

1,8 м. The zone consists of three sections of active dislocations, each section having distinct morphological features. While the seismic faults vary widely in near-surface structure, the main fault mostly coincides with older fault-line. The downthrown wall to the latter reveals a sequence of buried soils which suggests repeated movements in the past probably due to earthquakes similar to Spitak one.

Morphology and spatial pattern of seismic dislocations as well as data on the aftershock activity indicate that the Spitak earthquake focus is situated on the intersection of two large fault zones (Sevan — Pambak and Alavar).

УДК 551.432.8

© 1990 г.

Н. С. БЛАГОВОЛИН

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРУКТУРЫ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМЕННЫХ РАВНИН СССР

В недавно опубликованной статье [1] мы рассмотрели черты сходства и различия в морфоструктуре древних и молодых платформенных равнин (ПР). Теперь поставлена несколько иная задача — проанализировать морфоструктуру трех *молодых* ПР в пределах СССР — Западно-Сибирской, Туранской и Скифской, а также выявить историю и возможные механизмы становления их морфоструктурного плана и зависимость его от горного обрамления и соседних субокеанических впадин. Поскольку морфоструктура Западно-Сибирской ПР была достаточно подробно охарактеризована в упомянутой статье, мы остановимся на этом вопросе вкратце и основное внимание уделим двум другим ПР.

Напомним, что структурно-геоморфологическое (морфотектоническое) понятие «платформенная равнина» было предложено Ю. А. Мещеряковым [2, 3]. Определение этого термина им не дано, но из упомянутых работ следует, что платформенные равнины — это территории с преимущественно равнинным рельефом, отвечающие в структурном плане платформам и характеризующиеся в неоген-четвертичное время относительно спокойным (платформенным) тектоническим режимом.

К молодым платформенным равнинам Ю. А. Мещеряков отнес равнинные территории, пространственно соответствующие платформам с палеозойским или более молодым складчатым фундаментом. Этим условиям отвечают все три рассматриваемые ниже ПР. Однако если первые две представляют собой крупные и целостные морфоструктурные образования (их можно с полным основанием назвать геотектурами в понимании И. П. Герасимова), то Скифская ПР выражена сравнительно узкой полосой, пограничной зоной между Русской платформой и горами Кавказа и Крыма; в морфологическом отношении она является южной окраиной обширной гетерогенной Русской равнины; при этом рельеф в зоне сочленения обеих платформ резких изменений не претерпевает. В связи с этим мы начнем рассмотрение указанных ПР с определения их границ, точнее, принципов их проведения.

При решении этого вопроса можно руководствоваться либо чисто орографическим принципом — «равнина — все, что равно», либо геологическим — «ПР — территория с платформенным фундаментом». Но в данной работе мы поставили целью *морфоструктурный анализ* молодых ПР, понимая морфоструктуры как трехмерные образования. Следовательно, было бы нелогично относить к платформенной равнине всю территорию предгорных прогибов, поскольку в своем развитии они тесно связаны с соответствующими орогенами, а равнинный рельеф их дневной поверхности обусловлен интенсивным осадконакоплением, компенсировавшим прогибание. Все предгорные прогибы имеют асимметричное строение: прилегающий к орогену борт крутой и относительно короткий, противоположный — платформенный — значительно более пологий и протя-

женный. Поэтому, учитывая также и развитие прогибов на позднеорогенном этапе, мы сознательно пошли на компромисс, проводя границу платформенной равнины и орогена по оси предгорного прогиба и относя орогенный борт последнего к горам, а платформенный — к равнине. Это оправдано еще и потому, что дневной рельеф орогенного борта чаще всего представлен довольно высокими наклонными равнинами, образованными при совместном одноподвижном влиянии эндогенного (поднятие) и экзогенного (интенсивная аккумуляция осадков) процессов.

Типичным примером могут служить аккумулятивные равнины Западно-Кубанского (Скифская ПР) и Предкопетдагского (Туранская ПР) прогибов, в пределах южного крыла и осевой зоны которых поверхность консолидированного фундамента находится на глубине 5—15 км. При геологическом подходе к проведению границ нам пришлось бы присоединить к платформенной равнине также и северные куэстовые гряды Кавказа и Крыма, которые представляют собой втянутые в поднятие краевые зоны Скифской плиты, Терский и Кабардино-Сунженский хребты в осевой зоне Терско-Каспийского прогиба, а также возвышенности Бадхыз и Карабиль на юге Туранской плиты, в зоне ее сочленения с горами Паропамиза. Однако все эти морфоструктуры краевых зон плит на новейшем этапе стали органической частью гетерогенных горных сооружений и, по нашему мнению, должны быть отнесены к последним. Это подтверждают и особенности их структуры, и значительные абсолютные высоты (до 1000 м).

Итак, перейдем к характеристике границ каждой из платформенных равнин. Их морские ограничения весьма динамичны, а потому условны. При трансгрессиях соответствующих морей они существенно менялись. Так, например, Азовское море во время послекарангатской регрессии в позднем плейстоцене полностью осушалось, и по его дну проложили свои долины Дон и Кубань, сформировавшие к югу от Керченского пролива обширную дельту, хорошо выраженную и сейчас в рельефе шельфа Черного моря. Сказанное относится и к Аральскому морю, акватория которого сейчас сократилась почти вдвое, а также к шельфу Карского моря, примыкающему к Западно-Сибирской ПР. Поэтому в настоящей статье мы рассматриваем морфоструктурный план *современной суши*, не касаясь морфоструктур морского дна.

Западно-Сибирская ПР на севере ограничена берегами Карского моря, на западе она непосредственно примыкает к Уральским горам, на востоке естественной границей ПР служит поднимающийся за долиной Енисея уступ Средне-сибирского плоскогорья. Не вполне определена юго-западная граница, поскольку здесь Западно-Сибирская ПР постепенно переходит в плато и равнины Тургая, относящиеся уже к Туранской ПР. М. Е. Городецкая [4] и Б. А. Федорович [5] проводят границу по-разному. М. Е. Городецкая включает Предтургайскую и Северо-Тургайскую наклонные равнины в Западную Сибирь; Б. А. Федорович Северо-Тургайскую наклонную равнину считает частью Турана [5, с. 35]. Но в общем-то это не принципиально, поскольку Тургайский прогиб («пролив») длительное время был соединительным звеном между равнинами Западной Сибири и Турана, и поэтому его с равным основанием можно относить к любой из этих геотектур.

Границы Туранской ПР имеют значительно более сложные очертания. Согласно схеме Б. А. Федоровича [5], на западе равнины Турана граничат с Уральскими горами и Восточно-Европейской эппротерозойской ПР (Прикаспийская впадина). Далеко на север выдвигаются довольно широкой полосой Тургайские равнины и плато (о них говорилось выше). Южная граница проходит по Предкопетдагскому прогибу (к равнине мы относим территорию его платформенного крыла); юго-восточная часть равнины трактуется по-разному: М. Е. Городецкая включает в Туран предгорные возвышенности Паропамиза — Бадхыз и Карабиль; Б. А. Федорович [5], на наш взгляд, вполне правильно и логично считает их морфоструктурами, тяготеющими к альпийскому орогену, и рассматривает их в качестве обрамления. На востоке находится обширный

выступ Турана (Сарысуйско-Бетпакдалинское структурно-денудационное плато на западном погружении каледонского Казахского щита и Чу-Муюнкусские аккумулятивные равнины и плато), протягивающийся до меридиана г. Фрунзе и оз. Балхаш.

Границы Скифской ПР менее определены: это обычно не линии, а зоны. Северную границу мы проводим по весьма условной зоне контакта палеозойского и докембрийского фундамента платформ. В Предкавказье эта зона проходит примерно по 46° с. ш. от южной оконечности дельты Волги к оз. Маныч-Гудило (с. Дивное) и затем по р. Ея до берега Азовского моря к югу от г. Ейск; в Крыму — от северной оконечности Арабатской стрелки по Сивашскому перешейку до вершины Каркинитского залива. Южную границу в Крыму мы проводим по подножию Внешней куэстовой гряды [6]. Сложнее обстоит дело в Предкавказье. Здесь мы относим к Скифской ПР территорию северных крыльев Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов; по мнению Е. Е. Милановского [7], в тектоническом плане Скифской платформы они являются краевыми синеклизмами. Таким образом, южная граница платформенной равнины в пределах Западно-Кубанского прогиба совпадает с нижним отрезком долины Кубани от г. Краснодара до устья. Южную границу равнины в пределах Терско-Каспийского прогиба следует проводить по его оси, т. е. примерно по 44° с. ш. Что же касается Восточно-Кубанского прогиба, то по характеру тектонического развития на позднеорогенном этапе он должен быть полностью включен в состав Скифской ПР.

Теперь рассмотрим особенности морфоструктурного плана каждой из ПР и некоторые черты их развития.

Все три равнины характеризуются наличием мощного мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, который перекрывает гетерогенный складчатый фундамент. Формирование осадочного чехла происходило почти одновременно и не связано с возрастом пород складчатого основания. Сходство геологического строения, тектонических условий и морфоструктурного развития равнин определяется приблизительно синхронным установлением платформенного режима, зафиксированным временем начала формирования чехла. Для Западно-Сибирской ПР — это среднеюрское время, для Туранской и Скифской — поздний триас — ранняя юра. С начальным этапом формирования платформенного чехла связано и заложение большинства морфоструктур первого порядка: плато, возвышенностей, наклонных и субгоризонтальных равнин, низменностей и впадин. Морфоструктурный план равнин и история развития морфоструктур разного порядка в значительной мере определяются положением равнин на Евразийском континенте и влиянием обрамляющих равнины орогенов, причем особая роль принадлежит альпийским орогенам (Копетдаг, Большой Кавказ), а также активным субокеаническим впадинам Черного моря и Южного Каспия.

Первое, что бросается в глаза при анализе морфоструктурного плана Западно-Сибирской и Туранской равнин — это закономерность размещения положительных и отрицательных морфоструктур. Если первые преобладают по периферии равнин, то вторые развиты в их центральной части [4, 8]. Таким образом, в пределах обеих равнин выделяются Внешний относительно повышенный морфоструктурный пояс и Внутренняя относительно сниженная морфоструктурная область.

В Западной Сибири Внешний морфоструктурный пояс тесно связан с ее складчатым обрамлением и наиболее отчетливо отражает неравномерные, затухающие к центру равнины подвижки блоков фундамента. Отсюда — чащеобразный характер поверхности Западно-Сибирской равнины, открытой к северу. Ее Внешний морфоструктурный пояс образует своеобразный амфитеатр: в его западной, южной и восточной частях преобладают плато, возвышенности и наклонные равнины, в рельефе которых отчетливо выделяются три региональных гипсометрических уровня с отметками: высокий — более 200 м, средний — 150—200 и низкий — 100—150 м.

Высокий и средний уровни расположены вблизи Урала, Казахского мелкосопочника, Алтая и Салаир-Алатауской горной страны, Среднесибирского

плоскогогорья в прибортовых зонах равнины, где поверхность доюрского фундамента находится на глубине от 0 до 1500 м. На западе, юге и юго-востоке равнины эти уровни образуют сплошной пояс (Северо-Сосьвинская возвышенность, Зауральское плато, Туринская наклонная равнина на западе; Северо-Тургайская, Предтургайская, Северо-Казахстанская, Кулундинская наклонные равнины на юге; Приобское плато, Восточно-Барабинская, Приаргинская и Чулымская наклонные равнины на юго-востоке). На востоке к этим уровням, имеющим здесь островной характер, относятся части Кетско-Тазовской, Среднетазовской и Хетской возвышенностей. Низкий уровень Внешнего морфоструктурного пояса Западно-Сибирской равнины с высотами не более 150 м абс. на западе, юге и юго-востоке имеет общий уклон к центру равнины — к ее Внутренней морфоструктурной области. Эта сниженная часть Внешнего пояса в тектоническом плане соответствует переходной зоне, где поверхность доюрского фундамента опущена на глубину от 1500 до 2800 м.

Наиболее низкий орографический уровень с отметками южнее Сибирских Увалов 100 м, а севернее — менее 80 м занимает Внутреннюю относительно опущенную морфоструктурную область Западной Сибири. Это как бы «партер» Западно-Сибирской равнины, ее днище, в пределах которого поверхность доюрского фундамента погружается на глубину свыше 3000 м. Внутренняя область открыта в сторону Северного Ледовитого океана, куда выходит система невысоких междуречий и обширных низменностей. Две субширотные возвышенности — «перегородки» делят Внутреннюю область на три крупных низменности: Барабинско-Среднеиртышскую на юге (до 110 м абс.), Среднеобскую в центре (до 80 м абс.) и Надым-Пур-Тазовскую на севере (до 70 м абс.).

Для Туранской равнины также характерно деление на Внешнюю и Внутреннюю морфоструктурные области и наличие орографической ступенчатости. В Туране представлены уровни, аналогичные Западно-Сибирским, — высокий (200—300 м), средний (150—200 м), низкий (100—150 м) — во Внешнем морфоструктурном поясе и очень низкий (менее 100 м абс.) — во Внутренней морфоструктурной области. Так же, как и в Западной Сибири высокий, средний и низкий уровни развиты в пределах положительных, а очень низкий — в пределах отрицательных морфоструктур. Но наряду с этим здесь встречаются и участки очень высоких (более 300 м) уровней, которые в Западной Сибири отсутствуют. Они развиты в прибортовой зоне Внешнего морфоструктурного пояса — это Мангышлакское низкогорье на западе, Центральнокызылкумские низкогорья на юго-востоке. Специфика морфоструктурного плана Турана состоит в размещении разновысоких уровней. Четкая смена уровней от более высоких в прибортовой зоне к очень низкому во Внутренней области, столь характерная для равнин Западной Сибири, в Туране выдержана далеко не везде. Наиболее отчетливо она проявляется в восточном сегменте Внешнего морфоструктурного пояса, который примыкает к горам Паропамиза, Тянь-Шаня и к Казахскому мелкосопочнику. Здесь происходит постепенный переход от высоких положительных морфоструктур (низкогорья, плато, возвышенности) к более низким (наклонные и субгоризонтальные равнины). Что же касается западного сегмента, примыкающего к северной половине впадины Каспийского моря и юго-востоку Русской равнины, то снижение поверхности и смена типов морфоструктур идут здесь не от бортов Туранской равнины к ее центру, а к север — северо-западу и юг — юго-западу от орографической и морфоструктурной оси региона — Центральной Мангышлак-Устюртской зоны низкогорий, плато и увалов. В северной и южной частях западного сегмента развит высокий уровень — Северо-Аральское плато на погребенном продолжении Урала и Туаркыр-Капланкырская система плато и равнин по юго-западному борту Туранской плиты.

Внутренняя морфоструктурная область Туранской равнины в отличие от Западно-Сибирской замкнута на севере плато и равнинами Тургая, но имеет выход на юг через Верхнеузбойскую низменность в сторону Предкопетдагского прогиба. Последний вплотную подходит к области альпийского орогене-

за — горам Копетдага. Внутренняя область Турана характеризуется низменностями, а центр ее занят неглубокой (до —16 м абс.) Аральской впадиной. При этом если сопоставить современное положение Внутренней области с рельефом кровли фундамента, то оказывается, что первая смещена на восток по отношению к Северо-Устьюртской впадине фундамента, где его поверхность лежит на глубинах от 3 до 6 км.

Таким образом, Туранская равнина имеет ряд специфических особенностей, которые отражают влияние обрамляющих ее различных по возрасту и тектонической активности горных сооружений. В Туране нет той орографической и морфоструктурной «стройности», которая характеризует территорию Западной Сибири. Отсюда четкие морфоструктурные различия западного и восточного сегментов Внешнего пояса Турана и специфика Внутренней области. В главном же — в делении на Внешний относительно повышенный морфоструктурный пояс и Внутреннюю относительно пониженную область молодые платформенные равнины Западной Сибири и Турана схожи.

Теперь рассмотрим особенности строения и типы морфоструктур молодых равнин, а на этом фоне — проблему унаследованности морфоструктур.

По Ю. А. Мещерякову [9], морфоструктурный план молодых платформенных равнин относительно прост: он в общем повторяет в сглаженном виде древние элементы структурного плана чехла и фундамента и в нем преобладают простые, прямые, унаследованные связи. Однако углубленные исследования морфоструктуры Западно-Сибирской и Туранской равнин показали, что в действительности не все здесь столь просто. В пределах обеих равнин существуют самые разнообразные морфоструктуры: от прямых — унаследованных, гетерогенных преимущественно унаследованных до обращенных — инверсионных, гетерогенных, преимущественно инверсионных и даже наложенных — новообразованных.

В качестве подтверждения вышесказанного рассмотрим вначале типы морфоструктур, выделенные М. Е. Городецкой на территории Западной Сибири [4]. Наиболее простые соотношения рельефа и структуры (выступ — возвышенность, моноклираль — наклонная равнина, впадина — низменность) характеризуют южную краевую, или прибреговую зону Внешнего морфоструктурного пояса Западно-Сибирской равнины и север Внутренней морфоструктурной области (севернее Сибирских Увалов). При этом на юге в непосредственной близости от Урала, Центральноказахстанского мелкосопочника, гор Алтая, Салаирского и Енисейского кражей представлена зона унаследованных положительных морфоструктур — наклонные, нередко ступенчатые равнины. На юго-западе и юге — это Туринская, Северо-Тургайская, Предтургайская, Северо-Казахстанская и Кулундинская, на юго-востоке — Восточно-Барабинская, Приаргинская и Енисейская равнины. Они отражают структуру моноклиналей и выступов бортовой зоны юга Западно-Сибирской плиты. Севернее Сибирских Увалов наблюдаются также унаследованные, но отрицательные морфоструктуры — открытые в сторону Карского моря Назымская, Пурская и Тазовская низменности, которые наследуют древние впадины и мегапрогибы севера Западно-Сибирской плиты.

Наряду с простыми, прямыми унаследованными морфоструктурами в пределах Внешнего пояса равнины представлен пояс гетерогенных, преимущественно крупных положительных морфоструктур, каждая из которых объединяет несколько геологических структур. Таковы на западе этого пояса Северо-Сосьвинская возвышенность, Тавдинско-Кулундинская и Ишимская наклонные равнины, объединяющие ряд моноклиналей, мегавалов и сводов. На северо-востоке Внешнего пояса — это Верхнетазовская, Среднетазовская, Хетская, Танамская возвышенности, которым соответствует ряд сводов, выступов и моноклиналей с участками мегапрогибов и впадин. Аналогичные по строению гетерогенные преимущественно положительные морфоструктуры находятся на севере Внутренней области, где они разделяют унаследованные низменности

(Ненецкая, Таз-Пурская возвышенности, Юрибейская и Гыданская гряды, Назымская, Пурская и Тазовская низменности).

Вся же центральная и южная часть Внутренней области Западно-Сибирской равнины, частично юго-восточное крыло Внешнего пояса относятся к типу гетерогенных, преимущественно инверсионных положительных морфоструктур (возвышенности Тобольский и Белогорский материк, Увал Нумто, Васюганская, Кетско-Тымская и Чулымская наклонные равнины, Приобское плато). Они разделяются также гетерогенными, но преимущественно прямыми отрицательными морфоструктурами — низменностями (Кондинская, Среднеобская, Среднеиртышская, Барабинская). Собственно инверсионных низменностей в Западной Сибири только две и занимают они периферическое положение: это Нижнеобская на северо-западе и Туруханская на северо-востоке.

Таким образом, на территории Западной Сибири морфоструктурный план, с одной стороны, упрощен по сравнению со структурой осадочного чехла за счет генерализации, а с другой — он усложнен за счет гетерогенного характера большинства морфоструктур [1]. Было бы неправильно говорить о преимущественно прямых соотношениях дневного рельефа и структуры фундамента и чехла, поскольку в обширной южной и центральной частях Внутренней области, включая зону Сибирских Увалов, а также в ряде участков Внешнего пояса, например вблизи Алтая, преобладают инверсионные и гетерогенные морфоструктуры.

Следовательно, главная тенденция морфоструктурного развития Западно-Сибирской равнины — на фоне преимущественной унаследованности — создание крупных, чаще всего гетерогенных морфоструктур.

Морфоструктурный анализ Туранской равнины свидетельствует о ее сходстве в общих чертах с Западной Сибирью. В целом и для Турана характерно унаследованное развитие морфоструктур. Однако генерализация древних структур и гетерогенность морфоструктур здесь выражены значительно слабее. Морфоструктуры инверсионного типа преобладают не во Внутренней области, как в Западной Сибири, а во Внешнем поясе Турана, обычно по периферии последнего вблизи горного обрамления или на стыке разновозрастных областей складчатости погребенного фундамента. Так, западный сегмент Внешнего пояса отличается прямыми унаследованными положительными и отрицательными морфоструктурами (Центральноустуртское плато, низкогорья и плато Туаркыр, впадины соров Сам, Кос-Булак, Чумышты и др.).

Инверсионные положительные морфоструктуры развиты на контакте с Русской платформой (Северо-Устуртское и Красноводское плато) и в зоне, примыкающей к южному борту субширотной древней (позднепалеозойской) складчатой области донбассид (Южно-Мангышлакское и Южно-Устуртское плато). Восточный сегмент Внешнего пояса Турана при почти абсолютном преобладании положительных морфоструктур генетически более разнообразен. Наряду с унаследованными прямыми морфоструктурами (Центральнокызылкумские низкогорья и др.) здесь встречаются гетерогенные положительные морфоструктуры — результат генерализации древнего структурного плана (Заунгузская возвышенность), а также положительные инверсионные морфоструктуры. Последние обычно находятся в зонах контакта с горными сооружениями доальпийского орогенеза. Таковы инверсионные возвышенности и наклонные равнины в пределах Мургабской впадины на юге Турана по периферии гор Паропамиза и на стыке их с Копетдагом (наклонные равнины Северо-Бадхызская и Северо-Карабильская, слабонаклонные равнины Серахская, Нижнетедженская, Нижнемургабская, Обручевская). При очень больших мощностях неоген-четвертичных отложений, выполняющих впадину (1500—2000 м), в ее пределах сформирована ступенеобразная система морфоструктур с уклонами, обратными уклону впадины: морфоструктуры наиболее приподняты на юге и понижены на севере, в зоне Репетекского соляного вала. Аналогичная по характеру, но менее значительная по амплитуде инверсия рельефа наблюдается по периферии Западного и Северного Тянь-Шаня (Реметанская, Байрамкумская и Муюнкуская

наклонные равнины). По положению в рельефе, повышенным мощностям разновозрастных, особенно неоген-четвертичных отложений эти равнины похожи на Приобское плато Западной Сибири в пределах Кулундинской впадины по периферии Алтайской горной страны.

Внутренняя морфоструктурная область Турана также имеет свою специфику: во-первых, здесь нет инверсионных морфоструктур; во-вторых, большая, центральная ее часть занята очень молодой новообразованной морфоструктурой Аральской впадины, аналогом которой в Западной Сибири может быть только положительная Тобольско-Васюганская зона морфоструктур. Аральская впадина образовалась путем генерализации ряда древних структур, и в этом смысле она гетерогенна, как ряд Западно-Сибирских морфоструктур. В целом же, как следует из вышеизложенного, морфоструктурный план Западно-Сибирской равнины сложнее, чем план Туранской равнины. Причины этому следует, очевидно, искать в истории развития и возрасте морфоструктурного обрамления этих равнин.

Тесная связь морфоструктуры равнин Западной Сибири и Турана со структурным планом их обрамления очень четко выявляется при анализе простирающихся крупных морфоструктур Внешнего морфоструктурного пояса этих равнин. Не вдаваясь в подробности, которые изложены в ряде публикаций, отметим лишь, что простирающиеся крупных морфоструктур Внешнего пояса западно-Сибирской равнины находятся в соответствии с простирающимся морфоструктурным обрамлением [4]. Для северо-западного района — это север — северо-восточное простирающееся, характерное для Северного Урала: для западного района — северное и северо-западное, соответствующее простирающему Среднего Урала; для юго-западного района — восток — юго-восточное, типичное для Северного Тургая и севера Казахского мелкосопочника; для юго-восточного района — запад — юго-западное, свойственное предгорьям Салаирского кряжа; для восточного района — север — северо-западное простирающееся, характерное для Енисейского кряжа, для северо-восточного района — север — северо-западное, соответствующее погружению северо-западного борта Среднесибирского плоскогорья.

На Туранской равнине картина очень похожая [8, 10]. Северный район Внешнего пояса имеет юг — юго-западное простирающееся морфоструктур и находится в области влияния погребенных герцинид (уралид); для северо-западного района характерны север — северо-восточные простирающиеся, согласные с простирающимися пограничной периферии докембрийской Русской платформы; для западного района — восток — юго-восточные простирающиеся на продолжении позднепалеозойских донбассид; для юго-западного района — юг — юго-восточные простирающиеся, отвечающие структуре склона эпигерцинской Туранской платформы; для Прикопетдагского района типичны запад — юго-западные простирающиеся, соответствующие альпийской структуре Копетдага; для южного района — западные и запад — северо-западные простирающиеся, отвечающие северной периферии Паропамиза; для юго-восточного района — запад — северо-западные простирающиеся в области влияния структур Западного Тянь-Шаня; для восточного района характерны северо-западные простирающиеся в области влияния структур Северного Тянь-Шаня, а для северо-восточного района — юг — юго-западные простирающиеся, соответствующие структурам юго-западной окраины Казахского мелкосопочника.

Таким образом, и в Западной Сибири и в Туране для Внешнего морфоструктурного пояса типичны не только ступени, понижающиеся к Внутренней области, но и специфическое простирающееся крупных морфоструктур. Их длинные оси ориентированы как бы навстречу друг другу — на западе этих равнин преобладают морфоструктуры восточных румбов, на востоке — западных румбов, на юге — субширотные морфоструктуры, замыкающие эти равнины с юга, а на севере и Западной Сибири и Турана преобладает субмеридиональная ориентировка морфоструктур.

В рельефе и Западной Сибири и Турана прослеживаются два главных

линеамента — субмеридиональный и субширотный, которые как бы делят эти равнины на сектора с различным простираем морфоструктур. В Западной Сибири это субмеридиональный Омско-Пурский и субширотный Трансзападно-сибирский морфоструктурные линеаменты. Первый делит равнину на две почти равновеликие части: западную, где преобладает ориентировка осей морфоструктур на север — северо-восток, и восточную, где преобладает их север — северо-западное простираем. При этом для прибортовых участков западной части Внешнего пояса равнины характерны восточные, а для восточной половины равнины — западные румбы общих уклонов дневной поверхности. Последние соответствуют общим уклонам погребенной поверхности фундамента и нарастанию мощностей осадочного чехла от периферии равнины к ее Внутренней области.

Субширотный морфоструктурный линеament делит Внутреннюю область Западной Сибири на северную и южную части; в первой преобладает меридиональная ориентировка морфоструктур, во второй — субширотная.

На Туранской равнине картина похожая. Морфоструктуры западного и восточного сегментов Внешнего пояса Турана разграничены субмеридиональной зоной регионального контакта разноориентированных субширотных морфоструктур. Она проходит по среднему отрезку долины Амударьи, далее по западной периферии Центральнокызылкупских морфоструктур и на севере равнины — через зону Майлибатской флексуры, ограничивающей с запада морфоструктуру Сырдарьинского свода.

Субширотная зона, разграничивающая Туран на северную и южную половины, проходит через Мангышлак-Центральноустуртские морфоструктуры, Султануиздаг и далее на восток по впадинам, разделяющим Центральнокызылкупские низкогорья. К северу от этой зоны прослеживается субмеридиональная ориентировка ряда пограничных морфоструктур, а к югу — субширотная.

Из вышеизложенного следует, что морфоструктурные планы Западно-Сибирской и Туранской платформенных равнин в общих чертах похожи. Однако наблюдается и региональная специфика морфоструктур, которая определяется возрастом обрамления равнин, а также характером активности морфоструктур в новейшее время и прежде всего новейшими подвижками разновозрастных блоков фундамента.

Скифская ПР существенно отличается от платформенных равнин Западной Сибири и Турана. Во-первых, она представлена двумя изолированными участками: это Предкавказье и Равнинный Крым. Во-вторых, здесь отсутствуют описанные выше Внешний морфоструктурный пояс и Внутренняя область. В-третьих, несмотря на то, что равнина тянется вдоль горных сооружений Кавказа и Крыма, в ее морфоструктурном плане представлены наряду с продольным «антикавказское» и «антикрымское» простираем морфоструктур. Эта особенность Скифской равнины была отмечена еще Е. Е. Милановским [7]. По его данным, продольная зональность наиболее ярко проявилась в начале раннеорогенной стадии, особенно в майкопский век, когда существовал единый Предкавказский прогиб. Она сохранялась и позднее, хотя начал формироваться Ставропольский свод. К северу от Манычского прогиба и его восточного продолжения находилась зона поднятий, а южное Предкавказье испытывало дифференцированные погружения, нарастающие к югу и уменьшавшиеся к северу, а также в стороны постепенно разраставшихся поперечных поднятий в центральной части Равнинного Крыма, на Ставрополье и в средней части Каспийского моря. По мнению Е. Е. Милановского, в среднем плиоцене в период огромной регрессии Каспия продольная зональность «полностью исчезает». Однако, мы считаем, что она сохраняется и до сих пор прежде всего в простираем основных предгорных прогибов, но дополняется и частично нарушается развитием поперечных, субмеридиональных морфоструктур. Это характерно и для Предкавказья и для Крыма. В позднем плиоцене создается обширная субмеридиональная Каспийская зона погружений. Западнее обра-

зуется Транскавказское поперечное поднятие, включающее Ставропольское плато и Ергени. В позднем плиocene — антропогене — продолжает развиваться Азовская впадина — часть Азово-Черноморской зоны поперечного погружения. В Равнинном Крыму продолжается формирование меридионального Симферопольского поднятия. Это морфоструктура весьма древнего заложения, существующая с поздней юры или раннего мела. Она разделяет зоны опусканий Скифской ПР — Индольский (Белогорский) прогиб на востоке и Альминскую впадину на западе.

В пределах Скифской платформы наблюдается известное соответствие между ориентировкой орографических элементов (Донецкий кряж, южный край Ергеней, Манычский прогиб и др.) и общим субширотным — кавказским простиранием структур фундамента. Соотношения возвышенностей и низменностей с положительными и отрицательными структурами герцинской складчатой зоны не везде одинаковы. Возвышенности-антеклизы сформировались, по-видимому, на основе соответствующих структур складчатой зоны. Предыстория низменностей-синеклиз более сложна. Развившись из краевых и межгорных прогибов, эти впадины постепенно расширялись, захватывая некоторые антиклинальные элементы складчатой зоны. В целом здесь преобладают весьма древние унаследованные морфоструктуры, хотя имеются и молодые новообразованные. Их характеристику мы начнем с Предкавказья. Его морфоструктурный план относительно прост: на западе — обширные аккумулятивные равнины Западно-Кубанского краевого прогиба, на востоке — подобные им равнины Терско-Каспийского краевого прогиба. Обе морфоструктуры унаследованно развиваются с мезозоя, но особую активность они проявили в новейшее время; их с полным основанием можно назвать синорогенными. Менее активным был Восточно-Кубанский прогиб, который Е. Е. Милановский [7] рассматривает как «наименее глубокий, узкий, просто построенный недоразвитый участок в системе краевых прогибов Предкавказья» [7, с. 94] — платформенный прогиб Скифской плиты. Эти продольные отрицательные морфоструктуры разделены обширным меридиональным поднятием, включающим Минераловодское плато с отметками около 600 м, в пределах которого поднимаются многочисленные островные горы — лакколиты (Бештау, 1402; Железная, 852; Машук, 993 м и др.). Хотя это подземный выступ фундамента Скифской плиты, отнести его к Скифской ПР можно лишь условно, как ввиду высокой тектонической активности в новейшее время, так и из-за характера рельефа, приближающегося к горному. Два других элемента названного меридионального поднятия — Ставропольское плато и Ергени — относятся уже к несомненно платформенным морфоструктурам. Ставропольское плато — возвышенность-антеклиза весьма древнего заложения, имеющая сложную историю развития. По данным Ю. А. Мещерякова [3], в позднем палеозое территория Предкавказья была геосинклинальной областью. В ее пределах выделялась крупная зона поднятия — Южно-Ставропольская геоантиклиналь, которой соответствовала в рельефе, вероятно, цепь островов. Однако в начале мезозоя она была вовлечена в опускания альпийской геосинклинальной зоны Кавказа. Ставропольская возвышенность долгое время (с мелового периода до конца миоцена) была погребена, и хотя есть признаки ее дифференциальных поднятий относительно Азово-Кубанской и Терско-Кумской депрессии, геоморфологического выражения эти структурные элементы не получали. Лишь в меотисе — понте под влиянием растущего орогена Большого Кавказа произошло возрождение Ставропольской возвышенности. Эта морфоструктура с максимальными отметками поверхности более 800 м приурочена к так называемой антикавказской тектонической линии, с которой связывают поперечный перегиб Кавказского хребта в направлении: Сурами — Ставрополь — Ергени. Возвышенность соответствует выступу фундамента, который образует подземный кряж; в районе хут. Надзорного кровля фундамента вскрыта на глубине 924 м (645 м абс.); отметим, что в пределах Азово-Кубанской депрессии фундамент погружен более

чем на 3000, в Терско-Кумской — на 3500—4000 м. За границу морфоструктуры С. К. Горелов [11] принимает горизонталь 180 м, вдоль которой происходит погружение основных геоморфологических уровней. В этих границах Ставропольское поднятие представляет асимметричную сводовую морфоструктуру с крутым южным и пологими западным, северным и восточным склонами.

К северу от Ставропольского плато расположена возвышенность — антеклиза Ергени, имеющая в плане форму равнобедренного треугольника. Абс. высоты ее поверхности достигают 160—190 м. Главную роль в современном морфоструктурном плане возвышенности играет субширотная Сало-Манычская гряда, наследующая сложно построенный отрог герцинид — погребенный кряж Карпинского [11]. Эта гряда имеет форму пологого вала, осложненного по всей площади поднятиями и впадинами изометричных очертаний. Крутой южный склон, обращенный к Манычской низине, совпадает с флексурой мезозойско-кайнозойских отложений, отражающей дислокации палеозойского фундамента, образующего выступ под Ергенями и прогиб под Манычской низиной.

Перейдем теперь к крымской части Скифской ПР. Ее морфоструктурный план очень похож на Предкавказье в миниатюре. Южная часть Равнинного Крыма представлена синорогенными морфоструктурами древнего заложения, активизированными в новейший тектонический этап. Это Зуйско-Гвардейская структурно-денудационная равнина (к СВ от Симферополя) с высотами 150—300 м; два субширотных прогиба, представленные аккумулятивными равнинами: на западе — Альминская впадина-синеклиза с отметками поверхности от 100—150 до 0 м, на востоке Белогорский (Индо-Кубанский) прогиб с отметками до 50 м. Таким образом, Зуйско-Гвардейская равнина, находящаяся в зоне «антикрымского» перегиба южной части полуострова, возникшего еще в мезозое и испытывающего поднятия до настоящего времени, напоминает Ставропольское и Минераловодское плато; прогибы — Западно-Кубанский и Терско-Каспийский. Все эти морфоструктуры связаны с рельефом палеозойского (местами мезозойского) фундамента: в пределах Зуйско-Гвардейской равнины он встречен на отметках 300—500 м, в Альминской впадине — глубже 1500 м, в Индо-Кубанском прогибе — до 5—6 тыс. м.

В северной части Равнинного Крыма развиты платформенные морфоструктуры субширотного простираения: средневысотная (до 100 м) равнина, отвечающая Новоселовскому выступу фундамента (его поверхность встречена здесь на глубине 900—1120 м); система невысоких (до 185 м) гряд на п-ове Тарханкут, образованных антиклинальными складками, сложенными в основном сарматскими отложениями и заключающими в ядрах мел и палеоген. Это складки осадочного чехла, так как кровля фундамента находится здесь на глубине около, а к северу и более 2000 м. Пологие гряды протягиваются на восток до меридиана Джанкоя; на западе они абрадируются морем. Севернее зоны Тарханкутских увалов начинается обширная, очень низкая (до 25 м) аккумулятивная равнина Сивашского прогиба. Эта морфоструктура весьма древнего заложения: мощность мезозойских отложений в прогибе возрастает по направлению к его оси до 5000 м, а мощность осадков кайнозоя, примерно одинаковая по всей площади, составляет 1500—2000 м [12].

В целом можно констатировать, что морфоструктуры предкавказской и крымской частей Скифской ПР имеют много общего и развивались по единому плану. Вместе с тем они значительно отличаются от морфоструктур Западно-Сибирской и Туранской ПР прежде всего резким преобладанием согласных со структурами фундамента и чехла, а в «предальпийской» зоне — синорогенных морфоструктур; эти равнины имеют и совершенно иной морфоструктурный план.

Все вышесказанное подтверждает ранее сделанный нами [1] вывод о том, что молодые платформенные равнины весьма различны по истории развития и типам морфоструктур, а их морфоструктурный план определяется прежде всего положением этих платформенных равнин в общей (региональной или

глобальной) системе геотектур и влиянием на них активных, прежде всего альпийских орогенов и субокеанических впадин Черного моря и Каспия.

При этом довольно четко намечается морфогенетический ряд молодых ПР с различным морфоструктурным планом: Западно-Сибирская ПР с отчетливо (и почти повсеместно) выраженным Внешним относительно повышенным морфоструктурным поясом; Туранская — с фрагментарно развитым и не всегда орографически выраженным Внешним поясом; Скифская ПР, практически лишенная его. Добавим, что в пределах последних двух ПР к альпийским орогенам примыкают обширные аккумулятивные низменности предгорных (краевых) прогибов, в то время как вдоль возрожденных гор, обрамляющих Западно-Сибирскую равнину, в предорогенной зоне Внешнего пояса развиты наиболее приподнятые морфоструктуры — плато и высокие наклонные равнины.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Благоволлин Н. С.* Черты сходства и различия в морфоструктуре молодых и древних платформенных равнин // Геоморфология. 1988. № 4. С. 8—20.
2. *Мещеряков Ю. А.* Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 111 с.
3. *Мещеряков Ю. А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
4. *Городецкая М. Е.* Западная Сибирь // Геоморфология СССР. Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975. С. 7—52.
5. *Федорович Б. А.* Равнины Средней Азии // Геоморфология СССР. Равнины и горы Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1975. С. 7—35.
6. *Благоволлин Н. С., Борунов А. К.* Куэстовый рельеф Северного Кавказа и Крыма — опыт сравнительной характеристики // Проблемы геоморфологии гор. М.: Наука, 1984. С. 67—84.
7. *Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
8. *Городецкая М. Е.* Закономерности морфоструктурного строения Туранской равнины // Геоморфология. 1983. № 2. С. 27—34.
9. *Мещеряков Ю. А.* Рельеф СССР. М.: Мысль, 1972. 519 с.
10. *Городецкая М. Е.* Морфоструктурное районирование Туранской равнины // Геоморфология. 1987. № 3. С. 15—26.
11. *Горелов С. К.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных территорий. М.: Наука, 1972. 216 с.
12. *Благоволлин Н. С.* Развитие морфоструктур Северного Причерноморья на новейшем этапе // Геоморфология. 1971. № 4. С. 22—30.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
18.XII.1989

SPECIAL FEATURES OF MORPHOSTRUCTURE OF YOUNG PLATFORMIAN PLAINS OF THE USSR

BLAGOVOLIN N. S.

Summary

A morphostructural analysis of three young platformian plains (i. e. West-Siberian, Turanian and Scythian ones) revealed besides a certain similarities also considerable differences. The West-Siberian and Turanian plains have relatively elongated Outer morphostructural belt, relatively low Inner morphostructural area, the two units differing essentially in the sets of morphostructures. The Scythian platform has different structure, the mentioned Outer and Inner areas lacking there. We consider the differences in the surface topography and morphostructures of those plains to result from their position within regional (in Eurasian continent) and global systems of geotectures; the morphostructural plan of the platformian plains was also significantly influenced by development of adjacent orogens differing in age and also (which is more important) in activity.