

## **ЯРУСНЫЕ ДОЛИНЫ – ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПАРАДОКС ГОРНОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ**

В связи с составлением Геоморфологической карты Монголии [1] в разных частях ее территории были проведены необходимые геоморфологические исследования [2]. В пределах Хангайского нагорья, в частности, в районах древнего оледенения они сопровождались дополнительно выборочной геоморфологической съемкой. Это позволило увидеть некоторые новые черты в строении ледникового рельефа и восполнить тем самым общую картину развития оледенения. Так, во многих речных долинах Хангая мы впервые отчетливо наблюдали на скальных выступах склонов (мысах) этих долин непривычные и своеобразные продольные сухие каналы, напоминающие по форме узкие висячие ушелья или рвы. Бросалось в глаза, что они простирались параллельно руслу и располагались друг над другом в виде ярусов. Зрелище, надо сказать, редкое и в известной мере неожиданное; оно, разумеется, не могло не привлечь к себе нашего внимания. С самого начала, однако, стало ясно и в дальнейшем не вызывало никаких сомнений, что эти необычные формы относятся к эрозионному ряду, а не являются сейсмодислокациями, за которые их в силу внешнего сходства иногда ошибочно принимают [3–6].

Настораживало другое. Система ярусных врезов, расчленяющих выступы склонов долин в непонятном, если так можно сказать, иррациональном, параллельном руслу направлении в самом деле выглядела неправдоподобно (неестественно) и потому в чем-то загадочно. Стало ясно также, почему эти формы вызывают двоякое смешанное чувство удивления и недоумения. Согласно физическим законам, вода по склону обычно стекает сверху вниз, водотоков, которые текли бы вдоль него, в природе и вправду не бывает. Такое просто не укладывается в общепринятые представления и противоречит здравому смыслу. Теперь становится понятным, почему такого рода загадочные образования обычно воспринимаются как парадоксальное явление. Априори можно было предполагать, что системы ярусных врезов возникают только в особых условиях горно-долинного оледенения со свойственным ему комплексом тесно связанных друг с другом, сопряженно развивающихся ледниковых и эрозионных долин. В этой, пожалуй, едва ли не единственной ситуации и сформировались рассматриваемые формы продольной склоновой эрозии, иначе говоря, именно в этом случае невозможное и могло стать возможным.

Интересно, что на равнинах подобные образования в областях древнего покровного оледенения известны давно и описаны под названием маргинальных (краевых) каналов, или обходных долин стока талых ледниковых вод [7–8]. Однако по ряду признаков и, прежде всего, морфологическому строению, они друг от друга существенно отличаются. Справедливо поэтому С.В. Обручев, имея как раз в виду районы горного оледенения, назвал их ярусными долинами [9]. Не оспаривая здесь, насколько удачно само это название, мы, следуя правилу приоритета, используем его в дальнейшем, поскольку, как нам представляется, именно ярусность и есть одна из тех важнейших особенностей, которая, во-первых, резко обособляет эти образования от всех других родственных им форм и, во-вторых, отчетливо свидетельствует о приуроченности их к горам. Последуем за С.В. Обручевым и рассмотрим проблему – "ярусные долины и оледенение", которая до сих пор в науке должного освещения не получила.

Название "ярусная долина" содержит в себе первородный генетический смысл – долина понимается как эрозионный врез, – в этом С.В. Обручев был прав. Учитывая условия, в которых возникали и развивались краевые потоки талых ледниковых вод, надо признать, что они по целому ряду причин не могли за короткий период оледе-

нения, отпущенный им историей, разработать настоящую морфологически четко выраженную долину, соответствующую общепринятым представлениям. Как видим, не о долине речь, любая из долин начинается с эрозионного вреза. Время развития таких потоков было ограничено и завершилось на стадии первоначального более или менее состоявшегося прерывистого врезания, которое закончилось образованием ущелья. При этом необходимо иметь в виду, что в тех же местах наряду с ярусными долинами широко распространены и другие продольные формы рельефа – террасированные уступы и полочки, ярусные гряды, ложбины, борозды и другие более мелкие элементы того же генетического ряда.

К сказанному добавим, что наблюдения на современных ледниках во многом открыли общую картину происхождения интересующих нас ярусных долин, которые, хотя и связаны тесно с долинными ледниками, но, как оказалось, являются оригинальными эрозионными эпигенетическими формами, образующимися в краевой зоне горных ледников в результате врезания водных потоков, периодически возникавших здесь в процессе таяния льда [7–8]. С исчезновением долинных ледников деятельность водных потоков, очевидно, также прекращалась, и на их месте на склонах оставались ныне наблюдаемые следы в виде мелких и крупных ярусных врезов, выраженных своеобразным комплексом форм продольной склоновой эрозии, самыми яркими и крупными из которых являются ярусные долины. Все эти формы мы вправе, образно говоря, рассматривать как своего рода "геоморфологические рудименты" древних ледниковых долин. Такие образования на склонах сохраняются плохо. В большей части горных стран многие подобные реликтовые формы неизбежно обречены на скорое разрушение интенсивными склоновыми процессами. Не потому ли во многих районах Сибири и Северо-Восточной Азии мы редко встречали неясные следы продольной склоновой эрозии в современных долинах?

Разумеется, наблюдения на современных ледниках чрезвычайно важны для понимания механизма продольной склоновой эрозии в целом и образования ярусных долин в частности. Это, вероятно, и позволило не только лучше понять специфику древних аналогов этих форм, их роль и место в общей картине оледенения территории, но и впервые более правильно оценить в целом значение продольной склоновой эрозии в развитии ледниковых долин.

К сожалению, в настоящее время все эти вопросы изучены совершенно недостаточно и освещены в литературе крайне слабо. О формах продольной склоновой эрозии в горах приводятся, как правило, лишь общие краткие сведения [3–6, 10, 11]. Достаточно сказать, что кроме упомянутой небольшой статьи С.В. Обручева, посвященной изучению одного из районов древнего оледенения Восточного Саяна [9], другие публикации специально о ярусных долинах и достаточно полном анализе их развития нам неизвестны, а для территории Монголии сведения о них приводятся нами впервые. Конкретно речь идет о Хангайском нагорье, в пределах которого широко и разнообразно представлены различные формы ледникового комплекса, в том числе и ярусные долины. При этом последние, как и ледниковый комплекс в целом, сохранились здесь лучше, чем в других горных странах.

Таким образом, в горах Хангая сложилась благоприятная обстановка для решения проблемы "ярусные долины и оледенение". Чтобы не только снять с ярусных долин известный первичный налет загадочности, но и, главное, глубже понять связь и зависимость их от оледенения, необходимо, очевидно, предпослать этому его краткую характеристику, ибо именно оледенение и явилось причиной появления такого редкого и необычного феномена, как продольная склоновая эрозия.

**Оледенение Хангая и эрозионный феномен ледниковых долин.** В пределах Хангайского нагорья ярусные долины и родственные им формы, как показывают наши исследования, отмечаются только в районах, где в прошлом многие долины были заняты ледниками. Древнее оледенение было распространено широко, охватывало как водоразделы, так и долины [1, 2, 12–23]. Наиболее значительно было развито последнее позднелейстоценовое оледенение; вне его границ морены более древнего возраста

нами в большинстве исследованных районов в Хангае не обнаружены [2, 15, 16]. Если они и отмечались, то весьма редко и всегда залегали под мореной последнего оледенения. Хотя по этому вопросу высказываются разные предположения [1, 2, 12–23], сплошного ледникового покрова (покровного оледенения) в горах Хангая, по нашим данным, в плейстоцене скорее всего не было, оледенение имело преимущественно очаговый характер.

Крупные очаги последнего оледенения известны в западных, центральных и восточных районах Хангайского нагорья, как на северном, так и на южном склонах. Здесь встречаются хорошо выраженные морены и превосходно сохранившийся древнеледниковый рельеф, в том числе разнообразные формы продольной склоновой эрозии. Оледенение сосредоточивалось в наиболее высоких массивах нагорья, где формировались крупные самостоятельные ледниковые узлы. Всего в пределах нагорья выделяется семь таких ледниковых узлов: Западный, Центральный (четыре узла – Байдарагинский, Хух-Нурский, Чулутын-Эгийн-Дабанский, Тамир-Туйн-Гольский), Восточный и Южно-Хангайский. Неодинаковые по своему рельефу и занимающие различное высотное и географическое положение, эти узлы в целом находились в более благоприятных условиях для накопления снега и образования фирна, чем окружающие их участки гор. Здесь прекрасно сохранились до сих пор конечные и боковые морены, холмисто-моренный рельеф с ледниковыми озерами, камовые террасы, трюги, цирки, бараньи лбы и другие аккумулятивные и экзарационные элементы ледникового рельефа. К ним относятся и отлично выраженные в целом ряде мест ярусные долины и гряды и все родственные им формы продольной склоновой эрозии.

Уже в процессе полевых исследований удалось установить, что крупные ярусные долины и гряды встречаются, однако, не везде, а только в тех ледниковых узлах, где оледенение было наиболее мощным и активным и носило полупокровный и горно-долинный характер. Этим требованиям на Хангае соответствуют в первую очередь Западный и Центральный узлы. Крупнейший Западный узел является одновременно и самым высоким на Хангае (3905 м). В четвертичное время он испытал наибольшее поднятие; сильно расчлененные хребты перемежаются в нем с плосковершинными массивами гор. Благодаря своему положению, хребты этого узла, как и в настоящее время, являлись своеобразным экраном, перехватывая большую часть влаги господствующего тут западного переноса воздушных масс. Поэтому оледенение Западно-Хангайского узла достигало не только наибольших на всем Хангае размеров, но и проявилось, по сравнению с расположенными в тени западного переноса ледниковыми узлами других районов, гораздо интенсивнее и наиболее разнообразно. Это хорошо подтверждается также обилием различных форм продольной склоновой эрозии.

По уточненным данным [15, 16], в Западно-Хангайском узле оледенение было полупокровным с ледниковыми шапками на междуречьях и долинно-сетчатым на склонах гор. Оно охватывало значительную часть территории бассейнов верхнего течения рек Идэр на северном склоне и Дзабхан на южном, дренирующих эту область нагорья. Основными центрами оледенения были крупнейший горный массив Отгон-Хайохан-Нуру с высочайшей вершиной всего Хангая горой Отгон-Тенгэр (3905 м) и хребет Тарбагатай (3500 м). Наиболее крупные ледниковые шапки, располагавшиеся на выровненных участках водоразделов, имели в поперечнике 30–40 км. С этих шапок ледниковые языки спускались по долинам рек в разные стороны, образуя проходные ледниковые долины (Туйн-Гол и др.) или выходили из долин и покрывали низкие водоразделы, формируя, таким образом, долинно-сетчатый и полупокровный типы оледенений.

Ледники спускались в речные долины также из многочисленных каров (до 150), разнообразных по размерам, форме и высотному положению. Исследования показывают, что кары ориентированы в разные стороны, но чаще в северо-восточном и юго-восточном направлениях и располагаются в интервале высот от 2450–2500 до 2800–3100 м. Среди них наряду с простыми по форме каровыми нишами и небольшими

карами диаметром 0,5–1,5 км и высотой стенки 50–100, реже 200–300 м имеются крупные сложные цирки – амфитеатры, ступенчатые и прорванные кары. Крупные кары достигают в диаметре 3–4 км и имеют высоту стенки 500–600 м.

Самые крупные ледники спускались по долинам р. Идэр и ее притоков (реки Цаган-Гол, Халун-Гол, Яматуин-Гол, Тикшин-Гол, Тунеин-Гол и др.). В бассейне р. Дзабхан значительные долинные ледники были обнаружены также во многих других долинах (реки Буянту-Гол (рис. 1), Богдаин-Гол, Чулутын-Гол, Аршани-Гол и др.). Верхние участки многих ледниковых долин являются типичными трогами.

В этом узле, как, впрочем, и на территории соседних узлов Центрального Хангая, выделяются два типа долинных ледников, которые своими вершинами были связаны



Рис. 1. Ярусные врезы. Долина р. Буянту-Гол в районе прорыва конечноморенной гряды

соответственно или с ледниковыми шапками водоразделов или с крупными каровыми ледниками. Ледники первого типа, достигавшие длины 27–54 км при мощности льда 350–450 м, оставили в долинах 3–4 стадийные морены. Эти ледники перетекали местами в соседние долины и перекрывали низкие водоразделы, создавая холмисто-моренный рельеф. Мощность льда на низких водоразделах достигала 200 м. К долинам этих ледников, как наиболее мощным и активным, и приурочены самые крупные ярусные долины и гряды. Долинные ледники второго типа, спускавшиеся из каров, были значительно короче – 10–12 км, лишь ледник в долине Цаган-Сайрин-Гол достигал 29 км; эти ледники сформировали в долинах от 5 до 11 гряд конечных морен, и с ними было связано образование уже менее значительных форм продольной склоновой эрозии [15, 16].

Что это так, подтвердилось в процессе полевых наблюдений и во всех остальных ледниковых узлах Хангая. На низких водоразделах и в долинах ледники повсеместно оставили очень хорошо сохранившиеся в настоящее время морены и моренный рельеф с разнообразными ледниковыми формами и другие экзарационные и аккумулятивные элементы, присущие горному оледенению. Характерно, что среди типично ледниковых образований, правда, может быть, не столь широко, но почти везде в долинах непременно присутствуют оригинальные формы продольной склоновой эрозии, спровоцированные таянием долинных ледников. Языки крупных и активных ледников, проникающие глубоко в речные долины, деформировали в разной степени их днища и склоны, в результате экзарационного выпаживания и разрушения эрозионно-экзарационными процессами (рис. 2). Кроме того, как мы теперь знаем, в краевой зоне ледниковые долины дополнительно подвергались расчленению потоками талых ледниковых вод, образовавших на их склонах систему продольных ярусных врезов и гряд.

В Центральном Хангае оледенение было столь же значительным, но менее компактным, оно было рассредоточено здесь в четырех обособленных ледниковых узлах. Из них наиболее крупным был Байдарагинский ледниковый узел, который располагался в бассейнах верхнего течения рек Байдарагин-Гол (южный склон Хангая) и Урд-Тархин-Гол (северный склон), где занимал самые высокие массивы гор (3200–3500 м). Положение этого узла вблизи ледниковой области Западного Хангая во

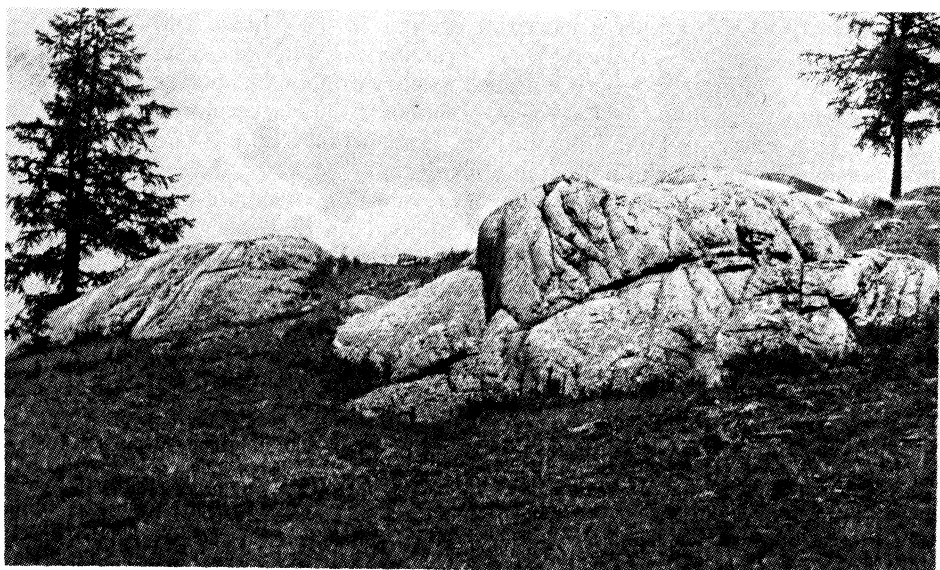


Рис. 2. а – "Бараньи лбы" и б – "Курчавые скалы" – признаки существования в горах Хангая активных ледников (фото автора)

многим предопределило не только его большие размеры, но и известное сходство в характере оледенения этих районов. Для него также были характерны мощные ледниковые шапки на междуречьях и крупные активные долинные ледники (10–50 км), которые оставили в долинах рек Урд-Тархин-Гол, Будун-Гичгэний-Гол, Дзун-Модын-Гол и других разнообразный комплекс аккумулятивных и экзарационных форм собственного ледникового рельефа и тесно связанный с ними своеобразный комплекс ярусных долин и других элементов продольной склоновой эрозии.

Второй ледниковый узел Центрального Хангая – Хух-Нурский, назван так по одно-

именному и самому крупному во всем Хангае подпружному ледниковому озеру Хух-Нур [16]. Озеро расположено в долине верхнего течения р. Хара-Ус-Гол, одной из вершин, р. Шара-Ус-Гол. Горные хребты, с которых берет начало р. Хара-Ус-Гол имеют, как правило, уплощенные вершины и достигают высоты 3500 м. Они образуют сложно-пересеченный горный массив, на склонах которого, обрывающихся местами в долины в виде уступов, развиты кары. Группа крупных каров расположена также в гольцовой зоне, они имеют отметки 3200 (днище) и 3400 м (вершина) и высоту стенки 180–200 м. В днищах долин хорошо сохранились две-три конечные морены и многочисленные ледниковые озера, а на их склонах боковые морены, баряньи лбы и яркие следы ледникового сглаживания и истирания. Что касается следов продольной склоновой эрозии, то они представлены тут преимущественно неглубокими врезами и разрушающимися террасированными уступами.

После слияния рек Нарийрин-Гол и Богин-Улдзур-Гол начинается р. Хара-Ус-Гол, которая пересекает высокую гольцовую область и имеет ущельеобразную долину, днище которой почти целиком занято верхней частью оз. Хух-Нур. При выходе из гольцовой области долина реки вместе с озером значительно расширяется, по правому берегу гольцы резко обрываются в виде уступа, в котором находится нижняя группа каров и ниш с ледниковыми озерами, ограниченными с внешней стороны конечноморенной грядой длиной 1000–1200 м и высотой 10–30 м. На этом участке долины нижняя расширенная часть оз. Хух-Нур упирается в расположенную ниже обширную (до нескольких километров длиной и свыше 1 км шириной) сложнопостроенную моренную возвышенность, охватывающую полукольцом долину р. Хара-Ус-Гол. Общая длина оз. Хух-Нур достигает 12 км. По берегам его хорошо прослеживается несколько уровней озерных террас (0,5, 1,0–2,0, 3,0–3,5, 8,0–8,5 м). По всей вероятности, моренная возвышенность образовалась в результате слияния конечноморенных гряд двух ледников, один из которых опускался непосредственно по долине р. Хара-Ус-Гол, а другой – по долине р. Бумбатын-Гол. Длина первого ледника достигала 25, а второго – 35 км. Мощность льда этих ледников составляла примерно 150–200 м. Слияние их конечных морен привело к образованию здесь подпружного озера [16].

Специфичен также Чулутын-Эгийн-Дабанский ледниковый узел Центрального Хангая, расположенный в бассейне верхнего течения р. Чулутын-Гол и у перевала Эгийн-Даба. Крупные массивы водораздельных базальтовых плато, превышающие 3000 м, создают характерный ступенчатый рельеф (р. Чулутын-Гол и др.). Такой рельеф, способствующий формированию в уступах крупных каров, а на ровных поверхностях плато накоплению снега и фирна, обусловил развитие здесь значительного активного очага оледенения. Кары располагаются по склонам гор на отметках 2800–3000 м; высота стенки каров составляет 200–180 м. Отсюда спускались на север и юг по долинам рек Чулутын-Гол, Хурмен-Гол и другим крупным ледники длиной 50–10 км и с мощностью льда 200–150 м. Они оставили в долинах крупные гряды конечных морен (3–5) и многочисленные боковые морены, повсеместно обогащенные валунами базальтов. Во многих местах долин хорошо выражен холмисто-грядовый моренный рельеф, отчетливо прослеживаются ярусные долины и следы активной экзарации на их коренных бортах. Моренно-холмистый рельеф наблюдается также на сниженной узкой части водораздела в районе слияния рек Чулутын-Гол, Бумбатын-Гол и Хурмен-Гол, где крупные конечноморенные гряды местами смыкаются, образуя единое поле моренных нагромождений. На южном склоне перевала Эгийн-Даба оледенение проявилось менее значительно. Здесь сохранились следы только одного крупного переметного ледника, который, опускаясь через перевал, свисал по склону к его подножию в виде широкой, но короткой лопасти. Недалеко от подножия он оставил прекрасно сохранившуюся, огромную по протяжению (более 2 км), но невысокую (до 3–7 м) конечноморенную гряду. Все это дает основание предполагать, что в рассматриваемом ледниковом узле существовало преимущественно горно-долинное оледенение, с наличием в верховьях Чулутын-Гола водораздельной ледниковой шапки и переметного ледника в районе перевала Эгийн-Даба.

Сложным и своеобразным было оледенение в Тамир-Туйн-Гольском ледниковом узле Центрального Хангая, которое охватывало значительную часть бассейнов верхнего течения рек Урд-Тамир-Гол, Туйн-Гол и Хойт-Тамир. В этом узле отсутствуют благоприятные условия для образования мощного очага оледенения. Рельеф гор сильно расчленен и большей частью несколько уступает по высоте другим ледниковым узлам Хангая. Тем не менее, следы оледенения распространены широко. В долинах почти всех притоков верхнего Урд-Тамира (реки Норин-Гол, Чадмани-Гол и др.) прослеживаются кары, конечные морены; следы продольной склоновой эрозии выражены здесь слабо. Кары большей частью мелкие, недоразвитые или уступают место каровым нишам. Вероятно, в ряде этих долин существовало лишь каровое оледенение, а в других оно было небольшим горно-долинным. Размеры ледников были небольшими – 6–15 км, с мощностью льда 50–100 м; они оставили в долинах соответственно 1–3 маломощные конечные морены, а на склонах местами небольшие ступени боковой морены и мелкие продольные борозды. Характерно, что ледники этих долин почти нигде, видимо, не выходили в долину Урд-Тамир-Гола, концы их повсеместно отстоят от нее на некотором расстоянии, словно они находились в подпоре [16].

На водоразделе рек Урд-Тамир-Гол и Туйн-Гол также сохранились многие признаки оледенения. Остатки морен, ледниковые озера, небольшие ярусные долины (ледниковые рвы) и продольные ложбины прослеживаются и на его южном склоне в верховьях долины Туйн-Гол. Оледенение не распространялось здесь широко, и следы его встречаются только до 5–7 км от верховьев долины. Ниже по течению в долине Туйн-Гол и по ее притокам (Уронтунин-Хойт-Сала-Гол и др.) признаки оледенения отсутствуют. Следовательно, оледенение в бассейне Урд-Тамира при его широком распространении было, видимо, в преобладающей части территории маломощным и не отличалось особой активностью, за исключением самой долины Урд-Тамир, которая резко выделяется среди других долин.

Ледниковый комплекс долины Урд-Тамира представлен как собственно ледниковыми экзарационными и аккумулятивными образованиями, так и формами продольной склоновой эрозии, свидетельствующими о существовании в ней весьма значительного и активного долинного ледника. На днище долины, кроме хорошо выраженной крупной конечной моренной гряды, встречаются камовые террасы и остаточные ледниковые озера. Очень широко развиты боковые морены, создающие характерную ступенчатость склонов на значительном протяжении. Особенно четко выражены низкие уровни боковых морен.

Коренные берега Урд-Тамира во многих местах сглажены и разрушены ледником. Бросаются в глаза ярко выраженные ярусные долины, пересекающие скальные выступы склонов ("шпоры") крупными и глубокими (до 50–100 м) ущельями и рвами, являющимися, пожалуй, наиболее значительными на Хангае (рис. 3). На склонах ее сохранилось немало продольных эрозионных ложбин и борозд. На обрывистых участках склонов прекрасно выражены местами крупные (длиною до 100–200 м) и мелкие (до 10–30 м) ледниковые ступени и полочки, наблюдаемые на высотах 50, 70, 100 и 250 м.

Все это, очевидно, мало вяжется с описанной выше общей картиной оледенения этого своеобразного узла. Как же в таком случае можно объяснить существование в долине Урд-Тамира крупного и столь активного долинного ледника? Благодаря специальным исследованиям, проведенным совместно с Н.А. Кориной, большим знатоком рельефа Хангая, удалось выяснить, что этот ледник был проходным. Его появление здесь связано с развитием значительной ледниковой шапки, существовавшей в верховьях соседней долины р. Хойт-Тамир-Гол и р. Олгой-Гол, где имеются высокие плоскогорные массивы, благоприятные для скопления снега и фирна. Отсюда крупный ледниковый язык через пониженную часть водораздела рек Дзамтуин-Гол (приток Хойт-Тамира) и Хойт-Солони-Гол (приток Урд-Тамира) спускался в долину Урд-Та-

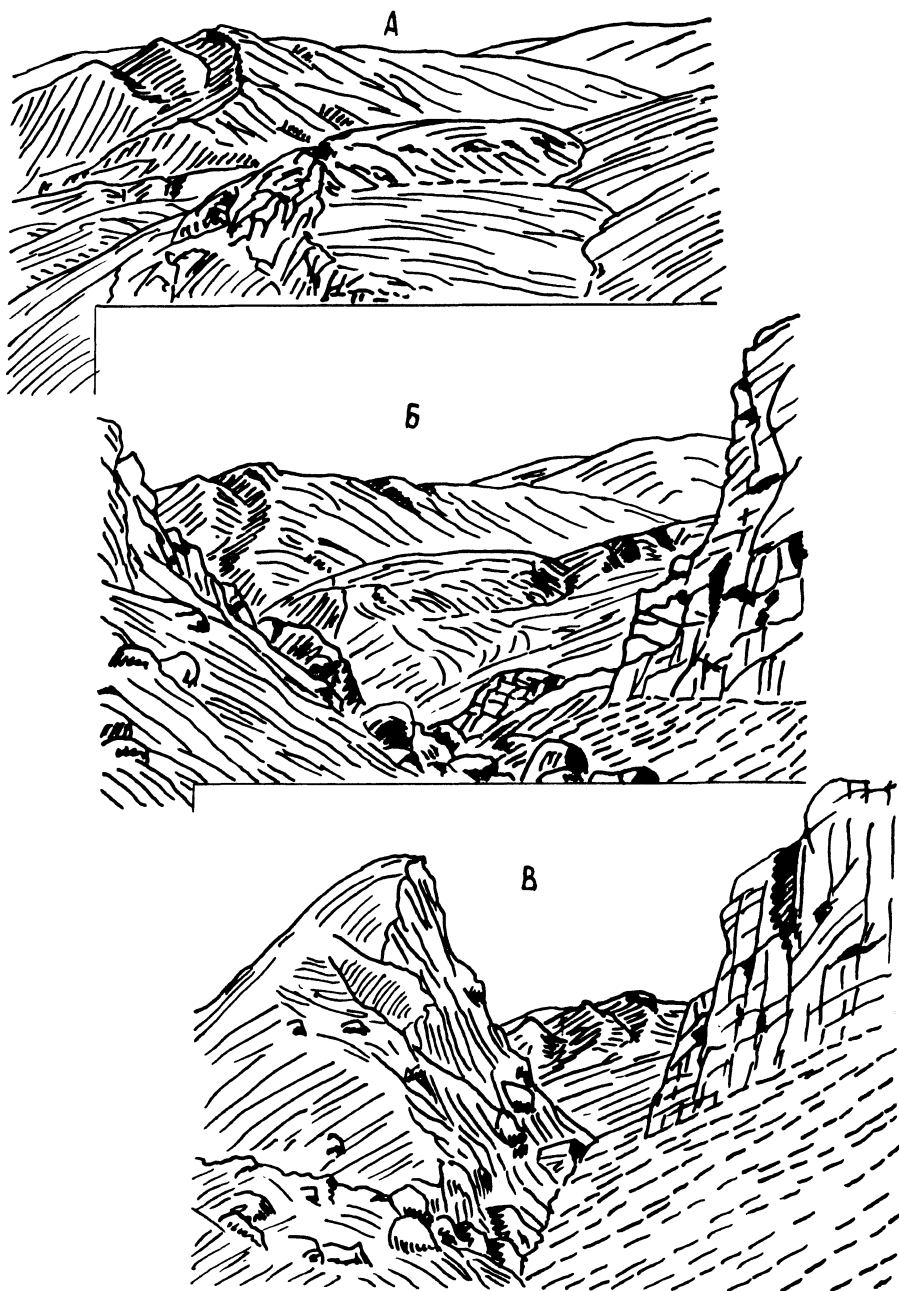


Рис. 3. Ярусные врезы на бортах долины р. Урд-Тамир: А – остатки ярусных долин на выступах склона, Б – общий вид "предущелья" (несостоявшегося вреза), В – вход в сквозную ярусную долину; хорошо выражен его трогообразный поперечный профиль

мира. Исследованиями установлено, что в пониженной части указанного водораздела имеется крупный, прекрасно выраженный ледниковый трог, по которому переметный ледник и перетекал из одного бассейна в другой. Общая длина этого проходного ледника составляла 40–45 км, а мощность льда не менее 250–300 м [16]. Кстати, пример Тамир-Туин-Гольского ледникового узла поучителен вдвойне: во-первых, он показывает, каким своеобразным может быть горное оледенение вообще, и, во-вто-



рых, насколько ошибочным может оказаться суждение об оледенении горной страны в целом, если оно основывается на изучении лишь одного какого-либо ее района.

В общем, как видим, в Центральном Хангае ледниковые узлы по типам оледенения были достаточно разнообразными. В чем-то они напоминали Западно-Хангайский узел (наличие ледниковых шапок, проходных долинных ледников, активной экзарации и др.), а в чем-то уступали ему и, прежде всего, в главном – в размерах и богатстве ледникового комплекса и сопряженных с ним форм продольной склоновой эрозии.

В пределах Восточного Хангая размеры ледниковых узлов заметно уменьшаются. Из двух известных здесь узлов наиболее крупный Онгин-Гольский (Орхон-Онгин-Гольский) находится соответственно в бассейнах рек Онгин-Гола и Орхона. В геоморфологическом отношении он целиком связан с высоким плоскогорным массивом (3000–3100 м). С него стекают притоки этих рек (Шурэнгин-Гол, Бурун-Улан-Гол, Битутиин-Гол, Хэтруин-Гол и др.), вершины которых заняты либо карами с каровыми озерами, либо каровыми нишами. Высота стенки каров составляет 100–150 м (?). Из этих каров сползали долинные ледники, которые при длине 7–10 км и мощности льда 100–150 (200) м были достаточно активными. Они оставили на днищах долин значительные для их размеров три-четыре конечноморенные гряды, а на склонах долин многочисленные боковые морены, следы экзарационного истирания и неглубокого эрозионного врезания. Особого упоминания заслуживают первые, самые крупные конечные морены, имеющие характерную подковообразную форму и примерно одни и те же размеры: длина их колеблется от 0,8–1,0 до 1,0–1,3 км, а высота от 8–15 до 20–25 м. Они сохранились и выглядят на редкость четко, свежо и выразительно, будто сформировались совсем недавно.

Оледенение второго, Шароголуджин-Гольского небольшого узла Восточного Хангая значительно уступало по размаху и активности оледенению Онгин-Гольского узла, но во многом другом повторяет его морфологические особенности. Очаг оледенения располагался в верховьях правобережных рек бассейна верхнего течения р. Шароголуджин-Гол, и существование его объясняется исключительно лишь наличием здесь массива высоких гор (3200–3500 м), улавливающего часть влаги западного переноса и характеризующегося благоприятным для скопления снега плосковершинным рельефом горных массивов, изъеденных карами.

Оба рассмотренных ледниковых узла Восточного Хангая по размерам значительно уступали другим ледниковым узлам Хангая. Оледенение в них было приурочено к наиболее высоким плоскогорным массивам (3000–3500 м) и занимало небольшую площадь. Оно имело горно-долинный и каровый характер. Длина ледников составляла, как правило, 6–10 км, иногда до 20 км (р. Битутиин-Гол). В удаленных же от западного переноса влаги восточных и южных (Шароголуджин-Гольский узел) ледниковых узлах могло сформироваться только небольшое "высокое" горно-долинное и каровое оледенение.

**Память в камне.** Итак, на территории Хангая сложилась благоприятная ситуация для формирования хорошо выраженного комплекса тесно связанных друг с другом сопряженных ледниковых и ярусных эрозионных долин, которые образуют, если так можно сказать, своего рода "геоморфологический симбиоз". Интересно было понять морфологические детали этого взаимодействия и ответить на вопрос, что же представляют собой ярусные долины? Учитывая, что в литературе почти отсутствует их описание, рассмотрим специально обследованные нами с этой целью самые крупные ущелья, расположенные на левом склоне долины р. Урд-Тамир-Гол выше впадения в нее притока Хойт-Солони-Гол. Эти глубокие выразительные врезы – настоящая память в камне – говорят о многом.

Более детально были обследованы ущелья, которые находятся на ближайшем крутом (50–60°) выступе склона, что выше первой конечной морены. Здесь имеется ярус из двух сквозных ущелий-врезов, пересекающих в продольном направлении весь уступ, и еще одного (третьего) "не состоявшегося" ущелья-вреза со смешанным эрозионно-троговым поперечным профилем, расположенного над верхним сквозным ущельем,

рядом с ним, и обозначенного всего одним только входом ("предущельем") (рис. 3б), выраженным четко, но не проникающим сколько-нибудь в глубь самого уступа склона. Неясно, с чем это было связано, но скорее всего краевой поток неожиданно обрывался здесь и уходил под лед или исчезал по трещинам в породах, либо столь же внезапно смещался вниз и сливался с другим потоком. Из двух остальных – верхнее ущелье сквозное и самое глубокое, имеет два отчетливо выраженных (обозначенных) трогообразных входа, отгороженных друг от друга узкой скалой. Они врезаются в скальные породы в виде своеобразных каменных коридоров. Наиболее крупный вход (рис. 3в) располагается ниже разъединяющей их скалы, он достигает в длину 10 м, в ширину 3–5 м и ограничен скалистыми сглаженными (отполированными) уступами высотой 4–6 м. Оба коридора столь же резко открываются и во внутрь основного ущелья. С противоположной стороны ущелье сильно размыто и разрушено дождевыми водами; в конце его, где эти воды стекали вниз по склону, ясно прослеживается сформированный ими эрозионный конус размыва, очерченный косыми и поперечными бороздами и желобами врезания. По-видимому, водный поток, выходя из ущелья, обрывался и скатывался здесь по склону вслед за отступающим краем таявшего ледника.

В поперечном профиле ущелье напоминает отчасти молодую эрозионную долину, а частично ледниковый трог, но с бортами, сильно разрушенными последующими склоновыми процессами. Днище его неровное, состоит из чередующихся между собой неглубоких седловин и озеровидных ям (котловин), местами перегороженных уступами. Ямы глубиной 0,5–20 и шириной 10–20 м, некоторые из них округлой формы, и их можно считать эрозионными котлами. Есть также небольшие увалообразные холмики и гряды с валунами, возможно, остатки морены. Для днища в целом характерен заметный перекося вниз в сторону правого борта ущелья, вдоль которого сохранились ясные признаки интенсивного подмыва в виде эрозионных ниш. Продольный уклон днища около 10–15°. Общая длина ущелья 850–900 м (до 1 км), глубина вреза 80–120 м (средняя часть ущелья).

Нижнее ущелье морфологически сходно с верхним, но в отличие от него совсем сквозное и поэтому выражено менее отчетливо, а главное, уступает верхнему по длине (250–300 м) и глубине вреза (30–60 м). Оно также заканчивается на противоположном конце аналогичным конусом врезания, четко выраженным на склоне среди размытых остатков боковой морены. Ущелья разделены узкой продольной эрозионной грядой. В других местах такие гряды бывают иногда расчленены на отдельные островные возвышенности.

В долине Урд-Тамир-Гола такие же и более мелкие ущелья прослеживаются и выше на ряде других мысов (выступов) ее левого склона, только число их не остается одинаковым: иногда отмечается всего одно, иногда 2–4 ущелья, разделенные продольными эрозионными грядами (см. рис. 1, 3). Если эти ущелья сгруппировать по высоте и мысленно соединить их линией, то можно восстановить не только прежнее положение ярусных долин, но и определить их протяженность. Подсчет показывает, что на участке долины Урд-Тамир-Гола выше первой конечной морены они достигали в длину 6–10 км. К сожалению, участки этих долин, расположенные между выступами склонов в расширениях долины, были, видимо, врезаются в поверхность долинного ледника и поэтому вместе с его стаиванием бесследно исчезли. Краевые потоки, скорее всего, отклонялись здесь вместе с отступанием склона и, соответственно, растеканием ледника, и следы их врезов тут, как правило, теряются.

К сказанному выше добавим, что помимо крупных ущелий и рвов, в прирвовочной верхней зоне склонов ледниковых долин Западного и Центрального Хангая встречаются небольшие каналы в виде коротких (3–10 м) и неглубоких (0,5–1,5 м) рвов, которые врезаются между озерными котловинами или обрываются у берегов ныне частично или полностью спущенных подпрудных ледниковых озер (реки Идэр, Цаган-Гол и др.), которые они в прошлом дренировали. Все это наглядно показывает, какими самобытными могли быть гидрографические условия в краевой зоне долинных ледников. Правда, вопрос этот остается еще не изученным. Пока же, учитывая ска-

занное выше, можно предполагать, что режим водных потоков в краевой зоне ледниковых долин был крайне неустойчивым и аритмичным. Возникает вопрос, как и с какой скоростью формировались такие ущелья и рвы? Как показано выше, они врезаны в коренные скальные породы склонов и в морены потоками талых ледниковых вод, наложенными на края ледников, т.е. представляют собой типичные эпиглетические образования. Предположительно можно считать, что в этих условиях скорость врезания потоков, несмотря на ее сильную изменчивость, а возможно, благодаря именно этому (аритмии), вследствие крутого уклона и резких перепадов продольного профиля при обилии влекомых наносов была, вероятно, весьма значительной [7–8, 24]. Но как бы ни была велика скорость врезания, не исключено, что этому способствовали также и другие причины (трещины, разломы и др.).

В пределах самих ледниковых долин формы продольной склоновой эрозии также выражены по-разному, что связано с двучленным строением ледниковых долин Хангая, с их резким разделением на типичные трог и просто ледниковые долины, лишенные ясной троговой формы. Действительно, на верхних участках многих ледниковых долин Хангая (5–15 км), выраженных типичными трогами с корытообразным поперечным профилем, ярусные долины и родственные им формы отсутствуют. Это можно объяснить, очевидно, тем, что ледники примыкали тут к притертым скалистым стенкам вплотную, отчего краевые потоки почти не размывали их и, быстро соскальзывая вниз вместе с отступающим ледником, по трещинам стекали под лед. Только вверху в виде узкой кромки ледники трогов налегали частично на склоны, где и формировались слабонаклонные террасированные площадки, называемые плечами трогов, поверхность которых иссечена обычно продольными шрамами и бороздами; их можно считать зачаточными формами ярусных долин.

Все эти элементы рельефа широко встречаются также и вне трогов, но на таких отрезках ледниковых долин внимание привлекают к себе, главным образом, террасированные ступени или карнизы-полочки, напоминающие площадки плечей трогов. Они, как уже отмечалось выше, располагаются на разных высотах скалистых уступов долин, которые в таких местах напоминают своеобразные односторонние трог. Вероятно, такие карнизы-полочки, шириною 10–30 м и более при уклоне около 8–10°, фиксируют уровни стояния отступающих (снижающихся при таянии) ледников во время их деградации. Поэтому можно предполагать, что покров ледников, перекрывающий узкие участки обрывистых склонов, на месте упомянутых выше площадок был, видимо, маломощен и сильно разрушен; следовательно, экзарация в таких местах была ослаблена, а эрозия же краевых потоков, напротив, значительно возрастала. Вполне возможно, что эти скальные террасы-полочки, так же как и площадки плечей трогов, имеют сложное эрозионно-экзарационное происхождение.

Независимо от района своего развития такие мелкие эрозионные формы особенно широко распространены на тех склонах, которые лишь непродолжительное время перекрывались краями ледников. Покров последних был в этих местах небольшим, водные потоки быстро прорезали его и начинали размывать поверхность склона. Они сглаживали и выравнивали склон, но не успевали сколько-нибудь глубоко врезаться в его скальную поверхность, оставляя на ней небольшие площадки или мелковрезанные продольные борозды, желоба и реже более значительные ложбины. Эти образования имеют длину от нескольких до первых десятков и сотен метров.

Формы продольной склоновой эрозии – характерный и одновременно диковинный элемент рельефа ледниковых долин. Все они, от небольших террасированных площадок и ложбин до крупных и глубоких ущелий, рвов и маргинальных гряд, вместе образуют единый комплекс ярусных долин, размеры и количество которых увеличиваются вниз по реке. Они выработаны потоками талых ледниковых вод в морене, покрывавшей склоны долин, либо врезаны в коренные породы и весьма различны по морфологии. Ущелья и рвы чаще бывают глубиной от 3 до 30–50 м. Длина одной ярусной долины, состоящей из чередования "полочек" и ущелий, составляет от нескольких сотен метров до 1–3 км, и иногда даже до 7–8 км.

На склоне обычно наблюдается серия ярусных долин, расположенных друг над другом с превышением в 60–200 м. Верхние из них самые протяженные. Стаивание льда сопровождалось, вероятно, его растрескиванием, и вода уходила по трещинам под лед, почему более молодые ярусные долины бывают, как правило, короче. Верхние ярусные долины в некоторых случаях переходят со склонов на водоразделы, упираясь в поля холмисто-моренного рельефа (р. Яматын-Гол и др.), или их оконтуривают; превышение их над днищами рек составляет до 400 м. Большая часть ярусных долин сконцентрирована на участках между первой и второй конечными моренами и отвечает крупному этапу сокращения ледников. Эта закономерность прослеживается во всех ледниковых долинах Хангая, связанных, как отмечалось выше, с ледниковыми шапками водоразделов.

Подчеркнем в заключение, что формы продольной склоновой эрозии образуются преимущественно в период общей дегляциации, когда по краям тающих долинных ледников возникают многочисленные наложенные потоки талых ледниковых вод, которые, разрушая ледниковый покров, начинают интенсивно расчленять коренные склоны этих долин в непривычном продольном направлении. Образующиеся на месте этих врезов ярусные долины и другие родственные им формы продольной склоновой эрозии, представлявшие нам вначале загадочной природы, оказались оригинальными эрозионными эпигенетическими образованиями, своего рода необычными штрихами и шрамами, в чем-то имеющими отдаленное сходство с ледниковыми.

Таким образом, формы продольной склоновой эрозии неотделимы от ледниковых долин. Априори можно предполагать, что чем мощнее были в этих долинах ледники и интенсивнее происходило их таяние, тем более многоводными и концентрированными были в них краевые потоки, которые отличались вначале устойчивым положением и режимом и интенсивным врезанием, но, по мере стаивания, ледники быстро разрушались, потоки становились маловодными, в значительной степени рассредоточенными и неустойчивыми, эрозионная активность их заметно падала, и формировались в основном мелкие эрозионные формы, т.е. проявление продольной склоновой эрозии определялось, очевидно, динамическими фазами развития долинных ледников.

Обращая внимание на тесную пространственную и временную связь ярусных долин в первую очередь с наличием в горных долинах мощных и активных ледников, необходимо в итоге признать оледенение территории первопричиной появления такого оригинального, а потому в чем-то и парадоксального явления, как продольная эрозия.

В периоды горно-долинного оледенения по бортам долинных ледников, где возникали потоки талых ледниковых вод, на склонах ледниковых долин закладывались эрозионные формы разного масштаба, причем по мере деградации ледников каждая очередная их генерация находилась ниже предыдущей. Так образовались ярусы. В результате после полного исчезновения ледников вдоль их бортов на склонах ледниковых долин на месте водных потоков остались следы их врезов и сформировалась система склоновых эрозионных форм, параллельных руслу. Таким образом, системы ярусных врезов на склонах долин возникают в природе только в особых условиях горно-долинного оледенения со свойственным ему комплексом сопряженных ледниковых и эрозионных долин. Только в этой, пожалуй, едва ли не единственной в природе ситуации, и образовались формы продольной склоновой эрозии, иначе говоря, именно в этом случае невозможное стало возможным.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоморфологическая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1:1500000. М.: ГУГК, 1989.
2. Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. 260 с. (Тр. совместной советско-монгольской н.-и. геол. эксп., вып. 28). М.: Наука, 1982. 260 с.
3. Бондарев Л.Г. Ярусные долины ниже слияния Иньльчика с Сары-Джазом (Центральный Тянь-Шань) и их тектоническая обусловленность // Структура и динамика компонентов природы Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1973. С. 27–30.
4. Гросвальд М.Г. О происхождении так называемых тектонических трещин в Саянах и Прибайкалье // Бюл. МОИП. Сер. геол. 1961. Вып. 2. С. 143–144.

5. Курушин Р.А., Николаев В.В. Псевдотектонические формы рельефа, созданные горно-долинным оледенением // Геология и геофизика. 1970. № 12. С. 52–61.
6. Попов В.Е. О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи горного Алтая // Гляциология Алтая. Вып. 1. Томск, 1962. С. 188–221.
7. Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во ин. лит-ры, 1963. 576 с.
8. Шукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1960. Т. 1. 616 с.
9. Обручев С.В. Ярусные долины в областях горного оледенения // Сов. геол. 1959. № 6. С. 65–77.
10. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.
11. Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 176 с.
12. Кожевников А.В., Савин В.Е., Уфлянд А.К. История развития Хангайского горья в мезозое и кайнозое // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970. С. 151–169.
13. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1. 583 с.; Т. 2. 752 с.
14. Корина Н.А., Мальгина Е.А., Чичагов В.П. К вопросу о количестве оледенений Хангайских гор в Монголии // ДАН СССР, 1975. Т. 218. № 3. С. 661.
15. Коржуев С.С., Корина Н.А., Нацаг Д. О древнем оледенении Западного Хангая (МНР) // ДАН СССР. 1977. Т. 237. № 1. С. 177–179.
16. Коржуев С.С., Корина Н.А. Последнее оледенение западного Хангая (МНР) и особенности его дегляциации // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1982. № 2. С. 106–114.
17. Десяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 206 с.
18. Маринов Н.А. Древнее оледенение в Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1954. № 6. С. 28–40.
19. Маринов Н.А., Селиванов Е.И. Новые материалы о древнем оледенении Монголии // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970. С. 170–177.
20. Мурзаев Э.М. Заметка о древнем оледенении Монголии // Вопр. геогр., сб. 15. М.: Географгиз, 1949. С. 187–192.
21. Мурзаев Э.М. Монгольская Народная Республика. М.: Географгиз, 1952. 472 с.
22. Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол.-геогр. 1967. Вып. 6. С. 130–139.
23. Николаева Т.В. Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971. 152 с.
24. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.

Институт географии РАН

Поступила в редакцию  
10.01.95

## STOREYED VALLEYS – A PALEOGEOGRAPHIC PARADOX OF MOUNTAIN GLACIATION

S.S. KORZHUUV

### S u m m a r y

The notion of "storeyed valleys" was introduced by S.V. Obruchev. They are formed in mountains on the valley slopes as a result of meltwater flows erosion and are usually represented by narrow gorges and canyons. They are considered to be specific forms due to longitudinal slope erosion, associated with valley glaciers. The problem is discussed using materials obtained from the former glaciation of the Khangai Mountains studies.