

восходящей циркуляции карстовых вод. По наклонному карнизу у восточного берега озера удобно подняться на площадку (5—6 м над рекой), с которой хорошо просматривается скальный рельеф с отвесными стенками и останцами. Поверхность известняка коррозийная и представляет систему округлых выступов и щелевидных, редко лунковых карров. Площадь откопанных из-под отложений озерно-морской равнины закарстованных известняков ~2 га. В северной стенке поперечной долины, ведущей к озеру, имеется грот сечением 0,5×0,6 м, длиной ~1,5 м. Дно его завалено обломками известняка. Таким образом, на данном участке морфологические признаки карста выражены достаточно четко.

Рельеф, выработанный в известняках обоих участков, мы классифицируем как карстовый коррозионно-эрозионный. Карст начал формироваться в эпоху, предшествовавшую санчуговской морской трансгрессии, так как закарстованные известняки вскрываются из-под озерно-морских и аллювиальных отложений плейстоцена. В современную геологическую эпоху карстовый рельеф видоизменяется под воздействием эрозии и морозного выветривания, в результате чего выработаны каньоны, останцы и глыбово-щебнистые осыпи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Луговой П. Н.* Особенности образования карста в мерзлых толщах // Геология и геофизика. 1964. № 8. С. 25—33.
2. *Мирошников Л. Д.* Карст арктической части Сибирской платформы // Сов. геология. 1962. № 7. С. 145—148.
3. *Пармузин Ю. П.* Карст в мерзлых грунтах // Природа. 1984. № 10. С. 34—40.
4. *Аникеев Н. П., Гусев А. И.* Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. Л.: Тр. АНИИ, 1939. Т. 140. 190 с.
5. *Максимович Г. А.* Основы карстоведения. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1969. Т. II. 529 с.
6. Геологическая карта Горного Таймыра (объяснительная записка) / Ред. Беззубцев В. В. Красноярск: Изд. ГСЭ ПГО «Красноярскгеология», 1986. 177 с.

Красноярский институт цветных металлов

Поступила в редакцию  
03.03.93

#### EVIDENCES OF CARBONATE KARST ON NORTHERN TAIMYR

R. A. TSYKIN

#### S u m m a r y

Two areas in the middle reaches of the Shrenk River show the Pleistocene karst landforms exposed by erosion from under the 2nd terrace alluvium and non-sorted loams of the lacustrine-marine plain. Characteristic are shallow canyons of reticular pattern, with steep scree slopes, isolated rocks, niches and grottos. One of the sites features shallow rills (karren).

УДК551.435.21(517.3)

© 1994 г. В. П. ЧИЧАГОВ

#### ДЕСТРУКТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ ГОБИЙСКОГО ПЕНЕПЛЕНА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

В предлагаемой статье развивается ставшая традиционной в отечественной геоморфологии со времен В. А. Обручева тема о древности и молодости современности рельефа Высокой Азии [1]. С. С. Коржуев выделил, описал основные черты рельефа и проанализировал происхождение Центрального Гобийского пенеплена в Монголии [2, 3]. Н. А. Флоренсов и С. С. Коржуев при подведении итогов

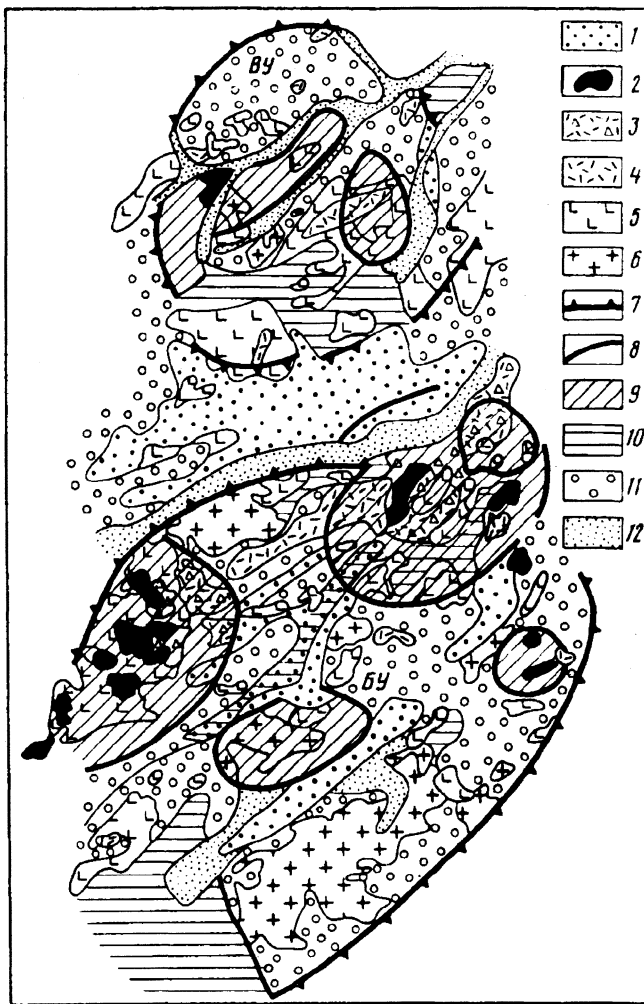


Рис. 1. Восточно-Монгольские сводовые поднятия [9]

1 — верхнемезозойские осадочные породы, 2 — верхнемезозойские гранитоиды, 3 — субвулканические фации липаритов и гранит-порфиров, 4 — кислые эффузивы ( $J_3 - K_1$ ), 5 — базальтоиды ( $J_3 - K_1$ ), 6 — палеозойские гранитоиды. Элементы морфоструктуры: 7 — границы свода, 8 — границы куполов. Относительно приподнятые блоки и купола в системе свода: 9 — максимально приподнятые, 10 — менее приподнятые, 11 — депрессии, 12 — впадины и долины

геоморфологического изучения Монголии по материалам Геоморфологической карты масштаба 1 : 1 500 000 [4] и обобщающей монографии по геоморфологии этого региона [5] выдвинули концепцию об эндогенной и экзогенной геоморфологической деструкции [6, 7].

В предлагаемой статье рассмотрен молодой деструктивный рельеф, преобразующий поверхность исходного пенепплена Юго-Восточной Монголии, являющегося восточным продолжением Центрального Гобийского пенепплена. Рельеф первичного пенепплена сохранился здесь в неизменном состоянии только под покровами плиоценовых платобазальтов в пределах вулканической области Дариганга. По периферии платобазальтов фрагменты древнего пенепплена приобрели равнинный, останцовый и холмистый рельеф с сухими речными долинами, котловинами и впадинами. Происхождение перечисленных геоморфологических образований рассматривается ниже.

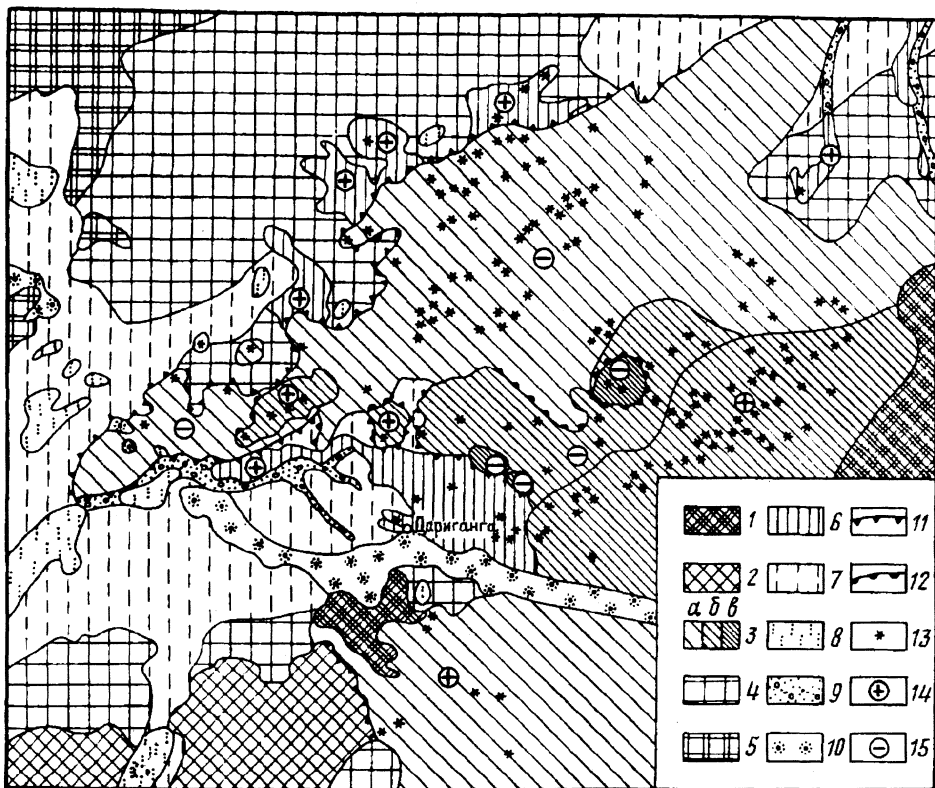


Рис. 2. Схематическая геоморфологическая карта вулканической области Дариганга [10]. Поверхность выравнивания миоцен-плиоценового возраста: 1 — слаборасчлененная, 2 — сильнорасчлененная, 3 — покрытая базальтами (а — основного уровня, б — второго уровня, в — третьего уровня). Поверхность выравнивания плиоценового (?) возраста: 4 — слаборасчлененная, 5 — сильнорасчлененная, 6 — покрытая базальтами, 7 — участки относительного опускания в пределах той же поверхности. Формы рельефа: 8 — плоские днища озерных котловин, 9 — поймы и низкие террасы рек, 10 — бугристые эоловые пески, 11 — уступ миоцен-плиоценовой поверхности выравнивания, покрытой базальтами, 12 — уступы базальтовых покровов, 13 — конусы потухших вулканов. Направление намагниченности базальтов: 14 — нормальное, 15 — обратное

## Введение

Основные черты структуры Восточной Монголии определяют два обширных сводовых поднятия мезозойского возраста: верхнеульдзинское на севере и Барунтурское на юге [9]. Дариганга расположена в южном крыле последнего (рис. 1).

Рельеф окружающих Даригангу территорий имеет равнинный облик. Вулканическое плато возвышается над смежными равнинами. В уступах платобазальтов видна ровная поверхность подстилающих их красноцветных миоцен-плиоценовых отложений.

Проведенные нами в 1972 г. геолого-геоморфологические и палеомагнитные исследования (рис. 2) позволили составить возрастную геоморфологическую карту и на ней выделить здесь две исходные подбазальтовые поверхности выравнивания: миоцен-плиоценовую и плиоценовую [10]. Наши наблюдения позволили выдвинуть предположение о сохранности в современном рельефе региона фрагментов и более древних ранне- и позднемиоценовых пенеппенов [11—13]. В. Т. Григоров здесь выделил три поверхности выравнивания: раннемезозойскую денудационную — исходную для Восточной Монголии, раннемиоценовую аккумулятивную и неогеновую полигенетическую — денудационно-аккумулятивную [14]. И. П. Сырнев, проводивший анализ поверхностей выравнивания Восточной Монголии, отмечал [15, 16], что «в

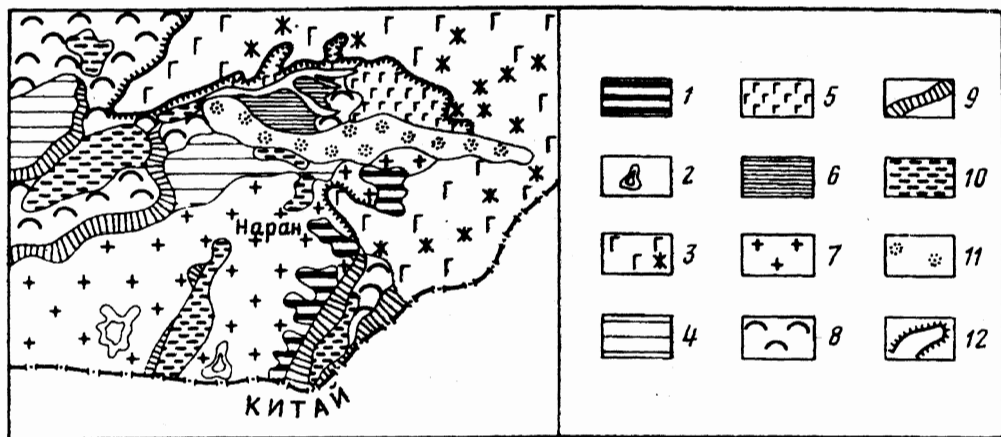


Рис. 3. Положение поверхностей выравнивания (ПВ) в рельефе Наранского района на юге Дариганги [15]

Древние поверхности: 1 — миоцен-плиоценовая, выработанная в гранитах карбона (абс. высоты 1300—1320 м), 2 — вершины — останцы этой поверхности, 3 — плиоценовая структурная поверхность лавового плато, 4 — позднеплиоценовая ПВ, выработанная в верхнемеловых отложениях (1140—1160 м), 5 — ранне-среднечетвертичная структурная поверхность базальтов низкого уровня (от 1100 м и выше), 6 — средне-позднечетвертичная аллювиальная равнина (от 1100 м и ниже). Относительно молодые поверхности: 7 — наклонные цокольные равнины, 8 — то же пластовые, 9 — эрозионные склоны, 10 — солончаки и озерные котловины, 11 — эоловые пески, 12 — уступы

целом стабильное положение Восточно-Монгольской равнины на протяжении кайнозойского времени способствовало формированию поверхностей выравнивания. В связи с общим поднятием территории в конце неогена и в четвертичное время, придавшем новый импульс денудационным процессам, эти поверхности были большей частью уничтожены. Они сохранились на относительно приподнятых участках денудационных равнин в виде ровных водораздельных поверхностей или выровненных вершин останцовых массивов» [16, с. 172]. Наиболее древней поверхностью выравнивания в Восточной Монголии этот исследователь считает фрагменты денудационных равнин высокого уровня, сформировавшегося в миоцене или в начале плиоцена (рис. 3).

Обобщив имеющиеся в нашем распоряжении данные о поверхностях выравнивания Восточной Монголии и смежных регионов, мы объединили эти денудационные равнины в 5 групп.

Юрская группа представлена разрозненными погребенными фрагментами древних равнин; структуры этого возраста наметили морфоструктурный план региона [10, 14, 21 и др.]. Меловая группа — раннемеловая, ранне-позднемеловая и позднемеловая поверхности [10, 11—14 и др.] представлена их фрагментами — как погребенными, так и экспонированными. Мел-палеогеновая поверхность имеет региональное развитие, знаменует этап длительного выравнивания рельефа. С ней связаны древние коры выветривания. Ее деформации отражают характер и интенсивность неотектонических движений [15, 17]. Кайнозойская группа включает олигоцен-миоценовую, раннемиоценовую, миоцен-плиоценовую, плиоценовую и позднеплиоценовую поверхности выравнивания [10, 11, 13—18 и др.]. Четвертичная группа поверхностей объединяет геоморфологические уровни, моделирующие древние [15, 16].

Плановые очертания вулканической области Дариганга имеют неправильный лопастной рисунок, свидетельствующий о ее денудационно-эрозионном происхождении [22]; он, казалось бы, противоречит изометричной положительной — неотектонической форме этой крупной стратовулканической структуры. Платобазальты мощностью до 30 м отлагались во впадине, которая на границе плиоцена и раннего плейстоцена испытала сводово-глыбовое поднятие и приобрела обращенный рельеф [16, 23—26]. Воздымание свода продолжалось в плейстоцене,

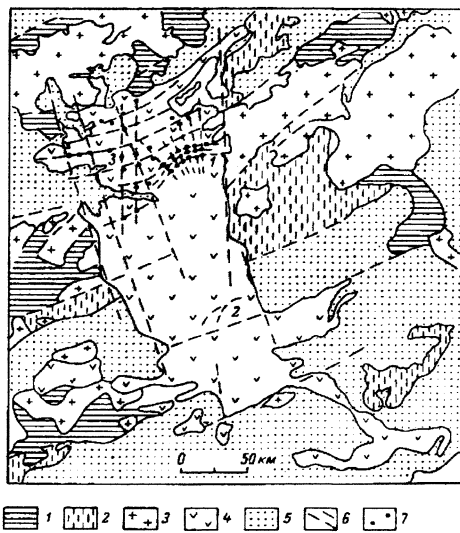


Рис. 4. Схематическая геологическая карта базальтового плато Дариганга [27]  
 1 — осадочные и метаморфические породы палеозоя, 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные породы мезозоя, 3 — гранитоиды палеозоя и мезозоя, 4 — базальты, 5 — кайнозойские отложения, 6 — разрывные нарушения, 7 — вулканы

когда активизировались нарушения северо-восточного простирания (рис. 4). Вдоль них сформировались вулканические постройки центрального типа [8], а южнее обозначилась кольцевая структура [27]. По западному и восточному флангам свода проявились субмеридиональные нарушения соответственно двум основным сквозным меридиональным линеаментам: Барунуртскому, проходящему вдоль меридиана  $113^{\circ}$  в. д., и Югодзырско-Борзинскому вдоль  $166^{\circ}$  в. д. [28]. Оформляется блоковая структура Дариганги, начинаются дифференцированные тектонические движения, в пределах поверхностей выравнивания формируется молодой рельеф.

В схеме эволюция древнего рельефа в рассматриваемом регионе представляется в следующем виде: создание региональной денудационной равнины — поверхности выравнивания позднемиоценового — палеогенового возраста, ее размыв и образование наложенной миоцен-плиоценовой [10] полигенетической равнины. Равнинный рельеф последней претерпевает существенные изменения. На его основе формируется молодой плиоцен-четвертичный рельеф, анализу которого и отводится основная часть статьи.

### Основные генетические типы рельефа периферических районов Дариганги

Наиболее разнообразен молодой, не покрывавшийся базальтами рельеф юго-западной окраины Дариганги. Он сформирован в пределах исходной денудационной равнины. Этот район в плане представляет равнобедренный треугольник, основание которого совпадает с субширотной зоной разломов вдоль монголо-китайской границы, а вершина направлена на север. Обращенная на северо-запад сторона представлена низкогорным, уплощенным, эрозионно-денудационным хребтиком северо-восточного простирания, начавшем обозначаться из исходного пенеплена. Его высоты немного превышают 1220 м. Сторона, обращенная на северо-восток, совпадает с линейным районом развития золотых песков в пределах северо-западной части песчаного массива Молцог-Элс и массива Онгон-Элс ( между центрами сомонов Дариганга и бригадой Хонгор). Центральная часть района занята одновысотными равнинами (1100—1150, на востоке 1250 м) с котловинами и впадинами. Наиболее крупные из них: Баян-Тухэмийн-Гоби (976 и.

абс.) на западе района; на ее северо-восточном продолжении — Боргойн-Гоби и на востоке озерная котловина Хара-Нур. Между ними расположена серия мелких безымянных депрессий.

Несмотря на сравнительно небольшие амплитуды современного рельефа в строении поднятий, равнин и впадин наблюдается ступенчатость или своеобразная геоморфологическая ярусность.

Здесь широко распространены два комплекса молодого рельефа: созданный на поверхности предбазальтовой гранитной равнины и сформированный на осадочных породах позднего кайнозоя.

Молодой рельеф древних гранитных равнин Дариганги. Поверхность гранитных равнин юго-западной окраины вулканического плато Дариганга характеризуется значительным разнообразием, связанным с дробным блоковым строением района и дифференцированными движениями блоков на неотектоническом этапе, с одной стороны, и с активным проявлением линейной эрозии ливневых вод и дефляции — с другой. Рельеф гранитных равнин представляет сочетание выровненных участков, холмов, сухих речных долин и котловин.

Участки гранитных равнин по особенностям строения рельефа подразделяются на три группы.

1. Плоские, близкие к горизонтальным фрагменты денудационных равнин на коренных слабыветрелых гранитах в виде гранитной плиты. В происхождении этой оголенной гранитной поверхности основную роль играет дефляция — своеобразные «пескоструйные» ветровые потоки и в меньшей степени поверхностный смыв. Наиболее яркие примеры равнин этого рода наблюдается в районе сомона Наран (рис. 4).

2. Выровненные участки неровной кровли гранитов повсеместно дефляционного происхождения. Они покрыты остаточным гравием, грубо- и разнотелыми золовыми песками светло-желтого и буровато-желтого цвета мощностью от первых сантиметров до 1—1,5 м. В местах выходов гранитов на дневную поверхность они особенно сильно трещиноваты, местами мягкие, рассыпаются в руках.

На поверхности эти выходы имеют вид светлых пятен различной величины от 1 до 15—20 м. В отдельных случаях дефляция отпрепарировала кварцевые жилы, превратив их в белую резкорасчлененную невысокую — 20—30 см — «щетку».

3. Равнинные участки с волнистым и увалистым рельефом распространены в верхних временной эрозионной — сайровой — сети. В их пределах глубина расчленения составляет первые метры. Преобладают пологие склоны. Изредка встречаются более крутые участки, которые непременно соответствуют скальным выходам гранитов.

Участки гранитных равнин с холмистым рельефом сформированы в окраинных частях гранитных равнин, по периферии впадин и котловин. Холмы имеют мягкие пологовыпуклые, обычно симметричные очертания. Все они сложены гранитами и их элювием. В качестве примера приведем разрезы верхней части холма Окоп-Шаргал (рис. 5А). Вдоль его вершины пройдена канава глубиной 2,5—3 м и протяженностью 30 м. Она вскрыла типичные для цокольной исходной равнины Дариганги крупнокристаллические серые кварц-биотитовые граниты с пегматитовыми жилами, их элювий и покрывающие их элювиально-делювиальные отложения (рис. 5Б). Под ними залегает рухляк — элювий крупнокристаллических пегматоидного типа гранитов и пронизывающих их кварцевых жил. Материал несет следы глубокого и длительного выветривания: щебнисто-дресвянистый элювий в верхних горизонтах приобрел глинистый состав. Глины белые, жирные, мощностью 20—30 см залегают в виде невыдержанных по простиранию прослоев и шапок. Ближе к склонам отдельные горизонты элювиальных отложений, судя по особенностям их текстуры, вовлекаются в медленные склоновые перемещения. Под элювием в основании разреза залегают сильно трещиноватые, предельно выветрелые граниты и пегматиты. Характерно, что все холмы сложены серыми гранитами. Пегматиты повсюду глубоко выветрелы; они разрушены и вынесены. Им соответствуют понижения в рельефе.

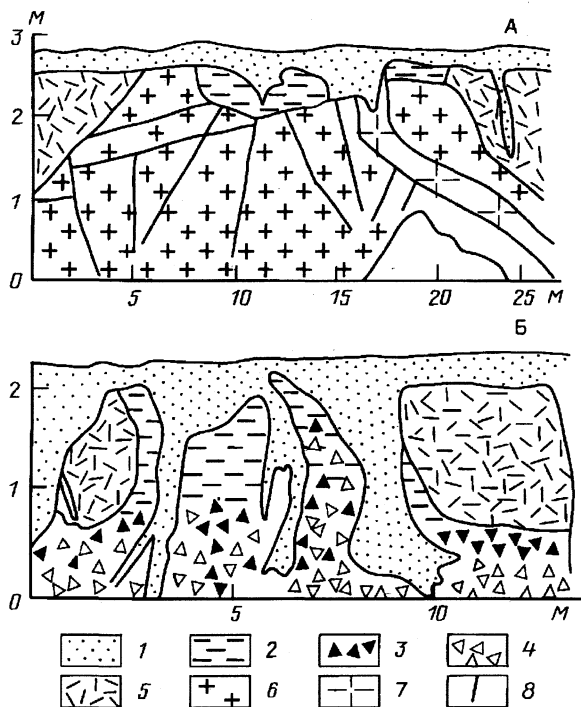


Рис. 5. Геологический разрез через вершину холма Окоп-Шаргал (А), деталь западной стенки разреза (Б)  
 1 — пески, 2 — глины, 3 — гравий, 4 — щебень, 5 — дресва, 6 — граниты, 7 — пегматиты, 8 — трещины

Участки речных долин в пределах гранитной равнины. На юго-западной и западной окраинах Дариганги нами обнаружены и изучены следы молодых эрозионных врезов. Этот регион характеризуется малым — 200—250 мм — годовым количеством осадков [29] и наименьшими (0,1 л/с км<sup>2</sup>) значениями максимальных модулей стока дождевых паводков [30]. Характерны сайровые водотоки с летними паводками (90%) и подземным стоком — 10% [31]. Снежный покров маломощный, неустойчивый, не дает стока. Эти данные и результаты наших наблюдений свидетельствуют об отсутствии здесь гидро-климатических условий для формирования современной речной сети, поэтому встреченные нами сухие речные долины представляют определенный интерес.

Первая из них — Ганц-Модны-гол — начинается в районе рассмотренного выше гранитного холма Окоп-Шаргал. В верховьях долина вложена в поверхность плоской гранитной равнины (рис. 6А). Долина широкая с пологими склонами, неглубоко врезана в крупнокристаллические описанные выше граниты. В ложе сухого русла реки и на обнаженных выровненных склонах долины они разбиты системой трещин на правильные прямоугольники, иногда квадраты. Поверхность гранитов ровная, столοобразная. Продольный профиль Ганц-Модны-гол состоит из серии длинных полого понижающихся участков, разделенных уступами высотой 1—1,5 м. Граниты здесь состоят из плоских тонких (20—30, реже 40 см) горизонтально залегающих плит. Аллювий практически отсутствует (рис. 6).

В среднем течении долина реки сужается и становится глубже (рис. 6Б). Она выработана в тех же гранитах, поверхность которых покрыта маломощным чехлом элювиально-делювиальных дресвяников и грубозернистых первичных золотых песков [32]. В русле и миниатюрной (высотой 60—80 см) пойме появляются рыхлые отложения, имеющие двучленное строение. Сверху залегают желтовато-бурые супеси делювиально-эолового происхождения мощностью от 0,4 до 1,5—1,8 м. К основанию горизонта содержание гранитного гравия резко увеличивается, что

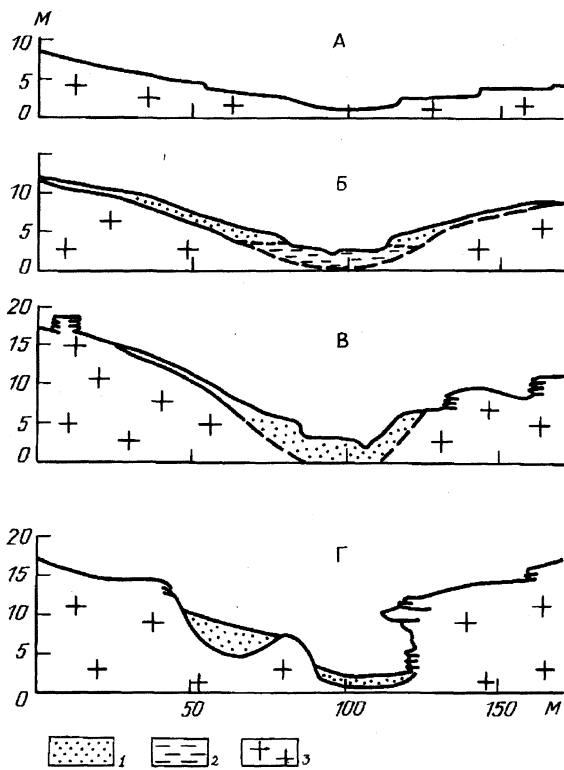


Рис. 6. Поперечные профили через сухую долину Ганц-Модны-гол от верховьев к устью  
1 — пески, 2 — суглинки, 3 — граниты

свидетельствует о водном генезисе, вымывании песчаных компонентов временными бурными ливневыми потоками. С резким несогласием, разрывом гранитный прослой залегает на рыхлых, местами слабо уплотненных желто-бурых супесях — отложениях спокойных маломощных водных потоков. Под ними залегают плотные серые аллювиальные маломощные суглинки — аллювий равнинной спокойной реки, сформировавшийся в результате размыва и переотложения глинистых кор выветривания гранитов. Поверхность дна долины на этом участке покрыта сплошным плащом эоловых, плохо сортированных щебнисто-гравийно-песчаных отложений.

В нижнем течении долина Ганц-Модны-гол становится еще более узкой и глубокой (14—16 м), превращается в асимметричное гранитное ущелье (рис. 6В). Аллювий здесь песчаный, достаточно хорошо сортированный, залегает в виде редких разрозненных линз в наиболее глубоких понижениях гранитного ложа. На большем протяжении русло лишено аллювия; здесь повсюду выходы трещиноватых, мягко оглаженных водными потоками гранитов. Внизу ущелья в русле глубокие (до 2,5 м) эвразийские котлы (рис. 6Г). Ущелье открывается в широкую впадину Баян-Тухэмиин-Гоби, обрамляющую с запада приподнятые гранитные равнины цоколя Дариганги. В ее днище река формирует распластанный веер конуса выноса.

Отметим любопытную морфологическую деталь: начиная со второй половины нижнего течения до конца ущелья в бортах речной долины в гранитах наблюдаются многочисленные прямолинейные рвы глубиной 0,6—1,1 м. Они трассируют склоны вдоль долины, параллельно ее руслу. Вдоль некоторых из них заложены эрозионные рытвины.

Долина Ганц-Модны-гол и эти сопутствующие ей рвы заложены вдоль линейных трещин и ослабленных зон. Рвы возникают в долине при достижении ею

определенного (до 7—8 м) вреза, а ее склонами — крутизны 12—15°. В их происхождении несомненно играют роль процессы отпора, а, может быть, и сколы сейсмогенного происхождения. Наши наблюдения в западной части региона, в острвом массиве Дархан-Ула позволили предположить, что в отдельных районах ныне асейсмичной Восточной Монголии встречаются следы палеосейсмодислокаций [33]. Здесь же в плейстоцене, а может быть и в голоцене, и современную эпоху происходили многочисленные вулканические землетрясения.

Вторая сухая долина Мухрыйн-Ганг расположена на западной окраине рассматриваемой области. В отличие от Ганц-Модны-гол — это короткая приразломная крутосклонная долина — миниатюрный грабен. Ее борта представлены в одних случаях стенками плитчатых гранитов, в других — обвалами и осыпями гранитов. В устье Мухрыйн-Ганг переходит в узкое ущелье Хавчал. В его продольном профиле здесь наблюдается вертикальный уступ сухого водопада высотой около 10 м. Под ним обширный эворзионный котел глубиной до 3 м с озерком пресной воды, сохранившемся в тени уступа. В одном случае, в правом борту долины в 200 м ниже озерка, встречены фрагменты низкой (около 2 м) надпойменной террасы с плохо сортированным аллювием. Последний представлен смесью щебня, гравия, гранитной дресвы и песка с примесью серых суглинков.

Впервые обследованные и описанные нами сухие долины юго-западной окраины Дариганги — Ганц-Модны-гол, Мухрыйн-Ганг и Хавчал представляют молодые, скорее всего голоценовые эрозионные врезы в поверхность исходного пенеплена. Все они имеют эрозионный участок в верховьях и эрозионно-аккумулятивное строение в остальной части долины; характеризуются неравновесными продольными профилями: висячими устьевыми частями, водопадами с эворзионными котлами под ними, порогами. Эти формы связаны с быстрым поднятием района на высоту порядка 20 м. Они образованы мощными водными потоками.

Последняя эпоха большей обводненности Восточной Монголии была в атлантическом периоде голоцена — 5—7 тысяч лет назад [34].

Участки гранитных равнин с котловинами и слепыми долинами. Рассмотрим рельеф наиболее представительного в этом отношении района Сайн-Худак, расположенного в пределах исходной гранитной равнины на западной окраине Дариганги. В строении равнины наблюдается, если можно так выразиться, своеобразная малоамплитудная ярусность. Ее верхний ярус представлен участками исходного гранитного пенеплена, рельеф которого был описан в начале раздела. В эти несколько более высокие (всего на 12—15 м) равнины вложен более низкий ярус также равнинного рельефа, но с котловинами и привязанными к ним слепыми долинами. Из исходной равнины дефляция и эрозия ливневых временных потоков вырезали весьма своеобразный останцовый гранитный рельеф с соответствующими — 12—15 м — относительными высотами.

Присутствует обширный ассортимент останцовых форм от единичных матрацевидных плоских выходов гранитов до башен, бастионов, развалин фантастических сооружений, увенчанных «драконами», «птицами» и фигурами других каменных зверей. Наиболее крупные останцы своими вершинами обозначают поверхность исходного пенеплена. Их относительные высоты возрастают к днищам дефляционных котловин, т. е. чем глубже дефляция откопала их основания, тем они стали выше. Наиболее крупным гранитным останцом является Боогийн-Обо. Он расположен в центре глубокой дефляционной котловины и имеет высоту около 20 м. Чтобы охарактеризовать степень его разрушенности, мало сказать, что он сильно трещиноват. Он пронизан системой трещин всевозможных направлений. Ветер удалил из трещин продукты выветривания и усугубил разрушение склонов останца, создав в низ глубокий ячеистый микрорельеф. Более того, ветровой, точнее ветро-песчаный поток создал в западной части основания останца глубокие — до 2,5—3 м — ниши, забитые на треть песком. Все трещины, горизонтальные и вертикальные, в останце зияют. На его вершине они имеют, как бы раскрываясь, клиновидную форму. Рассмотренный останец пред-

ставляет предельно разрушенную, в полном и прямом значении этого термина — разборную скалу.

В останцовом районе Сайн-Худак широко развитием пользуются сухие безрусловые обычно прямолинейные слепые долины. В отличие от слепых долин в песчаных пустынях, здесь они заложены на поверхности гранитной равнины. Основной их особенностью является бессистемность, отсутствие пространственной организации. Они могут иметь любую ориентировку. Пожалуй, только два морфологических признака у них являются общими: своеобразный, присущий лишь слепым долинам продольный профиль и мягкий, обычно симметричный поперечный. Приведем несколько примеров.

Наименее хаотично размещение слепых долин на участке дефляционной котловины, в центре которой возвышается рассмотренный выше останец Боогийн-Обо. Разнонаправленные долины в целом тяготеют к центру этого понижения. В северной части района Сайн-Худак расположена прямолинейная слепая долина с гранитными останцами в бортах. Она как бы нанизывает три небольшие озерные, ныне сухие котловины. В восточной части района наблюдается наиболее крупная из всех осмотренных нами озерная котловина, приуроченная также к долине. Заданный нами в котловине шурф вскрыл 2,5-метровый разрез: под плохосортированными — дефляционными разно-, преимущественно крупнозернистыми песками залегают плотные сухие супеси и тонкозернистые озерно-аллювиальные пески. В борту озерной котловины на обнаженном коренном фундаменте встречено множество крупных (может быть, палеолит?) каменных орудий: топоров, пестиков от ступ и др. На крайнем востоке района Сайн-Худак прямолинейные границы слепых долин подчеркиваются параллельными, расположенными вдоль их бортов цепочками гранитных останцов.

Рассмотрение рельефа дефляционных котловин, останцов и слепых долин подтверждает приведенные выше данные о длительном проявлении в районе интенсивной дефляции и ее существенной роли в современном рельефообразовании.

Откопанный рельеф древних аккумулятивных равнин окраин Дариганги. Строение этого рельефа рассматривается на примере двух участков упомянутой в начале статьи Харанурской впадины: ее северо-западного борта в сухой долине Бурулдайн-Хайласт и холма Бурултай в ее центральной части, т. к. в их пределах наиболее полно развиты миоцен-плиоценовые отложения, некогда выполнявшие эту депрессию.

В северо-западном борту Харанурской впадины наблюдается прислонение рыхлых кайнозойских отложений к коренному склону высокой — 1100—1160 м — гранитной равнины. В бортах сухой долины Бурулдайн-Хайласт обнажаются 5 последовательно сменяющих друг друга толщ.

В основании залегает древний крупнообломочный базальный гранитный аллювий видимой мощностью 1—2 м; на нем маломощные (1—3 м) озерно-аллювиальные осадки и песчаники с прослоями галечников мощностью 6—8 м; песчаники разбиты системой трещин на блоки и глыбы величиной до 5 м; выше — залегают плотные песчаники, монолитные, с первичным горизонтальным залеганием видимой мощностью порядка 10—12 м; вверх по разрезу они замещаются светло-серыми глинами, на которых с размывом залегает толща валунно-галечниковых, грубообломочных, гранитного состава молодых моласс. Мощность — 5—6 м.

В приведенном разрезе представлены миоцен-плиоценовые озерно-аллювиальные осадки (толщи 1—4), залегающие с размывом на гранитах в северо-западном борту Харанурской впадины. На смену озерно-аллювиальному типу осадконакопления пришли спокойные озерные условия, в которых накапливались светлосерые глины (толща 5). Озерный режим резко сменился поднятием борта впадины, с которого на поверхность глин обрушились аллювиально-пролювиальные грубообломочные отложения молассоидного типа. Скорее всего это произошло на границе плиоцена и плейстоцена. Особенно интересна толща раздробленных песчаников. Ее состав и характер деформаций грубообломочного ма-

териала, особенно включение инородных крупных глыб в ритмичнослоистые осадки наводит на мысль о крупном обрушении песчаников в результате каких-то сильных сотрясений, похожих на сейсмостектонические, скорее всего, как следствие вулканических землетрясений.

**Фрагмент миоцен-плиоценовой равнины в пределах холма Бурултай.** Крупный холм Бурултай расположен в западной части Харанорской впадины. Серия шурфов и расчисток, пройденных нами по падению его юго-восточного склона, вскрыла следующее строение холма.

В основании холма горизонтально залегают ритмичнослоистые тонкозернистые озерные пески и глины мощностью 15—18 м. На их поверхности с размывом отложена толща валунно-галечниковых дресвянистых отложений мощностью 12—14 м, сформировавшихся в результате размыва кор выветривания гранитов. На кромке этих отложений также с размывом залегают дресвянистый полимиктовый (гранитного состава) сайровый аллювий мощностью 8—9 м, образовавшийся при перемыве нижележащих отложений. На нем, в свою очередь, с размывом залегают супесчаные дресвянистые делювиальные отложения мощностью 1—1,5 м.

Выше отмечалось, что Харанорская впадина замкнутая, бессточная. Фациальная изменчивость описанных отложений предопределяет измельчение рыхлого материала вверх по разрезу и его подготовку к переносу ветром. Выяснилось, что впадина была полностью выполнена рассмотренными миоцен-плиоценовыми озерными и озерно-аллювиальными осадками, перекрытыми раннечетвертичной молассой. Последняя испытала размыв и переотложение, после чего интенсивная линейная дефляция удалила большую часть осадков на северо-восток, за пределы впадины, в район песчаных массивов Судутийн- и Молцог-Элс. Наибольший вынос рыхлых отложений дефляцией здесь, по-видимому, приходится на бореальный — 10—8 тысяч лет назад — и суббореальный — 5—3 тысячи лет назад — периоды голоцена, отличавшиеся сухими холодными условиями [34].

Выясняется, что дефляция в семиаридных условиях Юго-Восточной Монголии выступает наиболее результативным экзогенным деструктивным фактором, способным не только моделировать поверхность исходных гранитных равнин и откапывать скальный рельеф гранитного цоколя равнин — своеобразный дефляционный итчпен, но и восстанавливать в современном рельефе достаточно крупные позднекайнозойские впадины, удаляя из них миоцен-плиоценовые осадки.

Обобщая новые данные о строении рельефа гранитного пенеплена юго-запада Дариганги, нужно отметить, что основную его часть представляет значительно выровненный, с плоскими, почти горизонтальными участками в одних местах, и полого-волнистый равнинный рельеф в других. Характерными для него формами рельефа являются слепые долины, мелкие (в плане и по глубине), сухие котловины и останцовый гранитный рельеф.

Сухие слепые долины имеют однообразную морфологию, но отличаются по ориентировке. Одни заложены согласно простирацию гранитных останцов, другие тяготеют к дефляционным котловинам, третьи расположены хаотично. Все они характеризуются прерывистостью, невыдержанностью по простирацию. Организация их плановой структуры не свойственна эрозионной сети. Как отмечалось выше, ко многим слепым долинам приурочены небольшие округлые котловины.

В исследованном районе развиты котловины четырех типов: а) четко очерченные, крутосклонные дефляционные с гладкими поверхностями днищ, сложенных суглинками; б) эоловые дефляционно-аккумулятивные, закрытые, глубокие, с крупными буграми эоловых песков в днищах; в) эоловые дефляционно-аккумулятивные, неглубокие, обычно открытые с нескольких сторон котловины с мелкобугристыми песками; г) озерные котловины с плоскими дефляционными поверхностями днищ, сложенных песками и суглинками.

Гранитные останцы района имеют две общие черты: все они откопаны де-

фляцией и временными потоками из-под элювиальных отложений исходного гранитного пенепплена. Последний поэтому является итчпленом, а они — борнхардтами. Все останцы пассивны в геодинамическом отношении. По положению в современном рельефе они подразделяются на останцы равнин, котловин и сухих долин.

С крупными останцами здесь нередко связаны дефляционные котловины. Они возникают, по-видимому, по мере сокращения размера останцов и, соответственно, роста их гранитных пьедесталов. Последние интенсивно разрушаются, продукты их выветривания сносятся поверхностными ливневыми водами и отлагаются в наиболее низких местах между останцами. Отсюда сильными ветрами и ураганами песок и мелкий гравий выносятся за пределы участка, после чего снова происходит накопление материала и т. д. — эоловый вариант прерывистой денудации [35]. По мере преобладания аккумуляции над дефляцией в днищах приостанцовых котловин сначала образуется кучевой, а затем мелкобугристый песчаный эоловый микрорельеф.

## Заключение

Приведенные в статье новые геоморфологические материалы свидетельствуют об общем усилении молодой эндогенной деструкции в Юго-Восточной Монголии. Признаки этого усиления в чистом виде здесь наблюдаются пока в отдельных районах, в частности, на юго-западе Дариганги. Однако есть основания считать, что весь обширный гранитный массив, лежащий в основании этой вулканической области, ныне испытывает медленное общее сводообразное воздымание. На фоне последнего включается своеобразный механизм блоковой эндогенной деструкции — дробления структуры на мозаику тектонических блоков, оформления мобильных зон разломов между ними и начала дифференцированных блоковых движений. Мы вводим это понятие для обозначения одного из главных процессов разрушения воздымающейся сводовой структуры. Подобно мезозойским сводовым или сводово-глыбовым поднятиям Прибайкалья и Забайкалья [11], Барун-Уртский свод начинает активизироваться в неотектонический этап и современную эпоху. Поднятие этой молодой сводовой морфоструктуры происходит неравномерно, начинаясь на западе, наиболее интенсивно вдоль южного крыла свода. Далее на восток, вдоль монголо-китайской границы обозначается широкая молодая подвижная зона, вдоль которой трассируются разнообразные признаки молодых поднятий: серии линейных наложенных впадин, цепочки островных активных (поднимающихся) гор, тектонические уступы, нарушающие как платобазальты, так и молодые вулканические постройки центрального типа. На современной стадии линейные частные нарушения в пределах шовной зоны располагаются кулисообразно, под острыми углами друг к другу, с перерывами, нередко изолированно. Плотность теплового потока в пределах Дариганги несколько повышена [36]. Этот факт подкрепляет наши представления о тектонической активизации области.

Отдельные блоки на юго-западе Дариганги испытали быстрое скачкообразное поднятие с образованием тектонических уступов с амплитудами порядка 15—20 м. Ряд рассмотренных выше своеобразных микроформ, таких, как придолинные рвы в гранитных склонах сухих долин, глубокая трещиноватость в гранитных холмах, включения крупных скальных глыб в ритмичнослоистые осадки [37, 38] и проч., напоминает палеосейсмодислокации. В Юго-Восточной Монголии, по-видимому, проявлялись сеймотектонические процессы в прошлом; скорее всего они были связаны с вулканическими землетрясениями в атлантическом периоде голоцена — 8—5 тысяч лет назад.

Наряду с поднятием блоков, как отмечалось выше, поднимаются и островные гранитные массивы. У некоторых из них, по мере подъема, вдоль осевых частей закладываются и раскрываются широкие зияющие, клиновидные в поперечном профиле трещины отпора.

На фоне молодой тектонической активизации вдоль окраин Дариганги усиливаются процессы экзогенной деструкции рельефа исходного пенепплена. Их проявления здесь достаточно разнообразны.

В пределах быстро поднимающихся блоков самым результативным деструктивным фактором является русловая эрозия временных полупустынных рек. Они закладывают в гранитных равнинах свои долины с ущельями и водопадами в низовьях. В среднем и верхнем течении вся область их водосборных бассейнов под действием поверхностного смыва превращается в систему обнаженных наклонных гранитных равнин.

В пределах наиболее стабильных блоков развитие рельефа продолжается по типу исходного пенеplена. Наиболее энергично здесь действуют площадная дефляция и процессы поверхностного смыва. Их совместное действие приводит к образованию плоских денудационно-дефляционных гранитных равнин типа наранских, лишенных чехла поверхностных отложений. Это — своеобразные участки современных миниатюрных скальных почти равнин в пределах исходного пенеplена. Другой тип плоских равнин здесь формируется в условиях умеренного проявления дефляции. Это прочные сложенные с поверхности суглинками равнины, сформированные на коре выветривания гранитов. Местами дефляция в них откапывает рельеф коренного ложа гранитного массива и создает в целом равнинный рельеф с останцами, холмами и дефляционными котловинами.

В пределах блоков, отстающих в поднятии, на поверхности кайнозойских впадин, выполненных миоцен-плиоценовыми отложениями, формируются крупные замкнутые дефляционные котловины. Интенсивность дефляции в их пределах значительно выше, чем в Средней Азии [ 39, 40 ].

Заканчивая статью, сделаем ряд общих выводов об особенностях выравнивания рельефа сверху, о снижении исходных поверхностей выравнивания на примере Гобийского пенеplена в Юго-Восточной Монголии. Полученные данные показывают, что поверхности выравнивания в пределах равнинно-платформенных морфоструктур более информативны в геоморфологическом отношении, чем в условиях горных, орогенных морфоструктур. Действительно, эти образования в горах характеризуются плохой сохранностью, разобщенностью друг с другом и с областями коррелятных отложений, запись прошлых событий быстрее стирается.

Как же происходит перестройка исходного пенеplена в равнинно-платформенных условиях на примере Юго-Восточной Монголии? Основываясь на приведенных выше данных и результатах работ в Восточном Забайкалье, можно заключить, что первичный рельеф исходного пенеplена вначале испытывает агрессию со стороны процессов эндогенной деструкции (блоковое разрушение, трещинообразование, сейсмотектоника и проч.) и, как отклик на них, — экзогенной. Последняя не менее результативна и, возможно, более разнообразна. Основным новым предложенным нами механизмом в ней является интенсивное молодое расчленение исходного пенеplена с образованием нового яруса — холмов и сопряженных с ними депрессий, дальнейшая эволюция рельефа которых направлена на формирование новой денудационной равнины. Холмы являются наиболее удобной формой для проникновения процессов глубокого выветривания, смыва и дефляции. При возникновении холмов происходит кардинальная перестройка подземного стока, понижается уровень грунтовых вод, еще более усиливаются процессы дезинтеграции коренных пород, т. е. создаются оптимальные условия для быстрого разрушения этих форм. Поверхность прилежащих к холмам днищ впадин является базисом денудации для смежных с ними холмов. Она быстро углубляется дефляцией и одновременно создает дополнительные условия для деструкции смежных холмов. И впадины, и холмы являются неустойчивыми формами рельефа, временно обозначающими этап перехода от ранней к более молодой поверхности выравнивания.

\* \* \*

Выделив на территории Монголии деструктивные и конструктивные морфоструктуры, Н. А. Флоренсов и С. С. Коржув в 1982 г. писали: «Остается не рассмотренной с позиций новейших и современных условий и проявлений горообразования область низких гор, остаточных гор и плато Юго-Восточной Монголии.

...Это область глубокой и длительной деструкции и значительной, хотя и неравномерной аккумуляции. Примечательно, что она практически асейсмична, хотя расположена в непосредственной близости к активной области Западной Монголии» [7, с. 17]. Можно надеяться, что приведенные в статье новые материалы об особенностях проявления эндогенной и экзогенной деструкции в пределах Гобийского пенеplена в Дариганге в какой-то мере восполняют этот пробел.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обручев В. А. Юные движения на древнем темен Азии. Избранные труды. Т. II. М.: Географиз, 1951. С. 161—189.
2. Коржув С. С., Флоренсов Н. А. Морфодинамическая модель современного рельефа Монголии (к выходу в свет геоморфологической карты МНР) // Тезисы докладов 27 Международного Геологического Конгресса. М.: Наука, 1984. Т. IX. Часть 2. С. 244—246.
3. Коржув С. С. Геоморфологическая унаследованность и новообразование // Развитие рельефа и его устойчивость. М.: Наука, 1993. С. 42—58.
4. Геоморфологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000. ГУГК СССР. 1985.
5. Геоморфология Монгольской Народной Республики. 1982. М.: Наука, 259 с.
6. Флоренсов Н. А., Коржув С. С. В поисках основ геоморфологической концепции (о некоторых итогах новейших геоморфологических исследований в Монголии) // Геоморфология. 1982. № 2. С. 13—19.
7. Коржув С. С., Флоренсов Н. А. Деструкция и деструктивный рельеф (к итогам геоморфологических исследований в МНР) // Геоморфология. 1982. № 3. С. 22—28.
8. Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма в Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679—684.
9. Фрих-Хар Д. И., Лушицкая А. И. Позднемезозойский магматизм Монголии. М.: Наука, 1978. 179 с.
10. Корина Н. А., Певзнер М. А., Чичагов В. П. Палеомагнитные исследования в вулканической области Дариганга в Юго-Восточной Монголии // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1974. С. 88—96.
11. Чичагов В. П. Рельеф равнин Юго-Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии АН СССР. 1964. 27 с.
12. Чичагов В. П. Геоморфологические особенности Восточно-Монгольской равнины // Проблемы регионального геоморфологического анализа // Записки Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР. Чита. 1974. Вып. 100. С. 55—57.
13. Чичагов В. П. К палеогеоморфологии забайкальско-монгольских платформенных равнин // Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа. 1966. С. 215—216.
14. Григоров В. Т. Поверхности выравнивания Восточной Монголии // Геоморфология. 1975. № 2. С. 70—75.
15. Сырнев И. П. О возрасте равнин Восточной Монголии // Геоморфология. 1984. № 3. С. 80—88.
16. Сырнев И. П. Восточно-Монгольская равнина // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. С. 166—176.
17. Балдан С., Бобров В. А., Маринов Н. А. Землетрясение 4 декабря 1957 г. в Гобийском Алтае Монгольской Народной Республики // Советская геология. 1958. № 11. С. 79—88.
18. Корина Н. А., Чичагов В. П. Поверхности выравнивания и коры выветривания в Центральном Забайкалье // Вопросы теоретической и прикладной геоморфологии // Записки Забайкальского Филиала Географического об-ва СССР. Чита. 1969. Вып. XXX. С. 58—73.
19. Коржув С. С. Центральный Гобийский пенеplен // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. С. 150—166.
20. Николаева Т. В. Северо-Восток МНР // Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. С. 176—185.
21. Глико О. А. Поверхности выравнивания и морфоструктуры Чикой-Даурского поднятия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 115—133.
22. Geomorphological map of China and its adjacent area. Scale 1 : 4000000. 1993. China Geological Map Printing House.
23. Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.
24. Салтыковский А. Я., Геншафт Ю. С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
25. Глубинное строение [Монголии]. Карта м-ба 1 : 6000000. Национальный атлас Монгольской Народной Республики. Москва — Улан-Батор. 1990. С. 40. Карта 31.
26. Кайнозойский вулканизм [Монголии]. Карта м-ба 1 : 4500000. Там же. С. 44. Карта 39.
27. Клейнер Ю. М., Корытов Ф. Я., Хасин Р. А. О морфоструктуре плато Дариганга // Изв. ВГО. 1979. Т. III. Вып. 4. С. 348—350.
28. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239 с.
29. Атмосферные осадки [Монголии]. Год. Национальный атлас Монгольской Народной Республики. 1990. Москва — Улан-Батор. 56 с. Карта 64. Масштаб 1 : 6000000.

30. Максимальный сток дождевых паводков [Монголии]. Там же. С. 63. Карта 96. Масштаб 1 : 9000000.
31. Типы водного режима рек [Монголии]. Там же. С. 62. Карта 91. Масштаб 1 : 9000000.
32. Петров М. П. Первичные эоловые пески пустынь Центральной Азии//Доклады АН СССР. 1960. Т. 130. № 5. С. 1106—1109.
33. Чичагов В. П. О роли дефляции в формировании рельефа островных гор Восточной Монголии (на примере массива Дархан-Ула)//География и природные ресурсы. 1993. № 3. С. 167—173.
34. Чичагов В. П. Устойчивость и изменчивость семиаридных эоловых равнин//Развитие рельефа и его устойчивость. М.: Наука, 1993. С. 97—125.
35. Агафонов Б. П. Прерывистая денудация//Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 119—121.
36. Хуторской М. Д. Тепловой поток МНР. М.: Наука, 1992. 139 с.
37. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1979. 238 с.
38. Белоусов Т. П., Чичагов В. П. Сейсмотектонические фации четвертичных отложений//Тезисы докладов Всероссийского Совещания по изучению четвертичного периода. 1994. Москва. С. 24.
39. Федорович Б. А. Динамика и закономерности формирования пустынь. М.: Наука, 1983. 237 с.
40. Кригер Н. И., Безгин Н. П., Зябликова Г. Д. Дефляция в истории рельефа аридных районов (на примере Малого Каратау)//Геоморфология. 1975. № 2. С. 86—95.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию  
10.06.94

## DESTRUCTIONAL RELIEF OF THE GOBI PENEPLAIN IN SOUTH-EASTERN MONGOLIA

V. P. CHICHAGOV

### S u m m a r y

The paper contains an analysis of the Neogene-Quaternary relief modelled by the wind and water erosion and denudation at the margins of Dariganga volcanic area (SE Mongolia). The author obtained new data on the structure of denudational-deflational plains and various landforms developed on the surface of the Late Cretaceous-Paleogene Gobi peneplain (dry river valleys with hanging mouth, waterfalls and giant's kettles; large deflation hollows within the Miocene-Pliocene sedimentary basins, etc.). First established are evidences of paleo-seismic dislocations, such as longitudinal trenches in dry valley sides on granites, and «wild flysch» in rhythmically bedded sequences.