

GEOMORPHOLOGICAL ESTIMATION OF THE TERRITORIAL RESOURCES OF THE NEW MOSCOW

E.A. LIKHACHEVA, S.V. SHVAREV, N.V. ANIKINA

Summary

Territorial resources of the New Moscow were analyzed in the aspect of geomorphological conditions. Analysis of the exogenous processes and anthropogenic transformation on the territory of the New Moscow shows that almost 1/5 of it involves certain difficulties for further development: the elimination of natural hazards and adaptation of the existing man-made infrastructure to new tasks are necessary. The main relief features, quantitative data on the exogenic processes, and the degree of anthropogenic transformation on the territory of New Moscow are described. The semi-quantitative models of the territory were created using the geographically-distributed database of geological-geomorphological conditions. The models include three aspects of the territory evaluation: the cultural-aesthetic, the geoeological and the geotechnical ones. In the conclusion the authors state the necessity to found the integrated assessment for rational use of the new territories on the cultural and aesthetic needs of the population. The partial models were integrated into a complex one based on a combination of attractiveness of the territory for life, as a priority factor, and on linked conditions of geoeological stability and geotechnical risk of the development. Recommendations with respect to the directions of territorial development, including the planned "growth points" of the New Moscow are given.

УДК 551.4(1/9) (516)

© 2015 г. Г.М. МАМЕДОВ, И.С. НОВИКОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДЖУНГАРСКОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ¹

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
novikov@igm.nsc.ru*

Введение

Джунгария занимает северо-западную часть Центральной Азии. Ее центральная часть – Джунгарская равнина – представляет собой днище крупной межгорной впадины. Она удалена от океана на тысячи километров, со всех сторон окружена горами и за исключением узкой полосы на севере, дренируемой Черным Иртышом, ее гидросеть не имеет стока в Мировой океан. Наименование "Джунгария", как географическое обозначение для самой северо-западной части Китая, используется сравнительно недавно. Вероятно первым, кто назвал северную часть Синьцзяна "Джунгарией" по аналогии с южной – "Кашгарией", был Н.Ф. Петровский [1]. До возникновения в 1949 г. КНР правительство Китая неоднократно утрачивало контроль над этой территорией с формированием на ней независимых административных образований [2].

Еще в первой половине XIX в. научных кругах бытовали самые фантастические представления о географии и геоморфологии Джунгарии. Так, например, Китайский Тянь-Шань считался областью широкого проявления современного вулканизма, формирующего основные хребты [3]. В последней трети XIX в. здесь интенсивно проводили топографическую разведку Россия, Британия, Германия и Япония. Представители первых трех стран опубликовали общегеографическую часть результатов своих иссле-

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00986).

дований в виде отчетов о путешествиях [4–13]. Результаты первых непосредственных научных наблюдений в области геоморфологии и физической географии этого периода не утратили своего научного значения и до настоящего времени. Со специальной частью своей миссии полностью справились только отечественные исследователи, составив к концу XIX в. топографические карты на весь Сынцзян в масштабе 10 верст в дюйме (1 : 420 000), а в первом десятилетии XX в. – и 3 версты в дюйме (1 : 126 000) на северную его часть (до широты Кобдо).

В первом десятилетии XX в. в Джунгарии с использованием появившейся топографической основы работали экспедиции В.А. Обручева (1905–1906 и 1909 гг.) и В.В. Сапожникова (1905–1906 и 1908–1909 гг.), которые, наряду с геологией в первом случае и с ботаникой и гляциологией – во втором, уделяли большое внимание рельефу местности. В опубликованных материалах этих экспедиций впервые даются в существенном объеме данные по геоморфологии региона [14, 15].

Со второй половины 1930-х и по конец 1950-х гг. проводилось интенсивное геологическое изучение Сынцзяна силами советских геологов. В этот период на его территории действовало Сынцзянское геологическое управление, объединявшее экспедиции наркоматов нефти, угля и цветных металлов [16]. Основной задачей исследований были поиски и разведка полезных ископаемых на базе мелкомасштабной геологической съемки. До того, как в 1948 г. были опубликованы составленные Топографической службой РККА карты региона в м-бе 1 : 100 000, основой при геологической съемке служили отечественные дореволюционные карты. Результаты этих исследований опубликованы крайне скупо [17, 18], географических и геоморфологических данных они практически не содержат. Именно в это время в исследованиях региона сформировался “перекося” в сторону геологии, характерный для многих богатых природными ресурсами районов. Попытка изменить ситуацию предпринималась в 1950-е гг. совместными усилиями советских и китайских географов. Обобщающие публикации по итогам этих исследований [19, 20] являются последними крупными работами по геоморфологии региона. Наиболее детально в них проработаны вопросы геоморфологии песчаных пустынь. Детализированного представления о строении и эволюции других типов рельефа региона упомянутые публикации не дают. Судя по предельно схематичному изображению всех типов рельефа региона (кроме золотых пустынь) на современных тематических картах, составленных китайскими географами [21, 22], в целом эта ситуация сохраняется и сейчас.

В современной научной и справочной литературе содержится совсем немного сведений о геоморфологии Джунгарской равнины, а те, которые приводятся, во многом неверны. Даже такой параметр, как площадь Джунгарской равнины в разных источниках приводится то как 700 тыс. км² [23, 24], то как 380 тыс. км² [25]. Абсолютные высоты днища также даются в интервалах от 600–800 м [23] до 400–1000 м [25], причем последняя работа опирается на самые современные китайские источники.

В процессе поиска в специальной литературе геоморфологических данных нам пришлось убедиться, что большинство научных сведений по этому вопросу содержится в разрозненном виде в публикациях с конца XIX и до середины XX в. и после обзорных работ советских географов 1960-х гг. в отечественной и зарубежной литературе они почти не встречаются. В то же время геологическая литература, посвященная региону, постоянно пополняется новыми результатами детальных исследований, публикуемых в международных журналах. Для получения недостающих данных мы были вынуждены провести геоморфологическую съемку этой территории, что стало возможным благодаря наличию топографических карт Джунгарской равнины в м-бах от 1 : 1000 000 до 1 : 100 000, цифровой модели рельефа с шагом по высоте 5 м и осреднением по площади 60 м (на базе SRTM), цифровых космических снимков SPOT и LANDSAT с разрешением 15–30 м и QuickBird с разрешением 0.6–2.4 м наряду с необходимой информацией о геологическом строении и возможностью полевой проверки

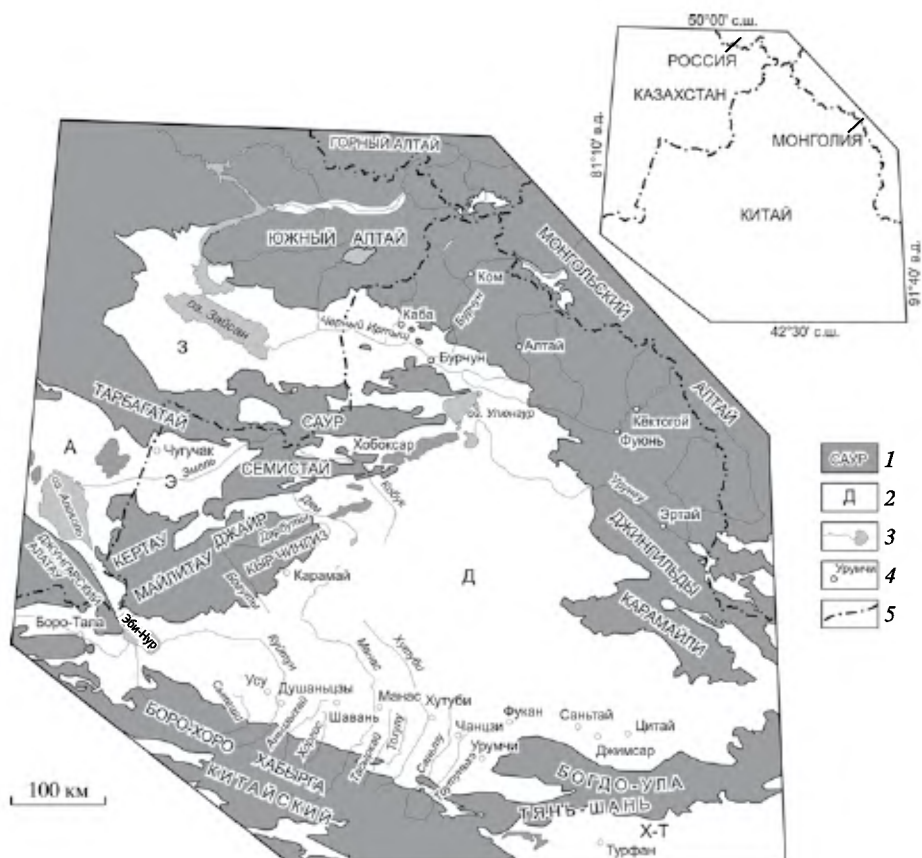


Рис. 1. Орография и гидрография Джунгарии

1 – горы и денудационные равнины, 2 – аккумулятивные равнины (3 – Зайсанская, А – Алакольская, Э – Эмельская, Д – Джунгарская, Х-Т – Хами-Турфанская), 3 – реки и озера, 4 – населенные пункты, 5 – государственные границы

результатов дешифрирования (проводилась в 2007–2009 гг.). В данной статье мы постарались представить ключевые сведения о геоморфологическом строении Джунгарской равнины, полученные в результате проведенных исследований.

Поскольку горные сооружения обрамления возникли на неотектоническом этапе в ходе блоковых движений, границы Джунгарской равнины однозначно распознаются на местности и проводятся по подножиям краевых тектоногенных уступов блоков обрамления [26]. В плане Джунгарская равнина имеет форму равностороннего треугольника со стороной около 530 км (рис. 1). Ее площадь составляет примерно 223,5 тыс. км², а вместе с окружающими ее горными хребтами (целиком, а не только обращенных к ней склонов) – около 360 тыс. км². Поверхность равнины почти плоская, имеет небольшой наклон с востока на запад.

Масштаб проведенной геоморфологической съемки (1 : 500 000) за редкими исключениями не позволяет выделять генетически однородные поверхности. Поэтому основной съемочной единицей являлись геоморфологические формации, представляющие закономерно повторяющиеся сочетания (парагенезисы) генетически однородных поверхностей (рис. 2). В пределах рассматриваемой территории выделяются три концентрически расположенных района: *днище впадины*, *переходная зона* и *горное обрамление*, из которых первые два района образуют собственно Джунгарскую равнину.

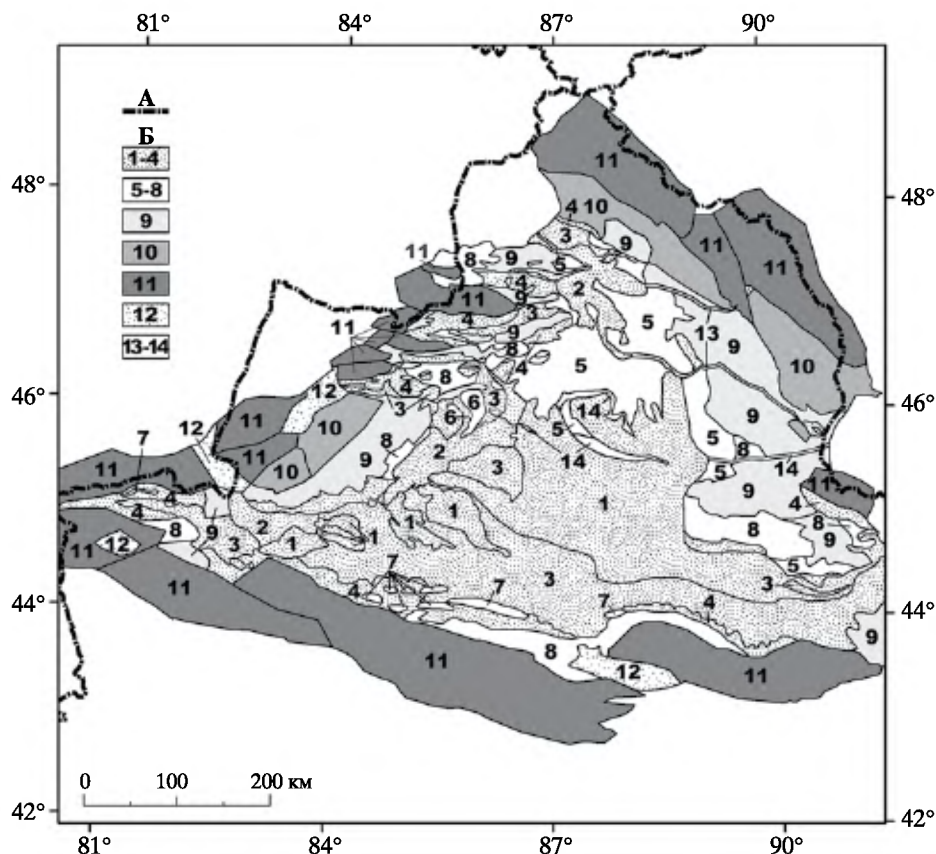


Рис. 2. Геоморфологическая карта Джунгарской впадины и прилегающих горных сооружений (по данным геоморфологической съемки м-ба 1:500000 с упрощениями)

А – государственные границы, Б – геоморфологические формации.

Формации дна Джунгарской впадины. Аккумулятивные – равнин: 1 – эоловых, 2 – озерных, 3 – аллювиально-пролювиальных; 4 – пролювиальных шлейфов; **денудационные:** 5 – пластовых равнин, 6 – эоловых гордов, 7 – передовых хребтов – форбергов. **Денудационные формации. Переходной зоны:** 8 – бедленда и грядового мелкосопочника, 9 – бугристого мелкосопочника; **горного обрамления:** 10 – среднегорная, 11 – высокогорная. **Формации, включающие денудационные и аккумулятивные элементы:** 12 – межгорных впадин, 13 – долин крупных рек, 14 – палеодолин

Геоморфология дна Джунгарской впадины

Днище впадины разнородно в геоморфологическом отношении. Оно включает в себя формации: эоловых, озерных, аллювиально-пролювиальных и пластовых равнин, пролювиальных шлейфов и передовых хребтов – форбергов.

Формация эоловых равнин занимает центральную часть Джунгарской равнины, образуя пояс, протягивающийся с запада на восток на 700 км. Максимальной ширины (240 км) он достигает в центральной части впадины. По нашим данным площадь эоловых равнин составляет 46,8 тыс. км², или около 21% от общей площади Джунгарии. Близкие данные (46 тыс. км²) для площади эоловых равнин Северного Синьцзяна приводит Э.М. Мурзаев [20], им же достаточно подробно описаны характерные для них формы рельефа. Современные материалы [21, 22] содержат карты типов рельефа эоловых равнин и подтверждают основные выводы Э.М. Мурзаева о том, что эта формация сформировалась в позднечетвертичное время в ходе ветровых перемещений

и аккумуляции как автохтонных озерно-аллювиальных песков, так и материала, поступившего в ходе дефляции пластовых равнин с севера Джунгарии. В голоцене пески наступали на юг впадины, но в последнее время этот процесс сильно замедлился за счет закрепления их растительностью. Большая часть эоловых равнин Джунгарии представляет собой грядовые, бугристые, лунковые и ячеистые полужакопленные пески. Незакрепленные пески существуют в настоящее время только в западной части Джунгарской равнины, где наряду с перечисленными типами, развиты также барханы. Высота барханов и песчаных гряд 15–30 м, глубина лунок и ячей 12–25 м. Протяженность песчаных гряд местами достигает 6–10 км; абс. высоты эоловых равнин Джунгарии плавно снижаются с 1100 м на востоке до 200 м на западе. Пылеватый материал вынесен южнее и образует лёссовый покров в пределах формации аллювиально-пролювиальных равнин.

Формация озерных равнин протягивается вдоль западной границы Джунгарии, образуя прерывистую полосу протяженностью 500 и шириной до 50 км. Эти равнины сформировались в позднем плейстоцене и голоцене в ходе аккумуляции песчано-глинистого материала в озерах, существовавших в зоне наименьших гипсометрических отметок бассейна внутреннего стока Джунгарии. Площадь озерных равнин 12.2 тыс. км², что составляет около 5% общей площади впадины. В их пределах выделяются три пространственно разобщенных участка – Эби-Нур, Манас и Улюнгур, названные по современным остаточным озерным бассейнам, занимающим сейчас около 20% площади равнин этого типа. В позднем плейстоцене озера покрывали практически всю площадь данных равнин, но в единый бассейн не объединялись. В голоцене произошло их поэтапное усыхание, зафиксированное в серии береговых уступов, разделяющих разные гипсометрические уровни озерных равнин. Высота уступов обычно менее 10–15 м, отдельные замкнутые понижения заняты солончаками и такырами. Наиболее высокие уровни равнин расчленены редкой сетью эрозионных рытвин глубиной до 5 м. Абс. высоты равнины Эби-Нур (2.4 тыс. км²) составляют от 400 до 200 м, современный озерный бассейн занимает около 40% ее площади. Нижние уровни равнины заняты солончаками, верхние – подвержены интенсивной дефляции. Абс. высоты равнины Манас (4.7 тыс. км²) ступенчато снижаются с 465 до 426 м. Значительная часть ее площади покрыта солончаками и болотами, а озера Манас и Айрык-Нур занимают менее 5%. Абс. высоты равнины Улюнгур (4.7 тыс. км²) составляют 750–660 м, озера Урунгу и Бага-Нур занимают около 30% ее площади. На севере равнины протекает Черный Иртыш, долина которого почти не врезана в ее поверхность. К северу от реки осадки равнины местами преобразуются эоловыми процессами с формированием бугристых песков, на остальной площади ее поверхность сильно заболочена. В настоящее время через систему каналов производится пополнение озера Урунгу и обводнение озерной равнины Манас водами Черного Иртыша.

Формация аллювиально-пролювиальных равнин широкой полосой протягивается вдоль южной границы Джунгарии, обрамляя с юга эоловые равнины. Фрагментарно она также встречается вдоль СЗ границы, занимая позицию между озерными равнинами и предгорьями. Для СВ границы аллювиально-пролювиальные равнины не характерны. Их формирование происходило в позднем плейстоцене и раннем голоцене во время флювиальной эпохи, вероятно связанной с процессами деградации, когда большие объемы песчано-галечного материала выносились за пределы горных сооружений многочисленными временными и постоянными водотоками. Аллювиально-пролювиальные равнины юга Джунгарии перекрыты сплошным маломощным покровом голоценовых лёссовидных суглинков, образованным в результате выноса пыли с эоловых равнин. Их аналоги, расположенные вдоль СЗ границы, как правило, лишены такого покрова. Аллювиально-пролювиальные равнины Джунгарии занимают около 47.6 тыс. км², что составляет 21% ее площади. Южная равнина протягивается на 650 км при максимальной ширине 90 км, ее площадь достигает 35.3 тыс. км², или 74% от общей площади этой формации. Аллювиально-пролювиальные рав-

нины всегда имеют слабый наклон к центру впадины, составляющий 3–4 м/км ($0^{\circ}20'$). Абс. высоты верхней границы южной равнины снижаются с востока на запад с 950 до 680 м, а нижней – с 600 до 540 м. Эта территория, за исключением заболоченной полосы вдоль северной границы, является наиболее населенной частью Джунгарии и широко используется для растениеводства. На участках развития лёссового покрова аллювиально-пролювиальные равнины характеризуются слабо развитой сетью врезанных на первые метры эрозионных форм, при отсутствии лёссов их рельеф несколько более контрастен и представлен реликтовыми русловыми ложбинами временных водотоков. Немногочисленные постоянные водотоки, стекающие с Тянь-Шаня на южную равнину, разбираются каналами многочисленных ирригационных систем и редко достигают районов развития эоловых процессов. На крайнем востоке равнины, где отсутствуют современные постоянные водотоки, функционируют системы кяризов, что, в принципе, является редкостью для Джунгарии.

Формация пролювиальных шлейфов представляет слившиеся между собой конусы выноса, сложенные грубообломочным валунно-галечным материалом и сформировавшиеся в среднем и позднем плейстоцене в период значительно большей, чем сейчас, водности временных водотоков. Суммарная площадь пролювиальных равнин составляет 22,9 тыс. км², или около 10% площади Джунгарии. Они развиты вдоль южной и северо-западной ее границ и окаймляют ограничивающие ее предгорья, протягиваясь в виде полос длиной от 50 до 250 км и шириной от 10 до 25 км с уклоном к центру равнины 25–35 м/км ($1^{\circ}40' - 2^{\circ}10'$). Абс. высоты верхних границ пролювиальных равнин составляют 900–1200 м, редко до 1900 м, отметки нижних границ на 300–400 м меньше. Микрорельеф пролювиальных равнин представлен веерообразно расходящимися вниз по склону русловыми ложбинами и валами. Относительные перепады высот достигают 20–30 м на коротких расстояниях. Там, где благодаря ледниковому питанию сохранились современные водотоки, они врезаны в поверхность пролювиальных равнин на первые десятки метров.

Формация пластовых равнин образует большую часть севера исследуемой территории. Наиболее крупные равнины имеют протяженность 120–160 км при ширине 30–70 км, их суммарная площадь около 24,7 тыс. км², что составляет 11% от площади Джунгарии. Равнины выработаны в горизонтально залегающих породах озерно-аллювиального генезиса кайнозойского возраста. При отсутствии значительных неотектонических деформаций рельеф данной территории целиком сформирован в результате воздействия на горизонтально залегающую слоистую толщу неоднородного состава комплекса денудационных процессов при ведущей роли дефляции. Наличие в кайнозойской толще отдельных прослоев конгломератов, играющих роль бронирующих горизонтов, обусловило формирование ступенчатой равнины с системой субгоризонтальных плосковершинных столовых возвышенностей, обрамленных крутыми склонами – чинками, высота которых местами достигает 70–80 м. Столовые возвышенности, простирающиеся часто на десятки километров, сложены осадками неогена, а равнина в их основании – породами палеогена. Абс. высоты базисной равнины вдали от горных сооружений составляют 700 м на юге и 450–500 м на севере, отметки вершин столовых возвышенностей – до 800 м на юге и около 600 м на севере. Уклоны равнины и вершинных поверхностей столовых возвышенностей обычно не превышают 2 м/км ($0^{\circ}15'$). По мере приближения к СВ границе Джунгарии абс. отметки вершинного и базисного плато местами повышаются на 100–200 м за счет вовлечения толщи палеогеновых и неогеновых пород в четвертичное время в пологие пликативные неотектонические деформации. Поверхность равнин покрыта маломощным слоем валунно-галечного материала, оставшегося после выдувания мелкообломочных фракций. В западной части впадины в долине р. Дям на отдельных участках наблюдаются скопления столовых возвышенностей небольшой площади с относительной высотой до 20–30 м, названных В.А. Обручевым “эоловыми городами” [15]. В этих районах галечный материал на поверхности часто преобразован в ветрогранники. По

В.А. Обручеву, образование золотых городов происходило в два этапа: сначала эрозийное расчленение, затем дефляция. Видимо, это объясняет их развитие исключительно в нижнем течении р. Дям. Абс. высоты в пределах золотых городов – 300–500 м, их общая площадь составляет около 1.4 тыс. км² (0.5% от площади Джунгарии).

Формация передовых хребтов – форбергов, характерная для Центральной Азии, достаточно часто встречается в Джунгарии. Она представляет собой цепочки низкогорных сооружений, расположенных в южной части Джунгарской равнины недалеко от границы переходной зоны к Китайскому Тянь-Шаню. Молодые хребты длиной от 14 до 88 км и шириной 6–10 км, прорывают пролювиальные шлейфы и возвышаются над ними на 200–300 м. Общая площадь, занятая форбергами, составляет 1.9 тыс. км², или 0.85% площади равнины. В неотектоническом отношении формация передовых хребтов связана с узкими поясами новейших горст-антиклиналей, в которых из-под пролювиального чехла четвертичных отложений на поверхность выводятся неогеновые и, местами, палеогеновые породы. Реки, стекающие с северного склона Китайского Тянь-Шаня, прорезают в форбергах узкие антецедентные ущелья. Образец типичного бедленда – склоны передовых хребтов изрезаны долинами временных водотоков собой. Поскольку с зоной предгорной деформации Китайского Тянь-Шаня связаны старейшие нефтяные месторождения региона, введенные в эксплуатацию специалистами Наркомнефти СССР еще в 1942 г. и разрабатываемые до настоящего времени, геологическая изученность этого района очень высока. В многочисленных публикациях китайских специалистов, основанных на результатах сейсморазведки, убедительно доказано что данная деформационная зона имеет своей природой надвигание блоков Китайского Тянь-Шаня на Джунгарскую равнину с формированием складок и систем взбросов в краевых частях чехла Джунгарии [27].

Геоморфология переходной зоны

Переходная зона Джунгарской впадины занимает ее краевую денудационную часть. Здесь в период тектонического покоя в позднем мелу и раннем палеогене на разнородном в геологическом отношении субстрате была выработана поверхность выравнивания. В ходе неотектонической активизации и роста горных сооружений эта часть равнины была слабо приподнята и искривлена пликативными деформациями. В зависимости от подстилающего геологического субстрата в переходной зоне сформировались две геоморфологические формации, существенно отличающиеся по многим параметрам.

Формация бедленда и грядового мелкосопочника – деформированная неотектоническими движениями область мел-палеогенового пенеплена, сложенная слабо литифицированными отложениями чехла Джунгарской впадины, включающими предгорные молассы верхней перми, триаса, юры и нижнего мела. Данная геоморфологическая формация является денудационной равниной, фрагментарно развитой по периферии Джунгарской впадины, слабо наклоненной в ходе неотектонической активизации к ее центру, неглубоко и дробно расчлененной V-образными долинами временных водотоков до состояния бедленда. Площадь распространения рельефа данной формации составляет 18.7 тыс. км², или 8% от общей площади Джунгарии. Сплошная полоса грядового мелкосопочника шириной от 15 до 35 км протягивается на 400 км вдоль северного подножия Китайского Тянь-Шаня. Породы нижнего и среднего структурных этажей чехла Джунгарской впадины, в которых выработана эта равнина, собраны в складки, вытянутые вдоль подножья Тянь-Шаня. Поверхность рассматриваемой равнины срезает геологические структуры, которые непосредственно в ней не выражаются, и имеет общий уклон на север от 40 до 50 м/км (около 3°). Абс. высоты верхней границы 1200–1500 м, нижней – 850–1300 м. Из-за малой устойчивости пород к денудации от исходной равнины остались только небольшие фрагменты на водоразделах. Поскольку геологический субстрат представлен круто падающей слоистой толщей, состоящей из чередования пластов относительно

но устойчивых конгломератов и неустойчивых глинистых пород, эрозионные формы закладываются как по общему уклону равнины, так и перпендикулярно ему. Глубина эрозионных форм обычно 50–100, редко до 150 м. Долины транзитных водотоков, берущих свое начало в Тянь-Шане, достигают глубины 250–300, редко до 400 м. От горных сооружений Тянь-Шаня формацию грядового мелкосопочника отделяет крутой тектоногенный уступ высотой 300–500 м. Помимо предгорий Тянь-Шаня формация грядового мелкосопочника распространена в западной и восточной частях Джунгарской равнины, где она отделена от горных сооружений бугристым мелкосопочником. В этих районах она представлена равнинами протяженностью от 70 до 140 км и шириной от 10 до 30 км. Поскольку данные районы менее увлажнены, чем юг Джунгарской впадины, а падение пластов позднепалеозойских и мезозойских пород более пологое, расчлененность здесь несколько ниже, и преобладает куэстовый рельеф. Породы деформированы в ходе неотектонической активизации несколько меньше, и уклон вершинной поверхности составляет обычно 15–20 м/км ($1^{\circ}10' - 1^{\circ}20'$). Почвенный покров для данной геоморфологической формации не характерен, обнаженность достигает 75–80%. Здесь сосредоточены все стратотипические разрезы чехла Джунгарской впадины и многочисленные местонахождения мезозойской ископаемой флоры и фауны региона.

Формация бугристого мелкосопочника является по существу мало измененным пенепленом, выработанным в породах фундамента Джунгарской впадины. Эпигенетические изменения коснулись главным образом его высотного положения, которое было изменено с образованием пологих изгибов и наклонов поверхности в ходе неотектонической активизации. Это, однако, не привело к его расчленению, и поверхность сохранила характерный для аридных пенепленов структурный микрорельеф, в мельчайших деталях отражающий очертания геологических тел и границ субстрата, в котором она была выработана в мел-палеогеновое время. Относительные высоты структурных возвышенностей обычно менее 10 м. Данная формация отсутствует на юге Джунгарской равнины. Вдоль СЗ границы она развита на всем протяжении в виде прерывистой полосы и образует предгорные пьедесталы или невысокие выступы среди пролювиальных равнин. Протяженность отдельных участков бугристого мелкосопочника составляет от 35 до 200 км, а ширина от 8 до 40 км. Все они имеют устойчивый уклон в сторону впадины до 15–20 м/км (около $1^{\circ}20'$). Вдоль СВ границы Джунгарии формация бугристого мелкосопочника образует полосу шириной от 20 до 87 км и протяженностью 460 км, прерываемую лишь узкими долинами Черного Иртыша и Урунгу. От нижней ступени Монгольского Алтая область развития бугристого мелкосопочника отделена отчетливым тектоногенным уступом от 100 до 200 м высотой. В северной части она наклонена в сторону впадины с уклоном, возрастающим с севера на юг с 2 до 5 м/км ($0^{\circ}15' - 0^{\circ}25'$). В южной части поверхность собрана в две пологие антиклинальные складки субширотного простирания, разделенные синклиналью, вдоль которой прослеживается начало крупной (по меркам данного региона) эрозионной палеодолины. Падение крыльев неотектонических складок составляет 6–8 м/км, или примерно $0^{\circ}30'$. Общая площадь, занимаемая формацией бугристого мелкосопочника, составляет 45.1 тыс. км², или 20% от площади Джунгарской равнины. Высоты верхней границы полосы мелкосопочника, развитой вдоль Монгольского Алтая, составляют для от 900 м на севере до 1600 м на юге; абс. отметки нижней границы меняются от 800 м на севере до 1300 м на юге. Для СЗ периферии впадины аналогичные параметры составляют, соответственно, 1300–1800 и 500–700 м.

Геоморфология горного обрамления Джунгарской равнины

К горному обрамлению Джунгарии мы относим горные хребты, примыкающие к ней хотя бы одной из границ и разделяющие их межгорные впадины, имеющие общие границы с Джунгарской равниной. Если принять суммарную площадь равнины и горного обрамления (360.3 тыс. км²) за 100%, то площадь горного обрамления (136.8 тыс. км²) составляет 38% от общей площади.

Межгорные впадины, из которых четыре – крупные, площадью 7.4 тыс. км², или 5% от общей площади горного обрамления. Впадины Джунгарские ворота и Куп-Муркайтская образуют проходы в СЗ обрамлении Джунгарской равнины, Даванченская впадина (Турфанские ворота) служит проходом в Китайском Тянь-Шане в крупную Хами-Турфанскую впадину. Сайрамнурская впадина расположена в западной части хребта Боро-Хоро и является частью прохода из Джунгарской равнины в Илийскую впадину. Джунгарская равнина имеет также сообщение с Зайсанской впадиной на севере и Джунгарской Гоби на востоке в виде коридоров шириной около 40 км. Границы Джунгарской равнины с последними проводятся нами по наиболее узким участкам этих коридоров, пересекаемым системами небольших неотектонических горстов в виде цепочек холмов, сложенных породами фундамента Джунгарской впадины. Протяженность крупных межгорных впадин от 50 до 110 км, ширина – 25–30 км; абс. высоты днищ лежат в пределах 400–2000 м. Существует также серия мелких межгорных впадин, приуроченных к подножию тектоногенного уступа, разделяющего среднегорье и высокогорье Монгольского Алтая. Даже самая крупная из них – Кёктогойская – занимает всего 63 км², что не позволяет изображать ее при использованном масштабе геоморфологической съемки. Сайрамнурская впадина практически полностью занята одноименным озером, рельеф остальных представлен обычным для Джунгарской равнины набором геоморфологических формаций (за исключением формаций эоловых и пластовых равнин), однако, площади, занятые каждой из формаций, недостаточно велики для нанесения на карту при принятом масштабе исследований.

Горное обрамление Джунгарской равнины почти сплошной орографической преградой из высоких гор окружает ее с СВ и Ю и дополняется из прерывистой цепочки хребтов с СЗ. Из-за безводности и малой хозяйственной освоенности Джунгарской равнины ее населенные пункты и дорожная сеть тяготеют к границе с горным обрамлением, которое в силу этого изучено намного лучше самой равнины [12, 14, 15, 28–30], поэтому при его описании, ограничимся только самыми краткими сведениями.

На юге и на большей части СЗ границы Джунгарской равнины высокие горные сооружения подступают вплотную к переходной зоне равнины, а вдоль СВ границы их разделяет полоса среднегорного рельефа Монгольского Алтая. Аналогичная ситуация наблюдается на СЗ границе между Джунгарскими воротами и Куп-Муркайтской впадиной. Все горные сооружения Джунгарии имеют в плане вытянутую ромбовидную форму, поскольку связаны с торшением земной коры на фоне субгоризонтального сжатия территории по оси меридионального простирания [31].

Формация среднегорий характерна только для СВ границы Джунгарской равнины, где она образует предгорную ступень Монгольского Алтая протяженностью 430 км и шириной до 70 км. Сверху и снизу эта ступень обрамлена тектоногенными уступами высотой от 100 до 300 м и более. Долины глубиной до 500–800 м, дренирующие ЮЗ склон Монгольского Алтая, делят ступень на систему горных отрогов. В приводораздельных частях поледних сохранились обширные участки мел-палеогеновой поверхности выравнивания, приподнятой в северной части ступени до отметок 1000–2100 м, а в южной – до 1600–2500 м. Вдоль СЗ границы Джунгарской равнины среднегорья встречаются лишь в средней ее части в виде полосы 160 км длиной и 40 км шириной. Это хребты Джаир и Ашатологой, слабо расчлененные пологосклонными долинами глубиной до 200–250 м. На водоразделах хребтов и их отрогов хорошо сохранились обширные фрагменты мел-палеогеновой поверхности выравнивания, деформированные неотектоническими движениями с образованием пологой складки СВ простирания. Крылья складки осложнены серией тектоногенных уступов высотой не более 100–150 м. Абс. высоты поверхности выравнивания в осевой части складки 2100–2200 м, в нижних частях крыльев, углы наклона которых от 1°30' до 3°30', – 1200–1700 м.

Формация высокогорий в обрамлении Джунгарской впадины представлена системами ромбовидных в плане хребтов, со всех сторон ограниченных тектоногенными уступами. Размеры, простирания и высоты хребтов различаются в зависимости от их принадлежности к одной из трех границ Джунгарии.

Южную границу равнины составляют с запада на восток хребты Китайского Тянь-Шаня – Беджиньау, Боро-Хоро, Ирен-Хабырга, Богдо-Ула. Простирание водоразделов у них $90-105^\circ$, протяженность от 220 до 420 км и ширина от 50 до 80 км. Максимальные высоты водоразделов хребтов 4200–5300 м. К краевым частям они снижаются ступенчато, уступами от 300–400 м до 1800–1900 м. На водоразделах сохранились значительные участки мел-палеогенового пенеплена, которые на абс. высотах более 3800–4000 м перекрыты ледниками. Глубина долин в приводораздельных частях хребтов достигает 900–1300 м. Долинные ледники достаточно редки, в настоящее время их языки сильно отступили и заканчиваются на отметках около 3500–3600 м. Судя по тому, что только самые верхние участки долин имеют характер трогов, даже в максимумы позднплейстоценовых оледенений долинные ледники не только не выходили в предгорья, но занимали менее трети протяженности долин.

С СЗ Джунгарскую равнину ограничивает цепочка сравнительно небольших различных по простиранию ($45-90^\circ$) хребтов СВ направления. С юга на север ее составляют Джунгарский Алатау, Кертау, Майлитау, Уркашар, Семистай, Шаганоба, Саур и Сайкан. Джунгарский Алатау соприкасается с Джунгарской равниной только своим восточным окончанием. Остальные хребты значительно уступают ему по размерам. Их длина от 50 до 130 км, ширина от 25 до 50 км. Абс. высоты осевых частей водоразделов максимальны у хр. Саур (3816 м), где сохранилось современное оледенение, и языки долинных ледников спускаются до отметок 3200–3330 м. Остальные хребты достигают в приводораздельных частях абс. отметок 2500–3200 м. Современного оледенения они лишены. Древние ледниковые долины в их пределах не имеют широкого распространения.

С СВ Джунгарская равнина ограничена хребтами, отделенными от нее формацией среднегорий и образующими главный водораздел Монгольского Алтая. Это кулисообразно расположенные хребты СЗ простирания: Северный Монгольский Алтай, Сайкумтау и Южный Монгольский Алтай. Длина хребта Сайкумтау 130, ширина 35 км, абс. высота не превышает 2500 м. Он занимает промежуточное положение между Северным и Южным Монгольским Алтаем. Два других хребта имеют длину 190 и 230 км, ширину, соответственно, 65 и 85 км, максимальные высоты водоразделов 3876 и 3700 м. Существенного современного оледенения они лишены, лишь на севере на высотах 3700–3800 м есть небольшие ледники, языки которых по долинам спускаются до отметок 2700 м. Следы древних оледенений достаточно широко развиты в верхних частях долин. Наиболее широко они проявлены в северной части Монгольского Алтая, где в расширениях долин описаны конечно-моренные комплексы позднего плейстоцена [19]. Глубина трогов Монгольского Алтая составляет здесь 1100–1200 м. На севере они занимают до половины протяженности долин, на юге – от трети до четверти. Водоразделы Монгольского Алтая, на которых сохранились достаточно большие фрагменты мел-палеогенового пенеплена, ступенчато снижаются по направлению к границам хребтов до абс. отметок 2300–2500 м. Глубина крупных долин в пределах хребтов практически не меняется от осевых частей до их периферии.

Транзитная геоморфологическая формация речных долин. Начинаясь в горном обрамлении, речные долины пересекают зону перехода и заканчиваются на дне впадины на границах озерных равнин. В масштабе выражаются только самые крупные из них, дренирующие горные сооружения Монгольского Алтая – наиболее увлажненной СЗ части изучаемой территории. Выделяются субформации палеодолин и долин современных водотоков. Несмотря на то, что вместе они занимают чуть более 1% площади, их рассмотрение важно для понимания эволюции рельефа региона, и поэтому мы их выделяем в самостоятельную формацию. Наиболее крупной палеодолиной Джунгарии



Рис. 3. Палеодолина в центральной части Джунгарской равнины. Совмещение (т. н. “драпировка”) космоснимка SPOT и цифровой модели рельефа на основе SRTM

является пересекающая полосу бугристого мелко-сопочника между горами Джингильды и Карамайли у южного окончания Монгольского Алтая субширотная палеодолина, превышающая по размерам современные долины Черного Иртыша и Урунгу (единственные, чьи размеры позволяют выделять их в масштабе геоморфологической съемки). В центре Джунгарской равнины сохранилось ее продолжение, по которой воды палеореки, в плейстоцене стекавшей с южного фаса Монгольского Ал-

тая, пополняли палеозеро, формировавшее озерную равнину Манас. Сейчас эта долина частично перекрыта золовыми песками. Длина ее сохранившегося участка составляет около 110 км, ширина по верхним бровкам бортов – до 10 км, глубина увеличивается с востока на запад с 220 до 360 м. Палеодолина пререзает толщу горизонтально залегающих озерно-аллювиальных осадков неогена и палеогена и вскрывает верхнемеловые отложения (рис. 3). В 25–50 км севернее нее, на краю золовой равнины, сохранилась палеодолина ее крупного притока глубиной 100–150 м, прослеживающаяся на протяжении 120 км; по ней, как мы полагаем, еще в среднем плейстоцене текла р. Урунгу. Суммарная площадь крупных современных долин 1.2 тыс. км², или 0.6% от общей территории Джунгарской равнины, для палеодолин эти параметры составляют 1.5 тыс. км² и 0.7% соответственно.

Заключение

Джунгарский регион, как это видно из анализа коррелятных отложений [26], на протяжении мезозоя неоднократно подвергался тектонической активизации. Поскольку в основании Джунгарской равнины лежит погруженный жесткий блок, при активизациях она всегда была областью аккумуляции материала, сносимого с горных сооружений, которые возникали в пределах обрамляющих ее мобильных зон. В конце мела и начале палеогена на рассматриваемой территории тектонические движения почти не проявлялись, и в ее пределах была сформирована полигенетическая поверхность выравнивания – аккумулятивная в центре Джунгарии и денудационная по ее периферии. Неотектоническая активизация происходила по старому сценарию: в позднем плиоцене и плейстоцене вокруг Джунгарской равнины вновь возникли высокие горные сооружения, а сама она стала областью аккумуляции выносимого с гор материала.

В ходе неотектонической активизации в пределах рассматриваемой территории сформировались три основных яруса рельефа. Верхний ярус характеризуется горным рельефом, интенсивным врезанием долин и выносом материала. В наиболее высоких частях горных сооружений основными агентами денудации служат ледники, в остальных – временные и постоянные водотоки. Средний ярус характеризуется равнинным мелкосопочным рельефом, слабо измененным со времени пенепленизации. Денудация

в нем проявлена слабо. Это в основном область транзита обломочного материала из горных сооружений в центральную часть Джунгарской равнины. Нижний ярус в плиоцене и плейстоцене был областью интенсивной аккумуляции. На западе впадины шло накопление озерных отложений, в центре и на востоке – аллювиально-пролювиальных. В голоцене в связи с резким снижением водности потоков, объем выносимого на равнину материала резко снизился, площадь озер сократилась, широкое развитие получили эоловые процессы. С северной части равнины дефляция полностью удалила аллювиально-пролювиальные осадки позднего плиоцена и раннего плейстоцена и обнажила разные уровни позднепалеогеновых и раннечетвертичных аккумулятивных озерных равнин. В центральной части Джунгарии сформировалась классическая песчаная пустыня, наступающая на южную аллювиально-пролювиальную равнину.

Всего в пределах Джунгарской равнины выделяются 13 геоморфологических формаций. Из них 7 играют ведущую роль в формировании рельефа, занимают 97% площади территории и представляют практически все основные генетические типы равнинного рельефа. Все они за исключением эоловых равнин являются реликтовыми и прекратили активно развиваться в позднем плейстоцене. Основная рельефообразующая деятельность сосредоточена в настоящее время на эоловых равнинах, которые также постепенно закрепляются растительностью и переходят в реликтовое состояние, а также в долинах крупных рек с ледниковым питанием, в верхней части которых доминируют гляциальные процессы, а в средней и нижней – флювиальные.

Изолированность Джунгарской впадины от Мирового океана, разнообразие проявленных в ее пределах геоморфологических формаций, унаследованный характер развития рельефа и практически полная замкнутость геоморфологической системы с отсутствием выноса денудированного материала делают ее крайне интересным объектом для изучения истории, пространственных соотношений и количественных закономерностей формирования горного и равнинного рельефа. Геоморфологическое строение Джунгарской равнины является ключевым фактором, контролирующим текущее хозяйственное использование территории и перспективы его развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Петровский Н.Ф.* Отчет о Кашгарии // Сб. географических, топографических и статистических сведений по Азии. СПб.: Изд. Военно-ученого комитета Главного Штаба, 1886. Вып. XXII. С. 1–61.
2. *Обухов В.Г.* Схватка шести империй. Битва за Синьцзян. М.: Вече, 2007. 512 с.
3. *Humboldt A.* Central-Asien: Untersuchungen über die Gebirgsketten und die vergleichende Klimatologie. Berlin: C.J. Klemann, 1844. V. I. 688 p; V. II. 448 p.
4. *Пржевальский Н.М.* Из Зайсана через Хами в Тибет и на верховья Желтой реки. Третье путешествие по центральной Азии. СПб.: Изд-во РГО, 1883. 473 с.
5. *Потанин Г.Н.* Расспросные сведения между Нань-Шанем, Хангаем, Хами и Утай-Шанем // Изв. РГО. 1887. Т. 23. Вып. 4. С. 519–568.
6. *Грум-Гржимайло Г.В.* Описание путешествия в Западный Китай. СПб.: Изд-во РГО, 1896. Т. 1. 547 с.
7. *Певцов М.В.* Путешествия по Восточному Туркестану, Кузнь-Луню, северной части Тибетского нагорья и Чжунгарии в 1889 и 1890 гг. СПб.: Изд-во РГО, 1895. Ч. 1. 423 с.
8. *Козлов П.К.* Отчет помощника начальника экспедиции // Тр. экспедиции РГО по Центральной Азии, совершенной в 1893–1895 гг. под начальством В.И. Роборовского. СПб.: Изд-во РГО, 1899. Ч. 2. 265 с.
9. *Роборовский В.И.* Отчет начальника экспедиции Русского географического общества по Центральной Азии, совершенной в 1893–1895 гг. СПб.: Изд-во РГО, 1900. 610 с.
10. *Обручев В.А.* Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии в 1892–1894 гг. СПб.: Изд-во РГО, 1901. Т. 2. 687 с.
11. *Merzbacher G.* Von meiner Tian-Schan Expedition 1907 und 1908 // Zeitschr. d. Ges. Erdkunde. Berlin: 1910. № 4. S. 225–244; № 5. S. 303–322.

12. *Merzbacher G.* Die Gebirgsgruppe Bogdo-Ola im östlichen Tian-Schan. Aus den wissenschaftlichen Ergebnissen der Merzbacherschen Tian-Schan-Expeditionen. Unter Mitarbeit von P. Groeber und mit Beiträgen von G. Glungler, Fr. Lex, J. Schuster, Maurice Leriche, Otto M. Reis u. Boris Fedtschenko. München: Verlag der Königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften, 1916. 330 s.
13. *Carruthers D.* Unknown Mongolia. A Record of Travel and Exploration in North-West Mongolia and Dzungaria. London: Hutchinson, 1914. V. I–II. 659 p.
14. *Сапожников В.В.* Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо: Путешествия 1905–1909 гг. Томск: Типолитогр. Сиб. Т-ва Печатного дела, 1911. 408 с.
15. *Обручев В.А.* Пограничная Джунгария. Т. 3. Географическое и геологическое описание. Вып. 1. Обзор литературы, орография, гидрография. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1932. 311 с.
16. *Соколов Б.С.* Далеко от войны // Геологи АН СССР в годы Великой Отечественной войны на трудовом фронте. М.: Наука, 1991. С. 72–90.
17. *Саидов М.Н.* Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины (Основные черты стратиграфии) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10. С. 85–97.
18. *Туаев Н.П.* К стратиграфии Джунгарии // Сов. геология. 1963. № 5. С. 76–92.
19. *Селиванов Е.И.* Геоморфология Джунгарии. М.: Недра, 1965. 155 с.
20. *Мурзаев Э.М.* Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М.: Наука, 1966. 382 с.
21. Wang T. (Ed.) Map of Deserts and Aeolian Desertifikation in China. Scale 1 : 4000 000 / Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute Chinese Academy of Sciences. Hebei: SinoMapsPress, 2005. 2 sheets.
22. Wang T. (Ed.) Map of Glaciers, Frozen Ground and Deserts in China. Scale 1 : 4000 000 / Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute Chinese Academy of Sciences. Hebei: SinoMapsPress, 2006. 2 sheets.
23. *Зайчиков В.Т.* Джунгарская равнина // Бол. Сов. энциклопедия, 1972. Т. 8. С. 215.
24. *Джунгарская равнина* // Бол. рос. энциклопедия. 2004. Т. 15. С. 229.
25. *Фортыгина Е.А.* Джунгарская равнина // Бол. рос. энциклопедия. 2007. Т. 8. С. 685.
26. *Новиков И.С.* Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 184–202.
27. *Guan S., Li B., He D. et al.* Recognition and Exploration of Structural Wedges – A Case Study in the Southern Margin of Junggar Basin, China // Earth Sci. Front. 2009. V. 16. Is. 3. P. 129–137.
28. *Хехорошев В.П.* Хребет Саур // Очерки по геологии Сибири. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1941. Вып. 9. 212 с.
29. *Федорович Б.А.* Высотно-поясное разделение долин Тянь-Шаня // Геоморфология. 1971. № 2. С. 87–95.
30. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 313 с.
31. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая // Геоморфология. 2003. № 3. С. 10–25.

Поступила в редакцию 16.12.2013

GEOMORPHOLOGY OF THE DZUNGARIAN PLAIN AND ITS MOUNTAIN FRAME

G.M. MAMEDOV, I.S. NOVIKOV

Summary

The Dzungarian Plain and high mountains by its periphery were formed during Late Pliocene and Pleistocene on the territory of the former Cr-Pg penepain. The Plain became the basin of accumulation for the products of mountain erosion. Three main steps of the relief were formed. The upper one includes the high and middle mountains, and intermountain depressions, occupying 146 000 km². The middle and lower steps form the Dzungarian Plain with the area of 223 500 km². Its marginal zone (the middle step) is represented by weakly changed peneplain (28% of the total area). The lower step in the central part consist of aeolean plains (21%), lacustrine plains (5%), alluvial and alluvial-fan plains (21), aprons (10%), plains built on horizontal strata (11%), and advanced ridges (vorberges) (1%). Large contemporary and ancient river valleys occupy less than 3% of the territory.