своем расположении, как и в других областях, обнаруживают тесную зависимость от геоструктурного плана, петрографии и литологии горных пород. Очень четко прослеживается приуроченность р. Кальмиус к одноименному разлому, верхней части р. Конки — также к одноименному разлому. Реки Кальчик и Мокрые Ялы, имеющие противоположные направления стока, приурочены к Володарской зоне разломов.

Формирование рисунка долинной сети, близкого к современному, началось в конце миоцена. Плиоценовые

речные террасы, поскольку они формировались при очень высоком положении базиса эрозии, морфологически не обнаруживают никакой выраженности. На возвышенности они практически полностью размыты. Их можно проследить лишь по высыпкам гальки, местами маломощных базальных слоях аллювия, которые бывают распространены полосами вдоль современных речных долин (например, на левом склоне долины Кальмиуса ниже с. Васильевки).

На правом склоне долины р. Мокрые Ялы ниже с. Красная Поляна карьерными разработками вскрыты гравийно-галечные пески, слагающие плиоценовую речную террасу. Пески по фронту вскрыши часто становятся сильно глинистыми, местами перекрываются тощими красноцветными глинами плиоценового возраста.

История долины рек Кальчик и Мокрые Ялы может быть примером того, как изменения положения базисов эрозии оказывают влияние на эродирующую способность водного потока. Обе долины, как было отмечено выше, приурочены к Володарской зоне тектонических разломов выступа фундамента и сформированы водными потоками противоположных направлений: р. Кальчик — в бассейн Азовского моря, р. Сухие Ялы — в бассейн р. Самары. В позднем миоцене эти реки несли свои воды в морской бассейн с единым уровнем, но уже в раннем плиоцене в положении базиса эрозии этих рек наметились изменения. Реки бассейна Самары были оторваны от уровня моря, а Кальчик стекал сначала в понтический морской бассейн, а затем в киммерийский и куяльницкий. Понижающийся на протяжении плиоцена уровень общего базиса эрозии усиливал пятящуюся эрозию Кальчика, который в конце плиоцена перехватил верхний отрезок р. Мокрые Ялы у с. Екатериновки. Факт перехвата подтверждается: верхний отрезок Кальчика (от верховьев до с. Екатериновки) ориентирован почти в северном направлении, а у названного села меняет его на южное; в долине р. Мокрые Ялы хорошо прослеживаются плиоценовые речные террасы, в долине р. Кальчик они неизвестны (правда, в этой долине их аллювий мог быть денудирован).

В морфологии антропогеновых долин возвышенности отчетливо намечается два яруса: верхний и нижний. Верхний ярус морфологически невыразителен. Гипсометрически он тяготеет к склонам междуречий. В пределах это-

го яруса различаются V и IV надпойменная террасы. V надпойменная терраса сохранилась лишь фрагментами. Полтора-двухметровые толщи ее аллювия (гравелистые пески) можно наблюдать на правом склоне долины Кальмиуса. Россыпи крупнозернистых и гравелистых песков можно встретить и на выходах кристаллических пород в долине Кальчика. IV надпойменная терраса морфологически прослеживается более четко, хотя сохранилась не повсеместно. На левом склоне долины Кальмиуса (напротив с. Гранитное) в карьере вскрыта толща серых разнозернистых песков с прослоями голубовато-серых супесей и тощих глин мощностью до 5—6 м. В Запорожской равнине IV надпойменная терраса развита в ряде речных долин. Морфологически она слабо или вовсе не выражена, так как после своего образования оказалась погребенной делювиальными застилами. В долине р. Мокрые Ялы ее характерный своим строением аллювий вскрыт буровыми скважинами.

Нижний ярус в морфологии речных долин возвышенности выражен весьма четко. В зависимости от монолитности и прочностных свойств кристаллических пород, в которых они врезаны, различаются участки долин-каньонов, долин-ущелий и долин, в продольном профиле которых чередуются расширенные участки с суженными (четковидными). Долины-ущелья отличаются наименьшей выработанностью. Кристаллические породы в их пределах выступают самыми различными формами. Нередко русла бывают завалены отдельными глыбами или останцами. В таких местах продольный профиль реки или ручья невыработанный, очень часто с перепадами, быстринами. Долины четковидного строения характеризуются тем, что на расширенных их участках кроме широкой поймы можно наблюдать I и II надпойменную террасы.

Долины рек в пределах Запорожской равнины хорошо разработаны, широкие, обычно асимметричные. Левые склоны преимущественно высокие, правые— низкие, террасированные. В нижнем ярусе насчитывается широкая пойма и две надпойменные террасы.

Б а л к и — существенные формы в рельефе возвышенности. В своих низовьях они глубоко врезаны, часто имеют постоянные водотоки. Склоны балок открытые, кристаллические породы в их пределах выходят на поверхность. На Запорожской равнине можно различать

укороченные балки и балки-суходолы. Укороченные балки находятся в стадии оформления. Их склоны и днища сухие. Балки-суходолы отличаются хорошей разработанностью, как правило, имеют широкое дно, неглубокий врез. В средних и нижних частях таких балок есть (хотя и слабый) постоянный водоток.

Овраги на возвышенности не получают развития. Этому не способствует высокое залегание кристаллических пород над местными базисами эрозии. Частыми являются рытвины, промоины. На Запорожской равнине овраги можно наблюдать чаще.

Денудационные формы. В Приазовской возвышенности эти формы рельефа весьма распространены. Они осложняют рельеф широких склонов речных долин и балок, которые почти повсеместно выработаны в кристаллических породах, придолинные участки междуречий. Чаще всего эти формы представляют собой останцы кристаллических пород. Местами они приобретают весьма привлекательные очертания. Например, в бассейне р. Кальмиус можно встретить грибовидной, шаровидной и других форм. Среди денудационных форм возвышенности хорошо известны каменные могилы.

Каменные могилы — местное название денудационных останцов кристаллических пород на возвышенности и ее южных и западных склонах, а также собственное название группы таких останцов в верховье р. Каратыш (бассейн р. Берды).

Обычно останцы представляют собой отпрепарированные денудацией интрузивные тела (граниты Каменных Могил) или метаморфические массивы (железистые кварциты Корсак-Могилы), породы которых обладают более высокой прочностью. Останцы имеют форму одиноких остроконечных вершин (Могила Синяя, Темрюк-Могила), выразительно возвышающихся над подножием (соответственно до 50 и 20 м) дугообразно изогнутых гряд (две гряды Каменных Могил, шестивершинная гряда Корсак-Могилы) или куполовидных поднятий, лишенных собственно денудационного останца (Бельмак-Могила). Кристаллические останцы — вершины Бельмак-Могилы — перекрыты маломощной толщей лессовидных суглинков. Расположены могилы в приосевой части возвышенности. Большинство останцов расположены на междуречных пространствах и только восточная гряда Каменных Могил находится на склоне долины Каратыш-

ша и, таким образом, представляет собой денудационный останец, откопанный речной эрозией.

Гранитная интрузия Каменных Могил — крупнейшая на Приазовском выступе щита. Грядообразно вытянутые останцы отвечают формам интрузивных тел. В Куйбышевско-Розовском районе, в его западной части, интрузии простираются преимущественно субмеридионально, в восточной — с юго-востока на северо-запад. Гряды Каменных Могил имеют пять крупных и несколько мелких вершин. Западная гряда является типичным приводораздельным останцовым сооружением. Её вершины возвышаются над прилегающей междуречной равниной на 10—20 м. Превышение вершин восточной гряды над поймой р. Каратыш достигает 100 м. Вероятно, в неогене — антропогене в процессе врезания долины Пра-Каратыша в аккумулятивную неогеновую поверхность произошло откапывание восточной гряды Каменных Могил. Западная гряда полупогребена субаэральными образованиями междуречья.

Из других форм морфоскульптуры можно отметить **оползни**, которые встречаются на Запорожской равнине. Крупные оползни не развиваются, чаще всего это оплывины и осовы.

Контрольные вопросы, задания. 1. Как отражено в рельефе Азово-Приднепровской возвышенности ее структурно-тектоническое основание? 2. Расскажите о зональности морфоскульптуры возвышенности, ее генетических типах. 3. Сделайте анализ взглядов о происхождении Каневских дислокаций. 4. Дайте сравнительную характеристику Приазовской возвышенности и Запорожской равнины.

ПРИДНЕПРОВСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Приднепровская низменность ограничена с запада и юго-запада Днепром, на юге граница проходит по широте Днепропетровска, на юго-востоке — по долине Берека (с притокой Бритай), на северо-востоке переходит в юго-западные склоны Среднерусской возвышенности, а в северо-западном направлении — в Припятскую низменную равнину. Орографически Приднепровская низменность подразделяется на Среднеднепровско-Деснянскую низменную равнину, Среднеднепровскую низменную равнину и Полтавско-Орельскую низменную равнину. Максимальные абсолютные отметки поверхности свыше 200 м приурочены к северо-восточной и юго-вос-

точной частям (соответственно на границах со склонами Среднерусской и Донецкой возвышенностей). В центральной части низменности они уменьшаются до 170—160 м, а в долине Днепра, которая приурочена к юго-западной части низменности, они изменяются от 150 до 100 м. Абсолютные отметки уреза воды в Днепре изменяются от 109 м (с. Лоев) до 55 м (выше устья Орели). Глубина эрозионного расчленения междуречья в пределах Полтавско-Орельской равнины достигает 60 м (на отдельных участках — до 60—80 м), террасовых равнин речных долин — 25—30 м, местами до 10—20 м. Минимальные значения коэффициента густоты расчленения составляют 0,2—0,4 км, максимальные (в пределах Приднепровской аллювиальной равнины) — от 0,2 до 0,6 км. Эрозионное расчленение придает поверхности низменности волнистость. Поскольку эрозионными врезами вскрываются преимущественно рыхлого состава горные породы, волнистость поверхности, за редкими исключениями, слабая. Особенно этому способствует залегание с поверхности пород лессовой формации.

МОРФОСТРУКТУРА

Приднепровская низменность структурно расположена в Днепровско-Донецкой впадине и распространяется на полосу южного склона Украинского кристаллического щита, юго-западный склон Воронежского кристаллического массива и Припятско-Днепровско-Донецкий грабен. Бортовые части грабена (шириной 75—135 км) отделены уступами Украинского щита и Воронежского выступа фундамента с амплитудой до 4—5 км. Кристаллический фундамент в юго-восточной части Днепровского грабена погружен на глубину до 15—17 км. Осадочный чехол впадины включает отложения от девонских да антропогеновых включительно и подразделяется на шесть структурных этажей: 1) девонский, 2) турне—нижний визе; 3) верхний визе—нижняя пермь, 4) верхняя пермь—мел, 5) палеогеновый, 6) неоген-антропогеновый. Верхний неоген-антропогеновый структурный этаж рельефообразующий.

Во впадине по гипсометрии поверхности фундамента и тектонике осадочного платформенного чехла выделяются продольные и поперечные структурные зоны. К продольным относятся две краевые и центральная часть

грабена, к поперечным — Припятский грабен, Брагинско-Черниговский выступ, Днепровский грабен и зона сочленения Днепровского грабена с Донецким складчатым сооружением. Поперечные зоны разделены серией глубинных разломов.

По отношению к структурам фундамента Приднепровская низменность относится к прямым морфоструктурам первого порядка. Однако при внимательном сопоставлении орографических черт и плана основных геологических структур легко увидеть ее асимметричность, т. е. смещение минимальных абсолютных отметок поверхности низменности к западу и юго-западу на полосу восточного погружения Украинского щита, а на участке устьев рек Сулы — Самары и непосредственно на юго-восточную окраину щита.

Как морфоструктура первого порядка низменность предопределена погружением кристаллического фундамента. Оформление ее происходило на протяжении длительного отрезка времени, начиная с девона, и выделяется она на основании сопоставления современного рельефа с поверхностью кристаллического фундамента.

Сопоставление современного рельефа низменности со структурой опущенного на большую глубину и погребенного под мощной толщей осадочных образований кристаллического фундамента не позволяет обнаруживать морфоструктуры низших (второго) порядков. Они выделяются при сопоставлении современной поверхности с неотектонической структурой. Поэтому более дробное морфоструктурное расчленение Приднепровской низменности на морфоструктуры второго порядка можно провести лишь весьма условно путем сопоставления рельефа поверхности не со структурами фундамента, а с неотектоническими структурами. Верхние горизонты осадочной толщи платформенного чехла не обнаруживают четких деформаций и не обладают признаками структурных форм, которые бы получили определенную выраженность в рельефе низменности. Поэтому в данном случае морфоструктуры выражаются через дифференцированные проявления экзогенного (денудационного или аккумулятивного) воздействия, вызываемого неотектоническими движениями.

По Н. Г. Волкову (1981), прослеживается определенная зависимость между современным рельефом и характером неотектонических движений (рис. 12), что позво-

Рис. 12. Неотектоника Днепровско-Донецкой впадины (по Н. Г. Вол-
1 — суммарные амплитуды неотектонических движений, м; *2* — зоны глубин
3 — глубинные разломы; *4* — разломы кристаллического фундамента борто
фундамента; *6* — разломы кристаллического фундамента сложного грабена;
ляющие грабен на отдельные части (В-1 — Брагинско-Черниговский выступ,
с Донецким складчатым сооружением); основные месторождения: *9* — нефти,
аквитан-гельветской, *6* — среднесарматской; *13* — граница Днепровского оле-
ский, *2* — Остерско-Псельский, *3* — Сулойско-Деснянский, *4* — Псельский, *5* —
15 — направление сейсмогеологического профиля Лебедин — Кобеляки.

лило ему выделить следующие части Днепровско-Донецкой впадины: 1) северо-восточный борт впадины, для которого в неогене и антропогене характерен наиболее устойчивый режим поднятий; 2) средняя и юго-восточная части Днепровского грабена, испытывающие менее устойчивые и с меньшими амплитудами неотектонические поднятия; 3) северо-западная часть впадины, отстававшая в поднятиях, особенно в антропогене, от других частей впадины; 4) восточная часть юго-западного борта впадины, наименее интенсивно поднимавшаяся в неогене, на которой в антропогене проявились локальные опускания.

кову, 1981):

ных краевых разломов Припятско-Днепровско-Донецкого сложного грабена; ных частей впадины: *5* — сдвиговые смещения по разломам кристаллического *7* — разрывные нарушения осадочного чехла; *8* — условные границы, разде- В-II — Днепровский грабен, В-III — зона сочленения Днепровского грабена *10* — газа, *11* — нефти и газа; *12* — границы миоценовых трансгрессий; *а* — денения; *14* — порядковые номера глубинных разломов (*1* — Деснянско-Сейм- Ворсклянский, *6* — Орельско-Удайский, *7* — Днепровско-Северскодонецкий); А — склон Воронежского массива, Б — склон Украинского щита

В современную эпоху тектонические движения проявляются также дифференцированно. Например, территория равнины широких антропогеновых террас испытывает опускание или минимальные (0—2 мм/год) поднятия, участки резкого сужения антропогеновых террас (Кременчуг) — весьма интенсивные поднятия. Рисунок изобаз современных тектонических движений в целом отражает наличие поперечных структурных зон, разделенных между собой разломами. Современные тектонические движения особенно четко дифференцируются в пределах локальных структур, обычно отличающихся более интенсивными поднятиями.

Морфоструктуры второго порядка представляют собой выраженные в рельефе наиболее крупные блоки земной коры. Сформировались они в основном в неогене—антропогене дифференцированными неотектоническими движениями. Поэтому существенным критерием при выделении морфоструктур второго порядка являются неотектонические движения крупных блоков земной коры. Они предопределяли денудационную или аккумулятивную направленность из развития в неогене и антропогене.

Выделяются следующие морфоструктуры второго порядка: 1) пластовая Приднепровско-Придеснянская субгоризонтальная денудационно-аккумулятивная равнина; 2) ступенчатая аккумулятивная (аллювиальная) равнина левобережных террас Днепра; 3) пластово-ярусная Полтавско-Орельская денудационная равнина.

Пластовая Приднепровско-Придеснянская субгоризонтальная денудационно-аккумулятивная равнина на размытой поверхности палеогеновых (в западной и центральных частях) и меловых (в восточной части) отложениях. Соответствует северо-восточному борту впадины и северной части Черниговско-Брагинского выступа фундамента. Субмеридиональным Супой-Деснянским разломом морфоструктура разделена на восточную (Новгород-Северскую) и западную (Черниговскую) части.

Новгород-Северская часть отличается большей приподнятостью. Абсолютные отметки здесь в пределах денудационных останцев местами превышают 200 метров (правильнее было бы эту часть считать склоном Среднерусской возвышенности). Черниговская часть характеризуется меньшими абсолютными отметками — 120—140 м. Эта территория покрывалась льдами днепровского оледенения, была непосредственно подвержена деятельности его талых вод. Поэтому все междуречные пространства заняты моренно-зандровой и зандровой морфоскульптурой, развиты также лессовые острова, абсолютные отметки поверхности которых увеличиваются до 150—180 м.

Ступенчатая аккумулятивная (аллювиальная) равнина левобережных террас Днепра на размытых неогеновых и палеогеновых, местами мезозойских отложений структурно приурочена к восточной части

погружающегося фундамента Украинского щита и к южной части Черниговско-Брагинского выступа грабена. Морфоструктура характеризуется минимальными для Приднепровской низменности (впадины) суммарными амплитудами неотектонических поднятий (в среднем 100—125 м) и инверсией движений — опусканиями в антропогене, что обусловило наложения среднеантропогеновых (днепровских) и позднеантропогеновых отложений на нижнеантропогеновый аллювий. По существу, морфоструктуру следует считать новообразованной в антропогене. В пределах морфоструктуры различаются равнины поздне-, ранне- и среднеантропогенового возраста.

Пластово-ярусная Полтавско-Орельская денудационная равнина на неогеновых и палеогеновых отложениях занимает значительную площадь, соответствует Днепровскому грабену со средними (для впадины) суммарными амплитудами неотектонических поднятий с фоновыми значениями с северо-запада на юго-восток от 125 до 150 м. В пределах морфоструктуры широко развиты новейшие брахиантиклинальные возвышенности и синклинальные понижения.

Морфоструктуры низших порядков в литературе называют локальными структурами. Локальные морфоструктуры — это выраженные в рельефе пликативные складки (брахиантиклинали, моноклинали и др.), обычно осложненные соляными штоками, которые заложились после девона и проявляют активность в настоящее время. Локальные морфоструктуры выделяются при сопоставлении форм рельефа с соизмеримыми деформациями верхних горизонтов толщи платформенного осадочного чехла. На неотектоническом этапе локальные морфоструктуры развиваются унаследованно. Их неотектоническая активность тесно связана с разломной активностью отдельных частей самой впадины. В пределах Приднепровской низменности они развиты очень широко. Сейчас насчитывают более 200 таких морфоструктур.

На геоморфологические признаки тектонической активности локальных морфоструктур обращали внимание многие исследователи. В. Г. Бондарчук (1937) впервые предложил применять геоморфологические методы для поиска таких структур и однозначно высказал мысль о том, что образование их связано с соляной тектоникой. Им же дано описание некоторых локальных морфострук-

тур, в частности Исачковской, Роменской. Многие другие локальные морфоструктуры исследованы Н. Г. Волковым (1981).

Исачковская морфоструктура, по В. Г. Бондарчуку, представляет собой холм, расположенный в месте впадания Удая в Сулу. С юга холм возвышается над поймой долины Сулы, с севера к нему прилегает надпойменная терраса Сулы. Вследствие этого холм изолирован от прилегающих междуречных пространств и оказывает существенную роль на строении долины Сулы. Холм представляет собой овальное возвышение, вытянутое в широтном направлении. Ширина западной части холма больше по сравнению с восточной. На крутых склонах холма обнажается брекчия диабазов и туфов мощностью до 5—7 м.

Качановская морфоструктура, по Н. Г. Волкову, расположена на междуречьи Груни и Ташани. Структурно она приурочена к северной краевой части Днепровского грабена. Впервые выделена в 1953 г. по локальному поднятию пород киевской свиты палеогена. Качановская морфоструктура по геологической структуре представляет собой куполовидную брахиантиклинальную складку северо-западного простирания размерами по длинной оси около 7 км, короткой — 4 км. Качановская брахиантиклинальная складка связывается с предпалеогеновым этапом развития в результате активизации соляной тектоники. На неотектоническом этапе Качановская морфоструктура, как и большинство других, продолжает свое развитие. В неоген-антропогене отмечены два основных этапа активизации поднятий — на границе палеогена и неогена и в позднем плиоцене-плейстоцене (Н. Г. Волков, 1981). За пределами поднятия (т. е. выше и ниже по течению) долины рек Груни и Ташани расширяются, их русла интенсивно меандрируют, поверхности пойм понижены и заболочены.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

В рельефе Приднепровской низменности сочетаются комплексы и элементы морфоскульптуры различного генезиса и возраста.

Исходной поверхностью для развития современного рельефа была межрегионная миоценовая полигенетическая поверхность выравнивания, которая сформировалась на месте палеогеновой морской равнины. В северо-

восточной части низменности фрагменты миоценовой поверхности сохранились денудационными останцами верхнемеловых отложений. На значительных площадях средней части низменности сохранилась аккумулятивная наземного (озерно-аллювиального) формирования равнина, обычно выделяемая под названием полтавской. Наконец, юго-запад низменности представляет собой аккумулятивную (морскую) равнину миоценового возраста.

По генезису выделяются следующие формы рельефа: водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, ледниковые и водно-ледниковые, субэральные (лессовые), оползневые, карстовые, суфозионно-просадочные, эоловые.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. Неогеновые речные террасы. Начиная с позднего миоцена (позднего сармата) формируются неогеновые речные террасы. По своему гипсометрическому положению они тяготеют к исходному уровню в пределах Приднепровской низменности — поверхности миоценовой равнины.

Наличие следов размывающей и аккумулирующей деятельности рек в неогене на территории Приднепровской низменности исследователи отмечали еще во второй половине XIX в. В 30-х годах XX в. Д. Н. Соболевым были сформулированы близкие к современным представления о неогеновых речных террасах. Им же было выделено несколько уровней этих террас. Они изучались и другими исследователями. До Великой Отечественной войны их изучение связывалось с именами Д. П. Назаренко, Н. И. Дмитриева, Д. К. Биленко, в послевоенное время — Д. П. Назаренко, С. И. Проходского, М. Ф. Веклича и др. Следует напомнить, что В. Г. Бондарчук отрицал наличие неогеновых террас. В настоящее время наличие неогеновых террас в строении рельефа ни у кого не вызывает возражений. Их развитие является логичным, так как после формирования межрегионального распространения миоценовой (полтавской) серии преимущественно в наземных условиях продолжалась деятельность поверхностного стока. С этой деятельностью и связывается образование серии позднемиоценовых (позднесарматских) и плиоценовых террас. Выделение этих террас основывается на факте замещения в геологических разрезах отложений полтавской серии и пестрых глин аллювием более позднего накопле-

ния сначала частично, а затем и полного их размыва, вплоть до отложений палеогенового возраста.

Существуют различные интерпретации следов неогеновой долинной сети. Соответственно созданы различные схемы их расчленения. Но необходимо учитывать, что процесс образования одной и той же террасы (одновозрастной) изменялся от места к месту, что обязательно отражалось в различиях строения ее аллювиальной толщи, и что в связи с последующими тектоническими деформациями одновозрастная терраса оказывалась приподнятой на неодинаковую высоту.

В настоящее время можно пока утверждать, что на протяжении позднего сармата-плиоцена сформировались три террасовых уровня: позднесарматско-раннеплиоценовый, средне-позднеплиоценовый, позднеплиоценово-раннеантропогеновый (начало).

Позднесарматско-раннеплиоценовый террасовый уровень, получивший от Д. Н. Соболева широко распространенное название иванковской террасы, по генезису эрозионно-аккумулятивный, формировался длительное время при общей глубине вреза речного потока до 25—30 м. Современная ширина этой террасовой равнины местами достигает 40—60 км. Она сложена перемытыми песками полтавской серии. Аллювиальные пески содержат обычно слабо окатанную гальку полтавских песчаников, залегающих на отложениях этой же серии. Верхнюю часть разреза часто представляют зеленовато-серые, местами сильно известковые глины. Их не следует смешивать с пестроцветными глинами, образование которых приходится на более раннее время, не позже среднесарматского. Средне-позднеплиоценовый террасовый аккумулятивный уровень, названный Д. П. Назаренко новохарьковской террасой, также широко развит. В строении террасы участвуют обычно хорошо перемытые серые пески и глинистые пески. Залегает аллювий этой террасы на размытой поверхности палеогеновых (преимущественно харьковской свиты) отложений.

Позднеплиоценово-раннеантропогеновый (начало) террасовый уровень очень часто выделяется под названием бурлукской террасы (по Д. П. Назаренко). Известны и другие названия этой террасы (богдановская — по Д. К. Биленко, гуньковская — по Н. И. Дмитриеву). Эта терраса распространена непосредственно в пределах антропогеновой долины, местами вблизи современной

поймы. Гипсометрически ее поверхность характеризуется абсолютными отметками 135—145 м.

Аллювиальные отложения террасы представлены хорошо перемытыми серыми мелкозернистыми и среднезернистыми песками с прослоями алевритов или тощих глин. Аллювиальная поверхность террасы не фиксируется красно-бурыми глинами.

Антропогеновая долина Среднего Днепра. Река Днепр на территории УССР начинается от г. Лоева, ниже устья р. Сож. Ширина антропогеновой долины Днепра на широте Киева достигает 125—130 км, а по границе неогеновых террас — 140—150 км. В северной части Приднепровской низменности древняя долина Днепра сливается с древней долиной Десны.

У Вышгорода долина Днепра асимметричная. Между Вышгородом и Киевом правый склон расположен далеко от русла Днепра, отделяется широкой полосой высокой поймы, на которой расположен Подольский район Киева, но и здесь правый склон сохраняет свою значительную высоту. Ниже, почти на всем протяжении, этот склон поднимается на высоту 80—100 м (местами и больше) над меженным уровнем Днепра. Правый склон на большом протяжении коренной сложно построенный. Он изобилует овражно-балочным расчленением, осложнен формами оползневой деятельности.

Левый склон долины по границе распространения антропогеновых террас чаще всего отграничен уступом к поверхности раннеантропогеновой террасы. Этот уступ несколько уплощен, так как закрыт сравнительно мощным чехлом делювиальных отложений.

Антропогеновая долина Среднего Днепра привлекала внимание многих исследователей. В 20—30-х годах XX в. и несколько позже были высказаны взгляды о строении долины, в частности о количестве террас, Г. Ф. Мирчинком, Б. Л. Личковым, В. И. Крокосом, Н. И. Дмитриевым, В. В. Ризниченко, В. Н. Чирвинским, Д. Н. Соболевым, Д. К. Биленко, В. Г. Бондарчуком, П. К. Заморием и др. При этом наметились два подхода при выделении террас: морфологический, точнее гипсометрический, и литолого-стратиграфический. Придерживаясь морфологического (гипсометрического) подхода, Б. Л. Личков и В. Г. Бондарчук выделяли только три террасы. В рельефе они выражены гипсометрическими ступенями. При литолого-стратиграфическом подходе

В. В. Ризниченко, Д. К. Биленко и другие почти на всем протяжении долины Среднего Днепра, например от с. Прохоровки до Кременчуга (В. В. Ризниченко), установили четыре надпойменные террасы. Предложена и терминология для обозначения названий террас, например, I надпойменная терраса именовалась песчаной (боровой), II надпойменная терраса — однолессовой и т. д. Самая древняя терраса получила название моренной. В практике исследований часто порядковый номер террасы не упоминался, его заменяли названия — однолессовая, двухлессовая и т. д. Впрочем, такая терминология в названии речных террас в некоторых случаях сохраняется до сих пор.

В. Г. Бондарчук (1949) в долине Среднего Днепра и его притоков выделяет три террасовых уровня: днепровский, полесский (валдайский), современный (пойма). Максимальной глубины размывы достигали в раннеантропогеновое (доднепровское) время. Поэтому днепровский аллювий наложился на доднепровский. Действительно, в долине Среднего Днепра внешне можно проследить лишь три террасовых уровня. Но эти уровни не отражают ни истинное строение аллювиальной долины, ни историю ее развития. Вследствие преобладающих тектонических опусканий на протяжении антропогена происходило накопление более молодых аллювиальных толщ на более древние, т. е. имело место наложение или вложение аллювиальных толщ, связанных с эрозионно-седиментационными ритмами. Количество таких ритмов совпадало с количеством палеогеографических эпох (от днепровской ледниковой до валдайской ледниковой с основными стадиями). По Г. И. Горецкому (1979), в средней части долины Днепра, которая характеризуется хорошей разработанностью, кроме поймы насчитывается до четырех-пяти надпойменных террас плейстоценового возраста.

М. Ф. Веклич, исходя из двухчленного строения аллювия речной террасы, считает, что на каждой более древней террасе происходит замещение его двумя горизонтами субаэральных образований: нижний — почвенный горизонт, верхний — лессовый горизонт. Таким образом, основным критерием для выделения террас в долине Среднего Днепра и в других долинах является строение покрова субаэральных образований, точнее, его стратификация, взятая в основу стратиграфии.

Считаем, что можно представить схему строения долины Среднего Днепра в следующем виде: IV надпойменная терраса (раннеантропогеново-среднеантропогеновая), III надпойменная терраса (образованная во вторую половину среднего антропогена), II надпойменная терраса (образованная в первую половину позднего антропогена), I надпойменная терраса (образованная во вторую половину позднего антропогена), пойма (формирующаяся в голоцене). Исходным антропогеновым террасовым уровнем была IV надпойменная терраса, формирование которой продолжалось в течение длительного отрезка времени — весь ранний антропоген и лихвинское межледниковье среднего антропогена. В раннеантропогеновое время врез долины Днепра был глубоким, достиг отложений харьковской свиты, местами киевских и бучакских отложений. Антропогеновую историю этой долины Г. И. Горецкий склонен начинать с накопления никопольской аллювиальной свиты в самом начале раннего плейстоцена.

Подошва аллювия никопольской террасы Днепра залегает ниже подошвы аллювия позднеплиоценовых террас. Формирование никопольской надпойменной террасы Днепра, по Г. И. Горецкому, происходило до начала первого (раннеантропогенового) оледенения на Русской равнине. С доокским временем он связывает образование раннеантропогеновой аллювиальной свиты (по названию венедской), ложе которой врезано глубже всех других погребенных аллювиальных свит.

В эпоху окского оледенения аллювий свиты был перекрыт флювиогляциальными отложениями, которые, в свою очередь, перекрываются аллювием, формирующимся в течение первой (большей по продолжительности) части лихвинского межледниковья. Г. И. Горецкий этот аллювий выделяет под названием нижнекривичской аллювиальной свиты.

Аллювий IV надпойменной террасы представлен мелко- и среднезернистыми песками, книзу переходящими в разнозернистые. В песчаных толщах можно встретить прослои пылевых глин, зеленовато-серых мергелистых глин и суглинков. Раннеантропогеновый аллювий во многих местах был контрастивно перекрыт аллювием аллювиальной свиты времени первого климатического оптимума лихвинского межледниковья. В составе аллювия этой свиты наряду с серыми мелко- и среднезернис-

тыми песками значительное место занимают зеленовато-серые, голубые и обугленные, часто запесоченные глины. Общая мощность аллювиальной толщи IV надпойменной террасы достигает 30—35 м.

Максимальное днепровское оледенение, наступившее после лихвинского межледниковья, оказало значительное воздействие на последующую историю долины Днепра.

Аллювиальная толща этой террасы погребена образованиями днепровского ледникового комплекса, включающего подморенные озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения, морену и надморенные флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения. Терраса получила широко распространенное название моренная.

Днепровский ледник гравитационным и динамическим воздействием на подстилающие породы образовал глубокие ложбины ледникового выпахивания, сопровождаемые влиянием размывающей и аккумулирующей деятельности талых ледниковых вод. Эти воды превратили многие эрозионные желоба в ложбины ледникового размыва. В ряде случаев талые воды вызывали возникновение самостоятельных долинообразных ложбин ледникового размыва. Из ложбин ледникового выпахивания и размыва самой крупной была Шевченковская ложбина на Среднем Днепре возле с. Озерище Переяслав-Хмельницкого района, а из ложбин ледникового размыва — Трубежская ложбина.

III надпойменная терраса занимает сравнительно неширокие полосы, непосредственно прислоняющиеся к уровню IV надпойменной террасы. Гипсометрически она не отделяется от последней, представляет единый уровень с ней. Можно отметить, что, однако, по морфологии поверхность рассматриваемой террасы отличается от IV тем, что в ее рельефе валообразные возвышения продольного простирания чередуются с разделяющими их глубокими понижениями. Терраса формировалась стоковыми перигляциально-аллювиальными водами в эпоху московского оледенения. Накопление перигляциального аллювия происходило на размытой поверхности аллювиальных отложений IV надпойменной террасы, т. е. отложения днепровского ледникового комплекса при формировании этой террасы были размыты в первую очередь.

Геологический разрез III надпойменной террасы отличается крайним непостоянством. Существенной особен-

ностью его верхней части является чередование прослоев светло-желтых мелко- и среднезернистых песков и желто-палевых лессов и лессовидных суглинков (обычно легких) мощностью до 3—4 м (отмечаются и меньшие мощности).

Традиционно в долине Днепра выделяются II и I надпойменные террасы. Применительно к долине Днепра такое выделение основывалось не на истинном геоморфологическом строении позднеантропогеновой долины Днепра, а на логическом домысле о том, что двум основным стадиям валдайского оледенения должны соответствовать и две террасы. Формирование обоих террасовых уровней происходило в почти однородных в неотектоническом отношении обстановках. Эти обстановки отличались крайней замедленностью вертикальных движений, частично даже медленными опусканиями. Поэтому аллювиальные отложения обеих террас накладывались на более древние неогеновые образования, местами, особенно в прибортовых частях террасы, это наложение сменялось вложением. В ледниковой зоне по особенностям строения экспонируемых отложений, т. е. фациально, аллювий может быть расчленен на два террасовых уровня.

Первый террасовый уровень (II надпойменная терраса) на широте Киева по ширине превышает 50 км, вниз по течению заметно сужается, но обычно расширяется в местах, где Днепр принимает свои левые притоки.

II надпойменная терраса примыкает к IV или III надпойменной террасе, сложена суглинками мергелистыми, лессовидными суглинками, супесями, мелко- и среднезернистыми песками, которые выходят на поверхность. В морфологии этой террасы заметное место занимают обычно вытянутые заболоченные понижения, местами занятые небольшими озерами; I надпойменная терраса, шириной до 6—8 км, примыкает непосредственно к пойме и выделяется под названием боровой террасы. Гипсометрически боровая терраса выше II надпойменной, местами это превышение составляет 8—10 м и более. Боровая терраса сложена непосредственно с поверхности светло-желтыми, мелко- и среднезернистыми песками. Поверхность ее холмисто-западинная: песчаные бугры, дюны, кучугуры чередуются с понижениями типа староречий и заболоченных западин, местами озерных ванн. Первая надпойменная терраса возвышается над поймой на 2—6 м, местами до 10—15 м. В долине Днеп-

ра терраса отделяется от более древних террасовых уровней (IV и III надпойменных террас) хорошо выраженным уступом, который в некоторых местах имеет относительную высоту до 20—25 м. Высота этой террасы составляет у Переяслав-Хмельницкого 106—128 м. У сел Озерище, Хоцки, Цыбли есть участки высотой до 140 м. Представляет интерес известный в литературе Хоцкий холм, расположенный возле сел Хоцки и Озерище. Его абсолютная высота 155 м, возвышается он над окружающей местностью на 52 м. Такая значительная высота, по-видимому, является следствием тектонических деформаций. Геологическое строение террасы неповсеместно одинаково. В районе Переяслав-Хмельницкого верхнюю часть разреза слагают лессовые породы и пески. В южном направлении мощность лессовых пород возрастает, у с. Хоцки вся террасовая толща сложена песками.

II и I надпойменные террасы по отношению к более древним относятся к вложенно-наложенным, их аллювиальные толщи накладываются на раннеантропогеновый аллювий. Общая мощность аллювиальных отложений, слагающих эти надпойменные террасы, не превышает 25 м. Ниже по долине, начиная от Переяслав-Хмельницкого, до впадения в Днепр Сулы, точнее на левом склоне приустьевой части долины этой реки и южнее, выделяется II надпойменная терраса. Она отличается тем, что аллювиальная толща террасы фиксируется стратифицируемой толщей лессов и лессовидных суглинков. Возраст II надпойменной террасы — первая половина позднего антропогена, I надпойменной террасы — вторая половина позднего антропогена.

Пойма в долине Днепра по ширине изменяется от 2—5 до 10—15 км, возвышается над меженным уровнем реки на 1,5—3 м. Поверхность поймы часто расчленена протоками, старицами. В прирусловой части поймы развиты местами перевеваемые ветром прирусловые песчаные валы. В составе аллювиальных отложений, слагающих пойму, пески, супеси, суглинки, редко торф, болотный мергель и глины, их мощность обычно составляет 15—20 м, местами увеличивается до 50 м.

Долины левых притоков Днепра. Расположение долинной сети Приднепровской низменности предопределено геологической структурой, точнее разломно-блоковой тектоникой, общей покатостью топографической поверхности с востока на запад. Разломно-бло-

ковой тектоникой в значительной мере предопределено заложение и развитие гидрографической сети и ее долин. Например, долины Сулы, Псла, Ворсклы тяготеют к линиям разломов, совпадают с линиями разломов или расположены по отношению к ним параллельно. Долина Сейма совпадает с линией разлома субширотного простирания. Реликтовая долина Замглай приурочена к Сожско-Донецкому глубинному разлому; долина Десны ориентирована параллельно субмеридиональному Супой-Деснянскому разлому, при пересечении Сожско-Донецкого разлома она меняет свое направление на субширотное. Весьма четко отражена в плане долинной сетки Припятско-Самарская зона унаследованного глубинного краевого разлома: долина Самары следует параллельно этому разлому, верховье Орели — параллельно Орельско-Удайскому глубинному разлому, а в районе пересечения его с Припятско-Самарским разломом она сильно меандрирует. Долина Ворсклы приурочена к одноименному разлому, при пересечении Припятско-Самарского разлома она меняет ориентировку на близширотную, а затем снова на близмеридиональное направление. Аналогично проявляют зависимость своего расположения и долины Псла, Хорола, Сулы и других рек.

Максимальное переуглубление речных долин левых притоков Днепра приходится на ранний антропоген и доднепровское время вообще. Поэтому развитие долин в днепровское и последнепровское время происходило на аллювиальной поверхности доднепровского времени. В долинах левых притоков Днепра сохраняются общие закономерности — асимметричность поперечных профилей: правые склоны обычно высокие, крутые, левые — низкие, террасированные. Но отмечаются и различия в их строении в зависимости от расположения в пределах ледниковой и внеледниковой зоны, точнее в зандровой и лессовой зонах.

Долины зандровой зоны вследствие меньших амплитуд неотектонических поднятий в антропогене отличаются и меньшими глубинами врезов. Самая большая долина левобережного притока Днепра Десны в северо-восточной части низменности, где сохранились останцы меловых пород и миоценовой озерно-аллювиальной равнины, в которых она выработана, имеет хорошо выраженную правую асимметрию, а склоны долины относительно межени возвышаются на 50—60 м. Вниз по течению до-

лина Десны выработана в моренно-зандровых отложениях днепровского возраста, а ниже Чернигова — в зандровых образованиях московского возраста. Поэтому высота коренных склонов заметно уменьшается: в Чернигове она не превышает 25 м. Долина Десны широкая. В ее строении кроме поймы насчитывается четыре надпойменные террасы. Строение террас, их возраст аналогичны террасам в долине Днепра. Ниже широты Чернигова террасовые уровни, по существу, едины с долиной Днепра. Террасы, занимающие большие площади (IV надпойменная, I и II надпойменные террасы), имеют одинаковые уровни. I и II надпойменные террасы на широте Чернигова и ниже достигают ширины свыше 60 км. Такой ширины терраса могла сформироваться только при особой водности речного потока. Имел место перигляциальный сток, связанный с эпохой валдайского оледенения. Вешние воды разливались на обширные пространства в продолжение нескольких весенних месяцев.

Долины рек Сулы, Псла, Ворсклы, Орели и Самары. Все эти долины характеризуются асимметричным строением. Правые склоны, за редкими исключениями, высокие, круто опускаются к руслам рек, которые чаще всего расположены у их подножий, левые склоны низменные, медленно подымаются в сторону междуречий, террасированные. В уступе правого склона, местами и на денудационных их участках (педиментах), экспонируются различные по литологическому составу коренные доантропогенового возраста породы. Они в значительной мере определяют морфологию самих склонов, строение эрозионных форм. Ширина долин значительна, достигает 12—15 км. В строении всех речных долин различаются и выделяются неогеновые и антропогеновые речные террасы. Неогеновые речные террасы в антропогеновые долины не вписываются, тяготеют к междуречным пространствам или исходному уровню — миоценовой озерно-аллювиальной равнине, а в бассейне Орели и юго-западнее — к морской равнине миоценового возраста. Цоколи аллювиальных толщ, слагающих эти террасы, занимают более высокое гипсометрическое положение. Лишь самая молодая неогеновая терраса (позднеплиоценово-раннеантропогеновая, начало) обычно вписывается в очертания речных долин. Неогеновые террасы бассейна Орели своим расположением фиксируют неогеновый поверхностный сток из бассейна Север-

ского Донца в бассейн Днепра. Междуречьями верхней части Береки (правый приток Северного Донца) и Орели служат неогеновые террасы общей шириной до 20 км. Хорошо вырисовывается неогеновая долина Самары. В глубокой излучине нижней части долины неогеновые речные террасы шириной до 25 км сливаются с такими же порожистой части Днепра.

Современное гипсометрическое положение неогеновых речных террас определяется рядом причин. Среди них: общая покатость топографической поверхности с северо-востока на юго-запад положение террас относительно продольного профиля долин, неодинаковые неотектонические деформации террас, вызванные многочисленными локальными структурами, мощности плиоценовых красноцветных отложений и антропогенового субаэрального покрова лессов и лессовидных суглинков. В общем абсолютные отметки изменяются от 180 (185) до 140—130 м.

В речных долинах, кроме поймы, насчитывается четыре антропогеновые надпойменные террасы. В строении антропогеновых речных долин, как и в долине Днепра, прежде всего выделяется раннеантропогеновая терраса. Ее порядковый номер — IV или V (надпойменная терраса). Все определяется тем, как считать зафиксированные в антропогеновой истории следы истории их развития.

Раннеантропогеновая (IV или V надпойменная) терраса развита во всех крупных речных долинах низменности. Морфологически она выражена только в верхних частях долин и на участках тектонических активных локальных положительных структур. В средних и нижних частях долин терраса самостоятельно не выступает как геоморфологический уровень в поперечном профиле. В рельефе левобережных притоков, расположенных во внеледниковой зоне (Ворксы, Орели, Самары), эта терраса бывает выражена самостоятельной ступенью. В некоторых местах в подрезаемых уступах можно встретить выходы слагающих ее аллювиальных отложений. В их толще четко различаются русловая и пойменная фации. В русловой фации преобладают пески серые, преимущественно крупнозернистые, хорошо перемытые, в пойменной — голубовато-серые, зеленовато-серые, нередко мергелистые глины, жирные или тощие. Общая мощность аллювиальной толщи редко достигает 15 м,

обычно она не превышает 10 м. Все речные террасы по отношению к поверхности раннеантропогеновой террасы формировались наложенно или прислоненно-вложенно. На участках отсутствия исходной, т. е. раннеантропогеновой, террасы молодые прислоняются к образованиям более древнего возраста, включая коренные горные породы палеогенового возраста.

III надпойменная терраса развита во всех крупных речных долинах, хотя морфологически выражена очень слабо, так как обычно прислоняется к склонам более древних геоморфологических уровней, а аллювиальная поверхность террасы погребена покровом верхнеантропогеновых лессов и лессовидных суглинков. Терраса обычно неширокая, не превышает 1,5—2 км. Относительное превышение террасы (над поймой) вместе с покрывающими ее аллювиальную поверхность лессами и лессовидными суглинками достигает 23—25 м. Возраст террасы — вторая половина среднего антропогена (Q_{II}^{3-4}).

II и I надпойменные террасы прислоненные по отношению к III и чаще всего вложенные по отношению к самой древней антропогеновой террасе. Местами цоколи этих террас выработаны в палеогеновых отложениях. Террасы широко развиты во всех речных долинах. II терраса сложена с поверхности лессовыми породами и нередко как уровень занимает более низкое гипсометрическое положение по сравнению с поверхностью I террасы, сложенной песками. Возраст этих террас верхнеантропогеновый.

В речных долинах Приднепровской низменности хорошо развиты поймы. Ширина пойм в некоторых долинах достигает 4,5—5 км. Такая ширина пойм (современных долин) не соответствует современной водности рек, которыми они сформированы. Поэтому логично заметить, что в конце плейстоцена — начале голоцена степень обводненности и как результат поверхностный (речной) сток по сравнению с современным были значительно обильнее.

Пойма чаще всего имеет два уровня: высокий и низкий. Высокий уровень (до 2—3 м над меженью) занимает основную площадь современной долины. Низкий уровень поймы обычно прослеживается узкими полосами непосредственно вдоль русла реки. Отмечается также некоторая приподнятость высокой поймы в ее прирусловых частях. В присклоновых частях поверхность поймы

понижается. В рельефе поймы можно проследить небольшие ложбины, пойменные озера, заболоченные пространства, в прирусловой части песчаный аллювий деятельностью ветра всхолмлен.

Балки. По морфологическим признакам различаются два типа балок: пологосклоновые и плоскодонные. Пологосклоновые балки отличаются большими размерами и очень пологими склонами. Дно в этих балках суженное, в период стока вешних или дождевых вод оно служит руслом стока. Эти балки обычно приурочены к левобережным склонам крупных речных долин.

Плоскодонные балки имеют большую крутизну склонов и хорошо разработанные днища. Плоскодонные балки отличаются наличием оврагов и ручьев, которые расчленяют обычно самые высокие их склоны. В таких случаях у подножий склонов, в устьях ручьев располагаются большие уплощенные конусы выноса. Плоскодонные балки обычно развиты на правых склонах речных долин. Современное дно балок расположено на уровне пойм рек. В свою очередь, дно прорезается руслами ручьев дождевых вод в теплый сезон года. В своем большинстве балки открываются на уровень поймы, но, по наблюдениям А. П. Ромодановой (1964), часть из них открывается на верхние террасы, что свидетельствует об их связи с более древней эрозией. Некоторые балки двухфазные. Балки, сформированные на древних (доантропогеновых) уровнях, обычно имеют широкое дно и достаточно крутые склоны (например, в бассейне Удая), балки, вырезанные на антропогеновой террасе, имеют обычно пологие склоны(например, в бассейне Оржицы, Слепорода).

Овраги. Овраги как формы рельефа на территории Приднепровской низменности развиты широко, но неравномерно. В зандровой зоне процессы оврагообразования наиболее интенсивно проявляются в ее северо-восточной части в бассейне Десны, где в рельефе заметно возвышаются останцы меловых пород. Значительные перепады высот (до 30—50 м) между поверхностями останцов и прилегающих к ним низменных равнин, особенно поймы Десны, способствуют развитию глубоких, но коротких оврагов. Интенсивно проявляется оврагообразование и в местах расположения так называемых лессовых островов, заметно возвышающихся относительно низменных зандровых или аллювиальных равнин. Это

особенно хорошо можно наблюдать возле г. Коропа, где лессовый остров в сторону современной долины Десны буквально «изъеден» оврагами. В верхних частях овраги глубокие, с обваливающимися стенками, а по направлению к долине Десны становятся длинными с выполаживающимися стенками. Интенсивная овражная расчлененность здесь активизирует процессы плоскостного смыва.

В лессовой зоне овражная эрозия приурочена обычно к правым крутым склонам долин рек. Овраги часто наблюдаются на склонах долин Сулы, Псла, Ворксы, Орели, на склонах балок. Особо благоприятные условия для развития оврагов создаются на безлесных склонах. Интенсивному проявлению овражной эрозии в лессовой зоне способствует залегание непосредственно с поверхности лессовых пород. Овражная эрозия сопровождается смывом почв, образованием обвалов и сползанием толщ лессовых пород по подстилающим их красно-бурым и пестрым глинам. В некоторых местах, например, на левом склоне долины Псла (возле с. Шишаки) развиты формы различного происхождения: проходные долины, овраги (и овражные террасы), оползни. Все они создают неприглядный ландшафт бросовых земель.

В литературе давно описан так называемый шишаковый рельеф («шишаки»). Шишаки-острова — холмы, образовавшиеся эрозионной деятельностью сточных ледниковых вод в рыхлых отложениях по периферии ледникового языка во время его дегляциации. Шишаки развиваются на гравитационно неустойчивых склонах речных долин.

Шишаковый рельеф часто сопровождается развитием овражно-оползневого останцово-холмистого рельефа. Этот рельеф можно наблюдать на правобережьи Сулы, междуречьи Псла, Ворксы (южнее г. Новые Санжары). Особенно характерен он на подмываемом левом склоне Псла возле с. Шишаки, за что он получил свое название. Междуречье нижних частей Псла и Ворксы интенсивно расчленено густой сетью балок. Вследствие этого междуречье расчленено на многочисленные острова-холмы — шишаки. Местами они имеют удлиненно-округлую форму и образуют гряды параллельные долинам рек.

Ледниковые и водно-ледниковые формы. Эта морфоскульптура связана с деятельностью

днепровского и московского ледников. Морфоскульптуру, образованную деятельностью днепровского ледника и его талых вод, представляют так называемые моренные и моренно-зандровые равнины, гляциодислокации и морены напора. Морена (основная) непосредственно с поверхности развита на небольших площадях среди водно-ледниковых песков. Поэтому в рельефе обычно выделяются моренно-зандровые равнины, которые наложены на поверхности доднепровского рельефа: миоценовых денудационных останцев (меловых пород) и озерно-аллювиальных равнин антропогеновой четвертой надпойменной террасы. Поверхность моренно-зандровых равнин в зависимости от того, какие породы залегают непосредственно с поверхности, по морфологии неоднородна. В местах, где морена залегает на поверхности или близко к ней, моренно-зандровые равнины волнисты, площади распространения водно-ледниковых песков отличаются равнинностью, которая местами нарушается дюнами, валами или заболоченными понижениями, наконец, в местах распространения лессовых пород она также равнинна, но значительно расчленена оврагами.

В нижней части междуречья Днепра и Десны моренно-зандровая равнина уступает место зандровой равнине, которая сформировалась деятельностью талых вод московского (по В. Г. Бондарчуку, припятского) ледника.

Гляциодислокации и морены напора. В южной части Приднепровской низменности есть участки, где ледником были дислоцированы палеогеновые и антропогеновые (доднепровские) отложения. К ним относятся дислокации Пивихи, Калитвы и Мотринская морена напора. Гора Пивиха расположена между пгт. Градижском и с. Максимовкой. Прежде задернованные склоны этой горы сейчас обнажены в береговом уступе Кременчугского водохранилища. Поднятие горы Пивихи представлено двумя холмами одинаковой формы и ориентировки, в плане имеет овальную форму. Длинная ось поднятия ориентирована в северо-западном направлении (рис. 13). Абсолютные отметки холмов, которые разделяются ложбиной, составляют 168 и 160 м. Кристаллические породы на территории расположения горы Пивихи залегают неглубоко, в районе Градижска в их поверхности вырисовывается небольшое локальное поднятие с осью, ориентированной на север. На поверхности

Рис. 13. Орографическая схема поднятия горы Пивихи (по П. Ф. Гожику и др., 1976):

а — контуры поднятия; *б* — овраги, секущие поднятия со стороны берегового уступа: *1* — Градижский, *2* — Монастырский, *3* — Пионерский, *4* — Карьерный, *5* — Южный, *6* — Максимовский

кристаллических пород залегают отложения палеогена и антропогена. Смятыми и собранными в чешуи являются отложения (плотные мергели, мергелистые слюдистые глины) киевской свиты. Отложения этой свиты по подошве расположены на абсолютных отметках от 25 до 10 м, а их кровля — в пределах 20—30 м. В районе дислокаций на мергелях киевской свиты залегают аллювиальные отложения плейстоцена (IV надпойменной террасы). По строению горы Пивихи П. Ф. Гожик и др. (1976) выделяют две крупные части. Первая — проксимальная по отношению к направлению движения ледника и центральная часть горы, вторая — дистальная часть структуры, сложенная мореной.

В строении проксимальной и центральной частей структуры выделяется несколько участков, которые различаются интенсивностью и типами проявления гляциотектонических деформаций.

Дистальная часть горы Пивихи почти всецело сложена основной мореной, содержащей крупный песчаный отторженец. Надморенная толща состоит из отложений балочного аллювия и делювиальных суглинков мощностью до 10 м. Подморенная толща состоит из интенсивно смятых и перемятых нижнеантропогеновых аллювиальных песков и подстилающих их мергелей киевской свиты.

Вопрос происхождения горы Пивихи давно привлекал внимание. По первым представлениям ее образование связывалось с тектоническими или неотектоническими причинами. Начиная с 1925 г. развиваются и утверждаются взгляды о гляциотектоническом происхождении поднятия горы Пивихи. Исследовавшие специально эту гору П. Ф. Гожик, Ю. А. Лаврушин и Ю. Г. Чугунный (1976), заключают, что движущийся ледниковый

(днепровский) покров оказал решающее влияние на форму горы Пивихи, а наличие днепровской морены на склонах и привершинных частях горы показывает, что она была целиком перекрыта движущимся ледником.

Гляциодислокации горных пород распространены в ряде мест и южнее горы Пивихи. На берегу Орели у с. Царычанки расположена гора Калитва, происхождение которой также связывается с напорной деятельностью днепровского ледника. К югу от Кременчуга образовалась морена напора, выраженная в рельефе конечноморенной грядой, названной Мотринской. По Г. И. Горецкому, в рельефе Мотринская гряда отличается сложным строением, она протягивается с юго-запада на северо-восток шириной до 4 км и длиной до 12—13 км. Над окружающей местностью превышение гряды достигает 45 м. От гряды в юго-восточном направлении отходят несколько узких гряд.

Проходные долины. В рельефе междуречий Приднепровской низменности хорошо прослеживаются проходные долины. Их называют также сквозными или «мертвыми» долинами. Они соединяют долины двух смежных рек. Особенно заметно расчленено этими долинами междуречье Сулы — Псла, Псла — Ворсклы. В бассейне Сулы они очень многочисленны. Интенсивно расчленено этими долинами междуречье Хорола — Псла. Проходные долины распространены в основном в пределах ледниковой зоны. Они представляют собой долинные понижения, выработанные талыми водами, вытекающими из-под края днепровского ледника по наклонным поверхностям.

По А. П. Ромодановой (1964), образование проходных долин происходило как во время наступления ледника вследствие подпруживания вод в речных долинах, так и во время его отступания. Днища проходных долин гипсометрически соответствуют днепровскому ледниково-аккумулятивному уровню, отложения которого в ледниковой зоне покрывают собой огромную территорию раннеантропогеновой террасы. В ледниковой зоне многие проходные долины как понижения в рельефе служили линиями стока талых ледниковых вод московского ледника и, очевидно, вешних вод перигляциальных обстановок эпохи валдайского оледенения. Некоторые проходные долины Приднепровской низменности открываются на уровне песчаной (I надпойменной) террасы. Это

означает, окончательно они прекратили свое функционирование в послевалдайское время. В строении проходных долин принимает участие днепровский ледниковый комплекс, который в наиболее полных разрезах состоит из подмоpенных водно-ледниковых отложений, морены, надморенных водно-ледниковых отложений. На этот комплекс накладываются или к нему частично прислоняются московские водно-ледниковые отложения и валдайский перигляциальный аллювий. В ледниковой зоне морфологически нечетко выражены вытянутые понижения этих долин, обычно заболоченные. На отмечаемых выше междуречьях их днища обычно сухие.

Замглайская долина. В литературе она известна под названием Замглайское болото. По морфологии равнина представляет собой обычную древнюю долину. Длина долины достигает 70 км, ширина — 6—8 км. Абсолютные высоты колеблются в пределах от 120—133 м на северо-западе до 118—120 м на юго-востоке. Поперечный профиль долины асимметричный (правый склон возвышенный, крутой). Долина соединяет долину р. Сож и долину р. Десны. Заложилась Замглайская долина очень давно, не позже раннего антропогена. Погребенный аллювий Пра-Замглая перекрывается днепровской мореной и водно-ледниковыми гравийно-песчаными отложениями талых вод ледника. По долине происходил сток талых вод в эпохи московского и затем валдайского оледенений, после чего она развивалась как деградирующее озеро, превращаясь в болото. Залегает погребенный аллювий на олигоценовых и миоценовых (полтавских) песках (в зависимости от глубины эрозионного вреза на отдельных участках долины), мощность антропогеновых отложений колеблется от 10 до 30 м.

Субаэральные (лессовые) формы. Роль субаэральной морфоструктуры в рельефе Приднепровской низменности очень велика. Она вытекает из факта весьма широкого распространения лессовых пород, залегающих непосредственно с поверхности и таким образом участвующих в строении рельефа самых различных по генезису генетических типов или элементов рельефа. При этом образование лессовой морфоскульптуры очень часто историко-генетически не связано с формированием самых генетических типов или элементов рельефа.

Между тем в практике геоморфологических характеристик и Приднепровской низменности, и других геомор-

фологических областей в качестве основных геоморфологических подразделений типов рельефа относительно междуречных пространств выделяются лессовые равнины. Но лессы и лессовидные породы как преимущественно субаэральные образования обладают свойством обволакивать поверхности равнин самого различного генезиса сплошным покровом и при этом без в какой-то мере четких или выраженных границ при переходах от одного типа рельефа к другому. В Приднепровской низменности лессы и лессовидные породы покровно развиты на междуречьях, исходным рельефом которых являются миоценовая равнина наземного и морского образования, поверхности неогеновых речных террас, аллювиальные поверхности антропогеновых террас (исключая 1 надпойменную), на делювиальных склонах речных долин и балок. Мощности и полнота стратиграфического разреза лессового покрова неодинакова. На равнинах, включая террасовые, формирование которых происходило в неогене, они в среднем равны 20 м, на аллювиальных поверхностях антропогеновых речных террас эти мощности резко варьируют в зависимости от возраста последних: аллювиальные поверхности более молодого возраста фиксированы маломощным лессовым покровом.

На делювиальных склонах речных долин и балок мощности лессовых пород распределяются очень неравномерно. В верхних частях склонов они обычно незначительны (нередко их покров почти отсутствует), в нижних частях склонов делювиальные прислонения лессовых пород, чаще всего в виде шлейфов, местами увеличиваются до 15 — 20 м.

Лессовая (субаэральная) морфоструктура в рельефе не выражается конкретными элементарными формами. Свойство лессовых пород смягчать всевозможные генетические изломы и перепады в топографических поверхностях равнин, сформированных в различное время. Поэтому следует считать неправомерным выделять в качестве типов рельефа так называемые лессовые равнины. Несколько иное положение складывается на делювиальных склонах речных долин и балок, в строении которых участвуют сингенетичные им делювиальные лессовидные суглинки.

Оползневые формы. Оползневые процессы, как известно, развиваются на склонах в результате взаимодействия ряда факторов.

Оползневые формы обычно развиваются на крутых береговых склонах речных долин, реже глубоких балках. Многочисленны оползни на правом склоне долины Сулы, где они проявляются по плоскости пестрых глин. Местами они достигают значительных размеров. Оползни развиты одиночными формами и группами. Последние образуют узкие полосы оползневых террас. Поверхность их неровная, наклонена внутрь долины и характеризуется сложным микрорельефом. Молодые оползневые цирки весьма часто наблюдаются на правых склонах долин Сулы, Псла, Ворсклы и др. Особенно усиливаются оползневые процессы в районах активного воздымания локальных структур. Это бывает выражено в рельефе радиальным овражно-балочным расчленением и развитием овражно-оползневого останцево-холмистого шишакового рельефа.

Оползневые процессы бывают вызваны и активизированы овражной эрозией. Происходит оползание лессов по красно-бурым и пестрым глинам.

Разновидностью оползней являются почвенные оплывины по поверхности тяжелых лессовидных суглинков и глин. Нередко такие оплывины осложняют рельеф стабилизировавшихся оползней.

Для склонов речных долин Приднепровской низменности наиболее характерной формой оползней является оползень-поток, напоминающий глетчер. На крутых участках оползневого склона оползень-поток разбит поперечными трещинами. При слиянии у основания склона оползней-потоков могут образовываться террасовидные формы («псевдотеррасы»).

Карстовые формы. На территории Приднепровской низменности карстовые процессы и связанные с ними формы рельефа распространены ограниченно. Они приурочены к участкам выходов на поверхность верхнемеловых отложений (вблизи юго-западного склона Среднерусской возвышенности) и к районам соляно-купольных структур. Карст в верхнемеловых породах (мергелях, мелу) развит возле Новгород-Северска. Здесь можно встретить каверны, поноры. На поверхности карст проявляется в виде воронок, выходов источников. Вследствие инфильтрации атмосферных осадков на междуречных зандровых равнинах и песчаных террасах, в писчем мелу образуются карстовые провалы — вертебы. Вертебные поля достигают площади нескольких сотен гектаров

каждое. Диаметр провальных воронок 5 — 30 м, глубина 4—9 м. Образуются воронки главным образом весной в толще неглубоко залегающего закарстованного (трещиноватого) и обводненного мела. Покрытый карст распространен на площадь до 400 км ^{2}.

В районах соляно-купольных структур каменная соль девонского возраста в течение длительного времени подвергалась выщелачиванию, вследствие чего образовались мульдообразные понижения, которые местами выполнены палеогеновыми отложениями. Выраженность в рельефе таких мульдообразных понижений слабая, а их происхождение часто бывает неопределенным.

Суффозионно-просадочные формы. Эти формы рельефа развиты на междуречных равнинах и древних речных террасах преимущественно в границах распространения днепровского оледенения (междуречья Сула — Псел, Орель — Самара, Сула — Супой и Днепр — Супой). Они образуют так называемую западинную морфоскульптуру. На междуречьи Днепр — Супой западинные морфоскульптуры характеризуются широким разнообразием. Спорадически развитые формы различных размеров здесь сменяются «сотовидным» их размещением. По И. И. Молодых (1982), площадь около 500 км ^{2} здесь осложнена четко выраженными западинами (размеры блюдец от 8 до 30 м), реже и спорадически разбросанными крупными (в поперечнике 80—170 м) и средними (40—75 м).

Установлено, что размещение степных блюдец не обусловлено понижениями подлессовых поверхностей и, таким образом, они не являются унаследованно-заложенными формами, а представляют собой суффозионно-просадочные образования. Многочисленные блюдца приурочены к возвышенным участкам погребенного рельефа. На междуречьи Сула — Псел выявлены такие же разновидности степных блюдец, но здесь они имеют несколько большие размеры. Малые понижения имеют «сотовидное» размещение.

На междуречьи Орель — Самара микрозападины наблюдаются лишь на горизонтальных и слабоуклонных поверхностях. В общем преобладают блюдца округлой, реже овальной конфигурации, на междуречьи Орель — Самара наряду с круглыми встречаются западины серповидной формы. В пределах степных блюдец-западин лессовые породы оглеенные и в отличие от вмещающих

субаэральных толщ обладают повышенной природной плотностью, выщелоченностью, ожелезненностью.

Эоловые формы. Эоловые формы рельефа развиты там, где непосредственно на поверхность выходят сыпучие горные породы-пески. В ледниковой зоне на Приднепровской низменности эоловые формы рельефа широко распространены на Приднепровско-Придеснянских моренно-зандровых, зандровых и аллювиальных отложениях. На аллювиальных равнинах (в первую очередь I надпойменных террасах и частично поймах долин крупных рек) перевевание песков происходило после образования прирусловых валов. По морфологии различаются песчаные дюны, кучугуры, бугристые пески.

Контрольные вопросы, задания. 1. Назовите морфоструктуры Приднепровской низменности. **2.** Какова роль ледниковой, водно-ледниковой и субаэральной (лессовой) морфоскульптур в строении рельефа этой низменности? **3.** Расскажите о строении речных долин и различных подходах их геоморфологического расчленения.

СРЕДНЕРУССКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ (ЮГО-ЗАПАДНЫЕ И ЮЖНЫЕ СКЛОНЫ)

МОРФОСТРУКТУРА

В пределах территории УССР Среднерусская возвышенность выделяется сравнительно узкой полосой на ширину в среднем 30—40 км. Южная граница этой полосы с Приднепровской низменностью орографически не выражена, можно сказать она постепенно переходит в низменность. Абсолютные отметки поверхности склонов возвышенности постепенно убывают в южном и юго-западном направлениях от 240—235 до 210—190 м. Южные и юго-западные склоны Среднерусской возвышенности геоструктурно соответствуют полосе крутого падения поверхности погружающегося докембрийского кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. Осадочные образования платформенного чехла в общих чертах следуют уклону поверхности кристаллических пород. Верхняя часть толщи осадочного чехла структурно представляет собой меловую и палеогеновую моноклинали.

Современный рельеф южных и юго-западных склонов Среднерусской возвышенности сформировался в неотектонический этап развития на месте исходной миоценовой эрозионно-денудационной и аккумулятивной (на-

земного формирования) поверхности выравнивания. В продолжение неогена и антропогена эта исходная поверхность была приподнята в среднем на высоту до 200 м. Общее поднятие поверхности сопровождалось ее деформациями. Деформации имеют как тектоническую, так и эрозионно-аккумулятивную природу. Тектонические деформации предопределялись структурной неоднородностью погружающегося фундамента, наличием в нем глубинных и поперечных разломов и в значительной мере унаследованной геологической структурой платформенного осадочного чехла. Эрозионные деформации, по существу, в значительной мере предопределялись тектоническими деформациями.

По типу морфоструктуры южные и юго-восточные склоны Среднерусской возвышенности относятся к прямым унаследованно-возрожденным равнинам, отражающим погружение в том же направлении Воронежской антеклизы. Рельеф междуречий представляют многочисленные пластово-денудационные равнины.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Различаются следующие формы рельефа: водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, гравитационные, карстово-суффозионные, эоловые.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. Их представляют речные долины, балки, овраги. Речные долины в пределах южных и юго-западных склонов Среднерусской возвышенности распространены лишь своими частями (преимущественно средними). В большинстве случаев плановый рисунок речных долин предопределен тектонической структурой, крупными разрывными нарушениями, трещиноватостью. Они в целом отличаются значительной глубиной вреза, крутыми склонами. На склонах Приднепровской равнины глубина долин заметно уменьшается, ширина увеличивается. Продольные профили в речных долинах в целом достаточно выработаны. Вместе с тем отмечаются и резкие их перегибы. Они имеют различную природу, но главным образом отражают изменения в литологическом составе коренных пород и проявления неотектоники.

Долины Оскола и Северского Донца, выработанные в песчано-глинистых и мел-мергельных породах мела и палеогена, при сохранении значительных глубин стано-

вятся широкими террасированными. Преобладают долины с правосторонней асимметрией (более крутые правые склоны). Таковы долины Оскола, Северского Донца, Ворсклы, Псла, Сейма, Десны и других рек.

Крупные асимметричные долины отличаются развитием в них аккумулятивно-цокольных террас и мощных делювиальных шлейфов по одному склону, соответствием асимметрии долины и междуречных пространств. Все это свидетельствует о длительном направленном их развитии по крайней мере со второй половины неогена (Г. И. Раскатов, 1969). В формировании асимметрии речных долин принимают участие разнообразные факторы, прежде всего тектоническое строение субстрата и особенности неотектонической структуры. В речных долинах преобладает выпукло-вогнутая форма склонов (выпуклая — в верхней части). Часто они террасированы. Крутизна склонов зависит также от литологии горных пород.

Различаются неогеновые и антропогеновые речные террасы. Неогеновые речные террасы развиты во всех крупных речных долинах. В бассейнах Северского Донца и Оскола они образуют широкие (до 10—12 км) террасовые равнины. Всего выделяется до трех неогеновых террас, прислоняющихся друг к другу. Наиболее древняя из них по возрасту позднемиоценово-раннеплиоценовая (непосредственно прислоняется к исходной миоценовой поверхности выравнивания). Неогеновые речные террасы развиты преимущественно на левобережных склонах речных долин. Вследствие покровного развития субаэрального покрова лессов и лессовидных суглинков морфологически террасы выражены слабо, нередко вовсе не выражены и устанавливаются только при анализе геологического разреза.

Выделяется до четырех антропогенных надпойменных террас.

IV надпойменная терраса развита преимущественно на левых склонах основных речных долин. По строению она преимущественно цокольная. Аллювиальные отложения этой террасы (пески, суглинки) достигают мощности 15 м. Терраса датируется нижне-средним антропогеном. Строение террасы различное в ледниковой и внеледниковой зонах.

III надпойменная терраса развита во всех крупных речных долинах, на левых их склонах. По строению

терраса чаще всего цокольная. Поверхность террасы осложнена реликтово-флювиальными западинами, просадочными и карстовыми формами. Возраст террасы среднеантропогеновый.

II надпойменная терраса развита почти повсеместно, аккумулятивная. Поверхность террасы, в особенности песчаной, осложнена первично аккумулятивным рельефом: старичные понижения, межрусловые гряды (осложненные деятельностью ветра), кучугурные всхолмления. Террасы, сложенные с поверхности суглинками, имеют более ровные поверхности, но и на них прослеживаются просадочные и карстовые формы. Возраст террасы — первая половина позднего антропогена.

I надпойменная терраса сохранилась плохо, останцами или узкими полосами. Высота террасы достигает 8 м. Поверхность террасы неровная, с остатками старичных понижений и прирусловых валов. Песчаный аллювий чаще всего перевеян и поверхность осложнена дюнами, кучугурными всхолмлениями. Возраст террасы — вторая половина позднеантропогеновой эпохи.

Выделяются высокие (высотой до 5 м) и низкие (высотой до 2 м) поймы. Низкая и высокая поймы имеют аккумулятивное строение.

В водно-эрозионном рельефе принадлежит большая роль балкам. Они приурочены к склонам речных долин или представляют долины притоков высших порядков. Протяженность балок зависит от ширины склонов основных речных долин или междуречий, на которых они закладываются, варьируя от нескольких до десяти километров. Склоны балок обычно пологие, сложены делювиальными суглинками, задернованные, плавно сочленяющиеся с днищами. Нередко поперечный профиль балок асимметричен. Часто их склоны террасированы (до трех уровней террас). Террасы постепенно снижаются к устью балок. Сопоставлять их с террасами речных долин не представляется возможным, так как критерии их синхронности отсутствуют.

Характерным элементом водно-эрозионного рельефа являются овраги. Они отличаются большим разнообразием форм и типов. Небольшие овраги выглядят прямолинейными промоинами протяженностью в несколько десятков метров при незначительной глубине. Густая параллельная сеть таких оврагов (промоин) обычно развивается на крутых склонах долин в коренных поро-

дах (мергелях и опоках) верхнего мела. Наиболее крупные, интенсивно ветвящиеся овраги, выходящие своими верховьями на междуречья, достигают в длину нескольких километров при глубине в несколько десятков метров. Выделяются овраги береговые (на склонах долин) и донные (следующие вдоль тальвега долины или балки). Преобладают береговые овраги. В антропогеновых лессовидных породах овраги имеют крутые (до вертикальных) склоны. Морфология и плановая конфигурация оврагов часто осложняется оползневыми процессами, которые активизируются при вскрытии водоносных горизонтов. Степень овражного расчленения в различных частях южных и юго-западных склонов Среднерусской возвышенности неодинакова.

Гравитационные формы. Среди форм рельефа этой группы заслуживают внимания оползни, которые, однако, не свидетельствуют об интенсивном проявлении оползневых процессов. Различаются древние и свежие, активные оползни. К древним относятся циркообразные формы со сглаженными, задернованными склонами и бровками в водосборных амфитеатрах на склонах речных долин. Более многочисленны свежие оползни. Они развиваются в оврагах и на склонах речных долин, дренирующих грунтовые воды.

Распространены циркообразные оползни от 50 до нескольких сотен метров в длину и до нескольких десятков метров в глубину при высоте склона до 10—15 м по вертикали. Стенки отрыва обычно имеют высоту не более 2—3 м. Вообще оползни захватывают лишь антропогеновые породы (суглинки, супеси), развиваются они и на верхнемеловых отложениях, глинах палеогена и кровле неогеновых красноцветных отложений.

Карстовые и суффозионные формы. Наибольшие площади карстующихся пород связаны с верхним мелом, в частности с писчим мелом туронского и коньякского урусов. Выделяется древний погребенный карст и молодой антропогеновый карст, а также карст, формирующийся в настоящее время. Среди антропогенового и современного карста отмечается большое разнообразие форм. Встречаются воронки с поглощающими понорами, блюдцеобразные формы с заиленным дном, местами занятые озером. В некоторых местах (в бассейне Десны) карстовые воронки располагаются цепочками вдоль систем трещиноватости. Местами вдоль этих цепо-

чек закладываются тальвеги балок и оврагов. Погребенный карст в виде глубоких полостей развит в писчем мелу. Эти полости заполнены палеогеновыми песками, глинами и другими породами. Возраст таких карстовых форм не моложе неогена, нередко отмечается последующее его омоложение.

Блюдцеобразные западины как суффозионные формы широко распространены на лессах, лессовидных суглинках как древних междуречий, так и речных террас. Размеры блюдец самые различные, но чаще можно встретить блюдца от 20 до 40 м в диаметре.

Эоловые формы. Эти формы хорошо развиты на I и II надпойменных террасах, флювиогляциальных равнинах. Чаще всего они задернованы и залесены. Местами происходит и современное развевание песчаных скоплений.

Контрольные вопросы. 1. Что предопределяет морфоструктурные черты склонов возвышенности? 2. Расскажите об особенностях строения водно-эрозионной и водно-аккумулятивной морфоскульптур.

ДОНЕЦКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Донецкая возвышенность расположена на юго-востоке территории Украинской ССР и крайней юго-восточной частью в пределах Ростовской области РСФСР. Возвышенность ориентирована в направлении ЗСЗ — ВЮВ, имеет длину 320—350 км при максимальной ширине 140—150 км. Она граничит на северо-западе с Приднепровской низменностью, юго-западе — с Приазовской возвышенностью, на юге — с Приазовской низменностью, на востоке — с Донской низменностью. На севере возвышенность круто подрезается долиной Северского Донца.

По орографическим признакам возвышенность неоднородна и подразделяется на две части: юго-восточную (кряжевую) и северо-западную. В орографии кряжевой части господствует Главный водораздел, простирающийся по линии Дебальцево — Ивановка — Петровеньки — Ровеньки — Должанская — Заповедная и до поперечного участка долины Северского Донца. Максимальные абсолютные отметки поверхности приурочены к Ивановскому массиву (высшая точка возвышенности Могила Мечетная — 369 м) и к Ровеньковскому массиву (Курган Мечетный — 359 м). От этих массивов в западном и вос-

точном направлениях абсолютные отметки убывают. Главный водораздел разъединяет кряж на северную и южную покатости.

От Главного водораздела ответвляется ряд водоразделов низшего порядка. Абсолютные отметки последних, за редким исключением, не превышают 300 м. К периферии кряжа они уменьшаются до 200—180 м. Относительное превышение между отдельными междуречьями достигает 150 м и более. Густота горизонтального эрозионного расчленения в среднем составляет 0,4—0,6 км/км², глубина вертикального расчленения — до 200 м. План расчленения прямолинейный, поперечный. Эрозионное расчленение кряжа преимущественно резкое, нередко создающее вид миниатюрной гористости рельефа, что определяется влиянием геологической структуры.

Сравнительно четко выделяется как самостоятельный орографический район Нагольный кряж, занятый системой бассейна р. Нагольной, характеризующийся абсолютными отметками меньше 200 м. Лишь отдельные купола-«горы» превышают эту отметку. С юга район как бы замыкается цепью небольших гор — возвышенностей, расположенных на продолжении виграции ст. Чернухино — поперечный участок долины р. Миус.

В орографии северо-западной части возвышенности линейная вытянутость орографических элементов утрачивается. Не намечается и какого-то узлового орографического элемента. Имеет место разноплановое расположение взаимопереходящих один в другой крупных водораздельных массивов, разъединяющихся широкими речными долинами. Максимальные абсолютные отметки (до 260—270 м) приурочены к Горловско-Макеевскому и Попаснянско-Лисичанскому водораздельным массивам. Эти массивы имеют близкое к меридиональному простирание и как бы замыкают с запада кряжевую часть возвышенности. В западном и северо-западном направлениях абсолютные отметки поверхности уменьшаются до 200—180 м. Густота горизонтального расчленения в среднем равна 0,4 км/км², глубина вертикального расчленения убывает от 180 м на востоке до 100—80 м на западе и северо-западе возвышенности.

Хотя расчленение рельефа остается значительным, в орографическом плане северо-западной части возвышенности преобладает мягкая волнистость топографической

поверхности. Это обусловлено тем, что эрозионными врезами захвачены преимущественно рыхлые осадочные породы.

МОРФОСТРУКТУРА

Донецкая возвышенность — антеклиза, сформировалась на месте одноименного позднепалеозойского орогенического складчатого сооружения, элементы которого прямо или косвенно отражены в ее орографии и чертах строения рельефа. Границы возвышенности не выходят за пределы складчатого сооружения, нередко они проводятся внутри его и даже ближе к срединной зоне складчатости. Полное несоответствие границ возвышенности складчатому сооружению наблюдается на севере, юге и юго-востоке. Современная долина (на севере) Северского Донца срезает возвышенность в зоне структур мелкокупольной складчатости и Бахмутской котловины. На юге и юго-востоке Приазовская низменность своей северной частью также смещена на полосу крутого падения южного крыла Главной антиклинали.

Донецкое складчатое сооружение является восточной частью крупной позднепалеозойской структуры — Донецко-Припятского (Доно-Днепровского) прогиба. По В. С. Попову, Донецкое складчатое сооружение — область развития сплошной складчатости, занимающая в основном площадь обнаженного Донбаса, его южную и северную закрытые окраины, до внутренних краев платформенных склонов. Донецкая складчатость имеет сплошное линейное развитие, подчиненное основному запад — северо-западному — восток — юго-восточному простиранию палеозойского прогиба, контролируемого краевыми разломами и бортами выступов фундамента. По структурному плану палеозойского этажа Донецкое складчатое сооружение является синклинорным как по его форме, так и по преобладанию в плане площадей, занятых широкими синклиналями. Антиклинали имеют подчиненное развитие и нередко, особенно на севере, уничтожены надвигами. Площадь складчатого Донбасса разделяется на тектонические зоны: срединную (центральную), занятую основными крупными линейными складками, северную — мелкой складчатости и надвигов, южную — мелкой складчатости и сбросов, западную — замыкания складчатого Донбасса, выраженную сложными комплекс-

Рис. 14. Схема тектонического районирования Донбасса (по В. С. Попову, 1971)

ными структурами (Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловинами), которые занимают переходное положение между складчатым Донбассом и Днепровско-Донецкой впадиной (рис. 14).

Возвышенность своим общим планом отражает лишь простирание складчатости, а по отношению к главной (осевой) структуре наиболее возвышенные ее участки смещены на север и накладываются на разнотипные геологические структуры. Это смещение усиливается в восточном направлении таким образом, что юго-восточная часть возвышенности — кряж, асимметричный по отношению к структурному плану герцинского складчатого сооружения, и потому должен быть отнесенным к типу полупрямых (асимметричных) морфоструктур. На обращенность и инверсионность рельефа кряжа в свое время указывали Д. Н. Соболев, В. Г. Бондарчук, В. С. Преображенский. Однако еще Ф. Чернышев и Л. Лутугин (1897) подметили и указывали на связь деталей орографии каждого отдельного участка с геологическим строением и «все те витиеватые извилины изогипс, которые видимы на детальной топографической карте, повторяют подобные изломы и извилины каменноугольных осадков». Поэтому обращенность рельефа следует рассматривать как обобщенное выражение устойчивой асимметричности его геоморфологического развития, а выраженность конкретных структур (микроструктур) — как следствие моделирования (местного).

Решающая роль в формировании и возрождении морфоструктуры Донецкой возвышенности, как уже отмеча-

лось, принадлежит неотектоническому этапу. В продолжение этого этапа устанавливаются современные взаимоотношения между структурным планом складчатого сооружения и орографическим рисунком возвышенности, в частности асимметричность и общая, широко развитая обращенность рельефа. Этот процесс происходил в условиях неодинакового режима неотектонических движений в различных частях возвышенности, а в отдельных случаях отмечена даже их разнонаправленность. В миоцене береговые линии морских трансгрессий (сарматского и понтического) близко располагались от срединной зоны складчатости на востоке — у южного крыла Главной антиклинали. Поэтому она была ареной интенсивной денудации и даже морской абразии. Такая обстановка и обусловила переформирование морфоструктуры кряжа в процессе ее возрождения в тип полупрямой, образование асимметрии ее профиля и обращенного рельефа.

Суммарное неотектоническое поднятие центральной части возвышенности равно 300 м (не более 320 м), периферийных участков — 140—120 м. Неотектонические движения в общем проявлялись унаследованно.

Сложилось ошибочное представление о том, что Донецкое складчатое сооружение к концу своего формирования в рельефе было выражено горной страной. Однако следует напомнить, что в трактовке А. П. Карпинского природы Донецкого складчатого сооружения как зачаточного кряжа, а затем в подтверждении этой трактовки П. И. Степановым исключается допущение о существовании на его месте высокогорной страны. Это представление отрицалось также и Д. М. Коненковым.

Считается, что воздымание и отсоединение Донецкого бассейна от Днепровско-Донецкой впадины произошло во время поздний карбон — ранняя пермь. На палеотектонической карте (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, том II, ВАГТ, М., 1969) раннепермской эпохи восточнее периклиналей Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин, т. е. основной площади Донецкой субгеосинклинали, показан «кряж Карпинского» высотой до 500 м. К востоку (до г. Элиста) высота определена в 1000 м. На палеотектонической карте времени поздняя пермь — ранний триас, т. е. сразу после последней пфальцской фазы герцинского тектогенеза на том же месте складчатое сооружение воспроизводится

как поднятие высотой до 500 м. Итак, Донецкое складчатое сооружение как синклинорий орографически не было господствующим относительно обрамляющих с юга и севера выступов фундамента. Это подтверждается и отсутствием больших мощностей отложений, возраст которых коррелятный возрасту фаз тектогенеза.

Формирование на месте синклинория одноименной антеклизы сопровождалось денудационным срезом и выравниванием рельефа исходной геологической структуры срединной зоны линейной складчатости и частично прилегавших к ней других тектонических зон и аккумуляцией толщ осадочных образований в периферийных частях складчатого сооружения. В неотектонический этап произошло разделение возвышенности на открытую ее часть (в отношении геологической структуры складчатого сооружения), выраженную кряжем, и закрытое обрамление.

Неодинаковые скорости и суммарные амплитуды неотектонических поднятий сказались в неодинаковой направленности развития рельефа: денудационной в пределах кряжа и преимущественно аккумулятивной в закрытом обрамлении. Экспонированный рельеф кряжевой части представляют поверхности цокольного типа, срезающие крупные линейные складки, закрытого обрамления — поверхности пластовых и пластово-денудационных равнин. В неотектонический этап оформился поперечный орографический профиль возвышенности (особенно в кряжевой части) относительно тектонических зон складчатого сооружения. Роль литологического фона при этом ограничивалась образованием лишь морфоструктур низших порядков или соразмерных им форм денудационной морфоскульптуры.

Современные тектонические движения почти повсеместно выражены поднятиями. Подмечено возрастание поднятий с юга на север (+6,9 мм/год). Наибольшие скорости современных движений приурочены к зоне мелкой складчатости в западной ее части. Здесь для района ст. Алмазной скорость поднятий превышает 1 см/год. Замедленные поднятия отмечаются на некоторых участках Кальмиус-Торецкой и Бахмутской котловин. По Ю. А. Мещерякову, М. И. Синягиной и др., отдельные участки Дружковско-Константиновской брахиантиклинали и западной оконечности Главной антиклинали (г. Дзержинск) испытывают современные опуска-

Рис. 15. Схематическая карта Донецкого бассейна с нанесением зон современных тектонических движений (по Г. А. Конькову, 1963):

1 — зона относительных поднятий (не газоносная или слабо газоносная), *2* — зона относительных опусканий (негазоносная или слабогазоносная), *3* — зона контрастных движений (газодинамическая); цифры — средняя скорость движений (мм/год)

ния со скоростью 3,7 мм/год. О зональном распространении современных тектонических движений в Донбассе высказал свои соображения Г. А. Коньков. По его представлениям, газоносные и выбросные зоны в бассейне располагаются между полосами современных поднятий и опусканий в так называемых зонах контрастных движений (рис. 15).

Выделение и классификация морфоструктур низшего (второго) порядка проведены по следующим признакам: порядок размерности, отношение орографии к исходной геологической основе, участие в строении покрова неоген-антропогеновых отложений, особенности формирования, морфология, возраст. По плановым очертаниям и соотношению границ орографических элементов и геологических структур морфоструктуры второго порядка отвечают тектоническим зонам складчатого сооружения. Классификация морфоструктур второго порядка приведена в табл. 1.

Возвышенные цокольные равнины срединной зоны линейной складчатости (цен-

1. Классификация морфоструктур второго порядка Донецкой возвы-

Морфоструктуры второго порядка	Соотношение с исходной геологической структурой	Соотношение с покровом неоген-четвертичных отложений
Возвышенные цокольные равнины срединной зоны линейной складчатости (центральная часть кряжа)	Полупрямая	Открытая цокольная
Возвышенные равнины северной зоны мелкой и мелкокупольной складчатости (Северо-Донецкие равнины)	Полуобращенная	Преимущественно закрытая пластовая аккумулятивная
Возвышенные равнины южной зоны мелких складок и блоковых структур (Южно-Донецкие равнины)	Полуобращенная	Преимущественно цокольная, полузакрытая на юге пластовая аккумулятивная
Бахмутская возвышенная равнина	Обращенная	Преимущественно цокольная, полузакрытая, участками пластовая
Кальмиус-Торецкая возвышенная равнина	Полуобращенная	Преимущественно закрытая, пластовая аккумулятивная (в прикряжевой части цокольная)

тральная часть кряжа). Поверхность равнины срезает крупные линейные структуры и частично распространяется на смежные с ними северную и южную зоны мелкой складчатости. Исходной уровенной поверхностью для формирования морфоструктуры была палеогеновая (с останцами позднемезозойской) денудационная поверхность выравнивания. Границы морфоструктуры проводятся по линии денудационного уступа исходной поверхности. По соотношению орографии поверхности и структур складчатости морфоструктуры относятся к типу полупрямых, по особенностям формирования — к унаследованным возрожденным. По степени участия в строении равнин покрова неоген-антропогеновых отложений они относятся к типу открытых.

По морфологии различаются: 1) цокольные открытые равнины с маломощным лессовым покровом, слабо волнистые и волнистые; 2) цокольные открытые грядово-гривистые, местами останцовые, сильно волнистые и ува-

шенности

Особенности формирования	Морфология относительно исходной геологической структуры	Возраст исходной поверхности выравнивания
Возрожденная унаследованная	Изометрическая типа свода	Палеогеновый
Преимущественно инверсионная	Изометрическая типа приподнятых синклинальных прогибов	Миоценовый
Преимущественно инверсионная	Изометрическая типа приподнятых антиклиналей, синклинальных прогибов, моноклиналей или блоков	Миоценовый
Инверсионная	Изометрическая типа приподнятого синклинального прогиба	Миоценовый
Преимущественно инверсионная	Изометрическая типа приподнятых моноклиналей и синклинальных прогибов	Преимущественно миоценовый

листые. Морфоструктура выражает ряд разнотипных структур линейной складчатости или их частей, объединенных единым уровенным срезом в палеогене. Сейчас в рельефе морфоструктура представляет собой изометрическое сводовое образование. В ранге морфоструктур низшего (третьего) порядка следует назвать полосу, тяготеющую к Главному водоразделу, и Нагольный кряж.

Нагольный кряж расположен южнее наиболее приподнятой части полосы Главного водораздела. Северная граница кряжа проходит по денудационному уступу, образованному в миоцене. Южная граница проводится по основной южной ветви Главной антиклинали. В рельефе она выражена волнообразным поднятием. Западной границей служит поперечный отрезок долины р. Миуса, восточную границу, очевидно, следует проводить по верховью долины р. Крепкой. В этих границах Нагольный кряж совпадает с Карпово-Крепинским синклинальным понижением свода Главной антиклинали в зоне поперечного

Ровеньковского поднятия. Как морфоструктурное образование Нагольный кряж представляется почти замкнутым асимметричным понижением, вытянутым по простиранию Главной антиклинали в субширотном направлении. Осью этого понижения служат равнины обширных позднеплейстоценовых террас р. Нагольной. Исходной поверхностью для образования морфоструктуры Нагольного кряжа служил палеогеновый пенеплен, который в неогене, особенно начиная с позднего миоцена, как ни в каком другом участке возвышенности подвергался интенсивному разрушению. Значительные его площади оказались срезанными под более низкие уровни. Среди них позднемиоценово-раннеплиоценовые и позднеплиоценовые террасовые равнины, тяготеющие к долинам Миуса, Нагольной и других рек. Исходный рельеф на значительной площади был переформирован. Это подтверждается наличием здесь останцов и куполов с разными абсолютными отметками их вершин.

Возвышенные равнины северной зоны мелкой и мелкокупольной складчатости (Северо-Донецкие равнины) выделяются с различной степенью четкости. От морфоструктуры срединной зоны линейной складчатости отделяются уступом с изогипсами 240 м на западе и 220 м на востоке. С востока на запад он следует по линии Лиховской — Краснодон — южнее Успенки — Коммунарск, а затем срезается субмеридиональным отрезком долины Лугани; на северо-западе и севере равнины морфоструктуры срезаются правым бортом долины Северского Донца, которая смещена в пределы зоны мелкой складчатости. К востоку от поперечного отрезка долины Северского Донца северная граница морфоструктуры накладывается на региональный Северодонецкий (Глубокинский) надвиг. Контуры морфоструктуры совпадают с зоной складчатости, главными элементами которой являются синклинальные складки. Мезозойский структурный этаж на них сформировался унаследованно. Поверхность меловых отложений с угловым несогласием срезается деформированными структурами палеогеновых отложений. Исходная миоценовая денудационная (на юге) и аккумулятивная наземного формирования (на севере) поверхности для формирования морфоструктуры, ее современного рельефа имеют четко выраженные тектонические деформации. Начиная с позднего миоцена, в северной части морфострук-

туры деятельностью линейного поверхностного стока исходная миоценовая поверхность была либо значительно, либо полностью срезана. На ее месте формировались позднемиоценово-раннеплиоценовые и плиоценовые равнины аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террас.

По отношению к покрову неоген-антропогеновых отложений и по генезису морфоструктур возвышенные равнины северной зоны мелкой и мелкокупольной складчатости представляют собой цокольные открытые и пластово-денудационные равнины. Цокольные открытые равнины срезают структуры главным образом южной части зоны складчатости. Они занимают вытянутую в широтном направлении узкую полосу. В морфологии денудационной морфоскульптуры отражены детали строения герцинских структур. Цокольные равнины местами фиксированы маломощным (не свыше 10 м) покровом антропогеновых лессовых пород, часто переходящих в бесструктурные элювиально-делювиальные образования. Пластово-денудационные равнины от цокольных отделяются денудационным уступом, совпадающим с линиями надвигов. Миоценовая исходная поверхность покрыта неодинаковой мощности плиоценовыми и антропогеновыми субаэрельными отложениями. Их мощности варьируют от нескольких до 12—15 м. В междуречьи Северский Донец — Лугань миоценовая поверхность подрезана более молодыми равнинами позднемиоценово-плиоценовых террас.

Возвышенные равнины южной зоны мелких складок и блоковых структур (южнодонецкие равнины) вытянуты полосой неодинаковой ширины. Южная граница совпадает с изогипсой 175 (180) м. По отношению к структурам герцинской складчатости морфоструктура в основном обращенная. Исходным уровнем для современного рельефа была миоценовая полигенетическая поверхность выравнивания. Ее денудационные и аккумулятивные равнины не разъединялись уступом. Развитие морфоструктуры в послесарматское время происходило как составная часть всей Донецкой возвышенности по типу асимметричного свода. Главной особенностью развития морфоструктуры было разрастание площади Приазовской низменности на месте Азово-Кубанской впадины за счет ассимиляции краевых структур южной зоны герцинской складчатости — южное кры-

ло Куйбышевско-Несветаевской антиклинали (в междуречьи Миус — Тузлов), а восточнее и осевой части Шахтинско-Несветаевской синклинали, т. е. структуры зоны срединных линейных складок.

По отношению к покрову неоген-антропогеновых отложений морфоструктура состоит из: 1) цокольных открытых; 2) цокольных полузакрытых и 3) пластовых денудационных равнин. Цокольные открытые равнины занимают северную полосу морфоструктуры, местами фиксируются маломощным лессовым покровом. Цокольные полузакрытые равнины развиты в полосе погружения в южном направлении структур складчатого основания. Цокольная поверхность этих равнин скрыта континентальными, прибрежно-морскими и морскими песчано-глинистыми отложениями миоценового возраста мощностью до 10 м. Поверхности этих равнин погребены покровом плиоценовых красноцветных (до 3—5 м) и антропогеновых лессовых отложений мощностью до 12—15 м. Пластовые денудационные равнины сложены миоценовыми морскими отложениями и погребены плиоценовыми красноцветными и антропогеновыми лессовыми породами мощностью до 18—20 м.

Бахмутская возвышенная равнина — обращенная резко асимметричная морфоструктура (возвышенность — котловина). В современных очертаниях возвышенность не совпадает с одноименной тектонической впадиной ни в плане, ни в профиле. Северные структуры котловины срезаны позднеплиоценово-антропогеновой долиной Северского Донца, поэтому северная орографическая граница смещена к югу от ограничивающего котловину Северодонецкого надвига. Бахмутская возвышенная равнина выражает в рельефе лишь южные структурные зоны котловины.

Мезозойский структурный этаж котловины в плане существенно отличается от палеозойского. В пределах морфоструктуры четче дифференцированы амплитуды и деформации палеогеновой, главным образом, аккумулятивной поверхности выравнивания. Однако по отношению к палеозой-мезозойским структурам они расплывчаты и фактически вырисовываются новейшие покровные складки, которые лишь незначительно отражают детали более древних структур. Полнее запечатлены особенности морфоструктуры в деформациях миоценовой, первоначально к позднему миоцену, преимущественно аккумулятив-

ной поверхности. Деформации выразились в заметном поднятии купольных структур (Славянского, Корульского, Артемовского поднятий и др.). Мульдообразные прогибы между купольными структурами характеризуются меньшими величинами поднятий. По степени участия покрова неоген-антропогеновых отложений, гипсометрическому положению цокольных поверхностей различаются открытые или полупогребенные цокольные равнины. В пределах открытых равнин пластово залегающие палеогеновые и миоценовые отложения отсутствуют, а срезаемая денудацией структурная основа фиксируется непосредственно маломощным покровом лессовых пород. Такие равнины обычно тяготеют к полосам речных долин, включая неунаследованные, развитых на купольных структурах. Цокольные полупогребенные равнины отличаются тем, что срезаемые денудацией поверхности погребены пластово или пластово-покровно залегающими палеогеновыми и миоценовыми рыхлыми осадочными породами. На этих равнинах повсеместно развит покров антропогеновых лессовых пород мощностью от нескольких до 15—20 м. Этот покров залегает на плиоценовых красноцветных глинах и песках.

В пределах Бахмутской возвышенной равнины выявлен ряд купольных компенсационных воронок. Одна из них Новодмитровская. Новодмитровская воронка по сочленению с расположенным к востоку от нее Корульским куполом в палеозойской структуре вырисовывается узким клинообразным грабеном, выполненным палеогеновыми (начиная с каневских) и неогеновыми отложениями мощностью в осевой части до 970 м. Они залегают на брекчии кепрока, а в бортах — на породах верхнего карбона и перми. Палеогеновые отложения — морские и прибрежно-морские; неогеновые отложения — континентальные, относятся к озерным, озерно-болотным с примесью аллювиальных, отличаются пестрым литологическим составом, вмещают мощные пласты и линзы бурого угля. Образование компенсационных воронок, в частности Новодмитровской, связывается с притоком солевых масс к отдельным куполам с одновременным оттоком их из межкупольных пространств, что вызывало проседание вышележащих слоев. Условия для возникновения и развития воронок создались в дат-палеогеновое время. К началу эоцена уже существовала Новодмитровская депрессия (рис. 16). Развитие Новодмитровской воронки по типу компенса-

Рис. 16. Геологический разрез Новодмитровской компенсационной воронки по оси СЗ — ЮВ (по В. В. Дедовой и Л. П. Ляшенко, 1967)

ционной прекратилось, наиболее вероятно, в позднем миоцене. В современном рельефе восточный борт воронки подчеркнут денудационным уступом со стороны Корульского купола и приуроченной к этому уступу Корульской балкой.

Кальмиус-Торецкая возвышенная равнина занимает краевое положение в северо-западной части Донецкой возвышенности. Граница с Бахмутской возвышенностью совпадает с долинами Кривого и Сухого Торцов. Западная и северо-западная границы вначале следуют параллельно региональному Криворожско-Павловскому сбросу, которым одноименная котловина отделяется от субплатформенной Новомосковско-Петропавловской моноклинали, а затем выходит на Мечебиловский

купол. В рельефе западная граница морфоструктуры обозначена изогипсой 175 (180) м, которая фиксирует уступ миоценовой аккумулятивной (преимущественно аллювиальной) поверхности к морской этого же возраста. Южная и восточная границы совпадают с полосой меридионального поднятия по линии Лисичанск — Донецк, в пределах которой имеет место новейшая перестройка структурного плана, вызванная, очевидно, движениями глубинных структур.

Поверхность герцинской складчатой основы в восточной и южной части возвышенности приподнята и выражена в современном рельефе. К осевой части котловины и до ее северо-западного замыкания она погружена на несколько сот метров. В послегерцинское время структурная основа котловины не испытала существенной перестройки. Неотектонические деформации палеогеновой поверхности выравнивания повторяют структурный план герцинской складчатости котловины и вместе с тем обнаруживают некоторое сходство с планом современного общего расчленения рельефа морфоструктуры. Однако деформации палеогеновой осадочной толщи относительно исходной структуры не четки и не являются унаследованными структурными формами, а в большинстве случаев представляются бескорневыми покровными структурами. Четче просматривается сходство современного рельефа с рельефом погребенной миоценовой аккумулятивной поверхности выравнивания. Имеет место унаследованность неотектонических движений от исходной структурной основы, усиление этой унаследованности от начала неогена к антропогену. В это время произошла перестройка орографического плана и существенные изменения строения морфоструктуры. Вплоть до позднего миоцена (среднего сармата) включительно рассматриваемая морфоструктура развивалась как единая слабо расчлененная поверхность с общим наклоном на запад, в сторону береговых линий морей. В этом же направлении осуществлялся поверхностный сток. Система Пра-Казенного Торца принадлежала бассейну миоценовых морей. Нынешнее водораздельное поднятие, разделяющее бассейны Днепра и Северского Донца, не существовало. Активизация и одновременно дифференциация неотектонических движений, начавшиеся в позднем миоцене и не ослабевающие до настоящего времени, способствовали общей перестройке рельефа. Важным результатом этой перест-

ройки является образование современной речной системы Казенного Торца, отмирание поверхностного стока Северский Донец — Днепр, формирование системы р. Берки и другие.

Соотношения между элементами герцинской структуры и рельефом в пределах морфоструктуры самые различные. В целом для всей морфоструктуры преобладают полуобращенные и обращенные типы соотношений.

По участию в строении морфоструктуры неоген-антропогеновых отложений и по генезису различаются цокольные открытые, погребенные цокольные и пластовые денудационные равнины. Цокольные открытые равнины связаны с юго-восточной и восточной периклиналями котловины. Их поверхность обычно фиксирована маломощным покровом антропогеновых отложений и поэтому элементы структурно-денудационной морфоструктуры полностью не маскируются. Цокольные полупогребенные равнины постепенно по направлению к осевой части котловины и в сторону юго-западной периклиналей замещают открытые. В пределах морфоструктуры они самые распространенные. Цокольные поверхности равнин залегают на различных высотах относительно местных эрозионных врезов. Мощность покрова плиоценовых красноцветных и антропогеновых лессовых пород изменяется от нескольких до 15—20 м.

Пластовые денудационные равнины имеют наименьшее распространение. Они выделяются лишь относительно гипсометрического положения неглубоких долинных врезов.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Поверхности выравнивания. Донецкая возвышенность в мезозой-палеогене представляла собой участок островной суши, а в позднемеловое время (некоторые века) покрывалась морскими водами. Поэтому в ее пределах формировались базисные полигенетические поверхности выравнивания. Они подразделяются на две генетические группы: денудационная и аккумулятивная. Денудационную группу представляют пенеплен и педиплены (формирование последних происходило в неогене), а также абразионные равнины; аккумулятивную группу — морские, прибрежно-морские, аллювиальные равнины (рис. 17). Денудационные поверхности оказались срезанными на большую или меньшую ширину под уров-

Рис. 17. Схематическая карта поверхностей выравнивания и неогеновых речных террас (составил И. М. Рослый)

ни плоскостей склонов. Поэтому в их облике сохранилось мало признаков некогда выровненных. Нередко современная морфоскульптура своим строением отражает микроструктуру складчатого сооружения, литологические различия срезаемых горных пород. Денудационные поверхности к периферии возвышенности переходят в аккумулятивные.

Древние денудационные поверхности по отношению к плану складчатого сооружения тяготеют к ее срединной полосе (зоне) линейной складчатости, но смещены на северную ее часть. Это особенно хорошо видно восточнее линии Миусинск — Красный Луч. Линии границ между поверхностями извилисты или ломаны. В последнем сказывается влияние на развитие рельефа структурных линий.

Позднемезозойская денудационная поверхность сохранилась останцами в полосе Главного водораздела и занимает господствующее высотное положение в пределах абсолютных отметок 369—340 м. Ее плоскость срезает дислоцированные среднекаменноугольные песчаники, сланцы и известняки в полосе Главной синклинали на западе и южного склона Колпаковско-Замчаловской антиклинали на востоке.

Аккумулятивные равнины позднемезозойской поверхности обычно погребены.

Палеогеновая поверхность также состоит из денудационной и аккумулятивной (преимущественно морской) равнин. Денудационные равнины распространены на значительных площадях возвышенности в пределах абсолютных отметок 330—245 м. В целом эта поверхность (без учета денудационных срезов вблизи форм эрозионного расчленения) практически мало изменена. Она составляет второй и главный уровень в системе древних денудационных поверхностей выравнивания возвышенности. Поверхность выравнивания сформировалась на позднемезозойской. Ее аккумулятивная часть накладывается на последнюю с резким эрозионным несогласием, большим стратиграфическим перерывом и обычно погребена.

Миоценовая поверхность отличается тем, что все ее звенья непосредственно выражены в современном рельефе. Денудационные равнины поверхности срезают отложения от каменноугольных до олигоценовых включительно. Генетически они относятся к педипленам, эрозионным равнинам. К югу от г. Тореза междуречье Крынки — Ми-

уса представляет собой миоценовую абразионную равнину. Аккумулятивные миоценовые поверхности выравнивания включают равнины: наземные, морские, переходные прибрежно-морские и аллювиально-дельтовые.

Наиболее распространены следующие генетические формы рельефа: водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, структурно-денудационные, гравитационные, карстовые, антропогенные.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы рельефа. Неогеновые речные террасы. Начало развития современной долинной сети Донецкой возвышенности и прилегающих к ней территорий с севера следует связывать со временем конец палеогена — ранний миоцен.

В позднем миоцене зарождаются и формируются речные потоки, которыми эпигенетически раскрываются погребенные ранее долины или их участки. Такими являются Казенный и Кривой Торец, Бахмутка, по-видимому, современная средняя часть Сухого Торца и др. На крайнем юго-западе и западе возвышенности начинает свое развитие речная система Самары, но долина самого большого левого притока Самары Волчьей в верхней и средней частях древнее долины Самары. На севере возвышенности формировались линии поверхностного стока восточного направления. Северная покатость возвышенности дренировалась системой небольших рек, ложбины стока которых впоследствии были унаследованы реками Белой, Луганчиком, Ольховой.

В позднем миоцене — раннем плиоцене к северу от возвышенности речные потоки отклонялись в восточном направлении, вплоть до впадения в Пра-Дон, восточнее г. Морозовска в полосе синклинального прогиба складчатого сооружения. Речная сеть бассейнов Кальмиуса и Миуса развивалась без заметной перестройки своего рисунка. В позднем миоцене (позднем сармате) формируются основные магистральные линии стока — юго-западного и юго-восточного направлений. На северо-западной окраине возвышенности сформировалась мощная речная система Пра-Донца, принадлежавшая бассейну Пра-Днепра. В районе Петровской излучины Пра-Донец изменял юго-восточное направление на юго-западное и разрабатывал долину, которая унаследовала р. Бритай. Реки юго-восточного направления стока, как об этом свидетельствует рисунок позднемиоценово-раннеплиоце-

новых террас, располагались значительно севернее от современной долины Северского Донца.

В открытой части возвышенности следы деятельности поверхностного стока сохранились хуже. Можно указать на эрозионные уступы в бассейне Бахмутки. Они прослеживаются на правом склоне балки, впадающей в долину р. Горелый Пень, вдоль неунаследованной долины возле пгт Гольмовский и далее на запад, на междуречье Бахмутки и Кривого Торца, возле ст. Курдюмовка. На протяжении позднего миоцена — плиоцена сформировались равнины трех речных террас: позднемиоценово-раннеплиоценовая, средне-позднеплиоценовая, позднеплиоценово-раннеантропогеновая (начала).

Позднемиоценово-раннеплиоценовая речная терраса занимает значительные площади. Морфологическая выраженность террасы слабая, ее цоколь срезает породы от каменноугольных до полтавской серии включительно. На участке северной покатости возвышенности возле ст. Славяносербск, пос. Тошковки, а также восточнее г. Первомайска ее абсолютные отметки составляют 190—210 м. Северо-западнее пос. Тошковки фрагмент этой террасы, возвышается над более молодыми денудационными уровнями. Геологический разрез аллювия, слагающего эту террасу, обычно состоит из двух горизонтов. Нижний горизонт представляют кварцевые серые или светло-серые разнозернистые, часто гравелистые, пески. Нередко они ожелезнены и замещаются глыбами бурых, ржаво-бурых, охристых, очень плотных железистых песчаников или конгломератов. Мощность этого горизонта непостоянная, редко достигает 10 м. Верхний горизонт сложен глинами плотными с раковистым изломом, алевритами голубовато-серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми. Местами глины горизонтально слоисты, сланцеваты. Но нередко они монолитны, загипсованы, замещаются плотными мергелями.

Средне-позднеплиоценовая терраса. В более позднем морфогенезе — среднем и позднем плиоцене в пределах Донецкой возвышенности развитие долинной сети происходило также при высоком положении базиса эрозии и, следовательно, при значительно меньших глубинах эрозионного расчленения. Равнины этого террасового уровня в рельефе выражены нечетко. В закрытом обрамлении возвышенности они погребены лессами и лессовыми породами, подчас значительной мощности. В открытой ее

части это связано с избирательной денудацией открытого цоколя террасы, с эрозионным расчленением. Максимальные абсолютные отметки в бассейнах Береки, Сухого Торца, в междуречьи Северского Донца — Лугани достигают 160—170 м. Там, где они подрезаны молодыми долинами, их отметки уменьшаются до 130—120 м. В долинах бассейна Азовского моря они не превышают 160 м. Аллювиальные отложения террасовой равнины по мощности изменяются от нескольких до 15—20 м, местами до 50 м и более.

С различиями в мощностях аллювиальных толщ связано их строение. Обычно маломощные толщи представляют собой моноритмовые образования. Большие мощности аллювиальных толщ имеют многоритмовое строение. Цоколь аллювиальной толщи расположен в одной наклонной плоскости и поэтому разновозрастный. Горизонты аллювиальных отложений также располагаются с прислонением молодых к более древним. По костным остаткам из аллювия этой террасы возле с. Большой Камышевахи ее возраст датируется акчагыл-раннеапшеронским временем.

Позднеплиоценово-раннеантропогеновая (начала) речная терраса. По Д. П. Назаренко — это бурлуцкая, по М. Ф. Векличу — VI (по порядковому номеру) надпойменная терраса. Абсолютные отметки поверхности террасы в бассейне Казенного Торца изменяются от 150 до 100 м; вдоль Бахмутки и Лугани при отсутствии или слабом развитии субаэрального покрова — от 140 до 80 м. Морфологически терраса выражена не четко. На профилях со снятым покровом антропогеновых отложений ее уровень также имеет различную выраженность, что связано со структурной неоднородностью участков ее развития. Поэтому высота уступов значительно колеблется, а нередко они вообще отсутствуют.

Литолого-фациальный состав аллювия отличается неоднородностью. В отложениях русловой фации преобладают пески разнозернистые, включая гравийные, в пойменной фации — глины тощие, алевриты.

Антропогеновые речные террасы. На протяжении антропогена речные долины Донецкой возвышенности в своем расположении не подвергались существенным изменениям. Но при повсеместном переуглублении в их морфологии получила отражение геологическая структура, литология горных пород. Это хорошо видно

на примере долины Северского Донца, которая входит в пределы возвышенности на крайнем ее северо-западе. Здесь Северский Донец образует глубокую Петровскую излучину, огибающую Спиваковскую структуру. Излучина замыкается Изюмским выступом. Выступ сложен меловыми породами, выполняющими синклинальный прогиб между Спиваковской и Краснооскольской брахиантиклинальными складками. В последующем изгибы долины приурочены к синклинальным структурам, разъединяющимся структурными поднятиями. После входа в зону мелкой, а затем и в зону срединной складчатости поперечная долина Северского Донца приобретает другой характер извилистости. В пределах синклинальных структур она изгибается в западном направлении, в пределах антиклинальных структур — чаще всего имеет диагональное направление. По особенностям структурно-геологической приуроченности, площадям водосборов (бассейнов) рек речные долины и террасы в пределах Донецкой возвышенности можно подразделить на четыре группы: 1) речные террасы долин средней зоны складчатости, продольные, поперечные, диагональные, формировавшиеся реками с бассейнами малых площадей водосборов; 2) речные террасы долин зон мелкокупольной складчатости, преимущественно синклинальных или моноклинальных, участками эпигенетических, формировавшиеся реками с бассейнами малых площадей водосборов; 3) речные террасы преимущественно в районах моноклинальных структур и структур мелкой складчатости, формирование которых происходило реками со средними площадями водосборов; 4) речные террасы окраин возвышенности и прилегающих к ней площадей преимущественно моноклинальных и синклинальных долин с эпигенетическими участками, формирование которых происходило реками малых площадей водосборов.

В соответствии с этой классификацией речные террасы однозначного порядкового номера различаются по площадям распространения, типам взаимоотношений с другими террасами, мощностям слагающих их аллювиальных отложений, по морфологическим чертам.

IV надпойменная терраса. По генезису и строению эта терраса аккумулятивная, но нередко — эрозионно-аккумулятивная, цокольная. В долинах второй и четвертой групп (Казенного и Сухого Торцов, Бахмутки,

Лугани, Береки и Бритая) терраса сохранилась узкими полосами. Неизвестна она в небольших долинах первой группы. Морфологически терраса выражена слабо, обычно не образует ступени в профилях долин, устанавливается по свойственному только ей облику аллювия. Хорошо развитую его русловую фацию представляют перемытые кварцевые пески серые, разнозернистые с преобладанием гравийных и крупнозернистых, диагонально- и косослоистые. Слоистость часто подчеркивается межслойными линзами и тонкими прослойками голубовато-серых и серых уплотненных супесей, тощих или жирных глин. Пойменную фацию составляют преимущественно глины или супеси. Часто в самой верхней части разрезов они переслаиваются серыми мелко- и среднезернистыми песками. По отношению к более древним образованиям терраса относится преимущественно к прислоненно-врезанному типу. Цоколь аллювия террасы деформирован тектоническими движениями. Например, на правом склоне приустьевой части долины Береки, у с. Грушевахи, он залегает ниже уровня поймы, а в долине Казенного Торца, на южной окраине г. Краматорска, возвышается над уровнем поймы до 25 м. Образование IV надпойменной террасы датируется второй половиной раннеантропогеновой эпохи.

III надпойменная терраса в долинах первой группы неизвестна, в долинах второй, третьей и четвертой групп развита на участках, приуроченных к синклинальным прогибам и опущенным крыльям моноклинальных структур. В долинах двустороннего развития эта терраса почти полностью уничтожена в позднеантропогенное время. Терраса относится к типу прислоненных с залеганием цоколя ниже уровня современных эрозионных врезов. Аллювиальные отложения террасы по мощности изменяются в пределах от 6—8 до 12—14 м. Русловая фация аллювия представлена серыми и серовато-желтыми среднезернистыми песками и супесями, пойменная — супесями, легкими карбонатными суглинками. Возраст террасы датируется второй половиной среднеантропогеновой эпохи.

Обращает на себя внимание отсутствие террасы по времени образования — первая половина среднеантропогеновой эпохи. Некоторые исследователи склонны выделять такую террасу. Но в пределах Донецкой возвышенности геоморфогенез днепровской ледниковой эпо-

хи не получил самостоятельной геоморфологической выраженности, так как аллювиальные или аллювиально-делювиальные отложения повсеместно накладывались на более древние поверхности, в том числе и в пределах речных долин.

II надпойменная терраса выделяется, как правило, на террасированных склонах речных долин одностороннего развития. В долинах первой группы почти неизвестна, так как при интенсивном переуглублении их в начале позднеантропогеновой эпохи работа эродирующих водных потоков часто не завершалась разработкой плоского дна долины. Вырабатывались преимущественно наклонные внутрь долины плоскости цоколя с развитием на нем маломощных толщ аллювия.

В долинах второй, третьей и четвертой групп терраса развита лучше. Наиболее распространенным ее типом является прислоненный. Относительное превышение поверхности террасы над уровнем пойм в пределах всей возвышенности колеблется от 10—12 до 20—25 м. Часто гипсометрическое положение и II, и I надпойменных террас вследствие тектонических деформаций бывает заметно измененным. С уровнем II надпойменной террасы часто конвергируют морфологически сходные поверхности делювиальных прислонений. Мощности аллювия изменяются от 4—6 до 10—12 м. Аллювий террасы состоит из песков желтовато-серых, разнозернистых, кверху переходящих в пески средне- и мелкозернистые, часто глинистые, супеси и суглинки. Возраст террасы — первая половина позднего плейстоцена.

I надпойменная терраса сравнительно хорошо развита в долинах второй, третьей и четвертой групп. Почти повсеместно терраса аккумулятивная, редко эрозионно-аккумулятивная. Терраса относится к типу прислоненно-врезанных или прислоненных. Цоколь аллювиальной толщи плоский, в небольших речных долинах наклонен внутрь, залегает ниже уровня пойм. В долинах окраин возвышенности перепад между цоколями II и I надпойменных террас отсутствует и аллювий I террасы непосредственно прислоняется к аллювию II террасы. Относительное превышение поверхности террасы над поймой изменяется от 5—7 до 15—17 м. При этом уступ террасы обычно низкий или почти отсутствует. Литологически аллювий этой террасы представляют различной степени перемытости пески, которые кверху переходят в супеси,

легкие лессовидные суглинки. Возраст террасы — вторая половина позднего плейстоцена.

Поймы. По морфологии, ширине, строению и мощностям аллювия поймы отличаются большим разнообразием. Часто их уровни раздваиваются: выделяются высокие и низкие поймы. В широких современных долинах (поймах) третьей и четвертой групп хорошо различаются русловая и пойменная фации аллювия. В строении узких пойм других групп речных долин аллювиальные толщи плохо дифференцируются по литофациям, часто по своему облику не типично аллювиальные, скорее аллювиально-делювиальные.

Балки. В кряжевой части возвышенности балки не обладают чертами хорошей эрозионной разработанности. В их морфологии участвуют микроструктурные элементы складчатого основания. Обнаруживаются различия в морфологии балок в зависимости от глубины вреза, структурной приуроченности. На участках высоких коренных склонов балки обычно укороченные, отличаются массивными выпукло-вогнутыми склонами и узким дном. Склоны обычно открыты, без покрова рыхлых антропогеновых образований. Их морфология осложнена гривами. Отмечаются также балки с неразработанным дном.

По периферии возвышенности развиты балки степного типа — балки-суходолы, отличающиеся тем, что в их морфологии хорошо выделяется широкое плоское дно и разработанные склоны. Чаще всего для них характерна правая асимметрия. Склоны в таких балках бывают либо открытые (денудационные), либо закрытые (делювиальные). Открытые склоны, по существу, представляют собой педименты, закрытые (делювиальные) склоны являются разработанными и формируются при устойчивом одностороннем развитии балки.

Овраги. В условиях преимущественно высоких энергий рельефа, что характерно для Донецкой возвышенности, овражная эрозия, казалось бы, должна развиваться интенсивно. Однако высокая степень эрозионной освоенности в прошлом и, как следствие, небольшие площади водосборов не способствует развитию овражных форм. В значительной мере это сдерживается литологическим субстратом каменноугольных плотных горных пород, возвышающихся над местными эрозионными врезами. Поэтому в пределах кряжа, несмотря на пораженность

эрозией больших территорий, овраги как водно-эрозионные формы рельефа не получают заметного развития. Чаще всего можно наблюдать лишь морфологически не оформленные рытвины, усиливающие активизацию плоскостного смыва. Лишь у подножий крутых склонов балок или отдельных участков речных долин, к которым приурочены мощные прислонения (шлейфы) делювиальных лессовидных суглинков, развиваются настоящие береговые овраги. Как правило, они глубоки (обычно на всю мощность делювиального прислонения), до 15 м и более, коротки, длиной не более 50 м. По окраинам кряжа, где литологический субстрат состоит из более податливых эрозии горных пород, при соответствующем сочетании факторов оврагообразования развиваются одинокие или группами овражные формы. В пределах северо-западной части возвышенности сочетание факторов оврагообразования несколько иное по сравнению с кряжем. Прежде всего здесь сравнительно невысокая степень эрозионной освоенности. Кроме того, плотные горные породы, за редкими исключениями, не экспонируются. Субстатом для проявления поверхностных процессов являются сравнительно податливые горные породы, в первую очередь, покров антропогеновых лессов и лессовидных пород. Особенно уязвимыми для развития оврагов являются древние речные террасы, аллювиальные поверхности которых погребены под мощными покровами антропогеновых лессов и лессовидных пород.

Структурно-денудационные формы в большинстве случаев представляют собой препарированные селективной денудацией пласты горных пород, которые являются венчающими толщи микроструктурной отдельности. Морфологически они известны под названиями грив, гряд, увалов, куэст, останцов (куполов).

Наиболее распространенными из них являются *гривы*. Приурочены они к денудационным склонам долин небольших рек или балок. Различаются мелкие и крупные гривы. Обычно их размеры (длина, высота) определяются длиной морфологически однородного склона, предопределенной микроструктурой препарирующейся складки, и мощностью толщи, чаще всего песчаников.

Гряды в отличие от грив развиты на междуречных равнинах. Наиболее характерны они на северной покатости возвышенности, на междуречных равнинах бассейна Б. Каменки. Здесь они выражают в рельефе известня-

ковые прослойки, вмещающими породами для которых являются более податливые к разрушению песчаники.

Увалы распространены на ограниченных площадях в бассейне Миуса, точнее, непосредственно на склонах этой долины. Они прослеживаются, начиная с верховья долины и до верховья антиклинальной долины р. Глухой — правого притока Миуса, и представляют собой обработанные денудацией мощные толщи песчаников. Морфологическая выраженность таких валов предопределена глубоким эрозионным врезом самой долины Миуса и открывающимися в долину ущельями-балками.

Куэсты или *куэстообразные покатости* наиболее типичны по своей морфологии на левом высоком склоне долины Белой, особенно возле г. Парижская Коммуна. Куэсты имеют сравнительно невысокие уступы, которые срезают крылья микромоноклиналей, сложенных песчаниками.

Среди *останцов (куполов)* различаются собственно денудационные останцы и останцы-куполы. Морфология последних обусловлена тектоникой, а размеры предопределяются размерами отпрепарированной куполообразной складки. Некоторые купола выражают в рельефе структурные образования синклинального типа. Это значит, что их образование связано с неодинаковой сопротивляемостью процессам денудации каменноугольных пород. Наиболее отчетливо в рельефе выделяются куполы: Острый Бугор, Центральный, Дьяковский, Грибоваха. Острый Бугор отражает в рельефе эллипсовидную складку с простиранием длинной оси 295°. Центральный купол расположен возле с. Нижний Нагольчик. Река Нагольчик почти вертикально срезает с северо-востока куполообразную складку нижнекарбоновых песчаников и глинистых сланцев. Приподнятые участки купола сложены песчаниками, пониженные — аргиллитами и сланцами. Максимальная абсолютная отметка купола равна 158,3 м. Дьяковский купол расположен севернее с. Дьяково, на правом склоне р. Нагольной. С поверхности купол сложен плотными мелкозернистыми песчаниками. Максимальная абсолютная отметка вершины купола 140,2 м. Грибовахская гора (останец) расположена в бассейне р. Ровеньки, юго-западнее одноименного с. Грибоваха. Останец сложен весьма плотными песчаниками с синклинальным типом залегания. Абсолютная отметка вершины останца достигает 222 м. Для большинства куполов (останцов)

характерно наличие серии эрозионно-денудационных ступеней, сопоставимых с базисными речными террасами.

Происхождение останца-горы Саур-Могилы (абсолютная отметка вершины 278 м) структурно-денудационное. Это крупный выступ так называемых саурмогильских песчаников, приподнятых сбросом по контакту со сланцевой толщей нижнего карбона. Относительное превышение горы над уровнем денудационной (абразионной) равнины достигает 60 м. Куполообразные формы, сложенные песчаниками, известны и в других местах. Можно указать на купольные горы на правом склоне долины Кальмиуса ниже горы Старо-Бешево (Лысая гора).

Еще в 1905 г. А. А. Борисяк связывал образование холмообразных возвышенностей на правом высоком берегу Северского Донца с воздействием атмосферных вод на горные породы с неодинаковой плотностью, в частности, он имел в виду гору Кременец возле г. Изюма. Эта гора представляет собой останец меловых отложений, возвышающийся над окружающими пространствами, особенно со стороны глубоко врезанной долины Северского Донца. Структурно останец приурочен почти к осевой части северо-западного окончания синклинального прогиба (разъединяющего здесь Краснооскольское и Спиваковское брахиантиклинальные поднятия, срезаемые долиной Северского Донца). Таким образом, останец по отношению к геологической структуре является инверсионным образованием. Своим возникновением он обязан более высокой устойчивости слагающих его меловых пород по сравнению с юрскими, преимущественно песчано-глинистыми. Останец наметился в позднемиоценово-раннеплиоценовое время, о чем свидетельствует выполнение карстовых воронок на его поверхности породами плиоценовой красноцветной формации. Подобно описанному на правом высоком береговом склоне Северского Донца отмечаются останцы и в других местах, например, у с. Закотное.

Гравитационные формы. К этой группе форм относятся осыпи, обвалы, оползни. *Осыпи* и *обвалы* можно наблюдать у подножий крутосклонов в пределах кряжа. Обычно они не образуют заметных в рельефе морфологических образований, представляют собой осыпи обломочного материала с примесью мелкозема. Можно, однако, указать на обвально-осыпной настил в долине Миуса, возле с. Дмитриевки. Здесь такой настил развит

у подножья правого крутого (отвесного) уступа высотой свыше 60 м на широкой пойме и достигает ширины до 200—250 м. Этот настил превышает поверхность поймы на 1,5—2 м и выделяется как самостоятельная ступень.

Оползни приурочены к приуступным участкам или непосредственно уступам равнин миоценовой и речных террас позднеплиоценово-плиоценового возраста, а также к склонам, включающим глинистые отложения древнего возраста, например юрские глины возле пгт Николаевки (вблизи г. Славянска). Интенсивность оползневой деятельности усиливается там, где водоупорные глины перекрываются значительной мощности антропогеновыми лессовыми породами. В таких местах развиваются оползни срыва и оползни выдавливания. При отсутствии крупных уступов и залегания водоупорных глин близко к поверхности склонов образуются мелкие оползни срыва (или оседания) и многоярусные оползни-плывуны. Оплывинно-оползневые процессы отмечены на искусственно созданных откосах отдельных участков канала Северский Донец — Донбасс.

Карстовые формы. Карстопроявления, как известно, локализуются площадями распространения карстующихся горных пород, залегающих либо непосредственно с поверхности, либо на глубине в зоне дренирования подземных вод. Наземные формы карста представляют карры, воронки древние и современные.

Карры развиты на поверхности нижнекаменноугольных известняков в бассейне р. Волновахи. Они не имеют достаточно четкой выраженности. Обычно это причудливые по форме гребешки на изъеденной кавернами известняковой поверхности.

Воронки древние известны на юго-западе и северо-западе Донецкой возвышенности. На юго-западе возвышенности воронки достигают значительных размеров, некоторые из них — до 30—40 м в диаметре (по верхнему срезу) и 25—30 м в глубину. Воронки выполнены преимущественно каолинистым веществом, известняковым элювием. Нередко верхнюю часть толщи, выполняющей воронки, представляют палеогеновые пески и алевриты. Воронки древние на северо-западе возвышенности развились в меловых породах, главным образом в писчем мелу. Воронки, по наблюдениям в крупных карьерах на правом склоне долины Сухого Торца, возле с. Андреевки южнее г. Славянска имеют также значительные размеры. Выполнены

они палеогеновыми глауконитовыми песками. Некоторые воронки меньших размеров выполнены плиоценовыми красноцветными породами. С таким же заполнителем встречены воронки и на горе Кременец возле г. Изюма. Древние воронки в подавляющем большинстве случаев вскрыты карьерными разработками. Это дает основание предполагать, что многие из них еще неизвестны, так как погребены и в рельефе не обнаруживаются. Возраст древних воронок юго-запада возвышенности А. П. Ротай датировал палеогеном. Такой же возраст древних воронок и на северо-западе. Но есть воронки (меньших размеров), возраст которых значительно моложе — плиоценовый. Об этом свидетельствует возраст пород их заполнителя — плиоценовых красноцветных пород — глин или глинистых песков.

Воронки современные приурочены к долинам (или их склонам) рек Волновахи, Бахмутки, низовьев Казенного Торца. В рельефе возвышенности современные воронки являются выразителем карстовых процессов, протекающих сейчас. Можно также упомянуть воронки, которые образовались в пойме Сухой Волновахи, возле пос. Кипучая Криница, в 1961 г.

По способу образования различаются воронки провальные, воронки проседания и воронки поверхностного формирования, т. е. выщелачивания. Воронки провальные образуются в местах наличия подземных пустот-пещер. Они распространены на юго-западе возвышенности. Воронки проседания наблюдаются возле Славянска. Здесь они возникают в зонах подземного выщелачивания хемогенных пород или на участках забора рассолов. Образование минеральных озер в Славянске связано с зоной разгрузки подземных вод. Часто они антропогенные.

Антропогенные формы на территории Донецкой возвышенности имеют особое значение, существенно видоизменяют облик сформированного в процессе естественно-исторического развития рельефа. Сооружено множество объектов, улучшающих вертикальную и горизонтальную планировку рельефа при дорожном, гидротехническом, гражданском, промышленном и других видах строительства, что делают рельеф оптимальным в хозяйственной деятельности. Наряду с этим созданы и продолжают создаваться антропогенные формы рельефа, которые существенно меняют его естественный облик.

В зависимости от способа добычи или разработки и создается определенный тип антропогенных форм: терриконы, карьеры, отвалы, выемки. Наиболее распространенными являются терриконы. Во многих случаях они высятся над ровной степью насыпными конусами высотой до 100 м. Не менее внушительными являются карьерные выемки. Их множество. Крупнейшие среди них: Каракубские (Комсомольские), Докучаевские, Ново-Троицкие — по добыче флюсовых известняков; Часовоярские — по добыче огнеупорных глин; Амвросиевские, Славянские — по добыче меловых пород (сырья для производства цемента и соды) и др. В последние два десятилетия ведется рекультивация земель как на старых терриконах, так и в карьерных выемках.

Контрольные вопросы, задания. 1. Когда оформились морфоструктуры второго порядка Донецкой возвышенности? Назовите особенности их строения. 2. В чем проявляется инверсия рельефа Донецкой возвышенности и каковы причины, обусловившие ее? 3. Что предопределяло образование структурно-денудационной морфоскульптуры? Назовите ее морфологические типы.

ПРИЧЕРНОМОРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ И РАВНИННЫЙ КРЫМ

Область объединяет низменные равнины и небольшие возвышенности Причерноморья и равнинного Крыма. Границы области обычно проводят по геологическим признакам, в частности, на севере — по распространению морских понтических и частично среднесарматских отложений. На западе граница области проходит по долине р. Прут. На юге, за исключением крымского участка, границей служит береговая линия моря.

Причерноморская низменность и равнинный Крым — равнина, расположена полосой шириной от 120—150 до 10—15 км вдоль Черного и Азовского морей от дельты Дуная на западе, простираясь восточнее бассейна р. Молочная. Территория Причерноморской низменности имеет незначительный уклон с севера на юг, у северных границ области высоты изменяются от 210—240 м — на западе, 120—140 м — в центре до 50—80 м — на востоке, до нуля метров у южной границы. Максимальная отрицательная отметка у Сивашей — 4,5 м. Междуречья обычно слабо расчленены, заканчиваются либо абразионными, крутыми уступами (10—20—50 м) либо низкими аккумулятивными берегами.

Средняя густота эрозионной сети области 0,08—0,05 км/км² (при максимуме в равнинном Крыму до 2,6 км/км²).

В Причерноморской низменности обычно выделяют две части: северную и южную. Первая из них имеет абсолютные отметки 50—100 м, она более сухая и прорезается редкими речными долинами; вторая — 10—50 м, это типичная прибрежная равнина, плоская и слабо дренированная (т. е. выделились северная — волнистая и южная — плоская части равнины). Помимо этого подмечены различия в геоморфологии западной и восточной частей низменности — глубина и частота расчленения низменности возрастает с востока на запад. Междуречные возвышенности, полуострова и острова в общем соответствуют тектоническим поднятиям; речные долины, низменные берега, лиманы, заливы, крупные микрозападины, поды часто приурочены к тектоническим понижениям.

По различиям факторов рельефообразования область разделяют на две части: северную более холодную и влажную, южную более теплую и сухую. В северной «денудационной» морфоклиматической зоне по степени значимости в рельефообразовании следует выделить: линейную эрозию, плоскостной смыв, выветривание, дефляцию, оползание. В южной «аккумулятивной» зоне преобладают различные виды аккумуляции, дефляции, плоскостной смыв, суффозионные процессы.

МОРФОСТРУКТУРА

В морфоструктуре Причерноморья большинство исследователей выделяют различные типы равнин: 1) пластово-ярусные денудационные равнины, ныне поднимающиеся, где в разное время опускания сменялись поднятиями (средний сармат — конец киммерия); 2) пластовые аккумулятивные низменные равнины, в которых опускания сменялись слабыми поднятиями в плиоцене и антропогене, местами они переживают современные опускания. В свою очередь, они расчленяются по смене опусканий поднятиями на разных этапах неоген-антропогена.

В пределах Скифской платформы (равнинный Крым) выделено три типа крупных морфоструктур: 1) пластово-ярусные равнины на западе со сложными дифференцированными движениями; 2) структурно-денудационные равнины Тарханкутского полуострова, испытавшие устойчи-

вые поднятия с конца раннего плиоцена, развивающиеся по денудационному типу; 3) пластовые равнины на плиоценовых морских (понт, куяльник) и континентальных (таврская свита) отложениях.

На геоморфологической карте Украинской ССР, составленной И. М. Рослым и Ю. Л. Грубриным (1979), на территории области выделены следующие морфоструктурные элементы.

На севере Причерноморской равнины расположена пластовая денудационная унаследованно-возрожденная равнина со слабым проявлением умеренных новейших поднятий и пологих деформаций, сформировавшаяся на участках погружения щитов (возраст миоцен — антропоген). Равнина занимает северную наиболее возвышенную часть области от ее западных до восточных границ, включая Приазовскую равнину на востоке.

На юге области от дельты Дуная сужающейся к востоку полосой до Приазовской возвышенности простирается гетерогенная пластово-аккумулятивная низменная, наклонная, новообразованная равнина, сформировавшаяся на дифференцированных умеренных новейших движениях при рыхлых осадочных породах краевого прогиба (возраст плиоцен — антропоген). Такие же равнины, но низменные, субгоризонтальные выделены на юге Причерноморской равнины, протянувшиеся к востоку полосой от Одесских лиманов до Приазовской низменности, включая нижние участки речных долин. К подобному типу равнин отнесено также Присивашье, северная часть равнинного Крыма и часть Индольского прогиба.

Морфоструктуры равнинного Крыма на указанной карте выделены как пластовые равнины, созданные умеренными дифференцированными сводово-блоковыми новейшими движениями. Эти равнины дифференцируются на: структурно-денудационные, новообразованные (возраст — антропоген) в пределах Тарханкутского полуострова; денудационные, приподнятые, наклонные (возраст поздний плиоцен — антропоген) в пределах Альминской впадины и южной части равнинного Крыма.

Оценку морфоструктуры можно получить путем морфотектонического анализа. В геоструктурном отношении на территории Причерноморья и равнинного Крыма выделяются южный склон докембрийской Русской платфор-

мы (Украинский щит) и палеозойская Скифская плита, разделенные шовной зоной, а также элементы складчатых сооружений Крыма и Добруджи, а на востоке — Донецкого кряжа. Все они относительно хорошо выражены геоморфологически, что прослеживается в особенностях строения и динамики поверхности земной коры. Структурные единицы прежде всего определяют геоморфологические границы области: на севере — это склон Украинского щита докембрийской платформы, отраженный в рельефе Приднепровской и Приазовской возвышенностями (граница проходит южнее Вознесенска и Кривого Рога на Никополь); на востоке граница менее четкая, совпадает с границами северо-западной части Азово-Кубанской впадины и Донецкого складчатого сооружения; на западе — по окраине складчатых сооружений Добруджи примерно по Фрунзенско-Арцизскому разлому в районе долины Прута; на юге — морская граница с зоной шельфа (за исключением Крыма, где граница проходит по предгорному прогибу).

В строении земной коры прослеживаются три структурных этажа (нижний, средний и верхний), нижним из которых является кристаллический фундамент докембрийской платформы или адекватный ему фундамент палеозойской плиты, хорошо отражаемые в особенностях строения рельефа благодаря тесной связи с верхними структурными этажами. Два верхних этажа представляют собой осадочный чехол мощностью от 300—400 м в северной части и до 5000—8000 м в южной части области и также проявляют закономерную связь с рельефом. В осадочном чехле обычно выделяют донеогеновый средний и неоген-антропогеновый верхний этажи. Указанные три этажа имеют различное геологическое строение.

Основную рельефообразующую роль среди пород верхнего осадочного структурного этажа играют *неоген-антропогеновые отложения*. Отложения неогена распространены повсеместно, но из них своеобразный «фундамент» рельефа составляют верхнемиоценовые (сарматский и мэотический ярусы).

Антропогеновые отложения имеют повсеместное распространение и непосредственно участвуют в рельефообразовании земной поверхности. Они представлены преимущественно континентальными формациями (субаквальными — аллювий террас и субаэральными — лессы), морскими и лиманно-морскими — в узкой прибрежной

полосе, пролювиальными, гравитационными, золовыми отложениями разного возраста (от раннего антропогена до голоцена).

В Причерноморье мощность плиоценовой красноцветной и антропогеновой лессовой формаций достигает в среднем 20 м, максимум 40—50 м. В Приазовской низменности мощности в среднем уменьшаются до 10—15 м, достигая, однако, на юге 50 м. Максимальные мощности отмечены в береговой зоне моря и уменьшаются к северу, что П. Ф. Гожик (1986) связывает с усилением к северу денудации и неполнотой разрезов антропогена. Это подтверждает выделение северной «денудационной» зоны области.

В западной части Причерноморья (за исключением береговой зоны) наблюдается выпадение из разрезов, или редуцированность, нижне- и среднеантропогеновых отложений, что может быть связано здесь с усилением процессов денудации и с размывом лессовых толщ.

Понимание рельефообразующей роли лессовой формации во многом связано с установлением их генезиса. Покровный характер залегания лессов, перекрытие ими речных террас и склонов междуречий придает рельефу Причерноморской низменности сглаженный, «мягкий» морфологический облик.

Общая мощность неоген-антропогеновых рыхлых отложений является показателем тектонических величин прогибания за это время и составляет: в западной части Причерноморья — 200—700 м, в Северо-Крымском прогибе — 200—600 м, в Индольском прогибе — до 1000 м.

Северная часть Причерноморской низменности по поверхности кристаллического фундамента представлена пологой моноклиналью южного склона щита, которая снижается ступенями в южном направлении. Перегиб (флексура) пологой поверхности кристаллических пород с резким увеличением ее наклона наблюдается южнее линии Кишинев — Николаев — Каховка — Мелитополь (Херсонско-Мелитопольский разлом), соответственно к югу возрастает глубина до поверхности фундамента (рис. 18). Деформация молодых пород осадочного чехла соответствует флексуре. С наличием перегиба по кристаллическому фундаменту и деформаций в осадочном чехле связано разделение низменности на две геоморфологические различные части: северную и южную подобласти. Эти части имеют различия в глубине и густоте расчлененно-

Рис. 18. Тектоническая схема Причерноморской впадины (по Г. Н. Доленко, Л. Т. Байчевской, М. В. Бойчук и др., 1985):

1 — Восточно-Европейская платформа; складчатые сооружения: *2* — Добруджа; *3* — горного Крыма; *4* — основные тектонические швы; *5* — субмеридиональные разломы (А — Фрунзенско-Арцизский, Б — Одесский, В — Корсакско-Феодосийский, Г — Орсково-Павлоградско-Новоцарицынский, Д — Криворожско-Евпаторийский, Е — Белозерский); *6* — разрывные нарушения надвигового характера; *7* — границы основных структурно-тектонических элементов; *8* — изогипсы поверхности дорифейского фундамента, км; *9* — локальные поднятия; I — Придобруджинский прогиб; II — Северо-Крымский прогиб; III — Северо-Азовский прогиб; IV — Килийско-Змеиное поднятие; V — Черноморское поднятие; VI — Каламитское поднятие; VII — Новоселовское поднятие; VIII — Альминская впадина; IX — Симферопольское поднятие; X — Азовский вал; XI — Южно-Азовская ступень; XII — Индольский прогиб; XIII — Керченско-Таманский межсрикладинальный прогиб

сти, в рисунке гидросети, в строении речных долин. Основной причиной тому являются различия в амплитуде и знаках неотектонических движений (на севере это поднятия от 0 до 150 м, а на юге — в основном опускания до 150 м).

Г. Н. Доленко и др. (1985) по изогипсе фундамента — 2000 м выделяют две моноклинали: восточнее Одесского разлома — Причерноморскую, западнее — Молдавскую. Различия в геологическом строении и развитии моноклиналей обусловили различия строения и генезиса рельефа этих территорий. В пределах Молдавской моноклинали на западе области преобладают такие морфоструктуры, как пластово-ярусные денудационные равнины, ныне подымающиеся, где в разное время опускания сменялись поднятиями (средний сармат — конец киммерия, т. е. в миоцене и раннем плиоцене). В пределах Причерноморской моноклинали на востоке области указанные морфоструктуры занимают подчиненное положение лишь на севере моноклинали, а преобладают пластовые аккумулятивные низменные равнины.

Поверхность кристаллического фундамента моноклиналей разбита на блоки разломами, неровная, ступенчатая. Несмотря на сравнительно большую глубину до фундамента (на севере области — 1000 м и менее, на юге в Одесском заливе до —5000 м), его неровности отражаются в рельефе «сквозь» осадочный чехол как в общем уклоне с севера на юг, так и в соответствии возвышенностей междуречий приподнятым блокам, а крупных понижений суши опущенным блокам.

Докембрийский фундамент Русской платформы в осевой части Причерноморской впадины сочленяется с палеозойским фундаментом Скифской платформы шовной зоной или Причерноморским шовным грабеном. Он представляет собой глубокую депрессию субширотного простирания, своеобразно отразившуюся на морфоструктурах суши и прилегающих к ним шельфов Причерноморской низменности. В чем это своеобразие? Формирование шовной зоны началось в триасе — юре. Она выполнена толщей мезозой-кайнозоя мощностью порядка 8000 м. Шовная зона включает в себя: Придобруджинский палеозойский прогиб — Молдавский грабен с морфоструктурами типа пластовых аккумулятивных равнин, испытавших недавние опускания с конца среднего плейстоцена (равнины Дунай-Днестровского междуречья и часть шельфа),

и Северо-Крымский прогиб, объединяющий через Перекопскую перемычку Каркинитский и Сивашский грабены (равнинный Крым и часть шельфа Черного моря), представленный морфоструктурами того же типа в пределах северного присивашского района равнинного Крыма и части шельфов Черного и Азовского морей. К востоку Северо-Крымский прогиб через узкую перемычку косы Бирючьей переходит в Северо-Азовский прогиб.

Широко распространены локальные структуры (складчатые и блоковые). Отдельные в плане имеют блоковое строение (Карлавская, Татьяновская, Западно-Октябрьская и др.). При геоморфологическом анализе равнинного Крыма наличие таких структур устанавливается путем построения специальных карт, на которых учитывается конфигурация долинной сети, береговой линии, наличие линеаментов. Блоки обусловливают разнонаправленные наклоны земной поверхности, что легко объясняется сложностью строения локальных структур, их разломной раздробленностью, асимметричным строением благодаря смещению сводов и прочим.

В восточной части Причерноморья крупные структуры фундамента часто весьма слабо отражены в рельефе, являясь обращенными или переходными морфоструктурами. С севера на юг выделяют: Северо-Азовский прогиб (пластовая аккумулятивная равнина Приазовской низменности и часть акватории Азовского моря), Индольский прогиб (пластовая аккумулятивная равнина на юго-востоке равнинного Крыма).

Своеобразными линейными морфоструктурами Причерноморья служат зоны разломов, образующие закономерные сочетания субширотных и субмеридиальных зон иногда значительной ширины, измеряемой десятками километров. Они, как правило, разъединяют блоковые и складчатые структуры разных порядков, создавая прямоугольно-полосчатый рисунок структур на тектонической карте и своеобразный рисунок долинной и балочной сети.

С широтным так называемым Николаевским (Болградским) разломом К. И. Геренчук (1960) связывал резкие повороты Днепра у Каховки, Ингульца у Снегиревки, Юж. Буга у Николаева, схождение в пучки овражно-балочных систем рек Тилигул и Большой Куяльник. Ряд сбросов и флексур, предполагаемых им, были установлены позднее. Подтверждены разломы в Преддобруджинской зоне (междуречье Дунай — Днестр): отмечались

прямоугольные повороты долин р. Когильник в нижнем течении у г. Арциз и у с. Сиреневого, долины р. Ботни у ст. Заим; схождение в пучки речных долин у р. Ялпух у г. Болград и р. Кирги-Китая у с. Островное.

Одна из линий «широтной структуры типа флексуры или разлома» намечалась К. И. Геренчуком по геоморфологическим данным: резкие изменения направления речных долин на водоразделе Кодымы (широтное направление) и Куяльника, Тилигула и Чичиклеи (широтное направление), повороты Юж. Буга у Первомайска, Днестра у Рыбницы. Это зона быстрого погружения палеозоя и мела (южнее указанной линии), сопоставляемая с флексурным перегибом в верхнем неотектоническом структурном этаже.

Субмеридиональные наиболее древние разломы докембрийского фундамента (Одесский, Белозерский, Феодосийский) расположены перпендикулярно к основным пликативным складчатым структурам. Они разделяют территорию на крупные блоки (Молдавская и Причерноморская моноклинали, структуры Приазовской низменности), которые отличаются амплитудами и направленностью неотектонических движений, формировавших рельеф.

Субширотные разломы являются более молодыми, продольными, имеют вид сравнительно широких шовных зон: между Русской платформой и Скифской плитой; между складчатыми сооружениями Крыма и Скифской плиты (Болградский, Генический, Херсонский). Выделяются также более мелкие разломы, которые унаследованы долинами рек, балок, оврагов, лиманов.

С крупными и мелкими разломами в пределах северной части склона Украинского щита связан ряд особенностей рельефа, свидетельствующих о тектонической активности блоковых движений. В южной части склона щита в Причерноморье многие из указанных особенностей исчезают либо проявляют себя затушеванно, что свидетельствует об ослаблении подвижек блоковых структур и активности разломов.

Таким образом, Причерноморская низменность как морфоструктура возникла в результате длительного погружения в позднем мезозое и позднее на неотектоническом этапе. Разломы широтных и меридиональных направлений обусловили морфоструктуры более мелких порядков. Морфоструктуры-блоки в рельефе отражены в виде

поднятий и впадин. Неоднородность амплитуд движений привела также к перекосу блоков и создала разнообразие уклонов земной поверхности. К границам блоков часто приурочены долины рек, балок, лиманов.

Начиная с послепонтического времени наступает этап слабых неустойчивых дифференцированных поднятий, на отдельных участках прерываемых опусканиями. Непосредственное отражение в рельефе на этом этапе получает неотектонический структурный этаж (выше кровли морских палеогеновых отложений), имеющий ряд деформаций, в основном пликативных (моноклинали, очень пологие складки), реже — флексурные перегибы и дизъюнктивные нарушения — разломные структуры. Показателями неоднородности тектонических движений неотектонического этапа являются суммарные амплитуды движений. Поднятия проявились в северной части Причерноморья (+75...+150 м), на Тарханкуте и в южной части равнинного Крыма (+170...+200 м), опускания — в дельте Дуная (—200...—350 м), в нижнем течении Днепра (—200...700 м), в Северо-Крымском прогибе (—300... 1500 м), в Альминской впадине (более — 200 м). Линия нулевых изобаз проходит по зоне Болградского субширотного разлома до Одессы и далее по южной границе Причерноморской впадины.

При общем моноклинальном погружении пород верхнего структурного этажа Причерноморской впадины к югу в соответствии с уклоном фундамента отмечаются структурные уступы субширотных направлений. Примером может служить уступ по линии г. Тирасполь — с. Игнатовка, к югу он переходит в зону нарушений, трассируемую по коленообразным субширотным изгибам лиманов Хаджибейского, Куяльницкого, Тилигульского, проходит вблизи Бугского лимана у с. Октябрьское.

Одна из наиболее молодых флексур в верхнем структурном этаже, которая расположена от устья Дуная к Днестровскому лиману и затем к устью р. Барабой, с амплитудой 10—20 м была установлена бурением вдоль берега Черного моря (рис. 19). По флексуре нарушено залегание неоген-антропогеновых отложений. Возраст нарушения оказался очень молодым — поздний антропоген или начало голоцена, что установлено путем сопоставления положения лессовых толщ на суше и на шельфе.

Современные тектонические движения Причерноморья, влияющие на характер геоморфологических процессов,

Рис. 19. Схема неотектоники Северо-Западного Причерноморья (по П. И. Науменко, 1984):

1 — изобазы суммарных амплитуд неоген-четвертичных вертикальных движений земной коры, м (по В. С. Пономаренко); *2* — скорость современных вертикальных движений земной коры, мм/год (по В. А. Мацковой); *3* — свод Одесского поднятия; *4* — крылья Одесского поднятия; *5* — Херсоно-Мелитопольская зона разломов (по Е. Г. Ермакову); *6* — флексурообразная дислокация толщи неоген-четвертичных отложений. Границы морских трансгрессий: *7* — среднесарматская; *8* — мэотическая; *9* — понтическая; *10* — уровнемерные пункты

устанавливаются геодезическими наблюдениями вдоль линий железных дорог и режимными наблюдениями за уровнем моря. Берега Одессы опускаются со скоростью —1,1 мм/год. Зона лиманов побережья Черного моря от устья Дуная до Одессы лежит южнее нулевой изобазы современных движений, испытывая опускания —1... —2 мм/год. Нулевая изобаза от Одессы проходит южнее Куяльницкого лимана через южную часть Березанского к Бугскому лиману, к Херсону и далее по долине р. Днепр. В восточной своей части эта изобаза примерно повторяет структурный уступ по неотектоническому этажу, соответствующий разлому фундамента. К северу от указанной линии современные поднятия имеют амплитуду 1—2 мм/год, увеличиваясь лишь на междуречьи Юж. Буг — Днепр, где составляют в основном 2—4 мм/год и достигают 6 мм/год (П. И. Науменко, 1984).

Линии профилей скоростей современных тектонических движений, как полагает Н. П. Науменко, проведенные по меридиональным направлениям, указывают на хорошую согласованность этих движений с рельефом фундамента: по уклону погружающегося к югу фундамента происходит уменьшение скоростей поднятия в среднем от +2...+3 мм/год на склоне Украинского щита до —1... —2 мм/год на берегах Черного моря.

Считают, что на контакте поднятий и зоны опусканий изолинии скоростей сгущаются, т. е. увеличиваются градиенты скоростей современных движений (измеряемые мм/год на расстоянии в 1 км), и составляют по линии Одесса — Раздольная 0,3, Одесса — Константиновка — 0,2. Очевидно, это связано либо с перегибом на границе положительных и отрицательных морфоструктур, либо с зонами разломов, отделяющих с юга выступы кристаллического фундамента.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Факторный анализ рельефообразующих процессов, формировавших морфоскульптуру Причерноморья на протяжении плиоцена — антропогена, показывает сложное сочетание на разных этапах эндогенных и экзогенных факторов, определяющих доминантный морфогенез. В послепонтическое время благодаря смене преобладающих неотектонических опусканий дифференцированными по площади положительными и отрицательными движения-

ми произошло образование пластово-ярусных денудационных равнин и сопутствующих им комплексов морфоскульптуры. Аккумулятивная морфоскульптура формировалась в основном по долинным понижениям, а также на водоразделах в виде покровного субаэрального комплекса лессовой морфоскульптуры.

Формирование ярусности экспонированного и погребенного рельефа, его морфоскульптурных черт для области во многом связано с чередованием трансгрессий и регрессий моря в неоген-антропогене (табл. 2).

Ярусность рельефа области, запечатленную в виде аккумулятивных, денудационных и структурно-денудационных поверхностей выравнивания и ограничивающих их склоновых поверхностей, отмечали многие исследователи (Г. Н. Билинкис, Б. Г. Бондарчук, А. М. Маринич, И. М. Рослый, И. Л. Соколовский, В. Г. Чирка).

Согласно представлениям последних лет в Причерноморской низменности существует три неогеновые денудационно-аккумулятивные поверхности выравнивания и несколько уровней антропогеновых аллювиальных и морских террас и дельт.

В пределах склона Украинского щита у северной границы области развита миоценовая (сарматская) денудационно-аккумулятивная поверхность, образующая наиболее высокий уровень междуречных пространств. Здесь происходит взаимопереход прибрежно-морских миоценовых отложений (погребенная под понтом поверхность) в озерно-аллювиальные отложения того же возраста, а затем в денудационные участки. Эта поверхность имеет абсолютные отметки до 140 м. На большей части Причерноморской равнины она сложена морскими сарматскими отложениями, прикрытыми плиоценовыми красноцветными и антропогеновыми лессовыми образованиями. В северной части области сарматская морская поверхность переходит в денудационную поверхность щита.

Понтическая поверхность выравнивания расположена на абсолютных отметках 120—150 м и ниже, образует пологонаклонную к югу плоскую равнину. На севере эта поверхность ограничена четким невысоким (15—20 м) уступом, отделяющим этот ярус рельефа от вышерасположенной миоценовой (сарматской) поверхности выравнивания. В пределах понтической поверхности выравнивания выделяются денудационные на севере и аккумулятивные участки на юге. Эта поверхность играет роль в

2. Сопоставление морских и континентальных эпох рельефообразова
П. Ф. Гожика (1986), П. К. Замория (1961), Н. В. Лукиной и др. (1982), А. П. Чепалыги (1982), В. Г. Чирки (1979))

		Европейская часть СССР		Черное
		теплая фаза (межледниковье)	холодная фаза (ледниковье)	трансгрессии
Голоцен	Верхний			
				Нимфейская
				Новочерномор-ская
	Нижний			Древночерномор-ский бассейн
Плейстоцен	Верхний		Осташковское	
		Мологошек-нинское		Сурожская
			Калининское	
		Микулинское		Карангатская
	Средний		Московское	
		Одинцовское		Узунларо-поздне-древнеэвксинская
			Днепровское	
		Лихвинское		Палеоузунларо-раннедревнеэвк-синская

ния Причерноморья (составил Э. Т. Палиенко с учетом данных (1985), К. В. Никифоровой и др. (1980, 1982), П. В. Федорова

море / регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет	Западное Причерноморье, террасы, долины Днестра	Северное Причерноморье, террасы, долины Днепра и Юж. Буга
Современная	1,0	Низкая пойма	Низкая пойма
Фанагорийская	3,5		
		Высокая и средняя поймы	Высокая и средняя поймы, дельты Днепра
	10		
Новоэвксинская	30		I боровая или песчаная
		I Парканская	
Посткарангатская	75		II однолессовая
		II Слободзейская	
			III двухлессовая
Предкарангатская	125	III Тираспольская	
Регрессия	300		IV трехлессовая
		IV Григориопольская	

		Европейская часть СССР		Черное
		теплая фаза (межледниковье)	холодная фаза (ледниковье)	трансгрессии
	Нижний		Окское	
		Колкотовское		Позднечаудинская
			Платовское	Раннечаудинская
		Михайловское		
Плиоцен	Верхний	Горизонты плиоцена		Гурийский бассейн
				Куяльницкий бассейн
	Нижний			Киммерийский бассейн
				Понтическая

рельефообразовании исходной, на которой осуществлялся морфо- и литогенез в континентальный этап развития Причерноморской низменности.

Средне-, позднеплиоценовая поверхность выравнивания развита на юге Причерноморской и Приазовской низменностей, аккумулятивная включает участки морских, прибрежно-морских, аллювиально-дельтовых, аллювиально-пролювиальных равнин. Отложениями этой поверхно-

море	регрессии	Абсолютный возраст, тыс. лет	Западное Причерноморье, террасы, долины Днестра	Северное Причерноморье, террасы, долины Днепра и Юж. Буг
	Постчаудинская	500		
		600	V Колкотовская	V Гуньковская
			VI Михайловская	
	Регрессия	800		
			VII Кицканская	
			VIII Ходжимусская	
			IX Ферладанская	
			X Вадулуйводская	VI Куяльницкая
		1800	XI Кучурганская	
		1300	XII Погребенская	VII Киммерийская
	Регрессия	4700	XIII Распопенская	
	Регрессия	5500		

сти погребены более древние миоценовые и раннеплиоценовые равнины, в частности их морские участки. В долине Днестра плиоценовая поверхность состоит из высоких надпойменных террас (абсолютные отметки 150 м и более). От нижерасположенных антропогеновых террас плиоценовая поверхность четко отделена лишь на участках, где она перекрыта речными террасами Днестра, Днепра, Юж. Буга.

Наиболее четко и полно поверхности выравнивания представлены в южной части междуречья Прут — Днестр, в основном за пределами республики. В западной части Причерноморья на территории УССР в пределах Молдавской моноклинали неотектонические движения имели наибольшую амплитуду (200—250 м), исключительную для Причерноморья дифференцированность и увеличенное число ритмов благодаря расположению на границе Причерноморской впадины с подвижными структурами геосинклинальной зоны (Придобруджинские структуры). По этим же причинам отмечается увеличение количества террас в речных долинах Днестра, Прута и Дуная по сравнению с долинами, расположенными в центральной и восточной частях Причерноморской низменности.

В пределах области Причерноморской низменности и равнинного Крыма выделяется шесть подобластей: Дунайско-Днестровская, Днестровско-Бугская, Бугско-Днепровская, Днепровско-Молочанская (Присивашско-Приазовская), Приазовская и равнинный Крым (на других схемах — две подобласти: северная и южная; см. с. 175).

Дунайско-Днестровская подобласть. Поверхность подобласти имеет незначительный уклон к югу и востоку согласно наклону крупных тектонических блоков. Глубина вреза речной и овражно-балочной сети незначительна (от 5—10 до 20—30 м). Расчлененность увеличивается в северном направлении и дифференцируется по отдельным тектоническим блокам и приуроченным к ним геоморфологическим уровням, испытывающим поднятия и опускания на современном этапе.

Днестровско-Бугская подобласть имеет типичный для Причерноморской равнины морфологический облик с наклоном земной поверхности к югу, где она ограничена абразионными крутыми берегами. Отличительная черта подобласти, с одной стороны, различия в морфологии северной и южной частей, связанные с погружением склона щита, а с другой — различия западной и восточной, где они связаны с более активными неотектоническими движениями Молдавской моноклинали, хорошо выраженным восходящим типом геоморфологического развития.

Бугско-Днепровская подобласть занимает центральную часть Причерноморской низменности, имеет сходные черты с Днестровско-Бугской подобластью. Глубина эрозионного расчленения здесь колеблется от 50—75 м на севере до 20—30 м на юге подобласти, средняя густота

долинно-балочной сети 0,3—0,5 км/км². Специфичны широкие плоские междуречья, сравнительно глубоко врезанные долины, выходы в их склонах коренных пород.

Днепровско-Молочанская (Присивашско-Приазовская) подобласть охватывает территорию, ограниченную долинами рек Днепра и Молочной. Подобласть отличается исключительной равнинностью и небольшими абсолютными отметками (от +50 до 0 м, а в пределах Сиваша — до —4 м). Поверхность территории плоская, со слабым уклоном к югу, а на междуречьи Днепр — Молочная — бессточная. Глубина и густота расчленения здесь незначительны.

Выделяют крупные поды: Агайманский, Зеленый, Черная Долина, урочище Круглое, Малые и Большие Чапли, Сугаклей и др. Размеры их несколько километров в ширину, от 0,3—3 до 10—14 м (под Зеленый) в глубину, склоны сравнительно крутые. В дне выделяются более мелкие «вторичные» поды. Местами слабо выражена «подовая» терраса высотой до 1,5 м. Поды группируются в полосы, вытянутые с северо-запада на юго-восток. Ныне установлена приуроченность этих полос к прадолинам неогенового стока, а также их структурная предопределенность. Балки в этом районе немногочисленны, очень слабо врезаны, впадают в поды, например, балки Каштанак, Журавлинка.

Приазовская подобласть расположена к востоку и югу от Приазовской возвышенности. Границы низменности отчетливы лишь на западе. Здесь она отграничивается от одноименной возвышенности долиной р. Кальмиус. На севере низменность гипсометрически постепенно переходит в южные склоны Донецкой возвышенности, на юге узкая полоса ее равнин срезается береговой линией Азовского моря. Абсолютные отметки уменьшаются с севера на юг от 180 м до 0. Горизонтальное расчленение низменности невелико, в пределах 0,2—0,4 км/км², вертикальное расчленение не превышает 50—60 м.

Геоструктурную основу низменности составляет северо-западная часть Азово-Кубанской впадины и частично южная зона мелких складок и блоковых структур Донецкого складчатого сооружения.

Подобласть равнинного Крыма располагается в пределах равнинной части Крымского полуострова, граничит на юге с куэстовыми низкогорьями, на севере по Сивашам с Причерноморской равниной, на востоке — с Керченской

низменностью, на западе и востоке — морская граница. Поверхность подобласти в основном плоская, равнинная, местами волнистая, слегка всхолмленная (Тарханкутская возвышенность, предгорные наклонные низменности юга подобласти). Уклон территории в основном к северу, к Сивашам, чем эта подобласть отличается от Северного Причерноморья.

Территория подобласти включает в себя морфоструктуры второго порядка: пластовую аккумулятивную равнину на осадочных породах герпинской плиты (Северо-Крымский прогиб) и ее шовной зоны; структурно-денудационную возвышенную равнину Тарханкутского полуострова (Новоселовское поднятие и Тарханкутские складки); денудационно-аккумулятивную возвышенную наклонную равнину (Альминская впадина); денудационную возвышенную наклонную равнину (Симферопольское поднятие); пластово-аккумулятивную равнину (Индольский прогиб).

Часто в равнинном Крыму выражены в рельефе морфоструктуры III и IV порядков — зоны брахиантиклинальных структур Тарханкутского полуострова, наиболее активные блоки, валы, котловины-депрессии и пр. Так, на Тарханкуте наиболее приподняты складки Меловой зоны брахиантиклиналей, сложенные верхнемеловыми породами. Джупгульская зона (палеогеновые породы) и Бакальская (неогеновые) выражены менее поднятыми участками Тарханкутской возвышенности.

Выделяются геоморфологические районы: структурно-денудационная равнина Тарханкутской возвышенности, аллювиально-пролювиальная равнина Сасык-Альминской и предгорной впадин, Присивашская лиманно-морская равнина, Центрально-Крымская пролювиально-делювиальная равнина, Индольская аллювиально-морская равнина.

Среди форм рельефа, присущих всей области, следует отметить следующие: водно-эрозионные и водно-аккумулятивные, оползневые, суффозионно-просадочные.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. Речные долины Причерноморья относятся к консеквентному типу, зависящему от наклона топографической поверхности. Обычно они придерживаются общего направления течения с севера на юг. Группа рек имеет направление с северо-северо-запада на юго-юго-восток (Днестр, Большой и Малый Куяльники, Ти-

лигул, Южный Буг), а Дунай — субширотную ориентировку. Ныне установлено, что эти особенности хорошо согласуются с наклонами поверхности тектонических блоков.

Речные долины Причерноморья сформированы с присущим им свободным меандрированием, с комплексом надпойменных террас. В их поперечном профиле выделяют обычно высокую и низкую (местами и среднюю) голоценовые поймы, надпойменные террасы плиоцен-антропогенового возраста, дельты или продолжающие речную долину лиманы. Количество надпойменных террас и их возраст в разных долинах неодинаковы. Встречаются структурно-денудационные террасы в местах выхода понтических и сарматских известняков (Большой и Малый Куяльники, Тилигул), которые образуют своеобразный уступ и расположенный ниже вогнутый участок склона террасы. Ряд особенностей морфогенеза речных долин связан с расположением в перигляциальной зоне.

Хорошо выражена асимметрия речных долин и балок. Правый склон обычно крутой, левый — более пологий, террасированный. Правый склон часто изрезан оврагами с несколькими ярусами оползневых псевдотеррас. Местные особенности морфогенеза вносят свою корректуру в указанную закономерность. Так, часто «меняет» свою асимметрию Юж. Буг, долины отдельных районов равнинного Крыма.

Для Причерноморья закон правосторонней асимметрии пригоден для консеквентных рек, четко согласованных с топографическим уклоном с севера на юг. При отклонении от этого правила наблюдается левосторонняя асимметрия или склоны имеют одинаковую крутизну, в чем проявляется зависимость от тектонических структур, литологического состава пород, слагающих склоны, от экспозиции, направления господствующих ветров с ливневыми дождями. Устойчивая асимметрия характеризует отрезки долин в пределах однородных тектонических структур.

Формирование речных долин в плиоцене происходило вслед за отступающим понтическим морем. Так как отступание моря шло быстрее на западе, то наиболее древние из плиоценовых террас отмечаются именно на западе, соответственно здесь и количество плиоценовых террас увеличивается (см. табл. 2). Освободившаяся позднее восточная часть (междуречье Днепр — Молочная) имеет

одну-две (до трех) плиоценовые террасы. В последующем аллювий откладывался в пределах широких слабо оформленных плиоценовых долин. Вот почему плиоценовые очень широкие террасы ныне обнаруживаются не только в современных долинах, но и в виде погребенных «проходных» (террасы Днестра, Прута, Юж. Буга, Днепра, Молочной, погребенные долины на междуречьях).

Чередование трансгрессий и регрессий моря в плиоцен-антропогене привело к сложному сочетанию террас друг с другом и местами к их плохой морфологической выраженности, как, например, в низовьях большинства речных долин.

Неогеновые речные террасы. На левобережьи Днепра бурением прослежен комплекс погребенных террас неогеновых рек (Пра-Днепра и др.). Аллювий этих рек залегает ниже уреза воды в реке. В отличие от этого в долине Днестра выше устья лимана прослеживаются три неогеновые надпойменные террасы — VII, VIII и IX, а выше по течению — X, XI, XII и XIII террасы.

В долинах Юж. Буга, Ингула, Ингульца в пределах северной части Причерноморской низменности также отмечены хорошо выраженные в рельефе три неогеновые террасы (V, VI и VII). Южнее широты сел Матвеевка — Баловное — Снегиревка наблюдается отклонение древних русел Юж. Буга и Ингула к востоку, Ингульца — к западу, в пределы междуречья.

В южной части Днепровско-Бугского междуречья выделяются два эрозионные понижения, выполненные аллювием разновозрастных горизонтов плиоцена (киммерийкуяльницкое время), прикрытым лессами и красно-бурыми глинами (рис. 20). Неотектоническими движениями толща аллювия деформирована, занимает разное гипсометрическое положение. Широко распространен куяльницкий аллювий, залегающий с размывом на понтических отложениях и перекрытый красно-бурыми глинами. Более молодой верхнеплиоценовый аллювий перекрыт озерно-аллювиальными и озерными глинами, завершившими плиоценовый этап седиментации, связанный с развитием гидросети этой территории. Долины Ингула и Ингульца не унаследовали (в южной части их современного междуречья) плиоценовых долин (рис. 21). Неогеновые аллювиальные террасы к югу переходят в погребенную морскую террасу, сложенную прибрежно-морскими песчаными отложениями типичной морской слоистости.

Рис. 20. Геологический разрез Ингулец-Бугского междуречья (по О. П. Андрияш, 1982):

1 — лессы и лессовидные суглинки; *2* — суглинки бурые; *3* — суглинки зеленовато-серые и серые; *4* — глины бурые; *5* — глины зеленовато-серые и серые; *6* — глины красно-бурые, вишневые, сургучно-красные; *7* — пески мелко- и среднезернистые; *8* — пески крупно- и разнозернистые; *9* — пески разнозернистые с галькой и гравием; *10* — известняки; *11* — предполагаемые разломы

Рис. 21. Схематическая карта размещения аллювиальных погребенных комплексов в предслах Ингулец-Бугского междуречья (составила О. П. Андрияш, 1982):

1 — конца среднеплиоценовой эпохи (баратовская свита); *2* — начала позднеплиоценовой эпохи (станиславская свита); *3* — конца позднеплиоценовой эпохи (александровская свита); *4* — нерасчленные средне-позднеплиоценовые отложения; *5* — границы установленные; *6* — границы предполагаемые

Аналогичные долины обнаружены бурением на правобережьи долины Днестра южнее Белгород-Днестровского, на левом берегу Тилигульского лимана и в других местностях.

Факты свидетельствуют о сложном развитии низовий речных долин Причерноморья, что обусловливалось тектоническими движениями и эвстатическими колебаниями уровня моря. Это вызывало миграцию речных потоков, перестройку плана гидрографической сети. В одних слу-

чаях возникали наложенные террасы, лежащие ныне на междуречьях либо в нижних частях современных долин, в других — комплекс прислоненных террас, в третьих — погребенные «проходные» долины. Общей закономерностью является то, что неогеновые террасы выражены в низовьях речных долин в северной части области, реже — в верховьях лиманов. В устьях рек и лиманов они резко погружаются, что связано с погружением прибрежной зоны. По возрасту различают три древнеаллювиальных горизонта: а) наиболее древний — киммерийский (возраст средний плиоцен); б) средний — куяльницкий (поздний плиоцен) и в) самый молодой, отвечающий гурийско-чаудинскому этапу (конец позднего плиоцена — раннеантропогеновый, ряд исследователей относят его к гурийскому этапу).

Антропогеновые речные террасы Причерноморья имеют сложное строение. Поверхности и цоколи террас образуют в низовьях рек веер, что связано и с эвстатическими колебаниями уровня моря, и с неотектоническими опусканиями в южной части области, и с поднятиями в северной. В связи с этим отмечаются различия в залегании аллювия в южной прибрежной зоне и в северной части области (линия раздела проходит несколько севернее верховьев лиманов).

Геоморфологическое строение речных долин Причерноморья в их низовьях в последние годы детально изучено П. Ф. Гожиком. В результате по-новому устанавливается возраст отдельных антропогеновых террас, их количество и взаимоотношение друг с другом. Здесь отмечается две-три голоценовые, пять-шесть плейстоценовых и три плиоценовые террасы. Неодинаковое количество плейстоценовых террас связано с наложением в отдельных долинах (Днестра, Бугского лимана) аллювия V террасы на аллювий VI террасы (рис. 22).

Пойменная терраса обычно имеет три уровня (высокий, средний, низкий), например, в долинах Днепра и Днестра. Наличие трех уровней связывают с тремя этапами голоценовых колебаний уровня Черного моря. Мощность голоценового аллювия в приустьевых частях рек и в лиманах достигает 25—27 м. В направлении к устью увеличивается содержание в пойменном аллювии глинистого материала.

I надпойменная терраса носит различные названия: в долине Днестра — парканская, Дуная — новоселицкая,

Рис. 22. Геологический разрез террасовых отложений р. Днестр (по П. Ф. Гожику, 1986):

1 — лессы, суглинки; *2* — суглинки; *3* — глины; *4* — пески мелко- и среднезернистые; *5* — разнозернистые с гравием и галькой; *6* — погребенные почвы; *7* — глины с песками; *8* — номера террас

Юж. Буга и Днепра — боровая (см. табл. 2). В самой нижней части долин она лежит под аллювием поймы, выше по течению выражена фрагментарно, имеет относительную высоту от 5—6 до 9—10 м. Цоколь террасы погружен на 12—16 м ниже уреза реки в береговой зоне. На песчаной поверхности террасы — эоловые формы рельефа. Возраст террасы в долине Днепра — вторая половина позднего плейстоцена.

II надпойменная терраса морфологически выражена хорошо, достигает ширины до 4—5 км, относительная высота от 22 до 15 м, цоколи лежат от 3—4 м выше уреза воды в реке до 10—11 м ниже уреза. Песчаный аллювий этой террасы прикрыт бугскими и причерноморскими (валдайскими) лессами позднего антропогена (за исклю-

чением Юж. Буга, Ингула, Ингульца, где поверхность террасы сложена песчаным аллювием). Возраст террасы в долине Днепра — первая половина позднего плейстоцена.

III надпойменная терраса почти сливается со второй. Относительная высота террасы в прилиманной части долин различна, так как истинную ее высоту искажает перекрывающий террасу лессовый покров, имеющий в разных долинах неодинаковую мощность. В этих случаях определяют параметры террасы по положению цоколя. Цоколь III надпойменной террасы выше по сравнению со II на 5—6 м и более. В долинах Юж. Буга, Днепра он ниже уреза реки на 5—8 м, а в долине Днестра — выше. Возраст III надпойменной террасы Днепра обычно сопоставляется со второй половиной среднего плейстоцена. П. Ф. Гожик считает ее возраст моложе (нижнекарангатский).

IV надпойменная терраса прослеживается в большинстве долин. В Днестре ее относительная высота изменяется от 40 до 30 м, цоколя — от 20 до 10 м; в пределах лимана цоколь расположен на 10—12 м ниже уровня моря. В долинах Юж. Буга, Днепра цоколь террасы ниже уреза воды в реке, а высота террасы 25—30 м. Возраст этой террасы в долине Днепра сопоставляется в основном с первой половиной среднего плейстоцена и частично с концом раннего плейстоцена.

Высота *V надпойменной террасы* в долине Днестра от 60 до 45 м, цоколя — от 45 до 35 м, в устьевой части цоколь погружается до уреза воды в русле. В долинах Юж. Буга, Ингула, Ингульца, Днепра эта терраса имеет высоту до 35 м, цоколь ее находится вблизи уреза воды в русле, в Днепровско-Бугском лимане погружается ниже уровня моря. В низовьях рек установлено налегание с размывом аллювия V террасы на аллювий VI. Обычно возраст V террасы в долине Днепра сопоставляют с первой половиной и частью второй половины раннего плейстоцена.

Более древние террасы Днестра, Днепра, Юж. Буга и других рек относятся к неогеновым.

В качестве примера геоморфологического строения речных долин рассмотрим строение нижней части долины Днепра.

Нижняя часть Днепра (ниже Запорожья) отличается от порожистой части вогнутой формой продольного про-

филя, свойственной долинам, располагающимся в зонах длительных прогибаний.

Так, морфология пойменной террасы изменяется в долине Нижнего Днепра в соответствии со структурами блоков фундамента. Сужения поймы наблюдаются в зонах приподнятых блоков, расширения — в опущенных. Расширенные опускающиеся зоны пойм отличаются уменьшением количества излучин, стариц, увеличением количества уровней пойм. Эта закономерность может быть прослежена, но менее четко, для морфологии и размеров надпойменных террас и особенностей строения их аллювия.

В долине Нижнего Днепра выделяют по выраженности антропогеновых террас и по их количеству два отрезка: верхний — от Запорожья до Каховки — одна плиоценовая и четыре антропогеновые надпойменные террасы (боровая или песчаная, одно-, двух-, трехлессовая) и нижний — ниже Каховки — три террасы (данные П. К. Замория, 1961).

Верхний отрезок имеет очень широкую пойму, более 20 км (бывшие Конкские и Бузулукские плавни, ныне лежащие на дне Каховского водохранилища), превышение которой составляло от 8—12 до 5—6 м, при этом подошва аллювия лежит на абсолютной высоте — 20 м. Отложения поймы расчленяются на три горизонта: древнечерноморский, новочерноморский и современный.

I надпойменная терраса (боровая) сложена песками, поверхность ее осложнена эоловыми формами (кучугурами — от названия здешнего урочища Кучугуры). II надпойменная терраса возвышается на 7—8 м над уровнем поймы, фрагментарно встречается на обеих склонах долины, подошва ее аллювия лежит ниже уровня моря, терраса перекрыта одним горизонтом лесса мощностью до 4 м, возраст ее — первая половина позднего плейстоцена. III надпойменная терраса (двухлессовая) развита в правом склоне долины, выражена нечетко, перекрыта породами лессовой формации с одним горизонтом погребенной почвы общей мощностью до 5 м. IV надпойменная терраса (трехлессовая) хорошо выражена у г. Никополя, имеет ширину на правом склоне Днепра до 14 км и высоту до 70 м, подошва ее аллювия лежит на абсолютных отметках от +11 до —1...—2 м, терраса перекрыта толщей лессовой формации 20—50 м с погребенными

почвами. На этом участке Днепра отмечается одна позднеплиоценовая терраса.

Нижний участок долины Днепра от Каховки до устья обычно называют террасой-дельтой. Здесь хорошо выражена сравнительно неширокая пойма (2—5 км), высота которой вниз по течению меняется от 5—6 до 1 м, ниже по течению она затапливается лиманом и перекрыта лиманно-морскими отложениями. Возвышенные участки поймы сложены песками, местами подвержены эоловому воздействию. I надпойменная терраса расположена на левом склоне в виде крупных песчаных массивов, включая Алешковский, Ивановский (с Кинбурнской косой) и др. Эти массивы отделены друг от друга останцами II надпойменной террасы. На песчаной террасе отдельные дюны имеют высоту до 20 м, встречаются озера. II надпойменная терраса имеет вид волнистой равнины, занимает значительные площади на левобережьи. На ее поверхности развиты поды размерами 0,5—3 км, по форме напоминающие старицы, речные протоки. Поды здесь формируются на месте погребенных речных русел, озер и лиманов. Для поверхности III надпойменной террасы также характерны подобные формы. IV надпойменная терраса и другие погружаются к морю, где они находятся в погребенном состоянии.

Аналогичное или близкое строение имеют нижние отрезки долин рек Юж. Буга, Молочной, а также Ингула и Ингульца.

Речные антропогеновые террасы в прибрежной зоне расположены, как правило, ниже уровня моря, лежат в пределах шельфа Черного моря. Объясняется это устойчивыми опусканиями территории, а также эвстатическими колебаниями, которые в береговой зоне, как полагает П. Ф. Гожик (1984), были решающими. Анализ отложений шельфа и лиманов этих затопленных устьев рек, положение подошвы антропогеновых отложений позволяют делать вывод: во время регрессивных фаз антропогеновых трансгрессий устья речных долин далеко выдвигались в пределы шельфа, почти к его современной бровке, а в настоящее время они затоплены морем. Аккумулятивные береговые формы рельефа обнаружены на глубинах порядка 100 м. Колебание базиса эрозии приводило к переуглублению речных долин и их выполнению аллювием. В устьях Днепровско-Бугского, Днестровского, Тилигульского, Березанского лиманов обнаружены три погребен-

ные террасы, две из них сложены верхнеплейстоценовым аллювием, одна — аллювием, выполняющим предновоэвксинский врез (П. Ф. Гожик, 1986). Среднеплейстоценовый аллювий также обнаружен ниже уровня моря. Этим погребенным террасам выше лиманов соответствуют надпойменные террасы.

Овраги и балки. Особенности развития оврагов и балок для Причерноморья определяются расположением в южной эрозионной зоне, которой присуща небольшая интенсивность эрозионных процессов, что объясняется опусканиями земной коры, небольшими абсолютными высотами и отсутствием значительных перепадов. В то же время ряд факторов способствует протеканию эрозии в Причерноморьи, особенно на отдельных участках: в северо-западном Причерноморьи, где отмечаются неотектонические и современные поднятия; в пределах территории, примыкающей к правому крутому склону долин рек благодаря перепаду высот; в прибрежных зонах, особенно там, где велика высота абразионного уступа; локально в пределах активно подымающихся морфоструктур (Тарханкутская возвышенность, запад Молдавской моноклинали, подымающийся блок на междуречьи Ингул — Ингулец, и пр.).

Специфические черты морфологии овражно-балочной морфоскульптуры меняются с запада на восток и практически имеют своеобразие в каждой подобласти. Так, для Дунайско-Днестровской подобласти характерна приуроченность различных типов оврагов и балок к разным геоморфологическим уровням. На наиболее низких прибрежных поверхностях эрозионная морфоскульптура развита слабо, устья обычно затоплены морем либо заболочены. На более высоких уровнях балки имеют хорошо разработанные долины, их склоны невысокие, редко расчленены небольшими оврагами. В долинах Ялпуга, Когильника, Кагула на склонах развиты овраги глубиной 20—30 м при длине 1—2 км.

Широким развитием в северном Причерноморьи пользуются балки крупных размеров, начало заложения которых относят к среднему антропогену. Например, на междуречьи Днепр — Ингулец они подразделяются на два типа: древние оформленные и молодые, находящиеся в стадии формирования. Балки первого типа — типичные «степные» балки — обычно открываются в крупные долины рек, имеют длину 20—25 км (балка Тячинка —

40 км). Самая длинная — балка Каменка — 60 км, имеет ширину от 0,1—0,2 км до 1,5—2,0 км, глубину вреза в северной части до 70 м, в южной — до 40 м. Балки второго типа имеют менее значительные размеры, невыработанный продольный и поперечный профили, являются более молодыми, голоценовыми. Время формирования отдельных древних балок связывают с формированием III надпойменной террасы Ингульца (балка Криничная). Балки, очевидно, унаследовали давние эрозионные ложбины.

Свою специфику имеют балочные долины наиболее равнинной из подобластей — Днепровско-Молочанской. На юге слабо выраженные пологосклонные балки подтоплены морем и их устья представляют собой заливы Сиваша, Утлюкского и Молочного лиманов. Немногочисленны также балки бесточной центральной части подобласти, впадающие в поды, и лишь вблизи склонов долины Днепра эрозионная деятельность усиливается, здесь есть хорошо развитые «цикличные» балки и овраги с глубиной вреза до 20 м.

«Степные» протяженные балки характерны для центральной части равнинного Крыма. Они начинаются на наклонных предгорных равнинах в виде хорошо разработанных и сравнительно глубоко врезанных долин (20—30 м), которые к северу и к востоку постепенно «сглаживаются» плащом лессовидных отложений. Однако их древние устья хорошо видны по южным и восточным заливам Сиваша. Овраги и глубокие балки хорошо развиты на Тарханкутской возвышенности и в бассейне Альмы.

Лиманы и лагуны. Своеобразной формой расчленения прибрежных низменных равнин Причерноморья являются лиманы — мелководные заливы моря, сформировавшиеся в зоне побережья, испытавшей опускания. Обычно это расширенные и затопленные морем устья долин рек, крупных балок и реликтовых понижений, протянувшихся от Дуная до Молочной. Кроме того, встречаются лагуны — мелководные заливы, бухты, отделяемые от моря песчано-глинистыми валами в ходе нормального развития береговой зоны — в основном на побережьи равнинного Крыма.

Современная морфология лиманов обусловлена контурами эрозионных ложбин, а площадь акватории и глубина лимана зависит от величины речного стока и современных тектонических опусканий. В ходе своего развития лиманы претерпели значительные изменения бере-

гов и дна, связанные как с разрушением берегов, так и с накоплением донного ила. Этот процесс продолжается и сейчас. Склоны «эрозионных» лиманов, как правило, асимметричны, правые крутые обычно осложнены оползнями (особенно Хаджибей и Тилигул), левые имеют 2—3 террасы, песчаный пляж и косы, приуроченные к изгибам лиманов, обусловленным чаще всего разломами. Иную морфологию имеют лиманы и лагуны, образовавшиеся в пределах плоских, иногда бессточных понижений (Сиваши).

Выделяют несколько типов лиманов: открытый; закрытый (замкнутый); отчлененный от моря, но связанный с ним; закрытый (реликтовый), потерявший связь с морем.

Дельты. Современная дельта хорошо выражена у Дуная. Это очень низкая (1,5—2 м) заболоченная низина с многочисленными озерами и протоками (гирлами). Выделяются песчаные гряды, образовавшиеся в голоцене деятельностью моря (вблизи Измаила, Килии, Вилково). Интересной проблемой является формирование голоценовой дельты Дуная. Отмечено отсутствие существенной аккумуляции на современном этапе (после выполнения древнего устьевого залива). Огромное количество твердого стока, который выносит Дунай, не приводит к образованию наземных дельт. Нет его ни в пределах дельты, ни в прилегающих частях шельфа. Исследователи предполагают, что именно этот материал сформировал хребет Моисеева, являющийся конусом выноса мутьевых потоков Дуная и имеющий мощность осадков до 600 м. Конус представляет собой ложбину длиной до 120 км с высокими береговыми валами (высотой над дном ложбины от 450 м в верхней части до 150 м в средней). Этот конус начал жизнь в конце плейстоцена, сформировался в голоцене. Причины образования подводного гигантского конуса Дуная еще полностью не выяснены, но связаны, как полагают, с огромной величиной твердого стока, выполнением к тому времени Дунайского залива и неблагоприятными условиями накопления дельтовых отложений в этом месте черноморского шельфа.

Оползневые формы. Эти формы развиты в Причерноморье спорадически, обычно в пределах крутых склонов эрозионной морфоскульптуры. Вдоль правых крутых склонов речных долин, балок и оврагов отмечаются небольших размеров, но многочисленные оползни,

иногда сливающиеся между собой в отдельные псевдотеррасы.

Оползни на левом склоне долины Днепра ниже Запорожья перемещаются по поверхности среднесарматских глин и образуют крупный оползневой массив, частично стабилизировавшийся, активны лишь отдельные его участки. Возраст оползней определяется расположением оползневых масс на глубину до 10 м ниже поверхности поймы Днепра, что указывает на образование оползней еще до окончания выполнения глубокого вреза Днепра аллювием поймы, т. е. возраст оползней доголоценовый. Стабилизацию их связывают как с природными факторами, так и с антропогенными: изменение уровня грунтовых вод в связи с созданием Каховского водохранилища, создание железнодорожной насыпи вдоль оползневых склонов и пр.

Известны оползни по мэотическим глинам на склонах долины Юж. Буга у г. Вознесенска, небольшие оползни раздавливания в долине Молочной.

Классическим примером развития оползней является побережье в районе Одессы, где на расстоянии около 25 км протягивается почти сплошная полоса активных оползней в береговом склоне, подмываемом морем. Поверхность скольжения этих оползней проходит в толще мэотических глин, местами прослеживается ниже уровня моря. Они формируются в результате образования вдоль обрыва моря трещины и внезапного оседания блоков пород на 10—20 м. При этом разрушается пляж. При расположении поверхности скольжения ниже уровня моря происходит выдавливание с морского дна одного-двух валов, подымающихся выше уровня моря местами до 4 м. Абразией срезаются все оползневые деформации обычно за определенный цикл (10—25 лет). Главные причины оползания — наличие водообильного горизонта выше глинистых слоев, абразионная подрезка, значительная крутизна берегов, антропогенное влияние.

Суффозионно-просадочные формы. Широким развитием в Причерноморье пользуются микрозападины. Различают поды, подообразные понижения и степные блюдца. Поды распространены в основном в восточной части Причерноморья, где занимают до 20 % территории. Это плоскодонные замкнутые понижения округлой или овальной формы, длиной до 10 км и более, глубиной до 5—8 м. Весною и во время дождей они пре-

вращаются в пересыхающие озера. В отличие от степных блюдец и подообразных понижений поды имеют четко очерченные склоны различной крутизны и обычно приуроченные к их бессточному днищу эрозионные формы рельефа. Подообразные понижения могут не иметь четких границ, неглубоки (1,5—2,0 м), часто не являются базисами эрозии для балок и оврагов, площадь более 1 км^2.

Степные блюдца геоморфологически выражены менее четко по сравнению с подами, имеют небольшие размеры (меньше 1 км^2), диаметр — сотни метров, глубина 3—4 м, пологие склоны, не связаны со стоком в них вод балок и оврагов.

Нередко отмечают приуроченность подов к балкам, лиманам, морским заливам. Своеобразные подолиманы выделены в приморской зоне междуречья Днепр — Молочная: Ингиз, Захаровский, Михайловский, а также Каланчакские подолиманы в Чаплинском орошаемом массиве.

По морфологии, происхождению и геологическому строению можно выделить три района распространения микрозападин: Восточный (междуречье Молочная — Днепр), Центральный (междуречья Днепр — Ингулец — Ингул, южная часть междуречья Юж. Буг — Березанский лиман) и Западный (междуречья Барабой — Днестровский лиман — Алкалия и межозерья Кагул — Ялпуг — Катлабух). И. И. Молодых установлено значительное морфогенетическое разнообразие этих форм в Центральном районе, приуроченность их здесь к поверхности междуречий и к антропогеновым террасам, наличие крупных по размерам подов. Поды связываются с толщей тяжелых суглинков и глин преимущественно средне-верхнеантропогеновых, отличающихся низкой водопроницаемостью, а блюдца — с типично-лессовыми хорошо проницаемыми легкими и средними суглинками и супесями верхнего антропогена. В Центральном районе отмечено увеличение размеров подов с севера на юг.

В Западном районе поды отсутствуют, развиты степные блюдца, они имеют сотовидное полигональное размещение. Наиболее распространены микрозападины в Восточном районе на междуречьи Днепр — Молочная, где развиты крупные поды и блюдца полигенетического типа. Многие блюдца образованы в результате слияния серии мелких блюдец. Развиты поды двух типов: замкну-

тые небольших размеров (0,5—3 км) и открытые крупных размеров (8—15 км).

Микрозападины в плане имеют полигональное распространение, что И. И. Молодых связывает с развитием на юге территории УССР реликтов многолетнемерзлых форм рельефа (полигонально-жильных льдов, морозобойных трещин и пр.).

Происхождение микрозападин Причерноморья связано с целым рядом факторов: влиянием морфологии территории (субгоризонтальные поверхности, наличие бессточных понижений, слабая эрозионная расчлененность); наличием реликтовых западин разного генезиса, прикрытых лессами (балки, овраги, микроформы долин рек, лиманы, заливы моря, карстовые формы, мерзлотные полигоны); наличием просадочных покровных лессовидных суглинков, способствующих карстово-суффозионному процессу и проседанию.

Контрольные вопросы. 1. В чем особенности морфоструктуры Причерноморской низменности? 2. Каково различие рельефа склона докембрийской платформы и Скифской платформы? 3. Чем обусловлена ярусность рельефа Причерноморья? 4. Чем отличаются морфоскульптура Причерноморской равнины и равнинного Крыма? 5. В чем проявилась общность условий развития низовий речных долин и шельфа Черного моря?

УКРАИНСКИЕ КАРПАТЫ

Украинские Карпаты составляют часть провинции Карпатских гор и представлены тремя геоморфологическими областями: собственно Украинскими Карпатами, Предкарпатской возвышенностью и Закарпатской низменностью.

Украинские Карпаты — средневысотные горы, простираются с северо-запада на юго-восток полосой, длиной более 270 км и шириной 100—110 км. Средняя высота их 1000 м, максимальная — 2061 м (г. Говерла).

Границы Украинских Карпат определяются государственной границей СССР с Польшей, Чехословакией, Венгрией, Румынией. Северо-восточную границу по линии городов Судова Вишня — Комарно — Николаев — Жидачев — Ивано-Франковск — Коломыя — Черновцы. В состав Украинских Карпат входят Предкарпатская возвышенность, горные Карпаты и Закарпатская низменность.

Вдоль северо-восточного края Украинских Карпат простирается *Предкарпатская возвышенная равнина,* со-

ответствующая Предкарпатскому прогибу. Средняя высота в пределах Предкарпатской возвышенности — около 350 м.

В пределах горных Карпат выделяется ряд орографических зон. В составе внешней полосы Украинских Карпат выделяют Бескиды, Горганы и Покутско-Буковинские Карпаты. Средневысокие хребты Горган имеют острые гребни, крутые склоны с каменными осыпями, расчлененными глубокими долинами. Бескидам и Покутско-Буковинским Карпатам свойственны мягкие очертания их поверхности и куполообразные вершины. От Предкарпатья Внешние Карпаты отделены уступом с относительными высотами 200—400 м.

В Центральной полосе Украинских Карпат простираются *Водораздельно-Верховинские Карпаты.* Высоты не превышают 800—1200 м. Пониженные места хребта являются удобными перевалами (Ужокский — 889 м, Верецкий — 839 м, Воловецкий — 1014 м). На востоке Водораздельно-Верховинских Карпат расположены Ясинская и Ворохтянская межгорные понижения, а также Верховинско-Путильское низкогорье. Ширина Водораздельно-Верховинских Карпат изменяется от 30 км на северо-западе до 10 км на юго-востоке. Здесь проходит главный водораздел карпатских рек.

Далее к юго-западу поднимается осевая, наиболее высокая часть Украинских Карпат — *Полонинско-Черногорские Карпаты.* Они вытянуты в общекарпатском направлении на 210 км при средней ширине 20—25 км. Эта часть Карпат включает Полонинский хребет, горные массивы Свидовец, Черногора, Гринявы и Буковинскую Полонину. Орографической осью является Полонинский хребет, который поперечными долинами рек расчленен на отдельные массивы (Полонина Руна, Полонина Боржавская, Полонина Красна).

Самая высокая часть Украинских Карпат — Черногора — расположена между Черной и Белой Тисой, верховьем Прута и Черным Черемошем. Здесь находится наиболее высокая ее вершина — гора Говерла (2061 м). Верхняя часть Черногорского массива представляет собой обширное плоскогорье полонин, над которым возвышаются конусовидные вершины: Петрос — 2022 м; Ребра — 2001 м.

Далее к юго-востоку, между Черным и Белым Черемошем, расположены Гринявские горы с осевым хребтом

Пневе. Между реками Белым Черемошем, Путилой и Сучавой простирается Буковинская Полонина.

На юге Украинских Карпат расположен *Раховский массив* и *Чивчинские* горы. Для этой части гор характерны крутые склоны, острые гребни гор и значительная глубина расчленения.

Вдоль юго-западного склона Полонинского хребта выделяется узкая зона Березно-Липшанской продольной межгорной долины. Абсолютные высоты снижаются здесь до 400 м. К юго-востоку от реки Рики низкогорье переходит в Верхнетисенскую (Хустскую или Солотвинскую) холмистую равнину с высотами 500—600 м.

К юго-западу от низкогорья параллельно ему поднимается *Вулканический (Вигорлат-Гутинский) хребет.* Он вытянут от р. Уж до р. Рика. Долины рек Ужа, Латорицы, Боржавы, Тисы прорезают Вулканический хребет и делят его на отдельные массивы. Между реками Боржава и Рика Вулканический хребет резко изменяет свое северо-западное направление на меридиональное (хр. Тупой или Великий Шолляс) и у г. Хуст переходит на левый берег Тисы. Это уже Гутинские горы, расположенные на территории Румынии. Вулканические Карпаты имеют остроконечные формы, скалистые склоны, иногда уплощенные вершины.

С юго-запада к внешнему краю Вулканического хребта примыкает *Закарпатская низменность,* являющаяся частью обширной Средне-Дунайской равнины. Поверхность ее имеет слабый наклон в юго-западном направлении, абсолютные высоты убывают от предгорий (116—120 м) до р. Тисы (105 м). Низменность пересекают правые притоки Тисы: Латорица, Серне, Боржава с Иршавой и др.

МОРФОСТРУКТУРА

Современная морфоструктура Украинских Карпат оформилась в основном в неоген-антропогеновое время, но она включает также морфоструктуры, унаследовавшие продольные и поперечные элементы древнего (мелового) структурного плана. Все морфоструктуры, кроме вулканогенных, возникли в результате интенсивного смятия пород и развития надвигов и горстов.

Разрывная тектоника Украинских Карпат отличается большой сложностью. В морфоструктуре гор получили от-

ражение крупные глубинные продольные и поперечные разломы. Среди глубинных продольных региональных разрывов исключительно важное значение имеют надвиги. Наиболее крупным продольным глубинным разломом является Закарпатский. Разлом следует примерно вдоль линии стыка флишевых пород Полонинских Карпат и вулканических образований Вулканического хребта. С Закарпатским глубинным разломом связывается происхождение своеобразной зоны карпатских утесов (клиппенов). К зоне глубинного разлома относится также межгорная Березно-Липшанская (Турьинская) продольная долина, а в юго-восточной части — зоны верховий Черного Черемоша. С Закарпатским и частично Береговским разломами связывают очаги неогенового вулканизма Вигорлат-Гутинской гряды.

К глубинным продольным разломам также относятся: Срединокарпатский (Центральнокарпатский), вдоль которого прослеживается крутой северо-восточный склон Полонинского хребта, Свидовца, Черногоры и Гринявских гор; Внешнекарпатский разлом, с которым связывают формирование протяженных морфоструктур скибовой зоны; Предкарпатский разлом, замаскированный надвигом между внутренней и внешней зонами прогиба; краевой разлом Русской платформы — внешняя граница Предкарпатского передового прогиба.

Поперечные разломы имеют северо-восточную ориентировку и секут почти под прямым углом северо-западное простирание карпатских складчатых структур. С поперечными разломами связаны субмеридиональные отрезки речных долин Латорицы, Боржавы, Теребли, Черной Тисы и другие.

Система продольных и поперечных разломов способствовала возникновению глыбокой ступенчатой структуры фундамента Карпат.

Карпатскому горному сооружению, созданному интенсивными складчато-надвиговыми и сводово-блоковыми новейшими движениями, свойственна продольная зональность рельефа, что выражается в зональном расположении морфоструктур: хребтов-чешуй, складчато-глыбовых хребтов и горстовых массивов. Горное сооружение обрамлено предгорными прогибами: Предкарпатским вдоль северо-восточного склона и Закарпатским — вдоль юго-западного (рис. 23).

Предкарпатская возвышенность — обращенная мор-

Рис. 23. Схематическая тектоническая карта Украинских Карпат (по В. Г. Бондарчуку и Н. П. Семененку, 1967):

1 — Внутренняя зона прогиба; *2* — Внешняя зона прогиба; *3* — поднятая Буковинско-Покутская часть Внутренней зоны прогиба; *4* — Скибовая, или Внешняя зона; *5* — Центральная зона; *6* — Внутренняя зона; *7* — Раховский массив; *8* — Верхнетиссенская впадина; *9* — Мукачевская впадина; *10* — Венгерская впадина; *11* — Вулканические Карпаты; *12* — экзотические скалы (клippены); *13* — центры древнего вулканизма; *14* — соляные купола и антиклинальные структуры, усложненные соляной тектоникой; *15* — граница Русской платформы; *16* — граница между Внешней и Внутренней зонами Карпатского передового прогиба; *17* — юго-западная граница поднятой Буковинско-Покутской части Внутренней зоны Карпатского передового прогиба; *18* — глубинная граница между Внешней и Внутренней зонами Карпатского передового прогиба; *19* — морфологическая северо-восточная граница Карпат; *20* — граница между основными структурными единицами

фоструктура, занимает пространство между юго-западной окраиной Русской платформы и горным поясом Карпат и отделяется от них рядом выраженных в рельефе региональных глубинных разломов северо-западного простирания. В геоструктурном отношении Предкарпатской возвышенности соответствует Предкарпатский предгорный прогиб, который оформился как самостоятельная морфоструктура в миоцене. Сравнительно широкий на северо-западе (до 50—60 км) прогиб постепенно сужается в юго-восточном направлении до 25—30 км. В проги-

бе выделяются две зоны: внутренняя геосинклинальная и внешняя приплатформенная. Внутренняя прикарпатская часть прогиба в течение неогена заполнялась продуктами разрушения непрерывно воздымавшейся Карпатской горной страны, а во внешней приплатформенной части накапливался обломочный материал, сносимый с Украинского щита. Внешняя и внутренняя зоны разделены региональным надвигом, возникшим вдоль линии разлома.

Внешняя зона, начиная со среднего миоцена, вовлекается в прогибание и заполняется верхнемиоценовыми отложениями. В ее пределах развиты многочисленные куполовидные складки, с которыми связаны газовые месторождения (Дашава, Олар, и др.). В рельефе складкам соответствуют изолированные возвышенности.

Внутренняя зона прогиба, отделенная от внешней зоны Садковичско-Садзавским продольным разломом, начала формироваться одновременно с поднятием Карпат и поэтому имеет черты геосинклинальной структуры.

Предкарпатская возвышенная равнина интенсивно расчленена правыми притоками р. Днестр, приуроченными чаще всего к зонам поперечных тектонических нарушений. Поэтому для равнины характерно чередование возвышенных междуречий с разделяющими их широкими террасированными долинами.

В местах поперечных поднятий отмечается уменьшение мощности пород, увеличивается количество грубообломочного материала, отмечается формирование брахиантиклинальных складок. На участках погружений структурных элементов Предкарпатского прогиба прослеживается увеличение мощности осадков.

В пределах **Карпатского складчатого горного сооружения** выделяется ряд структурно-фацальных зон: Скибовая, Кросненская, Дуклянская, Магурская, Черногорская, Свидовецкая, Буркутская, Раховская, Мармарошская, Пенинская. В геологическом строении зон участвуют толщи мелового и палеогенового флиша, а в Чивчинских горах и Раховском массиве (Мармарошская и Раховская зоны) из-под флиша выступают кристаллические сланцы и мраморы протерозоя. Флиш представлен переслаиванием песчаников, аргиллитов, алевролитов, играющих неодинаковую роль в строении различных структурно-фациальных элементов. В состав нижнемелового флиша входят конгломераты, известняки и мергели.

Внешняя полоса Украинских Карпат представлена че-

шуйчато-моноклинальными среднегорьями и низкогорьями и соответствует в основном Скибковой зоне. Ширина зоны около 40 км. В ее составе выделяют Бескиды, Горганы и Покутско-Буковинские Карпаты. Граница с Предкарпатским прогибом тектоническая и карпатские флишевые породы в виде чешуй надвинуты на внутреннюю зону прогиба. Сложены складки верхнемеловыми и палеогеновыми песчано-глинистыми флишевыми отложениями. Для морфоструктуры Внешних Карпат характерно развитие длинных и узких чешуйчатых надвигов, так называемых скиб, которые надвинуты друг на друга с амплитудой до 13—15 км. В Бескидах и Горганах насчитывается 6—7 параллельных друг другу скиб, в Буковинских Карпатах их количество увеличивается до 8—9. Тут скибы становятся у́же и расстояние между ними уменьшается. Выделены следующие основные скибы (с северо-востока на юго-запад): Береговская, Оровская, Сколевская, Парашковская, Зелемянковская, Ружанковская.

Чешуйчатая структура обусловила моноклинальные условия залегания песчаников и глинистых толщ верхнемелового и палеогенового флиша. Процессы эрозии способствовали возникновению ассиметричных (моноклинальных) хребтов с крутыми северо-восточными и пологими юго-западными склонами. Гребни хребтов образованы плотными песчаниками верхнемелового и палеоценового возраста, продольные долины приурочены к полосам более мягких пород эоцена и олигоцена.

В продольном строении Внешней антиклинальной зоны Карпат отмечается изменение тектонической структуры и литологии горных пород. Так, в северо-западной части Внешних Карпат наблюдаются очень пережатые чешуи-надвиги веерообразного строения. Им в рельефе отвечают семь-восемь морфоструктур общекарпатского простирания. Это низкогорные (800—1000 м) складчато-надвиговые хребты Верхнеднестровских Бескид. В основе хребтов залегают отпрепарированные эрозией и выведенные на поверхность стойкие породы верхнемелового и палеогенового флиша. Синклинальные части складок состоят из менее плотных пород олигоцена и эоцена.

Сколевским Бескидам свойственны прекрасно выраженные чешуйчатые прямолинейные структуры и проявление структурно-литологической зональности. Эти фак-

торы обусловили возникновение средневысотных (1100—1300 м) моноклинальных хребтов.

В пределах Скибовых Горган (Внешних Горган) от р.Мизунки до р.Прута горные хребты приобретают извилистое очертание (сложены неоднородными по плотности породами различных зон флиша). Средневысотные хребты Горган имеют острые гребни, крутые склоны с каменными осыпями, расчленены глубокими долинами.

Общекарпатская северо-западная ориентировка морфоструктурных элементов прослеживается в северной низкогорной части Покутско-Буковинских Карпат и в юго-восточной части Внешних Карпат. Морфологически и гипсометрически Покутско-Буковинские Карпаты составляют единое целое с Внешними Карпатами, хотя в структурном отношении являются составной частью внутренней зоны Предкарпатского прогиба. В рельефе Покутско-Буковинских Карпат выделяется ряд параллельных хребтов-антиклиналей с препарированными денудацией ядрами и крыльями, сложенными песчаниками мелового и палеогенового возраста.

Центральнокарпатская морфоструктура (Кросненская зона) вытянута неширокой полосой в общекарпатском направлении и разделяет Внешнюю и Внутреннюю морфоструктуры. Это зона низкогорий и среднегорий Водораздельно-Верховинских Карпат, сложенных мощной толщей песчаников и аргиллитов олигоценового возраста. Распространение неустойчивых к процессам денудации горных пород способствовало формированию низкогорного (600—700 м) рельефа.

В тектоническом строении зоны преобладают широкие синклинали и узкие гребневидные антиклинали. Наблюдаются и надвиги, но они не образуют таких сжатых чешуй, как во Внешних Карпатах. Главные антиклинали и синклинали Центральной карпатской зоны осложнены мелкой складчатостью. Наиболее погруженным частям отвечают низкогорья Стрыйско-Санской и Воловецко-Межгорной котловин, Верховинского водораздельного хребта, Ворохто-Путильского низкогорья и Ясинской котловины. В средней части морфоструктуры (верховья рек Рики, Теребли, Тересвы) по геологическим материалам установлен участок поднятого складчатого основания. Здесь развиты эоценовые и палеоценовые песчаники, а в ядрах антиклинальных складок местами обнажаются песчаники верхнемелового флиша. Значительно припод-

нятое основание зоны ограничено поперечными разломами. Это обусловило возникновение массива средневысотных гор — Приводораздельных или Внутренних Горган (1600—1700 м). Структуры представлены антиклинальными складками, с которыми связаны главные морфоструктурные элементы — средневысотные эрозионно-антиклинальные хребты и горные массивы.

Морфоструктура Внутренних Карпат — зона складчато-глыбовых и глыбовых гор, образующих орографическую ось Карпат — Полонинско-Черногорские Карпаты, где обособленные горные массивы, превышающие главный водораздел, имеют горстовое происхождение и соответствуют Дуклянской, Черногорской и другим зонам. Юго-западная часть морфоструктуры резко погружается и срезается разломами. С ними связано образование Вулканического хребта и зоны между флишевыми и Вулканическими Карпатами — Березно-Липшанского межгорья. Северная часть морфоструктуры орографически выражена Полонинским хребтом, массивами Свидовец и Черногора. В геологическом строении принимают участие верхнемеловой и палеогеновый флиш (черные сланцы и кварцитоподобные песчаники). Для зоны характерны широкие складки, усложненные мелкой складчатостью и надвигами.

Современный рельеф Внутренних Карпат отличается массивностью форм. Это зависит как от литологического состава слагающих пород, так и от неглубоко расположенного кристаллического фундамента зоны, разбитого разломами на отдельные блоки. Вероятно, еще в домезозойское время, а затем во время формирования горного рельефа Карпат фундамент испытал преимущественно положительные глыбовые движения. Поэтому здесь расположены наиболее высокие горные массивы Украинских Карпат: Полонинский хребет, Черногоры, Гринявские и Шепитские горы.

Ядро Внутренних Карпат представлено сводово-глыбовым среднегорьем и высокогорьем остаточного Раховского массива и Чивчинских гор, соответствующих Мармарошской и Раховской зонам. Они сложены кристаллическими и метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя (кристаллические сланцы, гнейсы, кристаллические известняки, амфиболиты, граниты). Кристаллические породы нижнего структурного этажа Раховского массива и Чивчинских гор перекрыты осадочными

отложениями триаса и юры, меловым и палеогеновым флишем. В процессе длительных восходящих движений осадочный чехол (особенно нижнемезозойские отложения — триас и юра) почти полностью уничтожен процессами денудации и сохранился в виде эрозионных останцев на поверхности Раховского массива.

Вдоль границы с Магурской зоной вытянута Утесовая зона — зона экзотических скал (клиппенов). Она имеет ширину от 2 до 20 км и прослеживается двумя полосами между р.Тересвой и р.Латорицей. Выделяют Северную утесовую зону и Южную. Северная зона утесов протягивается от Раховского массива в северо-западном направлении примерно до р.Боржавы вдоль линии тектонического контакта Мармарошского надвига. Утесы (клиппены) образуют полосу из отдельных изолированных экзотических скалистых островков размером от нескольких десятков до сотен метров. Резкость их форм нарушает спокойный рельеф Внутренних Карпат. Сложены скалы карбонатными и кремнистыми породами юрского и триасового возраста, реже кристаллическими породами. Это тектонические отторженцы, вдавленные по линии Мармарошского надвига в толщу мелового флиша (песчаники и аргиллиты).

Южная зона утесов хорошо выражена около сел Кричевое, Долгое, Свалява. Изолированные экзотические островки плотных юрских известняков имеют разные размеры, возвышаясь над поверхностью склонов на 16—20 м. Зона разломов является тектонической границей, отделяющей Внутренние Карпаты от Закарпатского предгорного прогиба.

Закарпатская низменная равнина ограничена на севере горной системой Карпат и Венгерской низменностью на юге. В пределах низменности выделяются следующие морфоструктуры: Вигорлат-Гутинская вулканическая гряда, Солотвинская (Верхнетисенская) и Чоп-Мукачевская впадины.

Морфоструктура Вигорлат-Гутинской вулканической гряды (Вулканические Карпаты) по происхождению тесно связана с тектоническими движениями противоположного знака, возникшими на границе олигоцена и миоцена на стыке складчато-глыбового сооружения Внутренних Карпат и Венгерского срединного массива. Движения положительного знака по линии Закарпатского разлома способствовали поднятию север-

ной части Внутренних Карпат (Полонинский хребет, Раховский кристаллический массив, Черногора); движения отрицательного знака привели к опусканию южной части, на месте которой и сформировался Закарпатский предгорный прогиб. Параллельно разлому следует система глубоких сбросов, которые, достигнув магматических очагов, способствовали проявлению вулканической деятельности. Из продуктов различных вулканических извержений в неогене и сформировался Вигорлат-Гутинский хребет — самое крупное горное сооружение вулканической зоны.

Сложена Вигорлат-Гутинская морфоструктура преимущественно андезитами, андезито-базальтами и базальтами, а также их туфами. Во время вулканической деятельности преобладало трещинное излияние лавы. Одновременно происходил выброс материала и через вулканические аппараты центрального типа. Первичные поверхности вулканической аккумуляции в пределах Вигорлат-Гутинского хребта имеют достаточно хорошую сохранность. Это плоские поверхности лавовых плато, большие и мелкие массивы потухших вулканов. Из таких вулканов на южном склоне вулканического хребта хорошо сохранились в рельефе горы Синяк, Бужора, Борилов Дил. Они имеют правильную коническую форму и однородное геологическое строение, слабо расчленены. К юго-западу от Вигорлат-Гутинского хребта расположена Закарпатская аллювиальная равнина с высотами 100—120 м. Она соответствует значительной части Закарпатского внутреннего прогиба.

В пределах Закарпатского внутреннего прогиба важная роль в формировании отдельных морфоструктур принадлежит поперечным разломам. Наиболее крупный из них Боржавский способствовал формированию меридиональной части хр. Тупого и повлиял на самостоятельное развитие Солотвинской (Верхнетисенской) и Чоп-Мукачевской впадин. В рельефе им отвечают Верхнетисенское низкогорье и Чоп-Мукачевская низменность.

В пределах Солотвинской (Верхнетисенской) впадины устойчивые опускания начали проявляться уже в олигоцене и достигли максимума в миоцене. В результате прогибания во впадине сформировалась мощная (до 2000 м и более) толща морских и лагунных среднемиоценовых соленосных отложений, собранных в широкие пологие антиклинальные и синкли-

нальные брахискладки северо-западного простирания. Брахиантиклинали местами осложнены соляной тектоникой. Распространен соляной карст, диапиры, отмечены деформации продольного профиля и изменение высот террас Тисы в районе г. Солотвино. Устойчивые опускания впадины на границе миоцена и плиоцена сменились поднятиями. В результате этого рельеф начал подвергаться интенсивно развивающимся эрозионным процессам. Солотвинское (Верхнетисенское) низкогорье со всех сторон окружено горными сооружениями: Полонинским хребтом, Раховским массивом, хребтами Тупым, Оаш, Гутый.

Чоп-Мукачевская впадина начала прогибаться в позднем миоцене — плиоцене и опускания продолжались в антропогене. В голоцене опускания сменились поднятием. Общая мощность осадков достигает 2000 м. Для Чоп-Мукачевской впадины характерно развитие блоковой тектоники, что привело к формированию хорошо выраженных в рельефе горст-антиклинальных морфоструктур.

Основная, западная часть Чоп-Мукачевской впадины — равнинная поверхность. На фоне однообразной равнины возвышается Береговское вулканическое холмогорье, отвечающее поднятому Береговскому блоку фундамента. Вулканические извержения были приурочены к линии сбросов Береговского поднятия и происходили в среднем и позднем миоцене. Холмогорье сложено в основном липаритами.

Карпатское горное сооружение имеет сложную и длительную историю своего развития. Принято считать, что современные морфоструктуры Украинских Карпат оформились во время альпийского орогенеза, в конце олигоцена — начале миоцена. К этому времени обычно относится возникновение первых горных сооружений Карпатской дуги на месте глубокого геосинклинального бассейна. Однако следует помнить, что альпийская геосинклиналь оформилась на территории, которая уже испытала рифейский, каледонский и герцинский орогенические циклы и где уже ранее существовали горные системы, связанные с ними. Карпатская складчатая система начала формироваться в конце юрского периода на месте разрушенного денудацией герцинского складчатого сооружения. До конца олигоценовой эпохи в ее пределах существовал геосинклинальный режим осад-

конакопления, способствовавший формированию мощных флишевых отложений. В конце олигоцена — начале миоцена интенсивные тектонические движения положительного знака способствовали поднятию территории выше уровня моря и образованию суши. К этому времени уже наметилось разделение на основные морфоструктурные зоны: Внутреннюю, а затем Внешнюю и Центральную. В Центральной зоне олигоценовый морской бассейн продолжал существовать, а во Внутренней и Внешней зонах уже была суша. Периферические участки (Закарпатский прогиб и Внутренняя зона Предкарпатского прогиба) начали в это же время прогибаться и заполняться продуктами разрушения возвышающихся гор — молассами. В дальнейшем различия в направленности тектонических движений увеличились и осложнились надвиговыми явлениями. В послесарматское время произошла заключительная стадия складчатости (поздненеогеновая), проявившаяся главным образом в Скибовой зоне и во внутренней зоне Предкарпатского прогиба, где образовались складки и надвиги амплитудой до 15 км и более. Надвиговые движения на южной окраине Карпатских гор были незначительны и направлены в сторону Закарпатского прогиба. Здесь основная роль в формировании морфоструктуры принадлежит разрывной тектонике — опусканиям по разломам, сопровождавшимся вулканической деятельностью. Продукты вулканических выбросов переслаивались с морскими отложениями мелководий. Начиная со среднего сармата море в Закарпатском прогибе стало мелеть. В образовавшихся лагунах и остаточных озерах накапливались солоновато-водные и пресноводные отложения (поздний миоцен — поздний плиоцен). В Предкарпатском прогибе континентальные условия наступают раньше. Море покидает эту территорию в среднем сармате. В антропогене Предкарпатский прогиб втягивается в общие с Карпатами поднятия и вместе с ними превращается в область сноса — обращенную морфоструктуру. Амплитуды этих поднятий достигают 120—160 м.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Элементы морфоскульптуры Украинских Карпат начали формироваться после эпохи складчатости и общего поднятия гор, которое наступило в конце олигоцена — начале миоцена. В связи с прерывистыми поднятиями, че-

редовавшимися с периодами относительного тектонического покоя, рельеф Карпат приобрел ярусное строение — возникли разновозрастные поверхности денудационного происхождения, разделенные уступами. Большинство исследователей выделяют в Украинских Карпатах три (некоторые авторы — четыре) поверхности денудационного выравнивания.

Предполагается, что зарождение речной сети Карпат приходится на конец олигоцена — начало миоцена. В первую очередь формировались продольные речные долины, заложение которых было обусловлено направлением основных структурных элементов и литологическим составом пород. Поднятие гор способствовало заложению поперечных долин. В начале формирования Карпатских гор хребты ненамного превышали прилегающие территории. В условиях спокойного тектонического режима процессы денудации постепенно выравнивали и снижали вершины и гребни гор. Происходило формирование первой поверхности выравнивания, закончившееся, по-видимому, уже в раннем миоцене. Остатки этой поверхности выравнивания, получившей название полонинской, сохранились в высокогорной части Украинских Карпат на высоте от 1300—1400 м на северо-западе до 1950 м на юго-востоке. Плоские вершинные поверхности покрыты горными лугами и называются полонинами.

Украинские Карпаты в полосе флиша сильно расчленены, но сохранившиеся многочисленные ровные поверхности на их вершинах позволяют выделить более низкую, вторую денудационную поверхность с относительной высотой 500—650 м. Ее высота над уровнем моря увеличивается с северо-запада на юго-восток. Возраст этой поверхности выравнивания А. И. Спиридонов определяет как поздний миоцен-плиоценовый. Поверхность срезает толщи флишевых пород и миоценовые отложения (вплоть до среднесарматских), а ее внешний край перекрыт вулканогенными образованиями Вигорлат-Гутинской гряды. Следовательно, возраст поверхности выравнивания может быть определен как довулканический.

Самая низкая, третья денудационная поверхность выравнивания выражена очень отчетливо. Абсолютная высота поверхности колеблется в пределах от 400 до 950 м. Она повышается к современному водоразделу, а относительная высота довольно постоянна — от 150 до 200 м. Уступ в сторону речных долин и горное обрамле-

ние с тыльной стороны придают этой поверхности вид ступени (педимента). Поверхность выражена в местах распространения флиша и расчленяет образования Вигорлат-Гутинского хребта. Эти факты позволяют определить возраст третьей поверхности выравнивания послевулканическим — позднеплиоценовым-раннеантропогеновым.

Существуют и другие представления относительно количества и возраста поверхностей выравнивания (П. Н. Цысь, В. Г. Бондарчук, И. Д. Гофштейн и др.). Мнения различных исследователей о количестве и возрасте поверхностей, а также о механизме их образования значительно расходятся. В Предкарпатской возвышенной равнине И. Д. Гофштейн выделяет поверхности выравнивания двух уровней: более высокая относится к уровню Красной (поздний плиоцен), более низкая — к уровню Лоевой (ранний плейстоцен). Обе поверхности являются предгорными аллювиальными равнинами с выровненным коренным цоколем. Поверхность Лоевой занимает значительную площадь междуречий. Поверхность Красной представлена разрозненными останцами.

Морфоскульптура Украинских Карпат формировалась под воздействием водно-эрозионных, денудационных, гравитационных, ледниковых, карстовых и других процессов, интенсивность проявления которых зависит от направленности неотектонических движений и литологического строения гор.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные формы. К ним относятся речные долины, овраги, балки. Речные долины преимущественно горного типа, глубоко врезаны и расчленяют северо-восточные и юго-западные склоны гор. По основным морфоструктурным элементам различают продольные и поперечные речные долины. Украинские Карпаты расчленены широкими продольными долинами, остатками которых являются Водораздельно-Верховинская, Березно-Липшанская, Ясиня-Черемошская и другие. В сочетании с поперечными долинами они обусловили характерное для Украинских Карпат решетчатое и радиальное расчленение. Современная речная сеть заложена в раннем плейстоцене. Первоначально водораздельная линия в Украинских Карпатах проходила по гребню Полонинского хребта. В начале антропогена она была перепилена реками юго-западного склона Карпат. Перепиливание полонинского

3. Высоты и возраст речных террас (по И. Д. Гофштейну, 1964)

Надпойменные террасы рек				Возраст
Юго-западного склона Внутренних Карпат и Вулканического хребта		Северо-Восточного склона Внутренних Карпат		
номер террасы	высота, м	номер террасы	высота, м	
I	1,5—2,5	I	1,5—2	Голоцен
II	4—10	II	3—5	»
III	15—20	III	15—20	Поздний плейстоцен
IV	30—40	IV	30	Средний плейстоцен
		V	50	
V	60—80	VI	70	Ранний плейстоцен
VI	100	VII	100	
VII	200	—	—	Поздний плиоцен
—	—	VIII	130—150	Плиоцен нерасчлененный

водораздела сопровождалось местными перехватами в верховьях Тисы, Теребли и других рек. Лишь Прут и Черемош пересекают Водораздельно-Верховинскую зону.

В строении долин горных рек северо-восточного и юго-западного склонов (притоков Днестра и Тисы) значительных различий нет: число террас (7—8), их уровни, изменение высоты уступов на обоих склонах Карпат в основном совпадают, хотя самый высокий террасовый уровень юго-западного склона (200 м) превышает такой же уровень противоположного склона на 50 м (табл. 3).

Различия в количестве террас объясняются опусканиями Закарпатского прогиба в плейстоцене и относительно слабыми поднятиями в его пределах и преимущественными поднятиями Предкарпатского прогиба. На Предкарпатской возвышенной равнине реки имеют пологие террасированные склоны, а первая надпойменная (голоценовая) терраса каждой реки занимает сравнительно небольшую площадь. В пределах Закарпатской низменности голоценовая терраса образует обширную аллювиальную равнину.

Новейшие поднятия и врезание рек способствовали интенсивному эрозионному расчленению гор системой поперечных и продольных долин, а также балками и оврагами. Глубина расчленения колеблется от 200 м в предгорье до 1000 м в глубине гор при абсолютных высотах

от 600 до 2000 м. Балки и овраги в горах приурочены к местам залегания эоценовых и олигоценовых пород флиша, в предгорьях они связаны с миоценовыми и плиоцен-антропогеновыми образованиями. Наибольшего развития овраги и балки достигли в Ясиньской долине, Свалявском и Иршавском низкогорьях. В этих местах развиты сложно разветвленная балочная сеть и различного типа овраги. В Иршавском низкогорье развитие оврагов настолько значительно, что образуется рельеф типа «бедленд».

Гравитационные формы. Они получили широкое распространение и представлены обвальными, осыпными, оползневыми формами рельефа. Обвально-осыпные формы приурочены преимущественно к наиболее высокой и интенсивно расчлененной эрозией части Украинских Карпат — Горганам, Свидовцу, Черногоре, Полонинскому хребту. На пологих участках склонов формируются подвижные каменные россыпи (курумы) и каменные реки, характерные для Горган. В пределах Полонинского хребта преобладают мелкие формы осыпей обломочного материала, которые формируются вдоль подножья склонов конусами длиной до 50 м. Крупные осыпи в Черногоре спускаются почти к тальвегам современных водных потоков. Сложены они крупноглыбовым материалом. Мелкий щебень почти отсутствует. Осыпные формы небольших размеров прослеживаются также в глубоких *V*-образных речных долинах, особенно в районе Раховских гор. Значительно меньше развиты осыпи в полосе вулканических гор, где осыпные склоны приурочены чаще всего к структурным уступам на крутых внутренних склонах кальдер.

Обвалы встречаются значительно реже и наблюдаются в долинах Прута, Быстрицы Надворянской, в горной части долины Тисы.

В местах развития на поверхности глинистых сланцев, легко подвергающихся выветриванию, наблюдаются процессы плоскостного смыва, солифлюкции и оползания. Делювиально-солифлюкционные и оползневые склоны отмечаются в пределах Центральной синклинальной зоны, где широко развита мощная толща глинистых сланцев олигоценового возраста.

Оползневые формы развиты на склонах горных долин Предкарпатской возвышенной равнины (Покутье, Серето-Прутское междуречье, склоны Покутско-Буковинских

Карпат, Ломницко-Быстрицкое междуречье) и в Солотвинском, Ясиньском, Иршавском низкогорьях. Развитие оползней обусловлено структурно-литологической зональностью. Их возникновение определяется выходами на поверхность мощных толщ олигоценовых и миоценовых песчано-глинистых пород, неглубоким залеганием подземных вод, постоянным подрезанием склонов современными водотоками. Часто сильно дислоцированный мелкоритмичный флиш с преобладанием глинистых сланцев бывает перекрыт делювиальными отложениями, что также способствует образованию оползневых форм рельефа.

В районах развития оползней основные усилия должны быть направлены на мероприятия по перераспределению стока на склонах и по залесению. Древнеоползневые формы получили распространение в Ясиньском и Ворохо-Путиловском низкогорьях. Эти склоны закреплены зарослями травянистой растительности и имеют мелкобугристую поверхность. Местами на них начинают развиваться современные оползни. Но чаще всего современные оползни расположены в верховьях балок с постоянным водотоком, а также в нижней части крутых склонов. Оползневые формы возникают также в зоне активных тектонических подвижек.

На формирование селей в Карпатах большое влияние оказывают структурно-геологические и геоморфологические условия. Наиболее селеактивными являются флишевые Карпаты. Селевые явления типа водо-каменных и грязе-каменных потоков участились в Карпатах в последние десятилетия в связи с площадными вырубками лесов. Сели наблюдаются в бассейнах рек Косовки, Шопурки, Тересвы, Прута, Быстрицы Надворнянской и в верховьях Черной Тисы. Отмечены они также в бассейнах Черемоша, Серета, Днестра, Пистынки, Боржавы, Рики, Ужа, в предгорьях Вулканического хребта.

Чаще всего сели возникают во время летних ливней. Они разрушают дороги, мосты, жилые дома и различные сооружения, обломочный материал заносит земельные угодья даже на низких террасах. Среди природных факторов, способствующих возникновению селевых явлений, большое значение имеют интенсивная эрозионная расчлененность бассейнов горных рек, наличие крутых склонов, способствующих усилению поверхностного стока, слабая денудационная устойчивость флишевых толщ

при большой их тектонической трещиноватости, значительная мощность рыхлого материала на склонах и широкое распространение территорий, лишенных растительности. Каменные осыпи и россыпи также являются важным источником питания селевых потоков. Вырубка лесов на крутых склонах и уничтожение зарослей можжевельника в субальпийской зоне вызвало увеличение плоскостного смыва, обвально-осыпных и оползневых форм рельефа, которые способствуют питанию селеопасных потоков. Снежные лавины происходят в районах Черногоры и Свидовца. Они возникают в результате срыва со склонов хребтов «снежных карнизов».

Широкое распространение в Карпатах получили ветровалы и ветроломы, которые способствуют рыхлению делювиального покрова, усиливают плоскостной смыв, линейную эрозию и селевые явления. Чаще всего ветроломы происходят в верховьях Черной Тисы и Быстрицы Надворнянской, где низкогорные хребты сложены олигоценовым мелкоритмичным флишем, перекрытым рыхлым увлажненным делювием. Так как на склонах преобладает грубообломочный материал, корневая система деревьев слабо закреплена, что способствует проявлению ветровалов.

Ледниковые и криогенные формы встречаются в наиболее возвышенных горных массивах Внутренних Карпат: Черногоре, Свидовце, Раховских горах, Полонинском хребте. Лучше всего они выражены на Свидовце, где представлены карами, цирками, нивальными нишами, а также мощными моренными и водно-ледниковыми образованиями. Средняя высота гребневой линии Свидовца составляет 1735 м и кары почти сплошной полосой окаймляют восточные, северо-восточные и северные склоны хребта. Они придают этой части хребта альпийский вид, осложняют и разнообразят его рельеф. Склоны каров крутые, обрывистые, высота их 100 м и более, ширина 100—150 м. Встречаются на Свидовце и нивальные ниши.

На северо-восточных склонах Черногоры, в верховьях Прута и Черного Черемоша, сохранились двухъярусные кары, кое-где троговые долины с разрушенными плечами. Здесь кары имеют ширину 150—300 м, реже 500 м и более. Склоны их крутые, днища выполнены мореной и перекрыты послеледниковыми конусами осыпей. На дне некоторых более мелких каров встречаются

залежи торфа. Ниже каров на северо-восточном склоне Черногоры располагаются котловинообразные расширения долин эрозионно-ледникового происхождения.

Аккумулятивные ледниковые образования представлены двумя разновидностями. На склонах распространены выветренные моренные образования, состоящие из большого количества мелкообломочного щебенистого и суглинистого материала с включением глыб разных размеров. Вторая разновидность морен, почти не выветренная, располагается непосредственно на дне каров.

В троговых долинах и в устьях каров наблюдаются морфологически хорошо выраженные конечные, боковые, срединные и стадиальные морены. Они имеют вид валов различного направления и высоту 10—15 м (до 25 м). Морены сложены крупными глыбами из слабоокатанных песчанников с небольшой примесью мелкообломочного материала. В тыловой части и вблизи бортов каров морены погребены молодыми осыпями. Последнее карпатское горно-долинное оледенение может быть сопоставлено с валдайским материковым оледенением. Более древнее оледенение Карпат происходило, по-видимому, в среднеплейстоценовое время.

Карстовые формы рельефа известны в Карпатах и Закарпатском прогибе. В Карпатах карст развит в северной части Утесовой зоны (зона клиппенов) и наиболее полно выражен на междуречьи Большой и Малой Угольки, где распространены известняки и известняковые брекчии юрского возраста. На склонах известняковых утесов южной зоны экспозиции местами наблюдаются карры в виде желобков, много подземных лабиринтов, открыто более двадцати пещер. Наиболее известны среди них такие пещеры: Загадка, система пещер Белые Стены, Дружба, Чур, Каменный Мост, Гребень.

Карст Закарпатского прогиба связан с выходами на поверхность соленосных образований среднего миоцена. Наиболее полно соляной карст изучен в пределах Солотвинской котловины, где описаны формы поверхностного и покрытого карста. На участках, где пласты соли выведены на поверхность, распространен открытый карст. Он представлен соляными пирамидами, соляными столами, соляными грибами (высота от 1—2 до 4—6 м). В основании этих форм часто образуются воронки, которые, соединяясь между собой, образуют узкие кар-

стовые желоба. Над выработанными камерами соляных шахт на поверхности возникают воронки глубиной 10—12 м и диаметром 20—30 м.

Контрольные вопросы, задания. 1. Назовите основные морфоструктуры Украинских Карпат, особенности их строения и время образования. 2. Под влиянием каких факторов формировалась морфоскульптура Украинских Карпат? 3. Назовите количество и укажите возраст поверхностей выравнивания. 4. Каковы особенности морфоскульптуры Вулканических Карпат?

КРЫМСКИЕ ГОРЫ

Крымские горы расположены в южной части Крымского полуострова. Они вытянуты от мыса Фиолент на юго-западе (близ Балаклавы) до мыса Ильи на востоке (у Феодосии) на 180 км; максимальная ширина в средней части составляет 45—50 км. В рельефе горного Крыма прослежено сочетания невысоких горных хребтов, расположенных почти параллельно друг другу. Это Главная, Внутренняя и Внешняя предгорные гряды. Южные склоны их короткие и крутые, северные — длинные и пологие.

Главная гряда Крымских гор — самая южная и высокая. Она подымается над уровнем моря до 1200—1500 м, а наибольшие вершины достигают высоты 1545 м (гора Роман-Кош), 1525 м (гора Эклизи-Бурун на Чатырдаге). Наиболее возвышенная часть гряды имеет вид уплощенного волнистого плато и носит название яйлы (пастбища). Поверхность яйлы расчленена на обособленные части, которые получили собственные названия. Главная гряда неоднородна. В ее пределах выделятся три участка: западный, средний и восточный.

Западный участок Главной гряды расположен между мысом Айя и Ай-Петринской яйлой. Абсолютные высоты достигают 316—1000 м. Этот участок состоит из узких скалистых гребней высотой 600—700 м и разделяющих их котловин, днища которых опускаются до 300—350 м.

Средний участок Главной гряды (от Узунджинской котловины до долины р. Танас) — высокие нагорья, называемые яйлами. Это — Ай-Петринская яйла, Ялтинская яйла, Никитская яйла, Бабуган-яйла. В центральной части гряда разделяется на отдельные обособленные массивы, круто обрывающиеся по краям. Таковы Чатырдаг, Демерджи, Долгоруковская и Караби-яйла. Массивы яйл отделены друг от друга узкими перемычками-перевалами или участками речных долин. К таким пони-

женным местам приурочены перевалы: Кебит-Богазский (600 м), Ангарский (762 м), Байдарские ворота (520 м).

Восточный участок Главной гряды начинается от долины р. Танас и тянется до Феодосийского залива. Низкогорье расчленено эрозионными процессами на множество отдельных скалистых гребней, небольшие горные массивы и скалы. Самая высокая вершина восточного участка Главной гряды — гора Козья (688 м) — находится восточнее Судака. Заканчивается Главная гряда Карадагской группой гор между пос. Щебетовкой и пос. Планерское. Далее к востоку, до мыса Ильи, расположена холмистая гряда Тете-Оба. Самой северной горой восточного участка Главной гряды является гора Агармыш, у подножия которой расположен г. Старый Крым.

Между крутым южным склоном Главной гряды и берегом Черного моря расположена наиболее пологая и низкая (400—500 м) часть шириной 2—12 км. Это так называемый Южный берег Крыма, составная часть Главной гряды, протянувшаяся от мыса Айя на западе до Карадага и пос. Планерского на востоке.

Внутренняя предгорная гряда тянется на 115 км от Инкермана на западе до г. Старого Крыма на востоке. Внутренняя гряда ниже Главной, ее средняя высота над уровнем моря около 500 м. Максимальной высоты гряда достигает к востоку от Белогорска (г. Кубалач, 738 м). Гряда в рельефе не выражена единым, монолитным уступом. Она расчленяется на несколько куэстовых уступов. Уступы выражены в рельефе с разной степенью четкости, что зависит от того, сохранился или размыт бронирующий куэсту устойчивый пласт эоценовых или датских известняков. К востоку от Симферополя и до Белогорска гряда выражена очень плохо, а в районе Белогорска ее высота увеличивается опять (г. Кубалач).

Внешняя предгорная гряда протянулась на 90 км от мыса Фиолент (у Севастополя) на юго-западе до с. Нижне-Курганная (район Симферополя) на северо-востоке. Средняя высота гряды около 250 м, максимальная — 352 м. Внешняя гряда, как и Внутренняя, асимметричная возвышенность, южный склон которой крутой и обрывистый, северный — пологий. В верхней крутой части куэсты обнажаются устойчивые к процессам разрушения породы — известняки неогена (сармат), падающие в северо-западном направлении под углом 3—4° и бронирующие вершинную поверхность гряды.

Межгрядовое понижение между Главной и Внутренней грядами имеет ширину от 10—15 км на востоке до 15—25 км на западе. Понижение отличается большой эрозионной расчлененностью и имеет вид волнистой, местами низкогорной местности.

Речные долины северного склона, пересекая куэстовые предгорья, веерообразно растекаются к северо-востоку и северо-западу по равнинным пространствам Крымского полуострова. Это реки Индол, Биюк-Карасу, Салгир, Альма, Кача, Бельбек, Черная. Южный склон Главной гряды расчленен короткими речками, дренирующими Южный берег Крыма.

Наиболее крупными речными долинами южного склона являются р. Хостабаш у Алупки, реки Учан-Су (Водопадная) и Дерекойка (Быстрая), которые сближены своими устьями и впадают в Ялтинский залив, а верхние части бассейнов разделены отрогами яйл. В долинах рек наблюдаются террасы, верховья рек проложены в узких ущельях или же образуют свергающиеся с яйлы водопады.

МОРФОСТРУКТУРА

Горное сооружение южной части Крымского полуострова (горный Крым) в настоящее время рассматривается как часть крупного мегантиклинория, южное крыло которого и часть ядра по разломам погружены под уровень Черного моря. Мегантиклинорий горного Крыма осложнен системой региональных разломов. Наиболее древними являются поперечные разломы, заложившиеся, вероятно, в начале мела. К этой системе разломов относится крупнейший Октябрьско-Салгирский глубинный разлом, по которому основные морфоструктурные элементы западной части горного и предгорного Крыма смещены по отношению к их аналогам в Восточном Крыму примерно на 30 км. В зоне этого разлома расположены крупнейшие лакколиты — Аюдаг, Кастель, Урага и др.; к нему приурочены разломы, ограничивающие Чатырдаг, Бабуган-Яйлу и Салгирский грабен.

Наибольшее значение для развития морфоструктуры горного Крыма имели региональные глубинные разломы, отделяющие Крымские горы от Скифской платформы на севере и от глубоководной впадины Черного моря на юге. Продольными разломами обособляются второстепенные морфоструктуры горного и предгорного Кры-

Рис. 24. Морфоструктура и морфоскульптура Крыма (по Н. С. Благоволину, 1986):

Морфоструктура. Зона сочленения платформенных равнин и орогенов: *1* — равнины субгоризонтальные аккумулятивные; *2* — то же, пластовые денудационные. Горные сооружения, созданные новейшими сводово-блоковыми поднятиями и складчатыми деформациями в области альпийского орогенеза; *3* — структурно-денудационные складчато-глыбовые хребты; *4* — то же, складчато-глыбовые массивы и плато; *5* — складчатые (моноклинальные) гряды; *6* — денудационно-тектонические внутригорные понижения сложного генезиса. Элементы морфоструктуры: *7* — разрывные тектонические нарушения, выраженные в рельефе уступами; *8* — возвышенности-брахиантиклинали; *9* — комплекс грязе-вулканических форм.
Морфоскульптура (комплексы форм разного генезиса): *10* — карстовые воронки, поля; *11* — карстовые пещеры; *12* — оползни

ма. Так, крупный продольный разлом ограничивает с севера западную часть Главной гряды и отделяет ее от Южного продольного понижения (рис. 24).

С особенностями строения земной коры в Крымских горах и расположением зон глубинных разломов связана и сейсмическая активность. Зарегистрированы землетрясения силой 7—8 баллов (1923, 1927 гг.), вызванные местными очагами. Основные эпицентры крымских землетрясений сосредоточены к юго-востоку от Ялты в акватории Черного моря. На западе эпицентральная зона ограничена меридианом Симеиза, на востоке — мери-

Рис. 25. Схема расположения основных структурных элементов Крыма (составил М. В. Муратов, 1966):

Антиклинали: *1* — Оленевская, *2* — Карловская, *3* — Глебовская, *4* — Межводненская, *5* — Задорненская, *6* — Вакальская, *7* — Меловая, *8* — Родниковская, *9* — Громовская (Западно-Октябрьская), *10* — Октябрьская, *11* — Северо-Новоселовская, *12* — Джанкойская, *15* — Сакское поднятие. Прогибы: *13* — Донузлаво-Войковский, *14* — Калиновский, *16* — Битакский

аном Судака. Имеются сведения о приуроченности эпицентров землетрясений и к продольному глубинному разлому Предгорного Крыма (к западу от Феодосии).

Поперечная и продольная системы глубинных разломов сохраняют свою активность и в настоящее время. Максимальной сейсмичностью отличаются зоны наиболее контрастных движений и прежде всего южный склон Главной гряды.

В строении мегантиклинория Крымских гор хорошо выражены два структурных этажа. Нижний структурный этаж представлен геосинклинальной осадочной серией метаморфизованных глинистых сланцев и песчаников верхнего триаса — нижней и средней юры (таврическая серия). Породы таврической серии обнажаются в антиклинальных поднятиях горного Крыма — Качинском, Туакском, Южнобережном — и образуют систему

сжатых и осложненных надвигами складок (рис. 25). В строении таврической серии принимают участие также вулканогенные породы (порфириты, спилиты, туфы, туффиты и др.). К средней юре относятся осадочно-вулканогенные породы и отпрепарированные денудацией гипабиссальные интрузии, образующие массивы Аюдаг, Кастель и др. Эффузивная деятельность среднеюрского времени способствовала образованию Карадагского горного массива, а также гор Хыр, Верблюд, Пиляки, сложенных вулканогенными породами.

Верхний структурный этаж образуют грубообломочные, глинистые и карбонатные породы верхней юры и нижнего мела, залегающие с размывом на отложениях таврической серии или на среднеюрских отложениях. Этими породами образованы синклинальные структуры: Юго-Западный, Восточнокрымский, Судакский синклинории.

При общих прямых соотношениях мегантиклинория и рельефа горного Крыма подчиненные структуры (антиклинории и синклинории) находят преимущественно обращенное выражение в рельефе. Так, Юго-Западный синклинорий, расположенный в западной части Главной гряды, включает Ай-Петринскую, Ялтинскую, Никитскую и Бабуганскую яйлы, а также Балаклавскую, Варнаутскую и Байдарскую долины с системами разделяющих и ограничивающих их хребтов.

Восточнокрымский синклинорий соответствует наиболее возвышенному участку Крымских гор и включает Чатырдаг, Демерджи, Долгоруковскую и Караби-яйлу.

С севера и юга синклинории ограничены участками сниженного рельефа — антиклинориями. Это Качинский антиклинорий, расположенный в верховьях р. Качи и р. Альмы, вытянутый в северо-восточном направлении; Южнобережный антиклинорий (от Фороса до Ялты); Туакский (Алуштинский) антиклинорий (от Гурзуфа и Алушты до восточной оконечности Крымских гор). В образовании инверсионного рельефа решающее значение имела большая прочность к процессам выветривания верхнеюрских известняков по сравнению с породами таврической серии. Ядра антиклинориев сложены породами таврической серии, смятыми в сложную систему складок, крылья сложены породами средней юры, а в строении синклинориев принимают участие породы верхней юры и нижнего мела. Судакский синклинорий

(между Судаком и Карадагом) отличается относительно сниженным рельефом. Это обусловлено, наряду с тектоническими причинами, размывом толщи флишеподобных глинистых пород и конгломератов средне- и верхнеюрского возраста, слагавших Судакский синклинорий.

Главная гряда Крымских гор — приподнятый блок, ограниченный с севера рядом разломов. Морфоструктура возникла уже в раннемеловое время после того, как остаточные синклинальные прогибы южной части Крыма замкнулись и произошла общая инверсия рельефа. Плосковершинные горные массивы Главной гряды сложены верхнеюрскими известняками и в меньшей степени конгломератами, залегающими на глинистых сланцах и песчаниках таврической серии.

Морфоструктура Южного продольного понижения — вытянутая с юго-запада на северо-восток структурно-денудационная депрессия между Главной и Внутренней предгорными грядами. В продольной долине сформирован низкогорный и холмистый эрозионно-денудационный рельеф.

Внутренняя гряда ограничивает с севера Южное продольное понижение крутым, местами обрывистым уступом высотой 50—70 м. Бронирована гряда известняками верхнемелового или эоценового возраста, падающими на север и северо-запад под углом 7—10°. На некоторых участках к северу от основного уступа куэсты появляется дополнительный уступ, образованный нуммулитовыми эоценовыми известняками. Внутренняя гряда не монолитна и лучше всего выражена в западном Крыму между Севастополем и Симферополем. Реки, пересекая гряду, образуют глубокие ущелья с обрывистыми склонами.

Северная продольная долина имеет асимметричный поперечный профиль: с севера она ограничена уступом Внешней гряды, а ее южный борт совпадает с моноклиналью Внутренней гряды. Долина лучше всего выражена к юго-западу от Симферополя, где она представляет собой древнеэрозионное образование раннеантропогенового возраста и частично использована современными речными долинами (Альмы, Качи, Бельбека). К востоку от Симферополя, где Внешняя гряда выражена лишь на отдельных участках, единая продольная долина также отсутствует.

Внешняя гряда невысоким (40—50 м), но крутым уступом возвышается над Северной продольной долиной. Гряда сложена глинами, песками и известняками среднего миоцена и сармата. Южные обрывы ее крутые, северные — очень пологие и постепенно сливаются с поверхностью равнинного Крыма. Внешняя гряда прекрасно выражена в западной и восточной частях, а в центральной части, между долинами рек Салгир и Большая Карасу, она сливается с Внутренней грядой.

К востоку от Симферополя, на продолжении Внутренней и Внешней гряд, расположена Зуйско-Гвардейская пластово-моноклинальная возвышенность. В ее пределах орографически выраженные гряды отсутствуют. Возвышенность отвечает Симферопольскому меридиональному поднятию. Заложение этой морфоструктуры относится к концу эоцена.

На южном склоне Главной гряды особо выделяется район Южного берега Крыма, протягивающийся от мыса Айя до долины р. Ворон. В структурном отношении Южный берег Крыма соответствует зоне резко контрастных новейших движений. Он примыкает на севере к Главной гряде — морфоструктуре, испытывавшей в течение длительного времени преобладающие поднятия, а на юге — к континентальному склону впадины Черного моря — зоне преобладающих опусканий. На формирование рельефа южного склона Главной гряды оказывают влияние землетрясения и гравитационные процессы (обвальные, оползневые).

Особенно разнообразят Южный берег Крыма распространенные между Гурзуфом и Алуштой куполовидные возвышенности, сложенные интрузивными породами и представляющие собой отпрепарированные процессами денудации лакколиты (горы Аюдаг, Кастель, Чамны-Бурун, Урага и др.).

В геологической истории Крымских гор можно выделить два этапа: докембрийско-палеозойский и мезозойско-кайнозойский (альпийский).

О первом этапе можно судить только предположительно, так как о его истории имеется очень мало данных. Второй этап (альпийский) разделяется для горного Крыма на два подэтапа: геосинклинальный (от триаса до конца палеогена) и молассовый, или орогенный, охватывающий конец палеогена — неоген.

В раннюю стадию геосинклинального развития (поз-

дний триас — конец средней юры) на юге Крыма происходило образование геосинклинального прогиба и накопление мощных осадочных и эффузивных комплексов с одновременным формированием складчатых структур различных порядков. В позднеюрский — раннемеловой период формируются отдельные прогибы и поднятия, на которые расчленился единый ранее геосинклинальный прогиб. К концу этого времени формируется внутренняя структура Крымского мегантиклинория. В конце раннего мела, в позднем мелу и палеогене формируется Крымский мегантиклинорий как единое крупное поднятие, осложненное отдельными прогибами и разломами.

В орогенный (молассовый) этап (конец палеогена — неоген) продолжалось усиленное поднятие мегантиклинория горного Крыма и, вероятно, началось опускание его южного крыла. В плиоцене и антропогене происходило формирование современного рельефа горного Крыма: в неогене получили орографическое выражение Внутренняя и Внешняя предгорные гряды, в неоген-антропогене проявляются дифференцированные неотектонические движения, деятельность эрозии; разрушительная и созидательная работа моря способствовали формированию береговой линии. В результате Крымские горы приобрели современные очертания, оформились детали морфоструктуры и элементы морфоскульптуры.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Рельеф горного Крыма сформировался в результате деятельности процессов денудации, флювиальных и гравитационных процессов, деятельности карста и моря и других процессов.

Наиболее древним участком рельефа горного Крыма представляется денудационная поверхность выравнивания, получившая распространение в пределах Главной гряды.

Плоские выровненные вершины Крымских гор являются останцами некогда единого древнего пенеплена, приподнятого новейшими движениями на значительную высоту (1100—1500 м над уровнем моря). Выровненные поверхности Главной гряды имеют ступенчатое строение. Хорошо выделяются два разновозрастных денудационных уровня, получившие название верхнего и нижнего плато яйл и отделяющиеся друг от друга круто-

склонным извилистым в плане уступом высотой 150—200 м. Абсолютные высоты вершин верхнего плато достигают 1250—1400 м, нижнего плато — от 900 до 1100 м. В восточном и западном направлениях высоты уменьшаются.

Вопрос о возрасте верхнего и нижнего плато остается дискуссионным. М. В. Муратов, Н. И. Николаев, В. И. Бабак и другие рассматривали нижнее плато как миоценовую (сарматскую) абразионную поверхность. Раннемеловым считают возраст этой поверхности Н. С. Благоволин, Н. И. Лысенко и др. Возраст денудационной поверхности верхнего плато определяется одними авторами как досреднемиоценовый, другими — позднеюрским-раннемеловым.

Ниже поверхностей выравнивания яйлинских массивов сформированы более низкие ступени рельефа, связанные с эрозионными циклами развития речных долин. В обобщающих работах М. В. Муратова и Н. И. Николаева (1939), Б. А. Федоровича указывается, что в горном Крыму имеет место несколько категорий террас, отличающихся своим происхождением.

Наиболее широко распространены речные террасы, отложения которых имеют хорошую сортировку и окатанность гравийно-галечникового материала. В верховьях долин эти поверхности террас сильно наклонены в сторону русла (имеют очень крутой поперечный профиль), так как перекрыты в присклоновой части делювиальными или делювиально-пролювиальными шлейфами.

Другая категория террас представлена плоскими, заметно наклоненными в сторону речных долин и берега моря (от 0,5 до 3°) поверхностями, срезающими складчатые структуры коренных пород и перекрытыми маломощным покровом щебнистых суглинков делювиально- и аллювиально-пролювиального происхождения. Впервые такие террасы были детально изучены Н. И. Андрусовым (1912) в районе Судака. Н. И. Андрусов назвал их «континентальными террасами», подчеркнув, что покрывающие отложения имеют местный состав мощностью 1—8 м и представлены щебнем с прослоями суглинков и гравия и включениями отдельных крупных валунов. Континентальные террасы образуют хорошо выраженные ярусы, сопоставляющиеся с аллювиальными террасами речных долин. Они распространены на

южном берегу восточного Крыма в притоках главных рек, в придолинных понижениях, в продольных долинах, разделяющих Главную, Внутреннюю и Внешнюю гряды Крымских гор. Формирование их связывается с деятельностью временных потоков, которыми в присклоновые участки долин во время сильных ливней выносился обломочный материал.

Еще одну категорию аккумулятивных образований в горном Крыму составляют поверхности предгорной наклонной равнины, распространенные в пределах северного склона Внешней гряды. Возраст этих поверхностей определяется верхним полиоценом. Они перекрыты хорошо окатанными гравийно-галечниковыми отложениями аллювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. Перечисленные категории террас хорошо сопоставляются друг с другом.

Рисунок речных долин Крыма определяется особенностями морфоструктуры. С северного склона гор стекают и впадают в Азовское море реки: Салгир с притоками Малый Салгир, Бурульча, Биюк-Карасу, а также Индол и др. С северо-западного склона стекают и впадают в Черное море реки Альма, Кача, Бельбек, Черная и др. Реки северного и северо-восточного склонов имеют большую длину, значительные водосборные площади (водотоки постоянны с резким колебанием расходов по сезонам). В их долинах отмечается полная серия террас.

Реки южного склона Крымских гор (Учан-Су или Водопадная, Дерекойка или Быстрая, Авунда, Улу-Узень Западный, Демерджи, Улу-Узень Восточный, Ускуб, Шелен, Ворон, Судак и др.) отличаются незначительной длиной (8—14 км) и небольшими водосборными площадями, маловодностью, большими уклонами. На реках местами образуются водопады: Учан-Су, Головкинского на Западном Улу-Узене, Джур-Джур на Восточном Улу-Узене. Долины рек северного склона имеют в верховьях *V*-образный профиль; в пределах Южной продольной депрессии резко расширяются и формируются надпойменные террасы; при пересечении Внутренней гряды реки вновь образуют каньонообразные участки, получившие название «ворота». В Северной продольной депрессии речные долины имеют выположенный продольный профиль и широкие террасы. При пересечении Внешней гряды происходит небольшое сужение долин. Долины рек южного склона в верховьях имеют вид поро-

Рис. 26. Схема взаимоотношений террасовых уровней в пределах междуречья р. Булганака и р. Альмы на западном побережье Крыма:

1 — отложения среднего миоцена; *2* — отложения VI плиоценовой (кизилджарской) террасы; *3* — галечники V(булганакской) террасы; *4* — аллювий III (судакской) террасы; *5* — аллювий I (садовой) террасы

жистых ущелий, в прибрежной зоне расширяются и утрачивают очертания.

В настоящее время в речных долинах горного Крыма выделяется до пяти плейстоценовых террас. VI терраса (по В. И. Бабаку, 1959) определяется как внедолинная поверхность выравнивания позднеплиоценового возраста. Г. Е. Гришанков (1974) называет этот уровень неогеновой поверхностью выравнивания, а Н. С. Благоволин (1965) — кизилджакской террасой позднеплиоценового возраста (рис. 26). Террасовый уровень прослеживается лучше всего на междуречных пространствах рек Бельбек, Кача, Альма и других в пределах Внешней гряды.

В конце плиоцена — начале плейстоцена в горном Крыму интенсивно протекали эрозионные процессы, способствовавшие формированию расчлененного рельефа. В это время уже обособилась в рельефе Внутренняя предгорная гряда, которая расчленялась долинами крупных рек северного склона.

В конце плиоцена на северном склоне горной системы обособляется Внешняя гряда.

V надпойменная (булганакская) терраса наиболее хорошо развита в верхних частях речных долин на северном склоне Главной гряды и в Южной продольной депрессии. Терраса по времени формирования сопоставляется с чаудинской трансгрессией (ранний плейстоцен). Она сохранилась в рельефе изолированными столовыми останцами, перекрытыми маломощными галечниками. Относительная высота террасы в пределах Внешней и Внутренней гряд около 100 м, а на Главной гряде она увеличивается до 230 м. На отдельных участках Южной продольной депрессии поверхность террасы образует не-

Рис. 27. Схема взаимоотношений карангатских морских отложений с террасовыми уровнями в заливе Копсель близ Судака

высокие междуречные пространства, в которые врезаны речные долины (рис. 27).

IV надпойменная (манджильская) терраса среднеплейстоценового возраста сопоставляется с древнеэвксинской трансгрессией. Она претерпела значительный размыв и сохранилась фрагментарно. Н. С. Благоволин (1974) отмечает, что лучше всего она выражена в Южной продольной депрессии и Северной продольной долине.

За пределами Внешней гряды терраса выражена нечетко и прослеживается останцами, относительная высота террасы изменяется от 40 м в предгорьях до 90 м в Главной гряде (рис. 28).

III надпойменная (судакская) терраса хорошо выражена в речных долинах горного Крыма. По времени образования сопоставляется с карангатской трансгрессией позднего плейстоцена. В строении террасы почти повсеместно прослеживается цоколь коренных пород. Во время формирования террасового уровня происходит накопление судакских желтовато-бурых делювиальных суглинков, которые выполняют древние овраги или залегают на склонах долин. III надпойменная терраса в горном и предгорном Крыму имеет высоту 17—30 м, иногда до 40 м.

Рис. 28. Схема соотношений террасовых уровней в Судакской долине:

I — садовая терраса; II — II терраса; III — судакская терраса; IVa — манджильская терраса, сложенная аллювием; IVб — манджильская терраса, сложенная делювиальными суглинками; V — «Большие столы» И. И. Андрусова

II надпойменная позднеплейстоценовая терраса нечетко выражена в рельефе, чаще всего образует дополнительную ступень на уступе III надпойменной террасы. Терраса обычно цокольная. Высота ее колеблется от 6—7 до 8—10, 18 м, сложена галечниками из слабоокатанных обломков коренных пород, время формирования — вторая половина позднего плейстоцена.

I надпойменная (садовая) терраса образует плоские днища речных долин и развита во всех речных долинах от верховьев до устьев. Терраса аккумулятивная и лишь в пределах Главной гряды цокольная. На Южном берегу Крыма отмечены переходы аллювия первой надпойменной террасы в морские отложения древнечерноморской трансгрессии (голоцен). Высота террасы от 3 до 8 м.

В речных долинах горного Крыма прослеживаются уровни высокой и низкой пойм с соответствующими высотами 2,5 и 1,5 м.

В районе Судака (залив Копсель), Старого Крыма, на склонах массивов Агармыш и Карадаг и в других местах развита система денудационных поверхностей, отделенных друг от друга уступами коренных пород. Это так называемые «континентальные террасы», впервые описанные Н. И. Андрусовым.

Выделяется наиболее высокий и древний уровень «континентальной террасы» («Большие столы») и его аналоги, которые расположены между плиоценовой поверхностью выравнивания и IV надпойменной террасой и датируются раннеплейстоценовым возрастом. Абсолютная высота наиболее древнего уровня континентальной террасы 170—180 и 155—160 м.

Более низкий уровень (манджильская «терраса») образует обширную и сравнительно слабо расчлененную наклонную поверхность в Судакской долине (рис. 28). Хорошая сохранность поверхности позволяет точно определить размах колебаний ее абсолютных отметок: от 130—140 м в предгорьях до 50—60 м в приморской части. В Судакской долине можно видеть тесную связь манджильской «террасы» с IV надпойменной речной террасой, которая имеет древнеэвксинский (среднеплейстоценовый) возраст.

Наибольшую площадь занимает еще более низкий уровень, слабо расчлененный и спускающийся непосредственно в Судакскую долину к морю (судакская терра-

са). Высота террасы изменяется от 80—90 м в предгорьях до 10—20 м у берега моря.

Водно-эрозионные формы. В пределах южного берега Крымских гор Н. С. Благоволин отмечает влияние литолого-климатической зональности на развитие эрозионных процессов. Для участка, расположенного к западу от Алушты, характерны хорошо развитые речные долины с залесенными слабо расчлененными междуречьями. При значительной густоте речной сети временные водотоки имеют на этом участке ограниченное развитие. К востоку от Алушты, напротив, речные долины относительно редки, зато сеть временных водотоков на склонах чрезвычайно густа. Небольшое количество осадков (около 300 мм), безводность территории не способствуют сохранению и развитию растительности. Это привело к формированию вдоль южного склона Главной гряды от Алушты до Феодосии рельефа типа бедленда, чрезвычайно густо и беспорядочно расчлененного, с останцовыми куполовидными возвышенностями.

Своеобразен рельеф Карадагской горной группы, обусловленный чередованием лав и туфов различной устойчивости. Здесь господствуют узкие ущелья, отвесные обрывы, достигающие высоты в несколько сотен метров, зубчатые вершины, увенчанные причудливыми фигурами вследствие выветривания.

Гравитационные формы получили широкое развитие на южном склоне Главной гряды, особенно в ее западной и центральной частях. На этом участке южный склон Главной гряды очень крутой, его формирование обусловлено тектоникой, в частности разломами. Многие авторы отмечают, что следы гравитационных смещений наблюдаются повсюду у подножия скалистых обрывов в виде глыбовых развалов, осыпей и крупных смещенных массивов. Смещенные массивы — это крупные блоки верхнеюрских известняков, нередко спускающиеся к морю в виде гигантской лестницы, сложенной отдельными глыбами (скала Исар, гора Кошка, подножие Ай-Петри у Алупки, мыс Ай-Тодор и др.). Важную роль в формировании смещенных массивов играют разрывные нарушения типа ступенчатых сбросов, параллельных береговой линии.

Горные обвалы и осыпи на южном склоне Главной гряды обычно образуют множество глыб и обломков, что местами приводит к формированию грандиозных «хао-

сов» (например, в Алупке, у подножия мыса Айя). Некоторые обвалы древние. Возможно, они были вызваны сильными землетрясениями. Основной же причиной их образования являются интенсивно протекающие на крутых скалистых склонах процессы физического выветривания, усиливающиеся трещиноватостью горных пород. Значительные обвалы известны на западных склонах массива Демерджи, где сорвавшиеся вниз угловатые глыбы конгломератов образуют причудливое нагромождение скал. Накопление каменных глыб встречается и во многих других местах у подножия обрывистых стенок яйлы и некоторых скалистых горных массивов (Аюдаг, Карадаг). Широкое распространение получили нагромождения мелких обломков выветривания, образующих целые плащи наносов по склонам Главной гряды.

Оползневые формы. Для рельефа Южного берега Крыма важное значение имеет оползневая деятельность. Формируются оползни чаще всего вдоль берега моря, но отмечены они также на склонах речных долин, сложенных глинистыми сланцами. Возникновение оползней связано с участками распространения водоупорных глинистых пород таврической формации, абразией, хозяйственной деятельностью человека (подрезками склонов при их усвоении, искусственным переувлажнением отдельных участков склона).

Оползневые процессы развиваются на склонах с крутизной от 15° и больше, реже на склонах с крутизной 10—15°. Различаются оползни древние, находящиеся в стабильном состоянии, и современные, активно действующие. Древние оползни приурочены к междуречным пространствам, современные — к пониженным участкам склонов. Мощность древних оползневых накоплений достигает 70—110 м, современных — 25 — 30 м. Оползневые накопления обводнены, наибольшая обводненность наблюдается в местах повышенного содержания крупнообломочного материала. Питание оползневых накоплений происходит трещинно-карстовыми водами и атмосферными осадками, чему способствуют наличие шлейфа глыбового навала у подножия верхнеюрских отложений, распашка склонов, суглинисто-щебенистый состав антропогеновых отложений. Плоскостями скольжения оползней служат поверхности выветрелой зоны сланцево-песчаниковых пород или древнеоползневых накоплений.

К противооползневым мероприятиям относятся: регу-

лировка поверхностного стока; активное строительство морских берегоукрепительных сооружений; укрепление русел рек; выполаживание (террасирование) склонов; сооружение различных дренажных устройств.

Наиболее часто развиваются современные оползни в нижней части склонов, где пораженность ими достигает 25 %.

Количество оползней уменьшается с запада на восток. Такому распределению оползней способствует большая интенсивность новейших тектонических движений на юго-западе Крымского побережья по сравнению с его восточной частью.

Сели. В развитии флювиальной морфоскульптуры горного Крыма значительная роль принадлежит селевым потокам. Возникновению селей способствуют наличие легко разрушающихся в процессе выветривания сланцев и песчаников таврической серии, верхнеюрских конгломератов, меловых мергелей; разреженность растительного покрова, а в ряде мест — его отсутствие; малое количество осадков и выпадение их в виде ливней; значительные энергии рельефа и густая эрозионная сеть, а также на некоторых участках нерациональное хозяйственное освоение территории.

Наиболее селеактивные бассейны рек в юго-восточной части горного Крыма (к востоку от Алушты до Судака), юго-западная часть Крымских гор относится к категории средней селеактивности и располагается к западу от Ялты, северная часть горного массива отличается слабой селеактивностью и охватывает верховья долин Альмы, Качи и Бельбека.

Селевые потоки Крыма относятся к типу водокаменных. По динамическим свойствам селевые потоки относятся к категории текучих, турбулентных. Скорость такого потока почти не отличается от скорости чисто водного потока и достигает 1,2—4 м/с.

В Крыму разработан и внедряется комплекс противоселевых сооружений (строятся каменные стенки в руслах балок и оврагов, ливнеотводы, углубление и расчистка русел, сооружаются земляные плотины и запруды в руслах балок и оврагов, террасируются и засаживаются лесом горные склоны).

Карстовые формы. Яйлинские массивы Крымских гор — край классического голого (средиземноморского) карста. Это одна из наиболее известных карсто-

вых территорий нашей страны. На поверхности верхнеюрских легко карстующихся известняков сформировались самые разнообразные формы карстовой морфоскульптуры: карры, борозды, струйчатые рытвины, воронки, колодцы, шахты, понеры, карстовые долины, полья, закарстованные трещины, пещеры и пр. Насчитывается несколько тысяч крупных карстовых воронок. В недрах яйлинских массивов известно более 500 карстовых полостей, в том числе Красная пещера (Кизил-Коба, длина свыше 12,5 км), карстовые шахты «Каскадная» на Ай-Петри (глубина 246 м) и «Молодежная» на Карабиялле (глубина 261 м). С площадями развития карстующихся верхнеюрских известняков связано интенсивное поглощение поверхностных вод, повсеместное развитие суходолов. На склонах и у подножия яйл, где толщи известняков подстилаются водонепроницаемыми породами (песчаниками, конгломератами и сланцами средней и нижней юры), атмосферные воды, проникающие в глубину массивов, выходят в виде мощных источников, иногда целых подземных рек (река Салгир, берущая начало из карстового источника Аян, р. Черная и др.). Почти все реки Крымских гор питаются глубинными карстовыми водами. Карстовые источники отмечены и под уровнем моря в районе мыса Айя. Таким образом, яйлинские массивы являются мощными естественными конденсаторами влаги.

Широкое развитие карстовых процессов на яйлинских массивах началось после выхода верхнеюрских известняков из-под уровня моря — в конце палеогена-неогене. Н. С. Благоволин отмечает, что этот процесс мог начаться еще в раннем мелу (к этому времени относится начало периода континентального развития Главной гряды). Более крупные эрозионно-карстовые котловины расположены на верхнем более древнем плато яйл; на нижнем плато широко распространены более мелкие карстовые формы: карры, воронки, колодцы и пр.

Трещиноватость известняков, их большая мощность, наличие поверхностных зон дробления и разрывов в известняках способствовали развитию карста в глубину и формированию глубинных систем карстовых шахт, пещер, туннелей, по которым циркулируют подземные воды. Крупные формы подземного карста — пещеры — наиболее полно выражены на Чатырдаге, Караби-яйле, Ай-Петринской и Долгоруковской яйлах.

Морские террасы имеют ограниченное распространение на побережье горного Крыма и наблюдаются в основном в его восточной части. Достоверно установлена только самая молодая, *голоценовая (древнечерноморская)* терраса, получившая почти повсеместное распространение, за исключением активно абрадируемых участков берега. Терраса сложена слоистыми и скрытослоистыми песками с галькой мощностью 1,5—2 м. Залегают отложения на цоколе коренных пород, обработанном абразией. Примерно одинаковая высота террасы (3—4 м) в разных структурных условиях свидетельствует о близких или одинаковых скоростях тектонических движений в горном Крыму за последние 3—4 тыс. лет.

Позднечетвертичная карангатская терраса расположена фрагментарно; она фиксируется западнее Феодосии, а хорошие обнажения отмечаются в районе Судака и пос. Новый Свет, где они образуют террасу высотой 10—12 м. Фрагменты террасы описаны П. В. Федоровым в районе бухты Ласпи на высоте 4 м. Сложена терраса чаще всего рыхлыми песчаными ракушечниками, песками, часто с прослоями гравия и рыхлого раковинного детритуса, местами они плотно сцементированы.

Контрольные вопросы, задания. 1. Назовите основные орографические единицы Крымских гор и особенности их строения. **2.** Перечислите синклинории и антиклинории горного Крыма и объясните инверсионное выражение в рельефе этих структур. **3.** Назовите основные морфоструктуры горного Крыма и особенности их образования. **4.** Перечислите основные поверхности выравнивания горного Крыма и укажите время их формирования. **5.** Под влиянием каких процессов формировалась морфоскульптура горного Крыма?

КЕРЧЕНСКАЯ РАВНИНА

Керченская равнина расположена на одноименном полуострове к востоку от Крымских гор и простирается с запада на восток на 85—100 км, с севера на юг — на 20—54 км. С севера, востока и юга равнина омывается водами Азовского и Черного морей. Береговая линия полуострова имеет относительно простые очертания и создана чередованием обширных заливов, врезающихся в глубь суши на 12—15 км (Арабатский, Казантипский, Феодосийский) и скалистых мысов, выступающих далеко в море (Казантип, Зюк, Чауда и др.).

Рельеф Керченского полуострова представляет собой всхолмленную равнину с абсолютными высотами,

не превышающими 185 м. Небольшие поднятия эллипсоидальной и вытянутой формы чередуются с понижениями. В прибрежной зоне расположено много соленых озер. Наиболее крупные из них Акташское, Чокракское, Чурубашское, Тобечикское, Узунларское. На морском побережьи Керченского полуострова выделяются участки обрывистых абразионных и аккумулятивных низменных берегов с песчано-галечными и песчано-ракушечными пляжами, косами и пересыпями. На обрывистых склонах развиты оползни с хорошо выраженными в рельефе стенками срыва и оползневыми телами, местами террасированными.

Поверхность Керченской равнины можно разделить на две части: юго-западную и северо-восточную, резко отличающиеся по строению рельефа. Граница между ними проходит по сложенному известняками Парпачскому гребню, идущему от с. Владиславовки на восток до с. Марфовки и далее с изгибом на юг к мысу Опук. В орографическом отношении гребень представляет собой увал с пологим северным (до 10—15°) и крутым южным и западным склонами (до 20—35°).

К югу от Парпачского гребня расположена Юго-Западная равнина с высотами от 25—30 до 100—110 м. В рельефе равнины выделяются пологие возвышенности и отдельные холмы с высотами 100—150 м (Дюрмень, Джаутепе, Опук и др.), разделенные плоскодонными понижениями, занятыми солончаками, подами. Поверхность равнины покрыта лессовидными суглинками.

К северу и востоку от Парпачского гребня простирается холмисто-грядовая равнина, состоящая из невысоких эллиптических в плане холмов высотой до 180 м, сложенных известняками, и из разделяющих их понижений.

МОРФОСТРУКТУРА

Строение морфоструктуры в пределах Керченской равнины неоднородно. Юго-западная часть территории геоструктурно соответствует периклинальному замыканию крымского мегантиклинория, сложена породами майкопской серии, которые образуют ряд крупных сжатых складок. Вследствие исключительного литологического однообразия майкопских глин складки совершенно не выражены в рельефе (рис. 29).

Рис. 29. Схематическая тектоническая карта Керченского полуострова (по А. Д. Архангельскому, А. А. Блохину, В. В. Меннеру, С. С. Осипову, М. И. Соколову, К. Р. Чепикову, М. В. Муратову и др., 1969):

1 — меловые и эоценовые отложения; *2* — ядра антиклинальных складок, сложенные майкопской свитой; *3* — средний миоцен; *4* — верхний миоцен; *5* — плиоценовые и четвертичные отложения синклиналей; *6* — оси антиклиналей; *7* — оси синклиналей; *8* — сбросы

Северная и юго-восточная части равнины расположены на южном крыле Индоло-Кубанского прогиба и на поперечном Керченско-Таманском прогибе. В геологическом строении этой территории наряду с майкопской серией участвуют средне- и верхнемиоценовые и плиоценовые отложения, дислоцированные в системы складок широтного и северо-восточного простирания. Майкопские отложения выступают на поверхность только в ядрах антиклиналей, крылья которых сложены породами миоцена (мшанково-рифовые известняки). Синклинали выполнены образованиями плиоцена. Граница между указанными морфоструктурами выражена моноклинально залегающими слоями среднего миоцена Парпачского гребня.

Предполагается, что в тектоническом отношении моноклинальный гребень Внешней гряды Крымских гор и Парпачский гребень заложены вдоль линии глубинного разлома, отделяющего Крымский мегантиклинорий от Скифской плиты.

В пределах Керченской денудационной равнины на основании морфоструктурных различий выделяются Юго-Западная аккумулятивно-денудационная равнина и Центрально-Керченская пластовая и пластово-аккумулятивная холмистая равнина.

В пределах Юго-Западной аккумулятивно-денудационной равнины развита наиболее древняя складчатость раннемиоценового возраста. Вследствие литологического однообразия пород складчатые структуры не получили отражения в современном рельефе. Только некоторые антиклинальные складки, в ядрах которых выходят отложения верхнего мела или эоцена, выделяются в рельефе валообразными возвышенностями (мыс Карангат, г. Дюрмень, г. Актюбе). Кроме того, осевые части антиклиналей сопровождаются немногочисленными грязевыми вулканами и связанными с ними вдавленными синклиналями.

О том, что складчатые структуры Юго-Западной равнины сформировались в конце олигоцена или в самом начале миоцена, свидетельствует тот факт, что здесь миоценовые и плиоценовые отложения встречаются лишь в виде очень небольших останцев, лежащих несогласно на сильно дислоцированных и размытых отложениях майкопской серии.

С севера и востока Юго-Западная равнина окаймлена Парпачским гребнем, который в структурном отношении

представляет собой моноклиналь, сложенную среднемиоценовыми и плиоценовыми (сарматскими) отложениями, залегающими обычно с размывом на верхнемайкопских глинах, слагая крыло и восточное периклинальное замыкание Крымского мегантиклинория. Мощность отложений среднего миоцена в пределах гребня невелика и представлены они мелководными прибрежными осадками: разнообразными детритусовыми, водорослевыми, песчанистыми известняками, песками, песчаниками и галечниками, мергелями. Состав отложений свидетельствует о том, что они формировались вблизи береговой линии. Породы, слагающие гребень, падают под углами 10—15° на север, а на востоке — на северо-восток.

В пределах Центрально-Керченской пластовой и пластово-аккумулятивной холмистой равнины преобладает миоценовая и плиоценовая складчатость. Непосредственно к северу от Парпачского гребня развита система овальных в плане брахиантиклинальных структур, хорошо выраженных в рельефе, сгруппированных в пять антиклинальных зон и разделенных обширными синклинальными мульдами. Ориентировка структур субширотная. Складки северной части Керченской равнины сформированы в пределах южного борта Индоло-Кубанского прогиба. В строении антиклиналей принимают участие породы олигоцена и миоцена, в синклинальных прогибах развиты верхнеплиоценовые и антропогеновые отложения (см. рис. 29).

К востоку от Парпачского гребня также располагается несколько брахиантиклинальных складок, объединяющихся в две антиклинальные зоны северо-восточного простирания. Главными элементами структуры этого участка являются Аршинцевская (Камышбурунская) и Героевская (Эльтигенская) плоские синклинали, хорошо известные как главные железорудные месторождения Керченского полуострова, заполненные толщей пород мэотического, понтического и киммерийского ярусов.

Значительную роль в развитии морфоструктуры равнины играет грязевой вулканизм. Наибольшая активность грязевого вулканизма приходилась на миоцен — начало плиоцена, а в среднем и позднем плиоцене началось его угасание. Проявление грязевого вулканизма связано с фазами интенсивной тектонической деятельности. Общее число конусов грязевых вулканов достигает 33 (рис. 30). Морфологически грязевые вулканы представлены двумя

Рис. 30. Схема расположения грязевых вулканов Керченского полуострова (Геология СССР, т. VIII, 1969)

основными типами: 1) различной высоты холмами и 2) овальными впадинами с плоским дном (сопочные поля). В зависимости от густоты изливающейся грязи вулканы первого типа имеют форму либо относительно высокого (до 50 м над окружающей местностью) усеченного конуса с крутыми склонами (вулканы Джаутепе, Актюбе, Джанкойский), либо овальной плосковершинной пологой возвышенности (вулканы Ново-Шепетеевский, Солдатский и др.). К вулканам второго типа относятся Булганакский, Тарханский и др. На плоской поверхности сопочных полей этих вулканов развит микрорельеф в виде мелких сальз, грифонов, озер, грязевых чечевиц и т. д.

Грязевые вулканы несут на себе многочисленные дочерние грязевые сопки, грифоны которых служат источниками выхода на поверхность газов, минерализованных вод и грязи. Форма и размеры сопок и грифонов очень разнообразны.

Грязевые вулканы приурочены в основном к так называемым «вдавленным синклиналям». «Вдавленные синклинали» представляют собой просадочные депрессии, образовавшиеся на поверхности в виде небольших впадин, которые возникли в результате выноса из глубины материала и компенсировали недостачу вещества на глубине, возникшую при деятельности грязевых сопок.

Грязевой вулканизм связан с наличием углеводородных газов, образующихся в майкопских глинах. Майкопские глины, тектоническими процессами раздробленные в брекчию трения и разжиженные грунтовыми водами, выбрасываются на поверхность накапливающимися на глубине газами.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

В пределах Керченской денудационной равнины получили распространение древние поверхности выравнивания, которые в своем развитии связаны с соответствующими

морфоструктурными комплексами. В формировании денудационных поверхностей Керческого полуострова большое значение имела абразия. Н. С. Благоволин (1974) выделяет несколько уровней денудационных поверхностей. Наиболее древний денудационный уровень (средне- и позднемиоценовый) развит на юго-западе полуострова (абразионная равнина). Эта поверхность испытывала лишь незначительные деформации ввиду малой активности молодых дифференцированных тектонических движений. В северной и восточной частях полуострова отдельными участками сохранилась позднесарматская (позднемиоценовая) абразионная поверхность, срезающая вершины эллипсоидальных гребней и имеющая отметки 130—150 м. Ниже расположен уровень рифов, сложенных нижнемэотическими мшанковыми известняками рифов высотой 90—100 м. Получили развитие также полигенетические аккумулятивные, преимущественно делювиальные равнины с высотами 30—45 м. Возраст этого уровня определяется как послекарангатский (позднеплейстоценовый и голоценовый).

Морфоскульптура Керченской равнины подразделяется на флювиальную, гравитационную, абразионную и другие.

Флювиальные формы, представленные овражно-балочной сетью, в разных частях Керченского полуострова чаще всего обусловлены возрастом морфоструктур, в пределах которых они оформились. Морфология овражно-балочных форм определяется литологией горных пород и аридностью климата. По глубине вреза и строению балочного аллювия выделяются балки двух типов: 1) глубокие, длинные, сложно разветвленные, терасированные с переуглубленными устьевыми врезами и с озеровидными расширениями в низовьях; 2) относительно короткие и молодые балки без следов переуглубления в устьевой части. Балки первого типа развиты на Черноморском и Азовском побережьях и являются наиболее крупными древними эрозионными системами Керченского полуострова. Это балки Качикская, Узунларская, Тобечикская. Балки этого типа рассекают карангатскую морскую террасу и имеют более молодой (позднеплейстоценовый) возраст.

Балки второго типа наиболее типичны для Юго-Западной равнины. К ним относятся балки Черная, Наиманская, Песчаная, Мошкарева и др. Длина балок не

превышает 6—8 км, склоны крутые, местами почти отвесные, дно плоское, выделяются 1—2 террасы. Дно балок, врезанное в коренные породы, привязано непосредственно к современному уровню моря. Заложение балок этого типа связано с современным этапом развития рельефа и с современным уровнем моря.

Широко распространены овраги и мелкие эрозионные формы, среди которых в зависимости от возраста и морфологии выделяются первичные овраги высоких абразионных берегов Черного и Азовского морей и вторичные (донные) овраги. В зависимости от литологии прорезаемых пород первичные овраги имеют асимметричный поперечный профиль в моноклинально залегающих устойчивых породах и V-образный профиль в однородных рыхлых породах. На обвально-оползневых берегах формируются овраги со ступенчатым деформированным продольным профилем.

Вторичные овраги врезаны в днища древних плоскодонных балок, имеют V-образную, местами трапециевидную форму поперечного профиля. Развитие оврагов этого типа связано с преобладающими поднятиями Керченского полуострова в современную эпоху и, вероятно, с некоторым падением уровня моря по сравнению с максимумом древнечерноморской трансгрессии. Овраги глубоко врезаются в коренные породы, так как они унаследовали обширные водосборные бассейны, принадлежащие балкам.

Гравитационные формы. На крутых побережьях Керченского полуострова широкое распространение получили оползни и обвало-оползни. Приурочены они в основном к участкам, сложенным глинами и суглинками, реже встречаются на участках берегов, сложенных плотными известняками, отсутствуют в местах развития мшанковых рифов. Выделяют оползневые формы древние и современные.

Формирование оползневых форм рельефа связывают в основном с геологической деятельностью грунтовых вод и наличием водоупорных горизонтов.

Обвально-оползневые формы развиваются там, где интенсивно абрадируемый высокий берег сложен суглинками, образующими вертикальные столбчатые отдельности, и где в береговом обрыве выходят плотные породы (известняки, ракушечники, песчаники), подстилаемые легко размываемой глинистой толщей.

На берегах Керченского полуострова получили распространение морские антропогеновые террасы, а также современные косы, пляжи, пересыпи. Наиболее древней из морских террас является раннеантропогеновая (позднечаудинская) близ мыса Чауда. Она сложена песками, песчаниками, песчаниковыми известняками с многочисленной галькой. Позднечаудинские отложения залегают на глинах олигоценового возраста на высоте 20—25 м над уровнем моря, мощность их около 7 м.

Среднеплейстоценовая древнеэвксинско-узунларская терраса сформирована в районе Узунларского, Коящского, Чокракского, Акташского озер, на севере Тобечикского озера и расположена на высоте 8—9 м. Сложена терраса глинистыми песками, песчаниками и детритусовыми известняками с отдельными линзами и прослоями галечников.

Позднеплейстоценовый карангатский террасовый уровень распространен в прибрежной полосе от Узунларского озера до мыса Карангат в районе Феодосии. Высота его колеблется от 3 до 8 м. Отложения карангатской террасы сложены песчаными ракушечниками, песками с прослоями гравия и рыхлого раковинного детритуса, местами плотно сцементированы. Они содержат обильную фауну моллюсков.

Среднеголоценовая древнечерноморская терраса имеет высоту 2—3 м. Терраса соответствует наивысшему уровню древнечерноморского бассейна и образовалась более 3000 лет назад. Во время максимума трансгрессии море вторглось в устья многочисленных долин и балок и образовало ряд заливов, которые в настоящее время отделены от моря пересыпями и превращены в соленые озера (озера Качик, Узунларское, Коящское, Тобечикское и др.).

Керченская денудационная равнина в настоящее время отличается высокой динамичностью рельефа. Современные тектонические движения положительного и отрицательного знака отчетливо проявляются во многих морфоструктурах. Интенсивно протекают процессы эрозионного расчленения на участках молодых поднятий (Юго-Западная равнина и др.).

Абразионные формы. Интенсивно проявляются абразионно-аккумулятивные процессы на морских побережьях. В течение последних 5—6 тыс. лет возникли глубоко врезающиеся в сушу Феодосийский и Казантип-

ский заливы. Участки морской аккумуляции имеют ограниченное распространение. К ним относятся Чурубашская коса, пересыпи Чурубашского, Тобечикского, Чокракского, Акташского, Качикского, Узунларского и Кояшского озер.

На Керченском полуострове в восточной части расположены залежи железных руд. Они залегают в замкнутых синклинальных мульдах и представлены оолитовыми бурыми железняками (лимонитом).

Разведаны также небольшие залежи самородной серы, гипса, асфальта и пр., славится полуостров минеральными солями многочисленных соляных озер. Из этих озер добываются поваренная соль, глауберовая соль, хлористый магний, калийные соли, бром, лечебные илы.

Знаменит Керченский полуостров и строительными материалами — белым ракушечником, или «керченским камнем».

Контрольные вопросы, задания. 1. Назовите основные морфоструктурные единицы Керченского полуострова и время их образования. 2. Каковы причины вулканизма Керченского полуострова? 3. Перечислите основные экзогенные рельефообразующие процессы. 4. Дайте сравнительную характеристику рельефа юго-западной и северо-восточной частей Керченского полуострова.

ШЕЛЬФ И БЕРЕГА ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Черноморская впадина входит южной своей частью в состав Крымско-Кавказской страны Альпийско-Гималайского эпигеосинклинального пояса (дно и борта центральной части) и северной частью в провинцию полигенных равнин Украины, где выделяются две области: Северо-Западного Черноморского шельфа и Азовского моря. Области лежат на месте склона докембрийского Украинского щита и эпигерцинской (Скифской) платформы, а также — Крымско-Таманской подобласти Крымско-Кавказской шельфовой области.

По представлениям О. К. Леонтьева, Черноморская впадина относится к типу глубоководных средиземноморских впадин — «окон» субокеанической коры, сохранившихся в наиболее значительных впадинах древнего океана Тетис.

Геоморфология впадины Черного моря, его шельфовой зоны и берегов в пределах УССР хорошо изучена в последние годы благодаря работам ученых АН УССР и различных ведомств.

МОРФОСТРУКТУРА

В морфоструктурном отношении Черное море имеет все элементы, характерные для морей глубоководного океанического типа: шельф, материковый склон и ложе. Их морфология в значительной мере определяется тектоническим строением. Здесь необычно расширяется или необычно сужается, местами даже исчезает, мелководная часть акватории — шельф, имеющий ширину от 0,01 до 1—200 км и ограниченный обычно изобатой 100, реже 120 м. Он представляет собой затопленную морем морфоструктуру — низменную равнинную сушу.

Шельф ограничен материковым склоном, располагающимся обычно до глубин 2000 м, реже 1800 — 1900 м. На северо-западе этот склон имеет большую крутизну, в среднем порядка 6—10°, и довольно сильно расчленен, за исключением восточной части района. У берегов Крыма крутизна склона составляет до 20°—30°, он оборван, как и шельф, сбросовыми уступами (материковый склон у мысов Айя, Людаг, юго-восточный Крым, от Алушты до мыса Меганом).

Рассматривая рельеф дна в пределах шельфа, следует отметить, что здесь находят продолжение основные тектонические структуры суши и строение земной коры ближе к платформенному типу, чем к океаническому, свойственному ложу моря: общая мощность земной коры на шельфе достигает 35—40 км при суммарной мощности гранитного и базальтового слоев 25—30 км.

Тектонические структуры определяют основные особенности дна шельфа (см. рис. 18). По данным Г. Н. Доленко и др. (1985), здесь отмечаются следующие структурные зоны, отраженные в рельефе дна. На севере — это крупные структуры Придобруджинского и Северо-Крымского прогибов, с которыми связаны шельфовые равнины северной части мелководья. Южную зону шельфа расчленяют локальные поднятия. Килийско-Змеиное поднятие охватывает дельту Дуная и акваторию с островом Змеиным, на севере оно лежит в зоне шельфа, где ограничено субширотным флексурным перегибом, идущим от оз. Сасык в акваторию Черного моря до меридиана Одессы. К востоку от него расположено Черноморское поднятие, также представляющее крупную структуру (80×30 км) субширотного простирания, расположенную в области перехода от шельфа к континентальному склону. Оба ука-

занных поднятия разделены Одесским субмеридиальным разломом. В прикрымском участке шельфа выделено Каламитское поднятие, изученное только геофизическими методами. Оно граничит на востоке с Альминской впадиной, участвующей в формировании шельфа у западных берегов Крыма. Указанные структуры имеют вид блоков, разделяемых разломами (Фрунзенско-Арцизским, Одесским, Криворожско-Евпаторийским). Таким образом, неровности дна южной части шельфа морфоструктурно обусловлены.

Северная, наиболее мелководная, зона шельфа, состоящая из Придобруджинской и Северо-Крымской впадин, осложнена многочисленными локальными структурами. В Придобруджинской впадине эти структуры группируются в цепочки северо-западного простирания, а в Северо-Крымской впадине — в цепочки субширотного простирания. Особенностью Северо-Крымской впадины является сосредоточение локальных структур в центральной и южной ее частях, где они часто отражены в рельефе дна шельфа.

Впадина Азовского моря, представленная морфоструктурно лишь мелководьем, в то же время имеет сложное морфоструктурное расчленение. Северо-Крымский прогиб через перемычку в районе косы Бирючий Остров сменяется сравнительно неглубоким и узким Северо-Азовским прогибом. Оба эти прогиба хорошо отражены в поверхности фундамента и как бы представляют одну структуру, что еще раз подчеркивает морфоструктурное единство северо-западного шельфа Черного моря и мелководья Азовского моря. На юге Северо-Азовский прогиб ограничен главным Азовским нарушением, которое в майкопских и более молодых слоях, а также в рельефе не прослеживается. Здесь же отмечены невыраженные в рельефе локальные поднятия. Майкопские и более молодые отложения образуют в этой зоне моноклиналь, наклоненную к югу. В акватории Азовского моря по структуре фундамента выделяют также Азовский вал (примерно середина акватории), Южно-Азовскую ступень и Индольский прогиб, вытянутые полосами субширотного простирания. Наибольшие глубины фундамента составляют 2000 м (Г. Н. Доленко и др., 1985).

Современные движения земной коры имеют существенную рельефообразующую роль, обусловливая характер геоморфологических процессов берегов и дна Черного

моря. Эти движения согласуются с рельефом нижнего структурного этажа: сообразно погружению кровли кристаллического фундамента с севера на юг скорости поднятий постепенно уменьшаются, сменяясь опусканиями. В зоне побережья опускания проявляются по-разному в зависимости от морфоструктурного положения и в среднем составляют от —0,5 до —1,8 мм/год. Интересно, что цифра максимального погружения в районе Одессы (—5,2 мм/год) справедливо оспаривалась учеными (Н. С. Благополин и др.) в связи с расположением города в пределах оползневого блока и влиянием на эти опускания экзотектоники. Как и на соседних участках, скорости современных опусканий на территории Одессы оказались равными — 1,1, в дельте Дуная — 1,8, у Очакова —0,9 мм/год.

МОРФОСКУЛЬПТУРА

Одним из факторов формирования рельефа шельфа являются физико-географические условия, создающие наряду со структурными и литологическими факторами морфоскульптуру мелководья. Величина атмосферных осадков в жидком виде меняется с запада на восток от 200—320 мм на северо-западе до 415 мм на востоке в районе Керчи. Наряду с прочими факторами это способствует усилению размыва берегов в восточной более влажной подзоне территории области, в частности, Керченского полуострова, где среднегодовые скорости абразии 0,5 м/год против 0,1 м/год в сухостепной зоне на западе. Исключение представляет горный Крым, где большое количество атмосферных осадков не вызывает усиления абразии благодаря более прочному составу горных пород (скорости абразии здесь в среднем 0,01—0,03 м/год).

У северо-западных берегов, где море замерзает лишь в холодные зимы, в абразионном разрушении сказываются подрезание берега льдом и процессы термоабразии. Установлено, что скорости термоабразии в Северо-Западном и Керченском районах (мыс. Бурнас, пос. Железный Порт, п-ов Домузгла) в суровые зимы возрастают в 2,5—4 раза по сравнению с обычными по климатическим условиям зимами. Влияние бризовых ветров, направление которых зависит от конфигурации береговой линии, существенно.

В значительной мере влияет на формирование шельфа морей речной сток. Твердый сток рек — поставщик

материала для морской аккумуляции наряду с такими факторами, как абразия берега, эоловый привнос и пр. Влияние рек неодинаковое на отдельных участках шельфа. Вместе с берегоформирующим влиянием приносимых ими горных пород от него зависит чередование абразионных и аккумулятивных типов берегов.

В зависимости от сочетания геоморфологических процессов (абразии, аккумуляции) и геологического строения (состава горных пород) материал, поступающий в береговую зону, дифференцируется на наносы волнового и неволнового поля. Материал волнового поля остается у берегов, а неволнового — перемещается на глубину.

Ю. Д. Шуйский и М. Ф. Ротарь (1975) сделали подсчет годового объема наносов волнового и неволнового полей на основании гранулометрического состава наносов, учитывая морфологию и скорость отступания активных клифов. Наибольшее поступление материала в береговую зону происходит на участках развития песчанистых лессовых пород и плиоценовых песков.

Установлена значительная роль эоловой аккумуляции в формировании морских аккумулятивных форм рельефа за счет наносов неволнового поля. Преобладающие северные и северо-восточные ветры сдувают частички горных пород с побережья в море: до 3—5 тыс. м^3 с 1 км длины берега в месяц. Этот эффект достигается при ветрах 8—12 м/с (значительне ветры ($\geqslant$15 м/с) составляют в год до 35 дней).

Существенными являются также биогеоморфологические процессы — поступления в морские отложения биогенных комплексов (фауны и флоры). В составе ряда аккумулятивных форм рельефа преобладает раковинный детрит (Арабатская Стрелка, подводные склоны Днестровской, Шаганской и Донузлавской пересыпей); образование зарослей тростников, водорослей, особенно в связи с антропогенным изменением течений рек и морских течений, способствует созданию биогенных берегов (Днепровский и Днестровский лиманы).

Особенности гидрологического режима Азовского моря определяются его изолированностью, небольшими глубинами, значительным объемом воды, приносимой реками (Кальмиус, Миус, Дон, Кубань и др.), водообменом с более соленым Черным морем и направлением господствующих ветров. В формировании дна и берегов значительное влияние оказывают течения.

Описание рельефа дна шельфа Черного моря на территории УССР на основе новейших исследований, включая эхолотную съемку, подводные аппараты и пр., приведено в «Геологии шельфа УССР» (1982, 1984, 1986). В формировании столь обширного шельфа главным являлись длительные тектонические опускания, происходившие ритмично, с чередованием трансгрессий и регрессий. Благодаря этому аккумулировавшиеся рыхлые отложения трансгрессий лежат в основном на дне моря. Выделяются подводные морские террасы, имеющие вид плоских равнин, отделяемых друг от друга хорошо прослеживаемыми уступами, которых насчитывают шесть. Действие тектонического фактора усматривается также в создании крупных неровностей — приподнятых и пониженных зон, особенно в центральной и восточной областях шельфа, где существует четкая зависимость простирания этих неровностей от структур субмеридионального простирания, установленных геофизическими методами (поднятия Килийско-Змеиное, Черноморское, Каламитское).

Значительным является также влияние континентальных факторов: эрозионно-аккумулятивная деятельность рек, чередование на севере Восточно-Европейской равнины ледниковых и межледниковых эпох.

Ряд авторов считает, что рельеф мелководья на внутренней окраине шельфа в зоне волнового воздействия обусловлен исключительно процессами морской абразии и аккумуляции, формировался в условиях быстрого затопления приморских низменностей континентального происхождения и переработки их рельефа абразионно-аккумулятивными процессами (Н. С. Благоволин, В. П. Гончаров). Абразионные уступы на глубинах 100—110 м связывают с эпохой максимальной регрессии, между карангатской и сурожской трансгрессиями (40—32 тыс. лет назад), а рельеф дна шельфа был выработан во время сурожской и последующей черноморской трансгрессий. Эти авторы, не отрицая роли тектонических опусканий, имевших место на шельфе, главную роль отводят эвстатическим колебаниям уровня моря.

Как отразились события антропогена Черного моря в рельефе дна его шельфа? По данным эхолотирования и бурения дна мелководья и анализа космических снимков Черного моря А. А. Абашин, В. И. Мельник и О. Г. Сиденко (1982) выделяют фиксируемые на геоморфологических картах морского дна абразионно-аккумулятивные

Рис. 31. Геоморфологическая схема северо-западной части шельфа Черного моря (по А. А. Абашину, В. И. Мельнику, О. Г. Сидепко, 1982):

1 — береговая линия; фотомаркирующие горизонты: *2* — эрозионных долин и каньонов, *3* — аккумулятивных тел, *4* — предполагаемых локальных тел; границы террас: *5* — предположительно ранненовоэвксинской, *6* — предположительно средненовоэвксинской, *7* — предположительно поздненовоэвксинской, *8* — древнечерноморской, *9* — линеаменты

террасы: ранненовоэвксинскую, средненовоэвксинскую, поздненовоэвксинскую и раннечерноморскую (рис. 31). Они расположены в последовательности: чем глубже, тем древнее. Более древние из террас погребены и не участвуют в формировании рельефа дна, а более молодую поздненовочерноморскую, выделяемую рядом исследователей, отмечают в пределах суши, так как уровень моря, по их мнению, был тогда на 2—3 м выше современного.

Тыловой край *ранненовоэвксинской террасы* лежит на различных глубинах шельфа благодаря молодым тектоническим движениям: 110 м в районе Керченского полуострова; 90 м в центральной части Крымского южного побережья, где терраса подходит близко к берегу; 160—

200 м у западных берегов. Эти деформации в общем увязываются со структурами, выделяемыми на тектонической карте (см. рис. 18). Террасу слагают в основном осадки прибрежной зоны: мелкозернистые пески с прослоями алевритов, илов и глин, покрытые более глубоководными осадками.

Средненовоэвксинская терраса фиксируется между изобатами 60 и 45 м, у берегов Тарханкутского полуострова она сужается и выклинивается. Севернее ее границы в пределах шельфа бурением обнаружены эрозионные врезы, выполненные аллювием, базисом эрозии которым служил уровень поверхности террасы. Сложена терраса лиманно-морскими алеврито-глинистыми фациями. На ее поверхности отмечены песчаные формы рельефа относительной высотой до 5 м.

Поздненовоэвксинская терраса в основном аккумулятивная, отмечена еще севернее, ближе к береговой линии моря. Ее северная граница как бы повторяет современную конфигурацию берега, но на удалении от него на десятки километров. Развита она на шельфе Северного Причерноморья, в дельте Дуная, у западных берегов Крыма.

В начале древнечерноморской трансгрессии произошло затопление аллювиально-дельтовых равнин северо-западного шельфа Черного моря и дна Азовского моря, и на этих равнинах возникла морская терраса. Море проникало в устья долин и балок, создав бухтовый (риасовый) тип берегов (Западный Крым, побережье Керченского полуострова, Одесский залив). Значительное влияние на берега оказала абразионная деятельность (хорошо сохранились в рельефе абразионно-аккумулятивные берега в Западном Крыму). Происходило выравнивание берегов, приобретающих конфигурацию, сходную с современными.

Голоценовая черноморская терраса на побережьи Черного моря обнаружена в ряде мест. В Восточном Крыму (Рыбачье, Малореченское) ее высота 3—4 м, здесь на коренном цоколе залегают пески с галькой. Аналогичная терраса развита на Южном берегу Крыма у Фрунзенского. В Западном Крыму у Херсонеса высота голоценового уровня 2—3 м, терраса абразионно-аккумулятивная, с песком и галькой незначительной мощности, на ней обнаружены культурный слой и постройки, начиная с IV в. до н. э. Считают, что в Крыму терраса несколько при-

поднята современными движениями. Ее уровень в районах погружения берега или его стабильного положения несколько ниже. Так, в Бугском лимане (Ольвия) терраса имеет высоту 2 м, на ней расположен культурный слой и остатки строения VII в. до н. э.

Кроме указанных форм рельефа шельфа выделяют слабо выраженные повышения дна — *банки*. Среди них самая крупная Одесская (участок Очаков — Одесса), лежит вблизи берега, глубины в ее пределах 5—12 м.

Другие мелководные повышения дна имеют в своей основе останцы морских аккумулятивных форм рельефа, как полагают, среднеантропогенового возраста: банки Днестровская, Шаганская, Катранью и др. Банка Трутаева — выступ понтических известняков, прикрытых морскими прибрежными осадками. Интересна судьба континентальных равнин, занятых морем. Лессы широко распространены в пределах шельфа, проникая далеко в акваторию Черного моря, и образуют абразионную платформу: лессовый шельф — поистине уникальная форма рельефа. Лессы формировались в период регрессий моря, особенно мощные толщи на шельфе накопились в бугское (поздний антропоген) время.

В рельефе дна отмечаются, кроме того, абразионные террасы (бенч) вблизи современных абразионных берегов, выработанные в отложениях неогена и антропогена, а в местах аккумулятивных берегов — подводные песчаные валы (обычно имеющие двухрядное строение), меняющие свою конфигурацию.

Подводные долины. Наиболее характерны для рельефа шельфа Черного моря затопленные морем реликты речных долин. Отдельные из них погребены и «неунаследованы» в рельефе морского дна, другие хорошо видны, «просматриваются» сквозь толщу морских осадков, перекрывающих долины. По существу, эрозионно-аккумулятивный погребенный рельеф был настолько неконтрастен при своем образовании (в последующем сглажен морской аккумуляцией), что долины практически не нарушают общей равнинности шельфового дна. Установлено наличие террас наложенного типа в древних речных долинах.

В последние годы во впадинах большинства морей обнаружены проблематичного происхождения глубокие линейные врезы — каньоны, расчленяющие рельеф морского дна. Известны они и на дне Черного моря: наиболее

активный из них — каньон «Акула» в районе Кавказского побережья. В пределах украинского шельфа и материкового склона работами последних лет установлены многочисленные каньоны у северо-западного и северного побережий Черного моря (см. рис. 31).

Каньоны Крыма были обнаружены методом геоморфологического анализа детальной батиметрической карты и подтверждены исследованиями с помощью подводных аппаратов. Довольно крутые склоны в средней части (от 20 до 60°) и их выполаживание в нижней и верхней частях — общие черты строения этих подводных долин. На дне моря у восточной части Крыма каньоны наиболее глубоки, интенсивно разрушаются.

Встречаются «мертвые» долины — каньоны мелководья. На южнобережном шельфе обнаружены погребенные каньоны глубиной 40—50 м, врезанные в доантропогеновые отложения и полностью выполненные рыхлыми отложениями. На шельфе от Севастополя до Евпатории также обнаружены захороненные долины, слабо- или невыраженные в рельефе дна, местами с вертикальными стенками высотой до 75 м при ширине долин 2—3 км. Одна из наиболее крупных долин является продолжением на дне впадины, занятой оз. Кызыл-Яр.

При переходе на материковый склон каньоны Крыма прослежены подводными аппаратами до глубин 1000 м и более, здесь они сужаются до 20 м, имеют крутые склоны, уклон дна от 5—10 до 15—25°. На склонах развивающихся активных каньонов встречены оползни, осыпи, обвалы, оплывины, многочисленные трещины, микросбросы, свидетельствующие о проявлении гравитационных процессов под водой.

К формам рельефа шельфа, переходящим глубже, относятся конус выноса и каньон р. Дуная, своеобразные подводные аккумулятивные формы в этом районе, такие как хребет Моисеева и другие, расположенные в Дунайском конусе выноса. По данным исследований последних лет, в области развития *подводной дельты Дуная* обнаружены плиоцен-антропогеновые отложения мощностью до 2—4 км. На основе этого предполагают, что внешняя зона шельфа, материковый склон и материковое подножье северо-западной части Черного моря представляют собой аллювиальный доголоценовый шлейф, сложенный наносами Дуная (85 %), Днестра и Днепра (В. М. Андреев, 1982).

Здесь выделяют глубоководный каньон и долину конуса выноса. Вершина каньона расположена в 100 км от берега, ее глубина около 120 м. В пределах шельфа лежит лишь 30 км каньона. При переходе к материковому склону каньон имеет максимальную высоту склонов 700—750 м при крутизне 12°. Долина каньона имеет *V*-образную форму, ширина ее 7—8 км, уклон в вершине каньона 70 м/км.

Гравитационные формы. Кроме известных оползней Причерноморья, привязанных к современному уровню моря, например, на побережьи Одессы, они есть и на дне шельфа. Широко развиты «погребенные» под морскими водами формы гравитационного рельефа («шельфовые» оползни) связанные с ныне затопленными береговыми линиями морей. Выделяют оползни регрессивных и трансгрессивных фаз. Их возраст — конец антропогена — начало голоцена. С регрессивными фазами этого времени связаны многочисленные оползни южного берега Крыма. Основание крупных оползней, по данным бурения, лежит на глубинах 20—60 м. Очевидно, наряду с имевшими место отдельными участками опусканий берегов, вызвавшими затопление оползней, основные генерации этих форм следует связывать с колебаниями уровня моря, активизацией и затуханием оползневых процессов на побережьи (Благоволин, 1969).

Берега. Общей закономерностью строения и формирования берегов Черного и Азовского морей является их мозаичность и предопределенность разнообразием структур суши и особенностями физико-географических условий этих морских бассейнов. В отличие от других морей территории СССР здесь слабо проявился такой весомый фактор берегообразования, как влияние позднеледниковой трансгрессии Мирового океана, достигавшей в морях СССР 100 м, а в Черном море — лишь 20 м. Эвстатическое повышение уровня в описываемом районе было заторможено мелководностью Босфорского пролива. Относительная стабилизация уровня Черного моря наступила примерно 4—5 тыс. лет назад и формирование берегов происходило под воздействием морских факторов (волновой деятельности, течений и пр.). Кроме этих главных факторов на морфологию берегов морей воздействуют: рельеф суши и ее подводного склона, литологический состав и дислоцированность горных пород, гидрологический режим поступления наносов, направленность и интенсив-

ность тектонических движений, в частности современных.

Спорным является вопрос о влиянии современных тектонических движений на берега рассматриваемых морей. Ряд исследователей считает, что в последнее время происходило и происходит поднятие уровня моря, обусловливающее интенсивность абразионных процессов, большую протяженность берегов этого типа.

По строению берегов В. П. Зенкович (1982) выделяет в пределах УССР три области: 1) Северо-западная — от устья Дуная до Севастополя; 2) Южно-Крымская — от Севастополя до Феодосии; 3) Керченско-Таманская — восточнее Феодосии. Берега Азовского моря по генезису и строению близки к северо-западной части, за исключением его южных берегов, входящих в Керченско-Таманскую область.

На геоморфологической карте УССР приводится следующая классификация типов морских берегов: I — аккумулятивные (ровные, лопастные, выровненные лагунные и лиманные); II — абразионно-аккумулятивные (бухтовые в глинистых породах, выровненные, оползневые); III — абразионно-выровненные (в глинистых породах, в скальных породах); IV — абразионно-бухтовые (ингрессионные, гористые). Это говорит о генетическом разнообразии берегов.

В Северо-Западной области аккумулятивные выровненные берега лагунно-лиманного типа развиты между дельтой Дуная и озером Алибей. Береговая зона надводной дельты Дуная имеет протяженность 45 км, лежит в пределах Преддобруджинского прогиба. Берега здесь низкие, в основном песчано-глинистые, аккумулятивные, нарастающие со скоростью до 8 м в год. Нарастанию берегов и аккумуляции наносов способствует помимо других причин подводная и надводная растительность. Подводная часть дельты имеет четкую внешнюю границу на глубинах порядка 10 м, как бы обрамляя дугой шириной до 2,5 км надводную часть Дунайской современной дельты. Тип берегов этой зоны лопастный.

Севернее дельты Дуная берега области формируются в пределах Причерноморской низменности. Здесь развиты аккумулятивные лиманно-лагунные берега, возникшие за счет отчленения устьев балок и рек песчаной пересыпью — баром шириной до 0,5 км и длиной до 35 км на участке с. Жебрияны — мыс Бурнас.

Севернее оз. Алибей до Одессы есть два участка абразионных выровненных берегов в основном в лессовых породах, скорость разрушения которых в среднем 1 м/год, а в районе оз. Бурнас — до 6—7 м/год.

Днестровский лиман отделен от моря песчано-ракушечной пересыпью длиной порядка 10 км, шириной 0,7—0,8 км и высотой 0,9—2 м. Пересыпь не сплошная, имеет разрыв в районе Цареградского гирла. Сверху отложения пересыпи перекрыты насыпными антропогенными грунтами в связи с курортным строительством. Со стороны моря пересыпь имеет пляж шириной до 50 м, со стороны лимана отмечается ее наращивание. Собственно берега Днестровского лимана крутые, абразионно-оползневого типа высотой до 30—40 м, скорость отступания берега севернее с. Терновка 0,5—1 м/год.

Между Днепровско-Бугским лиманом и Тарханкутским полуостровом берега имеют сложное строение в основном лопастных очертаний, преобладают аккумулятивные. Генетически проблематичными являются протяженные косы Кинбурнская, Тендра и Джарылгач. Полагают, что Кинбурнская коса и Одесская банка образованы сдвигаемыми морем к северу аллювиальными наносами рек. Интересно, что развитые на косе дюнные гряды обнаружены под водой в пределах Одесской банки (Е. Н. Невесский, 1965). Косы Тендра и Джарылгач разделены абразионным участком, подобны Дунайско-Днестровским береговым формам, представляют собой единый бар, питающийся осадками со дна моря, при своем движении к северу примкнувший к коренному берегу и «расколовшийся» на две косы — Тендру и Джарылгач.

В пределах Каркинитского залива развиты абразионно-аккумулятивные бухтовые берега в глинистых породах. Ряд бухт перегорожен пересыпями и представляет собой затопленные балки. Выделяют здесь надводные банки — Бакальскую и Чурюмскую, представляющие собой бары, имеющие подводное продолжение. Из этого делается вывод о повсеместном в Северо-Западной области перемещении песка в сторону берега и формировании из него баров.

В эту же область включены довольно сложного строения берега Азовского моря, как бы продолжающие берега Одесского и, в частности, Каркинитского заливов, связанных структурно с впадиной Азовского моря единой тенденцией к тектоническим опусканиям (рис. 32). Здесь

Рис. 32. Строение морских антропогеновых террас азовского побережья Керченского полуострова (по И. Г. Губанову, А. А. Клюкину, П. И. Науменко, 1982):

А — З — древнеэвкинская терраса на разломных участках побережья Казантипа; И — карангатская терраса Казантипа; К — соотношение древнеэвкинской и карангатской террас на северном побережьи Казантипа; Л, М — новочерноморская терраса у с. Курортное. *1* — известняки, *2* — глины, *3* — пески, *4* — детрисуво-ракушечные отложения, *5* — галечники, *6* — глыбы и валуны, *7* — суглинки, *8* — абсолютные отметки, м

есть лиманы, но наиболее характерная черта — серия песчано-ракушечных кос, вытянутых на юго-запад (Белосарайская, Бердянская, Обиточная, Бирючий Остров). Между косами берега абрадируются со скоростью около 1 м/год. Одновременно продолжается по очень отмелому дну выброс ракуши на берег.

В рельефе кос северного побережья Азовского моря обнаружен ряд закономерностей. Все они имеют треугольную в плане форму, лежат вблизи устьев рек (Белосарайская, Берды, Обиточная), своим основанием косы причленяются к берегу, поверхность слабоволнистая, восточные части более возвышены, в прибрежных частях кос отмечены многочисленные соленые озера.

Ряд исследователей в последние годы формирование кос северного побережья Азовского моря связывают с действием штормов, возникающих при северо-восточных ветрах. В. П. Зенкович (1982) объясняет это известным законом волновой деятельности: если волны распространяются под углом менее 45° относительно берега, все косы вдаются в открытое море. Кроме этих причин образования кос известны структурные объяснения их генезиса. Приуроченность кос северного побережья Азовского моря предопределена особенностями геологической структуры погружающегося выступа фундамента и его раздробленностью на блоки. Участки опущенных и опускающихся блоков являются местами наращивания кос.

Известная Арабатская Стрелка у восточных берегов Крыма — типичный бар-терраса. Она, по существу, является «вторичным» берегом, имеет длину 125 км. В районе сел Геническая Гора, Чонгарский Угол и Генический Угол Стрелка расширяется, образуя полуостров, здесь морские отложения примыкают к «лессовому острову», подобному по строению территории равнинного Крыма. На Арабатской стрелке развиты дюнные пески. Арабатская Стрелка отчленяет от моря интенсивно расчлененные ингрессивные берега Сивашей, отнесенные к абразионно-аккумулятивным бухтовым в глинистых породах.

Южно-Крымская область берегов Черного моря относится к абразионно-бухтовому и абразионно-оползневому гористым типам. Их морфология тесно связана с составом горных пород, наличием субширотных и поперечных тектонических разломов, с деятельностью человека. На участке Севастопольская бухта — Балаклава коренной

берег сложен сарматскими известняками, имеет риасовые бухты. Очень устойчивы скалистые мысы горного Крыма, сложенные вулканическими породами (гора Ифигент, диабазовые скалы Алупки, горы Медведь, Кастель, Карадаг) и известняковые скалы (мыс Айя, гора Кошка, скала Дива, мыс Ай-Тодор, мыс Никита). В пределах вулканических гор Карадага берега оборваны сбросом. Сбросовые берега также имеют место на многих участках Южного берега Крыма. Обычно между мысами берега сложены различными сцементированными породами флиша таврической серии и продуктами их разрушения. Встречаются глинистые берега (Алушта — мыс Ай-Фока). Значительна зависимость побережья от оползневых процессов. Имеют место древние оползни — обвалы верхнеюрских известняков и молодые оползни-потоки, достигающие моря и часто образующие «инверсию» берегов: грубообломочный материал оползней, лежащий в ложбинах, трудно абрадируемый и образует мысы, разрушению поддаются межоползневые участки берега. Все это создает довольно крупные бухты: Коктебельская, Друякорная, Ялтинская, Балаклавская. Крупные бухты и берега дробятся на более мелкие, часто за счет гравитационных процессов, создающих, например, навалы известняковых глыб (мысы Сарыч, Корнилова, Коммунаров).

Пляжи Южного берега Крыма имеют свою особенность — они состоят из гальки, так как песчаный материал «сваливается» по крутому подводному откосу.

Особую форму берегов представляет Керченский пролив. Предполагают, что пролив имеет определенную структурную приуроченность: зоны глубинных разломов (Керченско-Мариупольского и Парпачско-Таманского), над которыми заложен пролив, проецируются в неогеновом структурном этаже системами мелких разломов. С разломом в неогеновом этаже связано образование озер Тобечик, Чурубаш.

Контрольные вопросы. 1. Как отражается тектоника на рельефе дна Черного моря? 2. Каково соотношение субаквальных и субаэральных форм рельефа на шельфе? 3. Каковы основные морфоскульптуры шельфа? Чем отличаются морские террасы на различных участках побережья? 4. На основании чего проведено районирование берегов морей?

ПРИКЛАДНЫЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА УКРАИНСКОЙ ССР

Поисково-геоморфологические исследования. Формирование полезных ископаемых на Украине во многом подчинено геоморфологическому развитию и строению, связанным с тектоникой и геологическим строением, цикличностью тектонических движений (особенно неотектонических) и палеоклиматом. Различные виды полезных ископаемых УССР тесно связаны с тектонически обусловленным рельефом, на основе чего нами выделено несколько крупных поисково-геоморфологических провинций (соответствующих морфоструктурам I и II порядков и отвечающих металлогеническим провинциям и областям): 1) денудационные (экспонированные и погребенные) равнины Украинского щита (докембрийский фундамент платформы и ее осадочный чехол), где развиты месторождения железной руды, хромитов, никеля, каменных строительных материалов, различных типов россыпей металлических и неметаллических полезных ископаемых, мощные коры выветривания и др.; 2) пластово-ярусные денудационные равнины платформенного осадочного чехла с развитыми в их пределах месторождениями (угля, нефти, газа, марганцевых руд, стройматериалов); 3) складчатые и складчато-надвиговые морфоструктуры альпийской зоны гор и предгорий (Карпаты и Крым) с месторождениями полиметаллов, нефти, газа, соли, стройматериалов; 4) аккумулятивные и аккумулятивно-денудационные молодые равнины окраин докембрийской платформы и крупных ее впадин, краевых прогибов и молодых платформ (Днепровско-Донецкая синеклиза, Причерноморская впадина, Предкарпатский прогиб и др.) с месторождениями нефти, газа, соли, стройматериалов.

Формирование, распределение и сохранение многих полезных ископаемых на территории Украины имеют определенную связь с развитием рельефа, чередованием эрозионно-аккумулятивных циклов и с закономерностями строения рельефа. Циклы в истории геологического развития определялись благоприятным для образования месторождений сочетанием тектонических движений и климатических условий. Особенно четко это проявляется в условиях формирования, сохранения и распределения месторождений россыпей, каменных строительных мате-

риалов, а также в образовании структурных и неструктурных (палеогеоморфологических) ловушек нефти и газа.

При поисках и разведке месторождений полезных ископаемых в УССР разработаны и успешно применяются в различных геоморфологических областях специальные поисково-геоморфологические методы.

Поиски нефти и газа. Одной из актуальных проблем сейчас в связи с обеспечением энергетической программы является расширение ресурсного потенциала нефтегазоносных территорий Украины. Еще в 1937 г. В. Г. Бондарчук и Н. И. Дмитриев показали зависимость месторождений нефти от рельефа. На основе зависимости нефтегазоносных месторождений от геоморфологического строения в последнее время выделен ряд новых морфоструктур, перспективных в нефтегазоносном отношении, подтвержденных более детальными геолого-геофизическими работами и бурением. Это исследования Н. Г. Волкова, В. П. Палиенко, С. И. Проходского, И. Л. Соколовского, И. Г. Червонева и других.

При исследовании нефтегазоносных территорий используется система методов и методических приемов с учетом особенностей рельефа. Традиционно на Украине сложились следующие направления исследований.

1. Региональный геоморфологический анализ, основанный на изучении современного гипсометрического положения различных морских, лагунных, озерных отложений и связанных с ними геоморфологических территорий УССР, образование которых происходило в условиях компенсации дифференцированных движений земной коры, осадконакопления или денудации, а также на анализе современного положения поверхностей выравнивания и речных террас. Здесь был применен поэтапный анализ развития структур.

2. Морфоструктурный анализ, основанный на выявлении тектонически обусловленных форм рельефа (морфоструктур) и их связи с древними структурами и условиями нефтегазонакопления. Анализ осуществляется с помощью ряда методов: геоморфологического картографирования; изучения деформаций поверхностей выравнивания, речных террас, продольных профилей рек; изучения планового рисунка речной и овражно-балочной сети, мегатрещиноватости. Сопоставление результатов морфоструктурных исследований с геолого-географическими

данными позволяет выявить ловушки, перспективные на нефть и газ.

3. Палеогеоморфологический анализ, изучающий формы рельефа поверхностей несогласия, трансгрессивно перекрываемые в разрезе, и прочие палеогеоморфологические особенности. При этом решаются три задачи: палеогеоморфологическое картирование перерывов в морском осадконакоплении; выявление палеоструктуры территории, существовавшей в эпохи континентальных режимов; выявление палеогеоморфологических ловушек нефти и газа, связанных с формами рельефа поверхностей несогласия. Для этих целей применяется методика палеогеоморфологических реконструкций.

4. Морфометрический анализ, состоящий в графическом расчленении современного рельефа на составные части и в составлении комплекса карт (порядков речных долин, асимметрии речных долин и междуречий, базисных поверхностей, остаточного рельефа, вершинных поверхностей, разницы базисных поверхностей и пр.).

Морфоструктурный анализ в комплексе с геофизическими данными позволил «отбраковать» из многочисленных аномалий рельефа те, которые не связаны с поисковыми признаками, и более детально изучить перспективные. На основе этого подхода, например, в северной части Волыно-Подолии данные о рельефе интерпретировались совместно с гравиметрическими (И. А. Гольдфельд, С. И. Проходский, И. Г. Черванев), установлен ряд закономерностей, выявлены локальные структуры, переданные для разбуривания как перспективные. Установленная связь аномалий гравитационного поля с активными морфоструктурами дала возможность для выявления из общего количества аномалий силы тяжести именно тех, которые имеют структурное происхождение. Здесь, а также в Днепровско-Донецкой впадине этим методом были установлены участки, наиболее перспективные с точки зрения новых положительных структур. Ими оказались пологие крылья и периклинали известных структур, межструктурные впадины, краевые части крупных прогибов.

Украинскими геоморфологами установлено, что бо́льшая часть месторождений нефти и газа приурочена к региональным морфоструктурам, пережившим значительные инверсии тектонических движений в неоген-антропогеновое время. В связи с этим даны целенаправленные

прогнозы ареала поисков новых наиболее перспективных участков в соответствии с поисковыми критериями, разработанными для локальных морфоструктур разных типов (Н. Г. Волков, В. П. Палиенко, И. Л. Соколовский, 1981). Решается вопрос о разработке палеоморфоструктурного анализа с целью поисков неструктурных ловушек на разновозрастных геоморфологических срезах.

В отделении географии ИГФ АН УССР поставлена новая поисковая задача, открывающая широкий путь комплексирования геоморфологических исследований с геолого-геофизическими. Это исследования объемов структурных ловушек за неоген-антропогеновое время, которые позволяют расширить перспективы доразведки эксплуатируемых в настоящее время месторождений, дают возможность изучить пути миграции углеводородов.

В Днепровско-Донецкой впадине палеогеоморфологический анализ наиболее эффективен для полифациальных продуктивных визейско-серпуховских отложений нижнего карбона. Например, в Сребненском прогибе накопление коллекторов этого возраста происходило на полого наклонной к юго-востоку аллювиальной равнине. В осевой части располагалась речная долина, принимавшая многочисленные притоки. Накопившаяся продуктивная толща здесь редуцирована по мощности в пределах соляных куполов благодаря их поднятию. Формами палеорельефа, перспективными для накопления нефти и газа, в Сребненском прогибе являются преобладающие аллювиальные формы, а также прибрежно-морской рельеф в виде баров, пляжей, валов и даже линзовидных песчаных тел, оползней.

В Предкарпатской нефтегазоносной области был изучен досреднемиоценовый рельеф, выработанный в мезозойских и более древних отложениях. Этот палеорельеф оказывал существенное влияние на формирование ловушек и коллекторских пород и его изучение позволило выявить генезис рельефа и через него — генезис газоносных структур (Рудковское, Угерское месторождения).

Еще один пример палеогеоморфологических исследований на Украине — поиски неантиклинальных ловушек в базальной части отложений нижнего мела, в Причерноморско-Крымской газонефтеносной области. Формирование этой толщи осуществлялось в условиях сложнопостроенного рельефа, приведшего к образованию морфоскульптуры делювиального, речного, дельтового,

прибрежно-морского генезиса. Наиболее перспективными для накопления нефти и газа здесь оказались отложения русел и дельт, а также зоны выклинивания неокомских отложений, приуроченные к выраженным в рельефе локальным поднятиям и гребням поднятых блоков.

Для территории УССР в ходе применения палеогеоморфологических методов установлены поисковые признаки палеорельефа для нефтегазоносных провинций и областей республики.

На Украине Г. Н. Доленко (1985) выделяет три нефтегазоносные и две перспективные провинции: I. Предкарпатская нефтегазоносная, приурочена к предгорному прогибу Карпат; II. Закарпатская перспективная газоносная, приурочена к внутреннему (загорному) прогибу Карпат; III. Волыно-Подольская перспективная; IV. Днепровско-Донецкая нефтегазоносная; V. Причерноморско-Крымская нефтегазоносная.

Поиски россыпей. Россыпеобразование на территории УССР тяготеет преимущественно к Украинскому щиту. В настоящее время россыпи обнаружены на Скифской платформе в пределах шельфовой зоны Черного и Азовского морей. На щите формированию россыпей ильменита, рутила, циркона, пьезокварца, топаза способствовали наличие коренных источников питания, вскрытых длительных процессами денудации; широкое развитие процессов каолинового выветривания; благоприятное для образования россыпей соотношение спокойных тектонических движений, уравновешиваемых длительное время действием экзогенных процессов; благоприятные климатические составляющие (умеренное количество атмосферных осадков, маломощность ледникового покрова в антропогене); слабое разрушительное действие ледников в антропогене.

В пределах щита тесная связь редкоментального, титанового и других оруденений с определенными комплексами горных пород магматического и метаморфического происхождения — гранитами, габбро, лабрадоритами, порфирами и др. Кристаллические породы и коры выветривания были главными источниками питания россыпей. Перенос материала происходил континентальным и морским путем при неоднократном изменении контуров суши и моря и изменений доминирующих агентов россыпеобразования.

В итоге сформировались разнообразные подклассы

россыпей, связанные с определенными генетическими типами как погребенного, так и экспонированного рельефа: элювиальные, делювиальные, аллювиальные, водноледниковые, прибрежно-морские и др. По возрасту различают россыпи позднеюрско-раннемеловые, позднемеловые, палеогеновые, неогеновые, ранне-, средне-, позднеантропогеновые и современные. Условия залегания, концентрация и морфология россыпей во многом обусловлены геоморфологическим строением (П. К. Заморий, М. Ф. Веклич, Ю. А. Кошик, В. М. Тимофеев).

В частности, на Украинском щите богатыми являются аллювиальные россыпи, большая часть которых лежит в древних долинах (возраст долин — от юрских до антропогеновых). Например, в бассейнах рек Уборти, Ирши, Ужа россыпи приурочены к погребенным древним долинам, не унаследованным современными реками. Отмечаются также русловые, долинные, террасовые россыпи в современных долинах.

Палеогеоморфологическими исследованиями в пределах Украинского щита установлено, что россыпи приурочены к фрагментам разновозрастных палеодолин, расположенных вдоль единого грабеноподобного понижения в палорельефе базальной поверхности (А. А. Комлев, В. М. Тимофеев). В пределах этого понижения, характеризующегося неоднократной перестройкой гидросети, существовали наиболее благоприятные условия как для аккумуляции полезных минеральных компонентов, так и для неоднократного их переотложения и последующего сохранения. К подобным палеодепрессиям также приурочены месторождения торфа, строительных материалов (песка, гравия, глин), богатые запасы подземных вод.

Поиски осадочных месторождений. Одна из поисковых задач на Украинском щите — изучение коры выветривания, представляющей собой не только источник для россыпеобразования, но и конкретные месторождения первичных и вторичных каолинов, бокситов, никеля, вермикулита, бурого железняка, монтморилонитовых глин. Кора тесно связана с поверхностями выравнивания различного возраста, залегает на позднемезозойском пенеплене, выходит на дневную поверхность в центре щита и на Приазовском выступе фундамента.

Изучение закономерностей образования и сохранения древних кор выветривания Украинского щита, решение поисковых задач связаны в основном с изучением поз-

днемезозойской поверхности выравнивания, на которой и формировалась мощная кора выветривания (М. Ф. Веклич, М. Д. Эльянов и др.). Палеогеоморфологические исследования показали, что поверхность эта представляла собой всхолмленную приподнятую равнину с абсолютными отметками 150—250 м, расчлененную речными долинами, рисунок которых восстанавливается для поисковых целей с помощью построения палеогеоморфологических карт по отдельным временным срезам.

Позднемезозойская поверхность после своего образования была деформирована, произошла перестройка ее основных субмеридиональных долин, наметились четыре крупные ступени, выраженные в погребенном рельефе: Волыно-Подольская, Центральная, Приднепровская и Юго-Восточная. От форм погребенного рельефа зависит сохранность, мощность и зональность древней коры выветривания. Лучше всего кора сохранилась в центральной части Волыно-Подольской ступени (Житомирский, Володар-Волынский, Новоград-Волынский районы), где ее мощность до 50 м. В Центральной ступени распределение коры выветривания связано с дифференцированными движениями блоков. Лучше всего она сохранилась в Приднепровье, где наиболее понижен фундамент и широко развиты осадочные породы.

Можно сделать вывод, что современное расположение коры выветривания и ее сохранность предопределены эволюцией позднемезозойской поверхности выравнивания, которая под влиянием перемещений блоков докембрийского фундамента была сильно деформирована.

Месторождения, связанные с корой выветривания, большей частью гипергенные (каолины, бокситы, никель, железняки). К ним еще относятся элювиальные россыпи устойчивых минералов — ильменита, рутила, циркона, касситерита, а также остаточные месторождения графита и др. (рис. 33).

Геоморфологические поисковые критерии широко используются на Украине при поисках и разведке строительных материалов, тесно связанных с рельефом. Например, комплексы с преобладанием песка по их приуроченности к рельефу разделяются на пески флювиогляциальных и моренно-зандровых равнин, пойм и первых надпойменных террас, прибрежно-морских пляжей, кос, пересыпей и морских террас, а также эоловых арен, дюн и гряд. Тесная связь прослеживается и для других ком-

Рис. 33. Схематическая карта распространения коры выветривания кристаллических пород Украинского щита и связанных с ней полезных ископаемых (по М. Д. Эльянову, 1974):

Зоны коры выветривания: *1* — четвертая (латеритная); *2* — третья (каолиновая); *3* — вторая (промежуточных продуктов выветривания совместно с каолинами); *4* — площади распространения зоны дезинтеграции и выщелачивания (первой зоны) и полного размыва коры; *5* — площади, где кора не изучена. Полезные ископаемые: *6* — каолины первичные; *7* — бокситы остаточные (латеритные); *8* — никель и никель-кобальтовые руды; *9* — бурые железняки; *10* — вермикулит; *11* — россыпи элювиальные (титан, циркон и др.); *12* — проявление золота; *13* — графит; *14* — кварц и др.; *15* — каолины вторичные (переотложенные); *16* — бокситы вторичные (переотложенные); *17* — россыпи делювиальные аллювиальные (титановых минералов, циркона, касситерита и др.); *18* — россыпи прибрежно-морские и мелководного моря (комплексные); *19* — изогипса поверхности фундамента (—200 м); *20* — разломы фундамента

плексов (суглинков, глин, обломочного материала и пр.).

Геоморфологические исследования для инженерных целей. Изучение динамики, устойчивости рельефа, связанных с различными его свойствами, получает инженерный смысл при проектировании, строительстве и эксплуатации крупных инженерных объектов и осуществлялось при создании крупнейших водохозяйственных комплексов юга УССР (Северо-Крымский канал, Ингулецкая, Краснознаменская и другие оросительные системы), гидротехнических сооружений (каскад днепровских ГЭС), трубопроводов (Уренгой — Помары — Ужгород, «Союз», «Дружба» и др.), сложнейших трасс автомобильных дорог (Ялта — Севастополь, Черновцы — Солотвино и др.), берегоукрепительных сооружений площадок под городское и коммунальное строительство.

Многие инженерные задачи для территории УССР связаны с выявлением ряда общих закономерностей про-

явления современных экзогенных процессов, один из которых — факторный анализ.

Морфодинамические исследования в Украинских Карпатах дали, например, возможность установить целый ряд закономерностей проявления современных геоморфологических процессов, учитываемых при инженерном освоении гор и предгорий. Общей закономерностью является активизация этих процессов, обусловленная возрастающими антропогенными преобразованиями природы. Резкая неустойчивость рельефа отмечается в местах нарушения динамического равновесия склонов, проложения трасс нефтегазопроводов, линий электропередач, автодорог, лесосек и пр.

Установлено, что количественные показатели интенсивности экзогенных процессов в Украинских Карпатах вполне сопоставимы с показателями интенсивности тектонических движений, что свидетельствует о динамическом равновесии между экзогенными и эндогенными факторами рельефообразования.

В УССР геологической службой осуществляется значительный объем геоморфологических прикладных исследований (изучение, картирование и прогноз экзогенных геологических процессов) и намечается создание мониторинга по экзогенным процессам. Составлен кадастр оползней республики, карты распространения и интенсивности развития экзогенных процессов, обобщен опыт по стационарному изучению оползней, оврагов для отдельных районов УССР. С 1978 по 1985 г. впервые для республики выполнено картографирование современных экзогенных процессов. На основе анализа данных по наблюдениям за экзогенными процессами на территории УССР предполагается осуществлять ежегодные и долгосрочные прогнозы состояния оползневой, эрозионной и других видов деятельности. Цель проводимых исследований — перспективное планирование, принятие экономически правильных и экологически обоснованных проектных решений.

Стационарные, полустационарные и экспериментальные геоморфологические исследования в УССР явились составной частью целенаправленного геоморфологического анализа для инженерных целей. В результате определена очередность разработки и внедрения противоэрозионных мероприятий и рассчитана их почвозащитная эффективность, дан расчет интенсивности денудации и

аккумуляции, изучены и прогнозируются гравитационные процессы (осыпание, оползание, сели, крип), рекомендована инженерная защита берегов морей и водохранилищ и многое другое. Известны работы в этом направлении И. П. Зелинского, А. А. Клюкина, Я. С. Кравчука, И. П. Ковальчука, А. Н. Олиферова, Е. А. Толстых, Г. И. Швебса, Ю. Д. Шуйского и др.

Рельеф территории Украины своими особенностями во многом предопределяет хозяйственную деятельность.

При обосновании проектов крупных гидротехнических сооружений, например ГЭС, необходима оценка рельефа для расчета общего плана размещения сооружений, для выяснения технических условий проектирования, определения устойчивости рельефа и прогноза его динамики в ходе строительства и при эксплуатации. По условиям проектирования и строительства гидроузлов на территории УССР можно выделить следующие геоморфологические районы:

оптимальных геоморфологических условий, занимающие небольшие участки в низкогорных и предгорных районах Карпат и Крыма, где суженные участки долин чередуются с глубокими озеровидными расширениями, что обеспечивает хорошую емкость водохранилища при небольшой площади зеркала;

благоприятных геоморфологических условий, охватывающие территории, где речные долины глубоко врезаны, имеют четко очерченные склоны. В этих районах, правда, труднее найти озеровидные расширения (Днестровская ГЭС и др.);

менее благоприятных геоморфологических условий, охватывающие ледниковую зону Украины, средние отрезки крупных равнинных речных долин. Речные долины имеют здесь меньшую глубину вреза, большую ширину; трудно выбрать место под водохранилище, не затопив и не подтопив значительные площади.

Благоприятными условиями отличался выбор некоторых створов при строительстве гидроузлов на Днепре, чему способствовали выходы скальных пород на пойме, порожистость, умеренная асимметрия. Примером могут служить Днепрогэс и Днепродзержинская ГЭС, где созданы узкие и короткие водохранилища. Другие створы, например Киевского, Каневского, Кременчугского гидроузлов выбраны в условиях широких асимметричных долин, что привело к затоплению больших территорий;

неблагоприятных геоморфологических условий, охватывающие нижние участки крупных речных долин для строительства гидроузлов. При отсутствии здесь сужений, которые являются для них исключением, строить ГЭС в этом районе трудно. К сужениям в пределах крупных рек приурочены ГЭС: Дубоссарская на Днестре, Каховская на Днепре. Последняя, несмотря на сужение, затопила и подтопила значительные площади плодородных земель.

Примером изучения рельефа при гидрогеологических исследованиях является геоморфологическое обоснование постоянно действующей модели «Степной Крым». Проблема контроля и управления основными гидрогеологическими процессами решалась с помощью постоянно действующей математической модели — детерминированной или вероятностной модели региона для решения отдельных гидрогеологических задач либо задач многоцелевого назначения. Специальная инженерно-геоморфологическая карта стала основой для схематизации гидродинамических условий, режима подземных вод, условий их загрязнения за счет смыва удобрений и пр. Это позволило установить ряд участков гидравлической связи различных водоносных горизонтов, определить пути возможного загрязнения основного водоносного комплекса степного Крыма поверхностными загрязнителями.

В УССР есть примеры учета целесообразных связей планировки и застройки городов с рельефом и геоморфологическими процессами.

Проведены инженерно-геоморфологические исследования при проектировании газопровода Уренгой — Ужгород, в частности, на наиболее сложном участке в Карпатах. Крупномасштабные структурно-геоморфологические исследования с использованием дистанционных методов позволили детализировать представления об устойчивости рельефа, дать оценку роли инженерно-геоморфологических факторов в формировании инженерно-геологических условий территории.

Широко применяются знания о рельефе при создании подземных коммуникаций. Так, изучается рельеф, выявляются зоны активных неотектонических нарушений при изысканиях, проводимых как для проходки тоннелей метрополитенов, так и для других сооружений (ГЭС, АЭС, хвостохранилищ, площадок горно-обогатительных комбинатов).

Изучение морфогенеза, происходящего под влиянием

хозяйственной деятельности человека (антропогенеза), является весьма важной задачей.

Характерные признаки антропогенных изменений рельефа территории Украины следующие: почти повсеместное влияние человека на рельеф и антропогенные процессы; убыстряющая роль этого влияния на устойчивость рельефа и его динамику; стабилизирующее благоприятное влияние, торможение неблагоприятных процессов; возникновение процессов, которые прогнозируются и контролируются человеком; необходимость инженерных методов защиты рельефа.

По степени антропогенных изменений рельефа на территории Украины можно выделить районы: 1) сильно преобразованного рельефа (Причерноморская, Приднепровская, Приазовская и южная часть Припятской низменностей; Приднепровская, Подольская и Донецкая возвышенности); 2) преобразованного рельефа (предгорья Крыма, Карпат, северная заболоченная часть Припятской низменности); 3) средне преобразованного рельефа (Закарпатская низменность, Предкарпатье, междуречья Юж. Буг — Днепр, Днепр — Молочная); 4) слабо преобразованного рельефа (небольшие участки Крымских гор и Карпат).

Указанные типы антропогенных изменений рельефа привели к созданию в пределах УССР многочисленных и разнообразных форм рельефа. Одни из них лишь «оживлены» или «вызваны к жизни» человеком и развиваются в общем по природным законам (это в основном зональные формы антропогенного рельефа), другие — созданы непосредственно человеком — «техногенные».

Классификация антропогенного рельефа Украины:

I. Инженерно-строительный рельеф: 1) выработанный — поверхности срезания и выравнивания, выемки, тоннели, подземные выработки, искусственные русла и водоемы, каналы, чаши водохранилищ, террасированные и спланированные склоны, воронки проседания, траншеи, рельефостабилизирующие инженерные сооружения; 2) аккумулятивный — насыпи, валы, дамбы, отвалы, насыпные и намывные поверхности, террасы, пляжи, эскарпы, рекультивационные террасы. Имеет азональное линейно-точечное расположение.

II. Горно-промышленный рельеф: 1) выработанный — наземные (карьеры, копани) и подземные (шахты, штольни) выработки, просадочные и провальные, понижения,

воронки, борозды размыва и овраги, оползни и оплывины на откосах; рекультивационные вырезанные террасы на склонах карьеров и терриконов; 2) аккумулятивный — терриконы, отвалы; хвостохранилища, рекультивационные насыпные террасы, засыпанные овраги, карьеры. Локализован в районах добычи полезных ископаемых.

III. Агрогенный рельеф: 1) выработанный — выровненные поверхности и нанорельеф полей, русла каналов, канавы, террасированные склоны, пруды, овраги, рытвины, котловины дефляции, поды; 2) аккумулятивный — насыпи, валы, плотины, засыпанные овраги, намывные и насыпные поверхности, рекультивационные террасы. Имеет зональное распространение.

IV. Селитебный рельеф: 1) выработанный древний (пещеры, ямы, рвы, горные выработки, шурфы, засыпанные или занесенные природным путем, древнеоросительная сеть, дороги) и выработанный современный (выемки, карьеры, тоннели, подземные хранилища, гаражи, катакомбы, спланированные склоны, овраги, рытвины, оползни, осыпи, пруды, водохранилища, каналы, водозаборы, скважины, колодцы); 2) аккумулятивный древний (стойбища, городища, валы, курганы, холмы, могильники, свалки) и аккумулятивный современный (дамбы, горки, намывные и насыпные террасы, пляжи, пересыпи, подпорные стенки, отвалы, свалки, отстойники, рекультивированные овраги).

Одним из новых направлений в практическом изучении рельефа является *инженерно-геоморфологическая экспертиза,* являющаяся составной частью географической и геологической экспертиз. Уже накоплен значительный опыт подобного рода исследований. Обычно инженерно-геоморфологическая экспертиза осуществляется на стадии предпроектных разработок (ТЭД, ТЭО, генеральная схема), либо в экстремальных ситуациях при эксплуатации крупных объектов ряда отраслей народного хозяйства.

Инженерно-геоморфологическая экспертиза включает решение ряда задач: 1) определение полноты и кондиции оценки рельефа в предпроектных документах, направленной на выполнение проекта (морфология, неотектоника и современные тектонические движения, сейсмичность); 2) оценка правильности и достоверности характеристики неблагоприятных экзогенных процессов; определение степени точности и полноты прогноза экзогенных процес-

сов с учетом влияния человека; 4) оценка в предпроектных разработках эффективности осуществляемых мероприятий по борьбе с негативными процессами; 5) определение полноты характеристики факторов, определяющих динамику процессов; 6) учет в предпроектных решениях сохранения геолого-геоморфологических памятников природы (например, Толтры, каньон р. Днестр, пещеры, скалы и пр.).

Контрольные вопросы. 1. В чем специфика поисков на Украине с помощью геоморфологических методов месторождений нефти и газа, россыпей, кор выветривания? 2. Каковы задачи инженерно-геоморфологических исследований на Украине? 3. В чем особенности изучения рельефа Украины для строительства? 4. Какие проблемы решает антропогенная геоморфология?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолик и разнообразен рельеф территории Украинской ССР, многогранны его взаимоотношения с природной средой и деятельностью человека. Вопросы геоморфологии республики разрабатываются во многих высших учебных заведениях, научно-исследовательских академических, производственных и отраслевых институтах. Украинская школа геоморфологов вобрала в себя лучшие традиции советской школы, развиваясь как междисциплинарная наука в системе наук о Земле, обеспечивая развитие теоретических основ и внедрение их в практику. На Украине разрабатываются современные геоморфологические концепции: геоморфогенез, морфоструктурный анализ, палеогеоморфология, геоморфологическая цикличность развития земной коры, анализ связей новейшей тектоники и формирования современного рельефа, морфоклиматический анализ и зональность рельефа. В качестве нового подхода — концепция единства морфо- и литогенеза. Решаются проблемы поисковой и инженерной геоморфологии, геоморфологические основы охраны окружающей среды, экологии и рационального природопользования и многие другие (см. с. 268). Ряд проблем остается нерешенным.

Вопросы теории. Изучение морфоструктуры, морфоскульптуры, генезиса, возраста, динамики рельефа УССР должно дать общую теоретическую концепцию морфогенеза и палеоморфогенеза в истории развития рельефа на

основе современной методологии и методов, с использованием количественных оценок, применения информатики, компьютерной техники. Основа научных поисков — полистное проведение геоморфологической съемки и картирования палеорельефа, применение аэрокосмических, физических, математических, геофизических методов, моделирования, определение абсолютного возраста, стационарные и экспериментальные работы, создание банка данных о рельефе.

Возрастная корреляция рельефа Украины отражена на геоморфологических картах мелких масштабов, однако закономерности сопоставления разновозрастных ярусов рельефа в достаточной мере не выявлены, особенно при корреляции рельефа отдельных областей между собой. Попытки таких сопоставлений, в том числе на основе изучения поверхностей выравнивания, речных террас и их отложений даны для УССР В. Г. Бондарчуком, М. Ф. Векличем, Г. И. Горецким, П. К. Заморием, И. М. Рослым, И. Л. Соколовским, И. Г. Черваневым. Наметилось два подхода к проблеме определения возраста рельефа территории УССР: по геологическому принципу на основе стратиграфии и геоморфологическому (менее распространенному) по результатам изучения цикличности развития рельефа (циклы часто не совпадают с геологическими событиями). Второй подход обязывает специалистов разработать самостоятельную шкалу возраста рельефа Украины (примеры таких шкал есть лишь для ряда областей: И. Д. Гофштейна для Карпат, И. М. Рослого для Донбасса).

Для изучения рельефа Украины остается открытым вопрос генетической корреляции, т. е. сопоставления отдельных денудационных и аккумулятивных комплексов рельефа, генетически связанных друг с другом. Таких основных генетических рядов (строго сопряженных систем форм рельефа) можно выделить несколько. Ряды форм денудации — транспорта — аккумуляции с закономерностями, повторяющимися на больших площадях: Крымские горы, Карпаты — предгорья — равнины; Причерноморская равнина — шельф Черного моря — континентальный склон; возвышенности Русской и Скифской платформ — склоны — низменности. Элементарные ряды внутри этих крупных единиц: междуречья — склоны — днища долин обычно устанавливаются при крупномасштабном картографировании. Подобная генетическая

связь, как правило, имеет под собой морфотектоническую основу.

Одной из задач изучения форм рельефа является составление разномасштабных карт морфоскульптуры УССР с учетом их подразделения на : азональные, связанные с морфоструктурными особенностями (различные типы эрозионного расчленения возвышенностей платформенной части Украины, денудационные ступени платформ и гор, некоторые литоморфные формы рельефа, например, карстовые, просадочные, куэсты); зональные, развивающиеся унаследованно в соответствии с расположением в лесной, лесостепной и степной зонах (денудационные, эрозионные, аккумулятивные формы равнин и возвышенностей в пределах платформенной территории); реликтовые, как результат иных палеогеографических обстановок (древнеледниковые, перигляциальные, аридные, имеющие «свою» палеозональность).

Природопользование. На Украине заложены теоретические основы рационального использования рельефа в практических целях (с. 268). Одни идеи воплотились в конкретные дела, другие — разрабатываются. Есть отдельные примеры геоморфологического обоснования крупных проектов, освоения территорий, решения комплексных проблем планирования экономического и социального развития УССР.

Подход к изучению рельефа должен учесть интенсивную освоенность территории республики и антропогенную измененность рельефа, его динамику. Существует концепция очагово-сплошного освоения территории. Для межочаговых территорий со сравнительно слабым преобразованием рельефа свойства его и функционирование определяются геоморфологическими чертами (природный феномен), для очаговых (сплошных) — возникающими антропогенными формами рельефа и «возбужденными» геоморфологическими процессами (антропогенный феномен), созданием геотехноморфосистем (взаимное сочетание рельефа, искусственных сооружений или явлений и возникновение нового состояния, регулируемого взаимоотношением системы «природа — человек»). Вопросы «нового» рельефа, геотехносистем на Украине изучены в данный момент слабо.

Решение задачи видится здесь в изучении рельефа как составной части природно-территориального и территориально-производственного комплексов одновременно

с учетом особенностей их строения и функционирования на разных уровнях организации территории — локальном, районном, региональном, а порою и глобальном. Необходимо выявление (картирование) и моделирование геотехноморфосистем, создание имитационного моделирования, «проигрывание» ситуаций с рельефом (морфоситуационный подход). При этом рельеф понимается как часть ПТК, помогающая установить закономерности изменения всей природной среды, ландшафтов. В этом один из путей к управлению природопользованием, к прогнозу как закономерных, так и случайных (стихийных) последствий хозяйственной деятельности.

Экология. Геоморфология, объясняющая во многом взаимосвязанное развитие компонентов ПТК, актуальна и при установлении связей рельефа с социально-экономическими явлениями, с ТПК. Это вводит науку о рельефе в геоэкологию, т. е. науку о зависимости жизненных условий человека от природных и социальных компонентов.

Особую экологическую роль геоморфология играет при создании и функционировании ТПК, систем расселения, районной планировке, агропромышленном и горно-промышленном производстве, разных видах строительства, мелиорациях. Именно неучет рельефа может иметь негативное влияние на экологию при нерациональном планировании жилых и промышленных объектов, зон отдыха, объектов водоснабжения; при агрогенном нарушении ландшафтов; нарушении гидрометеорологических условий; проявлении негативных процессов (эрозия, оползни, сели, обвалы, просадки, подтопление, засоление, заболачивание, заиление).

В республике накоплен определенный опыт эколого-геоморфологических исследований при решении хозяйственных задач, участия геоморфологов в экологических экспертизах крупных проектов (в том числе ликвидации последствий Чернобыльской аварии), борьбы с негативными стихийными последствиями, их прогноза, разработки основ «экологически чистого» природопользования. Жизнь в будущем потребует еще большего внимания к рельефу как важной экологической предпосылке, как к природному ресурсу и объекту социальной значимости.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Абашкин А. А., Мельник В. И., Сиденко О. Г. Морфология дна // Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения.— К.: Наук. думка, 1982.— С. 82—89.

Аллювиальные отложения Украины / В. Н. Шелкопляс, П. Ф. Гожик, Т. Ф. Христофорова и др.— К.: Наук. думка, 1986.—152 с.

Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР.— К.: Рад. шк., 1949.— 240 с.

Веклич М. Ф. Палеогеоморфологія області Українського щита.— К.: Наук. думка, 1966.— 120 с.

Волков Н. Г., Палиенко В. П., Соколовский И. Л. Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей Украины.— К.: Наук. думка, 1981.— 218 с.

Геология и нефтегазоносность Волыно-Подольской плиты / Г. Н. Доленко, Б. П. Ризун, Ю. Н. Сеньковский и др.— К.: Наук. думка, 1980.— 105 с.

Геоморфологическое районирование СССР.— М.: Высш. шк., 1980.— С. 343.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орфографии и речной сети Русской равнины.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960.— 242 с.

Гожик П. Ф., Лаврушин Ю. А., Чугунный Ю. Г. Гляциодислокации горы Пивихи.— К.: Наук. думка, 1976.— 40 с.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра.— М.: Наука, 1979.— 491 с.

Горные страны Европейской части СССР и Кавказ.— М.: Наука, 1974.— 360 с.

Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат.— К.: АН УССР, 1964.— 184 с.

Гофштейн И. Д. Неотектоника западной Волыно-Подолии.— К.: Наук. думка, 1979.— 156 с.

Дмитрієв М. І. Рельєф УРСР (геоморфологічний нарис).— Харків: Рад. шк., 1936.— 168 с.

Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР.— К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1961.— 550 с.

Лаврушин Ю. А., Чугунный Ю. Г. Каневские дислокации.— М.: Наука, 1982.—102 с.

Маринич А. М. Геоморфология Южного Полесья.— К.: Изд-во Киев. ун-та, 1963.— 250 с.

Назаренко Д. П. Геоморфологическая карта и история формирования неогеновых и антропогеновых террас левобережья УССР.— Харьк. отд. ГО УССР, 1968.— Вып. 6.— С. 44—50.

Нефтегазоносные провинции Украины / Г. Н. Доленко, Л. Г. Бойчевская, М. В. Бойчук и др.— К.: Наук. думка, 1985.— 172 с.
Основные черты тектоники Украины / В. Г. Бондарчук, Ю. М. Довгаль, О. И. Слензак и др.— К.: Наук. думка, 1978.— 162 с.
Палиенко В. П. Некоторые общие закономерности неотектоники Украины // Сейсмопрогностические исследования на территории УССР.— К.: Наук. думка, 1988.— С. 96—106.
Проблема геоморфологической корреляции / ГК АН СССР.— М.: Наука, 1989.—254 с.
Проблемы теоретической геоморфологии / ГК АН СССР.— М.: Наука, 1988.—256 с.
Ромоданова А. П. Четвертинні відклади лівобережжя середнього Дніпра.— К.: Наук. думка, 1964.— 158 с.
Рослый И. М., Грубрин Ю. Л. Рельеф территории УССР и его геоморфологическая интерпретация на карте обзорного масштаба // Физическая география и геоморфология.— 1979.— Вып. 22.— С. 79—87.
Рослый И. М., Грубрин Ю. Л. Морфоструктуры юго-запада Восточно-Европейской платформы // Физическая география и геоморфология.— 1981.— Вып. 26.— С. 36—45.
Сиренко Н. А., Турло С. И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене.— К.: Наук. думка, 1986.— 188 с.
Соболев Д. Н. О неогеновых и четвертичных террасах Украины / Проблемы советской геологии.—1938.— № 6.— С. 64—73.
Соколовський І. Л. Закономірності розвитку рельєфу України.— К.: Наук. думка, 1973.—214 с.
Спиридонов А. И. Геоморфология европейской части СССР.— М.: Высш. шк., 1978.— 335 с.
Цись П. М. Геоморфологія УРСР.— Львів: Вид-во Львів ун-ту, 1962.— 223 с.
Черваньов І. Г. Морфоструктура північного Волино-Поділля // Фізична географія та геоморфологія. Морфоструктури та морфоскульптури УРСР.— 1973.— № 9.— С. 87—93.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Факторы рельефообразования (*И. М. Рослый*) 6
Геологическая структура 6
Неотектонические движения 14
Климат 18
Геоморфологическое районирование (*И. М. Рослый*) . . . 25
Припринятская низменность (*И. М. Рослый*) 26
Волыно-Подольская возвышенность (*Ю. А. Кошик*) . . 44
Азово-Приднепровская возвышенность (*Ю. Л. Грубрин, И. М. Рослый*) 75
Приднепровская низменность (*И. М. Рослый*) 107
Среднерусская возвышенность (юго-западные и южные склоны) (*И. М. Рослый*) 136
Донецкая возвышенность (*И. М. Рослый*) 141
Причерноморская низменность и равнинный Крым (*Э. Т. Палиенко*) 171
Украинские Карпаты (*О. П. Андрияш*) 205
Крымские горы (*О. П. Андрияш*) 225
Керченская равнина (*О. П. Андрияш*) 243
Шельф и берега Черного и Азовского морей (*Э. Т. Палиенко*) 252
Прикладные вопросы изучения рельефа Украинской ССР (*Э. Т. Палиенко*) 268
Заключение (*Э. Т. Палиенко*) 281
Список использованной литературы 285

Учебное издание

Рослый Иван Михайлович
Кошик Юрий Александрович
Палиенко Эдуард Тимофеевич
Андрияш Ольга Павловна
Грубрин Юрий Львович

ГЕОМОРФОЛОГИЯ УКРАИНСКОЙ ССР

Обложка художника *В. С. Жиборовского*
Редактор карт *А. А. Щербина*
Художественный редактор *И. Г. Сухенко*
Технический редактор *Г. Б. Верник*
Корректор *И. Е. Бей*

ИБ № 13791

Сдано в набор 01.02.89. Подписано в печать 16.01.90. БФ 05506. Формат 84×108/32. Бум. тип. № 2. Гарнитура литературная. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,12. Усл. кр.-отт. 15,12. Уч.-изд. л. 16,2. Тираж 2000 экз. Изд. № 8378. Зак. 845. Цена 1 р.

Издательство «Выща школа»,
252054, Киев-54, ул. Гоголевская, 7

Белоцерковская книжная фабрика, 256400, Белая Церковь, ул. Карла Маркса, 4