

*В. Н. Олюнин*

**НЕОТЕКТОНИКА  
И ОЛЕДЕНЕНИЕ  
ВОСТОЧНОГО  
САЯНА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

*В. Н. Олюнин*

НЕОТЕКТОНИКА  
И ОЛЕДЕНЕНИЕ  
ВОСТОЧНОГО САЯНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

*Глубоководному  
Лыбу Николаеву  
22/10/1962  
В. Олюнин*

УДК 551.24 + 551.336(235.223)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор географических наук

*С. Ю. ГЕЛЛЕР*

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей работе рассматривается часть Восточного Саяна, расположенная в пределах Бурятской АССР в бассейнах рек Оки, Белой, Китоя и Иркуты и представляющая собой один из важнейших горных узлов Южной Сибири. В этом районе Восточный Саян сжат выступом Сибирской платформы и нагорьями Центральной Азии. Здесь перекрещиваются и смыкаются новейшие дизъюнктивные нарушения различных направлений, происходит коренная перестройка плана неотектонического строения. Наряду со структурами северо-западного простирания, в целом характеризующими Восточный Саян, в этом районе располагаются и широтные структуры. Обе группы нарушений сменяются на юго-востоке структурами северо-восточного простирания, свойственными Забайкалью, а с юга, из района оз. Хубсугул (Косогол), сюда проникают меридиональные неотектонические нарушения. По-видимому, именно со сложным планом неотектонического строения связано особое обилие в рассматриваемом районе молодых разломов, четко выраженных в рельефе, и наличие многочисленных тектонических трещин, хорошо прослеживаемых на аэрофотоснимках. Их изучение представляет, в частности, существенный интерес для оценки сейсмичности территории.

Рассматриваемая часть Восточного Саяна интересна также тем, что она представляет собой один из наиболее восточных районов СССР, в который еще проникают влажные западные воздушные течения. В верхнеплейстоценовое время порождаемые ими осадки питали многочисленные ледники, крайне неравномерно размещавшиеся на этой территории. Размещение, размеры и различия в мощности отдельных ледников могут быть использованы для

сравнительной характеристики современного распределения осадков на Восточном Саяне, где, как и в любой горной стране, непосредственные измерения количества выпадающих осадков сопряжены с большими трудностями.

В настоящей работе наряду с материалами различных исследователей и результатами полевых наблюдений автора широко использованы аэрофотосъемочные материалы. Дешифрирование аэроснимков позволило построить значительно более точную схему геоморфологического и неотектонического строения территории, а также реконструировать картину ее верхнеплейстоценового оледенения. Основное внимание в работе уделено морфоструктурному анализу, выделению типов рельефа, геоморфологическому районированию территории и особенно характеристике ее оледенения.

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И НЕОТЕКТОНИКА ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Восточный Саян всегда привлекал внимание исследователей, и в настоящее время продолжается его изучение многочисленными экспедициями. Первые сведения о природе этих гор относятся еще к началу прошлого столетия. Особенно много работ посвящено геологическому строению, а также оледенению Восточного Саяна, причем до Великой Октябрьской революции исследования были исключительно маршрутными.

Первое описание Тункинской впадины и Тункинских Гольцов было выполнено в 1856 г. Н. Бакшевичем. Им впервые выявлены основные геоморфологические особенности этой впадины. В 1861 г. опубликована работа ботаника Г. Радде (1861), в которой содержится много географических сведений о бассейнах рек Иркут и Ока. Подробное описание долин этих рек дал П. А. Кропоткин (1867), посетивший их в 1867 г. В 1871 г. А. Л. Чекановский изучал гору Мунку-Сардык. Он первым высказал мысль об излиянии базальтов до оледенения Саяна и после него (Чекановский, 1871).

Наиболее существенный материал по геологическому строению Восточного Саяна в конце прошлого столетия опубликовали И. Д. Черский (1873, 1875, 1876, 1881), изучавший Тункинские и Китойские Гольцы, Еловский отрог и отрезок р. Иркут от Торской котловины до устья, Л. А. Ячевский (1888, 1898) и В. А. Обручев (1890). Первая сводка сведений о географии и геологии описываемого района была приведена к работе К. Риттера (1894) на основе наблюдений И. Д. Черского. Горную группу Мунку-Сардык в 1897 г. изучали Де-Геннинг-Михэлис (1898) и С. П. Перетолчин (1897, 1908). В 1898 г. Восточный Саян посетил М. П. Фабрициус (1899), который опубликовал некоторые данные о физико-географических условиях района и об его путях сообщения.

В начале нынешнего столетия, в 1902 г., бассейн Иркуты, Оки и оз. Хубсугул изучал ботаник В. Л. Комаров (1904, 1905).

Позднее геолог А. В. Львов (1924) исследовал истоки и долину р. Иркут и описал минеральный источник Тункинский Аршан и его окрестности (Львов и Кропачев, 1910); месторождения асбеста в верховьях р. Китой разведывал В. Н. Лодочников (1916), а П. И. Преображенский (1927) изучал верховья Иркуты и Оки.

Особенно многочисленные экспедиционные исследования проводились в послереволюционное время, когда, кроме разведывания отдельных месторождений, выполнялась систематическая геологическая съемка. До Великой Отечественной войны изучался преимущественно бассейн Иркуты, а о верховьях Оки, Белой и Китоя было собрано относительно мало материала.

В 1919 г. Гаузен (Hausen, 1925, 1928) посетил зимой оз. Хубсугул, Тункинскую котловину, проехал из с. Туран к оз. Ильчир и оттуда по Иркуту спустился к с. Моңды. В двадцатых годах геологическую съемку на северной окраине Восточного Саяна производил М. М. Тетяев, посвятивший статью также и явлению шаршажа (Тетяев, 1927), в которой он пишет о покровах, надвинутых друг на друга с юга на север и лежащих на почти горизонтальных отложениях Средне-Сибирской платформы. В те же годы в Тункинских и Китойских Гольцах работал А. В. Львов (1930). Тункинскую впадину и горы, расположенные к югу от нее, изучали П. И. Прокофьев (1935) и географы В. В. и В. Н. Ламакины (1928). В 1929 г. Н. Д. Соболев обследовал Ильчирскую котловину, долины и водоразделы рек Хойто-Улзгыта (Хойта-Джатхоз), Самарта, Толта, Тумелик, Ихе-Ухгунь, Ара-Хонголдай и Убурт-Хонголдай и Хулугайма. В 1930 г. он работал в восточной части Тункинских Гольцов, в 1931 г. — по рекам Ока, Китой и Урик, в 1932 г. — по рекам Китой и Олот (Оспа). Результаты этих работ были сведены автором в монографию (Соболев, 1940б).

Геолог Ф. А. Головачев (1931) обследовал верховья р. Оки и частично Китоя и Урика (Хорока). В 1930 г. геологическую съемку в Тункинской и Торской котловинах производил А. А. Лисовский (Соболев, 1940б). Он предполагал существование древней долины Иркуты на месте понижения между Еловским отрогом и Тункинскими Гольцами и указывал на наличие всяких долин у всех левых притоков р. Иркут. В 1931 г. геологическую съемку в среднем течении р. Иркут производил П. И. Налетов (Соболев, 1940б). Геологическое строение северного склона Восточного Саяна изучал Л. Г. Котельников (1933). В 1934 г. П. П. Пилипенко публикует статью, в которой упоминает о наличии ледниковых отложений в долинах рек Цаган-Угун и Тубота — левых притоков Иркуты.

Первый обзор геологического строения Восточного Саяна дал И. А. Молчанов (1934), не осветивший, однако, строения наиболее высоких горных районов. Он пишет о трех-четырехкратном оледенении Восточного Саяна. В 1940 г. С. В. Обручев изучал Окинские вулканы и подробно их описал. Позже в том же районе

производил геологическую съемку И. Кобеляцкий, а в 1941 г. В. Н. Лодочников опубликовал сводную статью о базальтах бассейна р. Иркут. Его исследования базальтов продолжались и в последующие годы.

В 1939—1940 гг. С. В. Обручев выполнял геологическую съемку района между верховьями рек Белой и Уды и государственной границей. Его исследования были прерваны Отечественной войной и вновь возобновились после нее. Эти работы являются основными и касаются вопросов стратиграфии, тектоники как наиболее древней, так и молодой, вулканизма, геоморфологии, орографии, оледенения (Обручев, 1946а и др.; Лурье и Обручев, 1950, 1952).

В 1948—1949 гг. в бассейне верхнего течения р. Иркут проводил физико-географические исследования И. М. Забелин (1950, 1951, 1952), изучавший также следы древнего оледенения. В 1950 г. В. Ж. Щойванов посетил и описал Окинские вулканы.

Геологические исследования и изучение природных условий Восточного Саяна выполнялись также различными экспедициями, результаты работ которых пока почти совсем не опубликованы. В 1954—1955 гг. в Восточном Саяне и в Тункинском межгорном понижении работали физико-географической и геоморфологической отряды Бурят-Монгольской комплексной экспедиции Советского Союза по изучению производительных сил Академии наук СССР. В 1955 г. бассейны Оки и Иркуты и, в частности, долину р. Жом-Болок с Окинскими вулканами изучал физико-географ Г. М. Томиллов (1959), а в 1954—1955 гг. автор данной работы проводил геоморфологические исследования в Тункинском межгорном понижении. Эти полевые исследования были дополнены детальным изучением аэрофотоснимков горной части бассейнов рек Оки, Белой, Китоя и Иркуты в камеральных условиях и составлением схем — геоморфологической, неотектоники и верхнеплейстоценового оледенения. После 1955 г. было опубликовано несколько статей по вопросам геологии и геоморфологии отдельных небольших участков Восточного Саяна. В 1951—1956 гг. С. П. Плешанов и другие исследователи (Плешанов, 1957, 1958) производили геологические наблюдения в бассейнах рек Урик, Белая и Ока. С. П. Плешанов описал глубинные разломы северо-восточного простирания длиной в сотни километров, пересекающие реки Оку, Белую и Урик, и отходящие от этих разломов короткие (10—15 км) оперяющие разломы других направлений. В 1956 г. В. А. Глоба (1958) проводил исследования в верховьях р. Китой, сопровождавшиеся составлением крупномасштабных геологической и геоморфологической карт. В том же году на восточном склоне хр. Большой Саян изучались базальтовые покровы, вулканы и следы древнего оледенения М. Г. Гросвальдом (1957, 1958, 1959 и др.) и другими исследователями, проводившими полевые работы в соседних районах Тувы. Одновременно Э. И. Равский

изучал четвертичные отложения в Тункинском межгорном понижении. Он впервые составил подробную стратиграфическую схему антропогена этого района (Равский и Голубева, 1960; Голубева и Равский, 1962).

### ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА И КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ЕГО РАЗВИТИЯ

Восточный Саян является горной страной, испытавшей очень продолжительный период континентального развития, начавшийся еще в нижнем палеозое. По мнению С. В. Обручева (1946б и др.), в первой половине юры Восточный Саян был расчлененной горной страной с озерами, в которых отлагались галечники, пески и глины с растительными остатками, превратившиеся со временем в более плотные горные породы. Вероятно, в течение мелового времени с перерывами продолжались поднятия района и происходило местное размывание, а также опускание некоторых участков.

В олигоцене уже существовали современные межгорные понижения, о чем свидетельствуют континентальные отложения, обнаруженные в них. По найденным остаткам растений И. В. Палибин (1936) установил, что здесь произрастали широколиственные леса умеренного климата, которые состояли из граба, березы, ольхи, ильма, липы и имели подлесок из ивы, плюща и других растений. По берегам водоемов росли хвойные — таксодий и гипостробус, а в водоемах — северный водяной орех, стрелолист, эгингенский камыш и рогоз. Состав отложений указывает на то, что над межгорными котловинами возвышались горы.

В миоцене и плиоцене продолжалось поднятие гор. В конце третичного — начале четвертичного периода произошли мощные излияния базальтов, заполнивших речные долины между низкими горами и разлившимися по межгорной равнине. Относительная высота гор в это время достигала 600 м, а местами превышала 1000 м. Горы обладали более пологими склонами, чем современные. На вершинах гор, вероятно, сохранялись еще остатки выровненных поверхностей (пещелена?) мелового времени. После излияний базальтов в конце третичного и в четвертичный период продолжалось дифференциальное воздымание гор по разломам и интенсивное расчленение их реками. Долины рек и ручьев приспособились к крупным и малым тектоническим структурам и формам рельефа.

В конце четвертичного времени Восточный Саян подвергся мощному оледенению, следы которого сохранились повсюду. После оледенения продолжалось эрозионное расчленение гор, наиболее выраженное и активное в предгорьях северо-восточнее горных хребтов, интенсивно поднимающихся вместе с другими районами Саяна и в настоящее время.

Заканчивая краткую характеристику истории развития рельефа исследуемого района, следует несколько подробнее остановиться на вопросе о возрасте покровных базальтов Окинского плоскогорья в связи с недавно полученными данными. До последнего времени среди исследователей было широко распространено мнение о послесреднемиоценовом возрасте этих базальтов. Оно основывалось на том, что в пределах Окинского плоскогорья на горе Хиршиса близ оз. Дозор-Нур (правый склон долины Тиссы) были найдены многочисленные остатки миоценовой флоры, описанные А. Н. Криштофовичем и И. М. Покровской. Они обнаружены в линзе плотных глин с бурым углем, залегающей среди агломератов и лав под мощной толщей базальтовых покровов, чередующихся со шлаком (Обручев С. В., 1946а, б, и др.).

В 1956 г. это обнажение было вновь описано А. Д. Смирновым (Гросвальд, 1957; Гросвальд и др., 1959). Здесь была найдена еще вторая линза суглинков и супесей, расположенная выше первой. Первая линза залегает под туфогенными отложениями, которые М. Г. Гросвальд считает принадлежащими вулкану. Верхняя линза обнаружена между туфами и покрывающими их базальтами.

Результаты спорово-пыльцевого анализа, по заключению Е. Д. Заклинской, показали, что возраст отложений нижней линзы плиоценовый. В верхней же линзе найдены совершенно другие, явно четвертичные отложения. Это, по мнению М. Г. Гросвальда, свидетельствует о том, что в конце третичного времени существовали вулканы, а базальтовый покров Окинского плато возник в нижнечетвертичное время.

Этот базальтовый покров на других участках Окинского плоскогорья, в Бельских Гольцах и в других районах Восточного Саяна сложен также многочисленными потоками, но обычно не разделенными шлаком, и не покрывает вулканических туфов и третичных отложений, а залегает непосредственно на более древних породах. Под покровными базальтами захоронен древний рельеф, останцы которого местами возвышаются над базальтовым покровом или окаймляют его. Лишь в некоторых случаях под базальтами удалось обнаружить захороненный обломочный материал, например в верхней части гольца Мунку-Саган в истоках р. Опота (Осны), где И. Д. Черским на известняках обнаружены конгломераты, состоящие из гальки и неокатанных обломков породы и в том числе базальта, сцементированных песчанником (Риттер, 1894).

Значительно более молодыми являются так называемые «долинные» базальты, заполняющие долины р. Жом-Болок и ее притоков, и возвышающиеся на их поверхности потухшие вулканы Перетолчина и Кропоткина (Аткинсон, 1857; Адамович и др., 1959, и др.). Молодой, послеледниковый возраст этих базальтов устанавливается на основании залегания их на моренах и других ледниковых отложениях Жомболокского ледника последнего

оледенения и, возможно, более молодых стадий сокращения. На поверхность базальтов в свою очередь наложены небольшие современные конусы выноса и осыпи. Сравнительно подробные сведения о Жомболокском лавовом потоке и об Окинских вулканах имеются в работах П. А. Кропоткина (1867) и особенно С. В. Обручева и М. Л. Лурье (1954). Еще один небольшой поток послеледниковых базальтов лежит на дне долины р. Хелгин, левого притока р. Тиссы.

В настоящее время в пределах исследуемой части Восточного Саяна возвышаются горные хребты и массивы, высоты которых местами превышают 2500—3000 м над ур. м. Между хребтами находятся обширные плоскогорья, часто очень глубокие и сильно расчлененные. Выровненные поверхности плоскогорий располагаются на абсолютных высотах порядка 1800—2200 м, а на отдельных участках и выше. Глубина ущелий достигает здесь 300—700 м. Местами горные хребты и массивы разделяют и окаймляют узкие тектонические впадины, днища которых лежат на высоте 800—1000 м над ур. м. и более.

Большее половины площади территории занимает обширное Центральное плоскогорье Восточного Саяна, на котором имеются отдельные горные массивы-останцы, поднимающиеся выше 2600—2900 м над ур. м. С запада и юго-запада оно окаймлено горными массивами хребта Большой Саян, или Пограничный Саян. Севернее плоскогорья находятся Окинские Гольцы, как и Большой Саян имеющие альпийские формы рельефа. С северо-востока Центральное плоскогорье окаймлено узкой тектонической впадиной, отделяющей его от хр. Шэлэ и от предгорий. Южнее Центрального плоскогорья лежат Китайские и за ними Тункинские Гольцы с альпийским рельефом. С юга Восточный Саян окаймляет Тункинское межгорное понижение, наиболее низкие участки которого расположены на высоте 600—1300 м над ур. м.

Значительная часть территории Восточного Саяна сложена мощной толщей гнейсов, кристаллических сланцев, метаморфизованных известняков архея и протерозойскими отложениями: кристаллическими и доломитовыми известняками, кристаллическими сланцами, местами песчаниками и конгломератами, а также интрузивными породами — габбро, перидотитами и пироксенитами. В бассейне левых притоков р. Оки на большой площади залегают кембрийские сланцы, песчаники, конгломераты, известняки, порфириты, альбитофиры и их туфы. На северо-востоке узкая полоса этих отложений заходит в бассейн р. Урик (Лурье и Обручев, 1952). Сравнительно небольшие участки таких отложений имеются в Китайских Гольцах и в других местах. Более молодые, кайнозойские отложения, в том числе и четвертичные, в Восточном Саяне распространены незначительно по сравнению с более древними. Очень широко развиты базальты третичного и четвертичного возраста.

О тектонике и особенно о неотектонике и тектонических структурах Восточного Саяна, непосредственно выраженных в рельефе, данных мало. В опубликованных работах приводятся лишь отдельные сведения о некоторых наиболее важных неотектонических формах и структурах.

Наиболее ранние сообщения о дизъюнктивных дислокациях в Восточном Саяне содержатся в работе И. Д. Черского (1875). Он обнаружил надвиги в долине р. Ара-Хонголкой, в устье р. Зунгол (Дзун-Гол), где найдена брекчия трения, а также в пределах Тункинского межгорного понижения — в Еловском отроге, в обрыве левого берега р. Иркут и на южном склоне Тункинских Гольцов. А. В. Львов (Львов и Кропачев, 1910) писал, что вдоль подножия Тункинских Гольцов по краю Тункинской котловины проходит сброс. К нему приурочена полоса известняковой брекчии шириной до 80—100 саженей (170—215 м), из которой выходит источник Аршан. Он отмечал также, что другой сброс простирается в западно-северо-западном направлении вдоль долины р. Кынгары, левого притока р. Тунки.

М. М. Тетяев (1927) обнаружил в Восточном Саяне на участке между реками Урик и Ока ряд радиальных сбросов северо-восточного простирания, расположенных ступенями и образующих Окинский грабен. Он считал, что пониженный участок гор между Китайскими и Тункинскими Гольцами, проходящий вдоль р. Китой, образовался в результате радиальных дислокаций. М. М. Тетяев указывал и на наличие в предгорьях Восточного Саяна ступенчатого надвига по р. Китой. По его представлениям, северо-восточный склон Восточного Саяна на участке от Байкала до р. Оки буквально «изрублен в крошечку» радиальными дислокациями северо-восточного направления с рядом грабенов и ступенчатых глыб, надвинутых на отложения Иркутского амфитеатра.

По Н. Д. Соболеву (1940а), долины р. Жом-Болок (Джон-Булак), широтной части р. Оки и р. Илез представляют собой Буруингольскую сбросовую долину, а Тункинское межгорное понижение образовалось вдоль ступенчатого сброса. Он считает Тункинскую и Горскую котловины односторонними грабенами, а Хамар-Дабан, Туранский хребет и Еловский отрог — такими же горстами. Еще один сброс северо-западного простирания Н. Д. Соболев отмечает северо-западнее горы Мунку-Сардык, причем территория юго-западнее сброса была приподнята на 1 км над поверхностью древнего плоскогорья и, возможно, надвинута на него в северо-восточном направлении. Он описывает также вертикальные разломы с простиранием СВ 20° в устье р. Китойкин, левого притока р. Китой, и считает, что альпийские дислокации выразились в виде разломов и вертикальных перемещений по ним, наиболее активных после миоцена.

Другие исследователи полагают, что основу тектонического строения Восточного Саяна составляют не глыбовые, а крупные складчатые структуры. По Н. А. Флоренсову (1954в), межгорные кайнозойские впадины Восточного Саяна в первом приближении и представляют собой сочетание древних синклиналильных прогибов со структурами рифового типа. Он считал, что прогибы наследуют положение древних синклиналильных структур и древних разломов. Последние обновлены крупными перемещениями, происходившими в плиоцене и начале плейстоцена. Движения по краевым сбросам происходили и в послеледниковую эпоху. Такой же точки зрения придерживалась Н. С. Ильина, которая писала, что: «Восточный Саян представляет собой крупный антиклинорий северо-западного простирания с ответвляющимися от него на юг антиклинальными складками широтного и северо-восточного простирания с системой синклиналильных понижений между виргациями складок» (1945, стр. 53). Она полагала также, что новейшие, кайнозойские движения выразились в вертикальных (сводовых) поднятиях.

Многие исследователи придерживаются точки зрения о глыбовой тектонике Восточного Саяна, осложняющей крупные сводовые поднятия, что, по нашему мнению, является более правильным, так как подтверждается детальным анализом молодых тектонических структур, выраженных в рельефе. Для этого анализа нами были закартированы по аэрофотоснимкам все тектонические и сейсмотектонические разломы, трещины и уступы, а также останцы древнего выровненного рельефа. Изучение останцов показало, что они принадлежат чаще всего пологим равным склонам и реже — вершинам древних гор и холмов или плато. При сравнении соседних останцов древнего выровненного рельефа выяснилось, что они не образуют единых поверхностей, по наличию которых можно было бы сделать вывод о присутствии сводообразных морфоструктур на Восточном Саяне, служивших бы доказательством плавных, волнообразных деформаций земной поверхности в этом районе, не осложненных дифференциальными перемещениями по разломам. Наоборот, совершенно отчетливо видно, что вершинные участки с древним выровненным рельефом отделены прямолинейными в плане сбросовыми склонами и находятся на разной высоте.

С. В. Обручев (1950 и др.) считает Восточный Саян сложным горным сооружением, образовавшимся на стыке трех (или четырех) систем поднятий, причем каждая представляет собой сложное горное сооружение. Описываемая часть Восточного Саяна почти полностью входит в одну из систем — широтную. По наблюдениям С. В. Обручева, Восточный Саян рассечен разломами разных направлений на ряд блоков — глыб, смещенных относительно друг друга, причем амплитуда перемещения местами достигает нескольких тысяч метров. По его мнению, наиболее зна-

чительные разломы, по которым происходят молодые движения, приурочены к более древним тектоническим зонам нарушений. Молодость же тектонических разломов подтверждается наличием вдоль них обильных минеральных источников, базальтовых излияний, связанных с некоторыми трещинами, и отличной сохранностью сбросов и трещин, часто секущих морены и послеледниковые отложения. Амплитуда перемещения разорванных частей в некоторых местах, например у минерального источника Тункинский Аршан, достигает 30—40 м (Обручев С. В., 1950).

В третичном и четвертичном периоде общее сводовое поднятие Восточного Саяна сопровождалось дифференциальными поднятиями альпийских горных цепей в виде узких полос вдоль южной и северной его окраин (Китойские и Тункинские Гольцы, Большой Саян, Окинские Гольцы, хребты Ермосхын и Шэлэ). На некоторых участках произошло замедление поднятий или же опускание узких тектонических впадин (Обручев С. В., 19466).

Такой же точки зрения о глыбовой структуре Восточного Саяна и неотектонических движениях земной коры «по старым, задолго намеченным линиям» придерживался В. А. Обручев (1922), а в последнее время и С. П. Плешанов (1957, 1958).

После этого краткого обзора существующих точек зрения на тектонику Восточного Саяна мы перейдем к более подробному разбору вопросов о тектоническом, особенно неотектоническом, и геоморфологическом строении исследованного района.

Тектонические структуры, по С. В. Обручеву, образуют в Восточном Саяне следующие системы поднятий: широтную, меридиональную (косогольскую), северо-западную и Восточно-Тувинское поднятие (тоже широтное). Широтная система поднятий является продолжением байкальской системы разломов. Она в целом состоит из параллельных поднятий — Хамар-Дабана, Тункинских и Китойских Гольцов, Центрального плоскогорья, хр. Шэлэ, Окинских Гольцов и Тункинского межгорного понижения. На юго-западе широтная система сочленяется с меридиональной, состоящей из меридиональных впадин и разделяющих их хребтов. Северо-западная система образует большое ступенчатое поднятие севернее описываемого района, а Восточно-Тувинское поднятие находится западнее его. Таким образом, юго-восточная часть Восточного Саяна полностью или почти полностью входит в систему широтных поднятий, выделяемых С. В. Обручевым.

В результате детального изучения описываемого района, в первую очередь по аэрофотоснимкам, выяснилось, что он имеет несколько более сложное строение, чем считал С. В. Обручев, обусловленное неотектоникой. Было обнаружено, что поднятия и относительные опускания горных массивов происходили не только вдоль широтных дислокаций и трещин меридионального, косогольского направления, но и по разломам северо-западного и северо-восточного простирания. Дизъюнктивные дислокации ос-

новных направлений местами пересекаются друг с другом или часто присутствуют раздельно на соседних участках.

Разломы и сбросы широтного, северо-западного и северо-восточного простирания не только выражены в рельефе, но и, судя по полевым наблюдениям С. П. Плешанова (1957, 1958) и других исследователей, фиксируются катаклизированными горными породами, милонитами и зеркалами скольжения, наблюдаемыми на многочисленных естественных обнажениях.

Наиболее значительные дизъюнктивные нарушения северо-западного простирания имеются вдоль северо-восточной окраины Восточного Саяна, где они отделяют его от предгорий и от перидовых горных хребтов (Шэлэ и др.). Зона таких разломов прослеживается также вдоль долины р. Урда-Ока. По наблюдениям С. П. Плешанова (1957), ширина их зоны достигает здесь 1,0—1,5 км. Эти разломы и параллельные им более восточные глубинные разломы падают к северо-востоку под углом 60—65°. С. П. Плешанов отмечает также, что от главных разломов северо-западного простирания отходят короткие (10—15 км) оперяющие разломы. Они показаны на тектонической карте южной части Восточно-Саянского пегматитового пояса (Плешанов, 1958) и сопадают с выявленными нами разломами.

Самый крупный сброс северо-восточного простирания располагается в северной части описываемого района, у подножия Окиских Гольцов. Меридиональные структуры хорошо выражены в центральной части района.

Разнообразие выраженных в рельефе неотектонических форм рельефа и структур отражено на составленных нами схемах неотектоники рассматриваемой части Восточного Саяна (рис. 1 и 2). Значительную долю ее площади занимает Центральное поднятие Восточного Саяна, включающее Центральное плоскогорье, Окиские, Китайские, Тункинские Гольцы и хр. Большой Саян. В пределах Центрального поднятия различаются участки, поднятые и опущенные по разломам и относительно стабильные. В пределах наиболее поднятых из них выделены три ступени — верхняя, средняя и нижняя. Среди опущенных участков различаются относительно мало опущенные глыбы с покровом кайнозойских отложений или без него, а также узкие грабены и широкие тектонические трещины, наполненные кайнозойскими отложениями. К относительно стабильным относятся плато и возвышающиеся над ними изолированные горные поднятия. Плато сложено в основном базальтами, мощность которых достигает 150—400 м. Базальты залегают на древнем денудационном рельефе. Участки этого рельефа сохранились в виде денудационных плато у подножия останцовых изолированных горных поднятий, не отделенных от последних молодыми сбросами. Возраст денудационного плато и связанных с ним изолированных горных поднятий предположительно послесреднемиоценовый.

Центральное поднятие Восточного Саяна с северо-востока окаймлено его северо-восточным крылом — Предгорным хребтом, разбитым многочисленными разломами. К югу от Восточного Саяна лежит Тункинское межгорное понижение — сложный грабен, включающий относительно приподнятые горные массивы — горсты, состоящие из нескольких ступеней, из которых наиболее хорошо выражена нижняя ступень.

Почти на всей описываемой территории Восточного Саяна встречаются неотектонические и сеймотектонические трещины и уступы сбросов, хорошо различимые на аэрофотоснимках. Часть из них подвергалась сильной денудации и разрушена, но многие не разрушены и имеют «свежий» вид (см. рис. 2). Также очень хорошо различаются участки речных долин, несомненно выработанных вдоль тектонических трещин. Они, как правило, прямолинейны, а на их склонах часто наблюдаются прямолинейные уступы, возникновение которых можно объяснить наличием тектонических трещин и денудационной препарировкой их стенок или же наличием сбросов и взбросов. Многие тектонические трещины распознаются на аэрофотоснимках по линейному расположению растительности, в частности кедрового стланика. Возраст этих разломов и связанных с ними форм рельефа большей частью архнемиоценово-четвертичный, а наиболее молодые из них возникли после верхнеплейстоценового оледенения, секут слабые ледниками поверхности, морены и флювиогляциальные отложения этих ледников и даже голоценовые образования.

При ознакомлении с неотектонической схемой Восточного Саяна видно, что наиболее крупные горные массивы — Тункинские, Китойские и Окинские Гольцы — окаймлены с юга или юго-востока и с северо-востока значительными зонами разломов, к которым местами приурочены глубокие грабены.

Наиболее активные, обладающие самой значительной амплитудой сбросы образуют южные склоны Окинских и Тункинских Гольцов, причем наиболее молодые с относительно хорошо сохранившимися зеркалами скольжения окаймляют с юга Тункинские Гольцы и отделяют их от Тункинского межгорного понижения. В южной части проходит ступенчатый сброс, нижняя ступень которого окаймлена мелкими разломами, причем некоторые из них секут продукты последнего оледенения и послеледниковые конусы выветривания. В последнем случае вертикальные перемещения по разломам в толщах рыхлых отложений достигают нескольких десятков метров. Вполне отчетливо видно, что этот в общем широтный сброс состоит из более коротких разломов северо-западного, широтного и северо-восточного простирания.

Другой крупный широтный сброс в западной части описываемого района окаймляет с севера хр. Большой Саян и отделяет его от глубокой долины р. Тиссы. Сброс состоит из более коротких чередующихся разломов широтного и северо-западного простирания.

ния. Долина Тиссы выработана вдоль зоны тектонических разломов, которую считают зоной глубинных разломов; она продолжается к западу вдоль долины р. Бий-Хем (Гросвальд, 1957; Гросвальд и др., 1959). Вторая зона широтных глубинных разломов проходит от долины р. Сенцы к долине р. Азас, а третья — от верховий р. Бий-Хем к долине р. Хи-Гол (Хикушки), левого притока р. Тиссы. К последней зоне глубинных разломов приурочены излияния «долинных» базальтов и молодые шлаковые вулканы в долине р. Хи-Гол — Жом-Болок.

Очень отчетливо выражен в рельефе разлом, вернее узкая зона разломов, окаймляющая Восточный Саян с северо-востока, отделяющая его от предгорий и имеющая северо-западное простирание. Вдоль нее возникло продольное предгорное понижение. На севере, западнее р. Большая Белая, этот разлом принимает почти широтное направление и от него отходит сброс северо-западного простирания, к которому приурочено непосредственное продолжение предгорного понижения. Сброс на севере разветвляется, а упомянутый почти широтный разлом на западе переходит в Окинско-Илезское межгорное понижение, вскоре приобретающее юго-западное простирание. Это межгорное понижение местами представляет собой узкий грабен, окаймленный сбросами. Наибольшей амплитудой обладают сбросы, проходящие вдоль северо-западного края депрессии. Они ограничивают с юга Окинские Гольцы. На западе депрессия суживается и заканчивается тектонической трещиной.

Следует также отметить, что разломы, создавшие северо-западное продольное предгорное понижение, являются не единственными разломами северо-западного простирания. Имеются еще продольные сбросы, окаймляющие с юго-запада предгорные массивы (Улугзысардагский и другие), и разломы, отделяющие центральное поднятие Бельских Гольцов от лежащего восточнее плоскогорья. Такое же простирание имеет и Узино-Онотская котловина, ограниченная сбросами, а также окаймленная разломами узкая депрессия вдоль р. Эхэ-Гол. Существует еще множество сбросов и трещин, которые показаны на нашей схеме. Некоторые из этих тектонических форм рельефа мы опишем при рассмотрении геоморфологических районов.

## ТИПЫ РЕЛЬЕФА И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

В Восточном Саяне по площади резко преобладают горные типы рельефа. Мы различаем следующие генетические типы гор: ледниково-эрозионные, нивально-денудационные (гольцы), денудационно-эрозионные и денудационные. Среди них по абсолютным и особенно по относительным высотам, а также по внешнему облику выделяется ряд подтипов. Горы с относительными высотами в пределах 100—400 м относятся к низким, от 300 до

1000 м — к средним, а более 1000 м — к высоким. Кроме того, различаются горы сглаженные, резко и глубоко расчлененные.

Наиболее высокие участки Восточного Саяна представляют собой ледниково-эрозионные горы. Они обладают резко и глубоко расчлененным эрозионным рельефом с почти повсеместными следами деятельности древних, а местами и современных ледников. По относительной высоте ледниково-эрозионные горы чаще всего средневысотные, с глубиной расчленения от 300 до 1000 м. Имеются среди них и небольшие по площади массивы гор с альпийским рельефом, глубина расчленения которых превышает 1000 м, а вершины поднимаются до 3000—3500 м над ур. м. Встречаются также участки с низкорослым рельефом с относительными высотами меньше 300—350 м.

Кроме того, среди ледниково-эрозионных гор выделяются участки сглаженных гор, причем во многих случаях существенное значение в их сглаживании имела деятельность древних ледников. Следует отметить, что в межгорных понижениях ледники сгладили также некоторые останцы древнего плато, поверхность нагорных равнин и отдельные холмы.

В пределах средних и высоких ледниково-эрозионных гор отчетливо различаются участки, которые подвергались воздействию различных экзогенных рельефообразующих процессов. Наиболее высокие и крутые склоны стенок каров и трогов во время верхнеплейстоценового оледенения возвышались над поверхностью ледников и подвергались интенсивному физическому выветриванию. На стенках каров, в бергшпрундах, происходило нивальное выветривание. В результате образовались более крутые нижние участки склонов каров. Выползавшие из каров ледники воздействовали на склоны и дно ущелий, сглаживали их и несколько увеличивали крутизну нижней части склона. После оледенения горные склоны обнажились и площадь, подверженная физическому выветриванию, значительно возросла. Образующийся при этом обломочный материал осыпался и вместе со снежными лавинами создавал корразионные борозды на склонах гор. Таким образом, на участках ледниково-эрозионных гор рядом наблюдаются склоны, сформированные под воздействием различных экзогенных рельефообразующих процессов: физического выветривания и корразионной деятельности обломочного материала и лавин, нивального выветривания.

Второе место по площади в описываемой части Восточного Саяна занимают денудационно-эрозионные горы, среди которых по относительной высоте различаются средние и низкие. Средние преобладают. Они характеризуются сильно расчлененным рельефом. Значительно менее распространены денудационные горы, на которых в настоящее время процесс линейного эрозионного расчленения сменился плоскостным смывом, мерзлотной дифференциацией и солифлюкцией. В результате этого возникли сгла-

женные горы, местами включающие участки древнего выровненного рельефа.

Нивально-денудационные средние горы, которые мы выделили в особый тип гольцов, имеют пологие площадки на вершинах и слаженные участки на обычно ступенчатых склонах. Горы этого типа занимают значительно большую площадь, чем слаженные средние и низкие денудационные. Они часто увенчивают вершины горных хребтов и массивов с ледниково-эрозионным и денудационно-эрозионным рельефом. В условиях Восточного Саяна гольцы обычно включают участки древнего выровненного рельефа, окаймленного крутыми уступами, часто скалистыми. Уступы, обычно низкие, на вершинах и склонах гольцов продолжают возникать и развиваться и в настоящее время. Они образуются в результате нивального выветривания у местных скоплениях снега, сопровождающегося мерзлотно-солифлюкционным перемещением обломочного материала.

Большие площади в Восточном Саяне занимают плато — денудационные и сложенные базальтами. Поверхность этих плато имеет обычно полого увалистый рельеф и пересечена балками. На ней выражена дифференциальная полосчатость и имеются болота, образование которых связано с мерзлотными процессами. Такой же рельеф на участках нагорных равнин, чаще всего являющихся останцами древних денудационных плато, приподнятых в результате новейших тектонических движений.

Равнинные участки в описываемом районе имеют подчиненное значение. Они наблюдаются обычно на дне речных долин. По площади первое место занимают равнины, сложенные флювиогляциальными отложениями. Широко распространены также моренные равнины и холмы, встречающиеся не только на дне долин, но и на их склонах, а местами и на поверхности плато. Есть также участки мерзлотно-солифлюкционных равнин. Относительно очень небольшие площади в описываемой части Восточного Саяна занимают аллювиальные и пролювиальные, а также делювиально-пролювиальные равнины. Они обычно сложены отложениями небольших речек и ручьев и встречаются в местах, не подвергавшихся древнему оледенению.

Наиболее полная характеристика основных особенностей геоморфологического строения Восточного Саяна содержится в статье С. В. Обручева (1946а). В ней имеется орографическая схема Восточного Саяна, которая по существу является единственной опубликованной картой его геоморфологических районов. На этой карте выделены следующие орографические единицы: 1) цепи высотой 2500—3500 м с альпийским рельефом; 2) ступень плоскогорья высотой 2200—2800 м, захватывавшаяся последним оледенением; 3) ступень плоскогорья высотой 1800—2200 м; 4) высокие участки этой ступени высотой до 2500 м, захватывавшиеся последним оледенением; 5) ступень плоскогорья высотой

1500—1800 м; 6) окрашенная ступень плоскогорья; 7) осевые впадины Байкальского поднятия и важнейшие кайнозойские разломы. С. В. Обручевым вполне отчетливо показано, что обособление основных крупных орографических единиц Восточного Саяна связано с неотектоникой и что отдельные его части перемещены по разломам.

Мы приводим здесь более подробную схему (рис. 3). При выделении геоморфологических районов, кроме тектонического и геологического строения, были учтены также генетические типы рельефа, возникшие в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих процессов. В пределах описываемой части Восточного Саяна и Тункинского межгорного понижения выделено 30 геоморфологических районов, из которых 25 приходится на Восточный Саян и 5 — на Тункинскую впадину.

На нашей схеме отчетливо видно, что геоморфологические районы могут быть объединены в группы, включающие резко расчлененные островершинные горные хребты, глубоко расчлененные плато и плоскогорья, предгорья или же межгорные впадины. вполне четко выделяются районы не только широтного, но и северо-западного простирания. Этим наша схема геоморфологических районов отличается от схемы С. В. Обручева. К горным районам северо-западного простирания относятся Окинское плоскогорье (8), Бельско-Урикское плоскогорье (13) и Ермосхинско-Китойкинский горный район (14). Такая ориентировка объясняется тем, что геоморфологическое строение Восточного Саяна обусловлено в основном неотектоническими структурами, как уже отмечалось, не только широтного, но и северо-западного простирания.

К северу от Тункинского межгорного понижения располагаются выделенные в особый район почти широтные Тункинские Гольцы (23), отличающиеся наибольшей монолитностью. Они представляют собой ограниченный сбросами горст с более приподнятым южным краем: на юге находятся самые высокие вершины, превышающие 3200 м, а на севере высоты доходят до 2900 м над ур. м. Этот горст разбит короткими трещинами и только на западе пересечен несколькими значительными разломами. Вдоль разломов заложены долины рек Ихе-Ухгунь, Ара-Хонгодой и некоторых других. Мощные разломы отделяют на западе от Тункинских Гольцов хр. Мунку-Сардык (24), имеющий одинаковое с ними строение.

На севере Тункинские Гольцы окаймлены разломами северо-восточного и широтного простирания, которые с юга ограничивают узкую полосу гор, более низких, чем окружающие ее вершины Тункинских и Китойских Гольцов. Большая часть этой полосы гор входит в район Китойского горного понижения (21), а меньшая принадлежит Ильчирской котловине (22). Китойское горное понижение представляет собой нижнюю ступень общего поднятия Тункинских и Китойских Гольцов. В западной части этого

понижения сохранились обширные участки плоскогорий, например Нуху-Дабан. По своему строению западная часть понижения является приподнятым по разломам восточным окончанием Окинско-го плоскогорья, но в отличие от последнего его плоские вершины почти не были покрыты льдом во время последнего оледенения, и ледники лежали преимущественно в широких речных долинах. Китайское горное понижение раздроблено разломами, проходящими в разных направлениях. По разломам отдельные блоки подняты на разную высоту и образуют по крайней мере две ступени. Местами на них сохранились остатки «вершинных» базальтов, например в бассейнах рек Шумак и Урта-Гол, притоков р. Китою. Эти базальты лежат на одной высоте, что свидетельствует о существовании в прошлом единой древней поверхности, теперь расчлененной речными долинами. Они отсутствуют на соседних вершинах Китайских и Тункинских Гольцов. На основании этого можно предполагать, что в этом месте базальтовые останцы не являются остатками покрова, некогда существовавшего и на месте современных Китайских и Тункинских Гольцов, а излились по трещинам в уже существовавшие продольные межгорные понижения и вместе с подстилающими породами были глубоко расчленены при последующей эрозии.

Ильчирская котловина опущена по разломам относительно сильнее, чем Китайское горное понижение и характеризуется наличием широкого дна, покрытого ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями; здесь расположено несколько озер, в том числе оз. Ильчир.

Северные Китайского горного понижения располагаются Китайские Гольцы, которые подразделяются на два района. Восточная часть Китайских Гольцов (20) по геоморфологическому и геологическому строению похожа на Тункинские Гольцы: здесь тоже имеются резко и глубоко расчлененные горы с горно-ледниковыми формами рельефа. От Тункинских Гольцов Китайские отличаются большей раздробленностью. Они пересекаются разломами, вдоль многих из которых выработаны относительно широкие речные долины. Наиболее значительные разломы приурочены к верховьям р. Олот и к долине р. Эхэ-Гол, представляющей собой юго-восточное продолжение Узино-Олотской тектонической котловины. Разломы имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простирания. Восточная часть Китайских Гольцов отличается от Тункинских также тем, что максимальные высоты, приуроченные к центру района, постепенно понижаются к югу и востоку и более резко к северу. Восточная часть гольцов отделена от западной меридиональным разломом, в северной части которого текут реки Амбарта-Гол и Урик.

Западная часть Китайских Гольцов (19) отличается от восточной очень сильной раздробленностью по разломам и более

широким распространением на вершинах гор довольно значительных останцов древнего выровненного рельефа со сглаженными очертаниями. Разломы разделили эту часть Китайских Гольцов на короткие глыбы, образующие ступени. Наиболее высокая ступень находится у северного края района и обрывается по сбросам к Верхнеурицкому плоскогорью (10). Вершинные плоские участки в западной части Китайских Гольцов частично образованы базальтовыми покровами, находящимися на одной и той же высоте и составлявшими, по-видимому, в прошлом единый покров с равнинным рельефом, позднее расчлененным эрозией. Такие участки наблюдаются, например, в истоках левых притоков р. Китой — Сагаи-Сайр, Арлык-Гол и Самарта (Соболев, 1940б). Западная часть Китайских Гольцов подверглась мощному древнему оледенению, причем ледники лежали преимущественно в речных долинах и обычно не покрывали останцов древнего рельефа.

Верхнеурицкое плоскогорье разбито сбросами на глыбы, приподнятые на разную высоту. Здесь очень хорошо выражены в рельефе широтные тектонические трещины со сбросами, по которым течет р. Урик; они имеются, например, к югу от этой реки на междуречье Хара-Гол — Амбарта-Гол.

К северу и к западу от Китайских Гольцов находится Центральное плоскогорье Восточного Саяна, которое подразделяется на Бельские Гольцы, Окинское и Бельско-Урицкое плоскогорья. Бельские Гольцы (12) представляют собой наиболее приподнятую часть Центрального плоскогорья. Она состоит из останцовых досреднемиоценовых гор, разделенных широкими долинами и межгорными понижениями и расчлененных более молодыми узкими речными долинами. Северная часть Бельских Гольцов характеризуется большей монолитностью, а южная разбита разломами на глыбы. Бельские Гольцы почти не имеют следов древнего оледенения, хотя их высота достигает 2100—2900 м над ур. м. Здесь широко распространена мерзлотная солифлюкция и полосчатая дифференциация обломочного материала.

Западнее и южнее Бельских Гольцов лежит обширное Окинское плоскогорье. Его поверхность находится на высотах от 1800—2000 до 2400 м над ур. м. Она постепенно поднимается к югу, в сторону гор. Для Окинского плоскогорья характерно очень широкое распространение лавовых плато из «вершинных» базальтов, покрывающих послесреднемиоценовый горно-долинный рельеф. Местами к лавовому плато спускаются участки древнего денудационного плато, а над ним возвышаются останцовые горы. Судя по тому, что эти горы не околтушены разломами, по которым они могли бы подняться после излияния базальтов, их поднятие и эрозионное расчленение произошли до излияния «вершинных» базальтов. Окинское плоскогорье расчленено каньонами, глубина которых достигает 300—700 м. Остатки базальтового и денудационного плато подверглись размыву и расчленению.

На поверхности плоскогорья долинно-балочный рельеф сочетается с пологими и крутосклонными увалами и холмами и с более сохранившимися участками полого-волнистого плато. Окинское плоскогорье подверглось оледенению, причем ледники не только заполняли ущелья, но и покрывали значительную часть плато.

Окинское плоскогорье разделено нами на три геоморфологических района: собственно Окинское плоскогорье (8), включающее западную, северную и южную его части, восточная часть

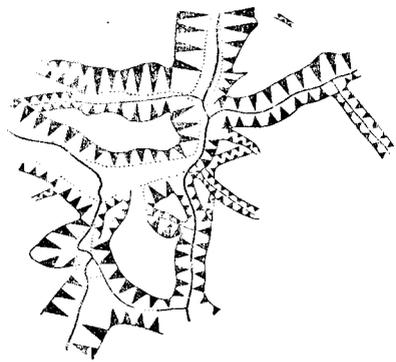


Рис. 4. Ущелья рек на Окинском плоскогорье, выработанные вдоль тектонических трещин

плоскогорья (9) и Сорокское нагорье (11). В первом из этих районов мы выделяем два подрайона: Жомболокско-Сендинский горный массив (8а) и Окинско-Илезское плоскогорье (8б). В пределах собственно Окинского плоскогорья находятся наиболее обширные и ровные участки базальтового плато, в которые врезаны глубокие каньоны (глубиной в несколько сотен метров). Эти каньоны принадлежат рекам Оке, Хоре, Дибби, Забит, Балакте, Тиссе, Сенце и некоторым другим. На севере поверхность плато лежит на высоте 1800 м и постепенно повышается к западу и югу до 2400 м над ур. м. Останцовые горные массивы возвышаются до абсолютной высоты 2400—2500 м.

На поверхности Окинского плоскогорья почти нет выраженных в рельефе тектонических трещин. Две трещины имеются на междуречье Тиссы — Сенцы, но видны они только на аэрофотоснимке. Значительно лучше выражены тектонические трещины на плато междуречья Тиссы — Забита (рис. 4). В трещинах выработаны долины рек Сархоя, Балакты, Балюты, Забита и некоторых других, менее значительных. Эти трещины, несомненно, связаны с разломами, секущими один из районов Большого Саяна — Тиссинско-Дибинский горный массив (7), а крайние северные из них окаймляют депрессию, являющуюся непосредственным продолжением Тиссинского межгорного понижения (6). Окинское плоскогорье заходит на западе и юге выступами в горные массивы. Последние окаймлены со стороны плоскогорья относительно короткими сбросами, выраженными в рельефе. Останцовые горные массивы, возвышающиеся над плато, представляют собой горные отроги северо-западного и почти широтного простирания, пересеченные древними речными долинами, вероятно, досреднемиоценового возраста.

Восточная часть Окинского плоскогорья (9) выделена нами в самостоятельный район потому, что она по своему строению резко отличается от собственно Окинского плоскогорья. Западная часть этого района, междуречье Дибби и Оки, состоит из останцового горного массива и окружающего плоскогорья. Плоскогорье поднимается на одну высоту с собственно Окинским плоскогорьем, но отличается от него тем, что увенчано не лавовым, а остатками денудационного плато. Останцовый горный массив поднимается до высоты более 2000 м над ур. м. Восточная часть района в целом представляет собой межгорное понижение. Оно образовано выступом древнего плато, расчлененным и почти полностью уничтоженным размывом. От плато сохранились лишь отдельные останцы. На востоке этот район примыкает к Верхнеуринскому плоскогорью (10). Последнее состоит из нескольких горстов, поднятых по сбросам на разную высоту.

Сорокское нагорье (11) расположено в бассейне р. Сорок, западнее Бельских Гольцов. Для этого района характерно наличие значительных по площади участков денудационного плато, образующих дно межгорной депрессии и прорезанных долинами реки Сорок и ее притоков. В него входит также останцовый горный массив высотой до 2800 м над ур. м. и еще два более низких останца. Долины, выработанные по секущим плато разломам, имеются в северной части района. В других местах разломы, выраженные в рельефе и образовавшиеся после излияния «вершинных» базальтов, отсутствуют. Долина р. Сорок, особенно в нижнем течении, выработана по разломам.

Жомболокско-Сендинский горный массив (8а) по абсолютной высоте и структуре является частью Окинского плоскогорья. Он ограничен сбросами и на его вершинах почти не сохранился древний выровненный рельеф. Этот массив представляет собой изолированный горст, отделенный от поднятия Окинских Гольцов тектоническим Окинско-Илезским межгорным понижением (4). К югу от понижения лежит Окинско-Илезское плоскогорье (8б). Выровненные участки этого плоскогорья и Жомболокско-Сендинского массива представляют собой останцы одного и того же древнего плато, лежащего ниже вершин Окинских и Бельских Гольцов. Древний выровненный рельеф в пределах Окинско-Илезского плоскогорья почти совсем уничтожен эрозией и денудацией. Он сохранился лишь в виде отдельных останцов. Единая поверхность обнаруживается только при сравнении высот уплощенных вершин.

К западу и югу от Окинского плоскогорья располагается Большая Саян, состоящий из нескольких горных массивов, выделенных в самостоятельные районы: Сенца-Тиссинский (5), Тиссинско-Дибинский (7) и Дибинско-Хоренский (25) горные массивы. Эти районы сходны по своему строению: они состоят из ступенчатых горстов, поднятых по разломам на разную высоту. Массив

вы пересечены во всех направлениях тектоническими трещинами и окаймлены со стороны плоскогорья сбросами. Наиболее расчленены и высоки Сенца-Тиссинский и Тиссинско-Дибинский горные массивы, высоты которых превышают 2900—3100 м. Дибинско-Хоренский массив достигает высоты всего 2500—2600 м. На вершинах гор местами сохранились остатки базальтового и денудационного плато. На вершинах Тиссинско-Дибинского горного массива, особенно в его краевой северо-восточной части, имеются останцы древнего сглаженного рельефа.

Останцы древнего сглаженного рельефа и денудационного плато занимают относительно большие площади также на вершинах Сенца-Тиссинского горного массива. По своему строению он, как и Дибинско-Хоренский горный массив, несомненно, является частью древнего плато, поднятого по разломам. Глубина некоторых из этих разломов довольно значительная, например трещин северо-восточного простирания в бассейне р. Жом-Болок, в долине р. Хи-Гол, по которой излились долинные базальты и возникли вулканы Перетолчина и Кропоткина. Подробное описание этих вулканов и Жомболокского лавового потока дано в работах С. В. Обручева и М. Л. Лурье (1954) и А. Ф. Адамовича, М. Г. Гросвальда и Л. П. Зоненштейна (1959).

Западную часть Окинского плоскогорья пересекает Тиссинское межгорное понижение (6). Оно представляет собой сравнительно широкую плоскодонную долину р. Тиссы, врезанную вдоль широтного сброса и параллельных ему тектонических трещин. Глубина долины достигает нескольких сотен метров. Она обработана древним ледником.

На севере Окинское плоскогорье отделено от Окинских Гольцов Окинско-Илезским межгорным понижением (4), которое называют также Окинским грабеном. Это понижение образовалось вдоль ступенчатого сброса южного склона Окинских Гольцов. Оно представляет собой узкий грабен, переходящий по простиранию в тектонические трещины, которые на западе и востоке выклиниваются. Окинско-Илезское межгорное понижение значительно углублено реками Жом-Болок, Ока, Илез и др. Вдоль подножия Окинских Гольцов понижение ограничено ступенями горстов, а от Бельских Гольцов оно отделено полосой плоскогорий и плато, представляющих собой более высокую ступень межгорной впадины, разделяющей Окинские и Бельские Гольцы. Эта ступень входит в подрайон Окинско-Илезского плоскогорья (86) и в район Урдоокинского плато (15), в котором значительные участки занимают денудационное плато.

Северо-восточнее Бельских и Китойских Гольцов находится Бельско-Урикское плоскогорье (13). Для него характерны очень сильное расчленение глубокими ущельями и наличие единичных останцов базальтового плато на вершинах гор. Останцы плато и древнего выровненного рельефа занимают относительно небольшую

часть площади района. Для него характерны многочисленные участки речных долин, выработанные вдоль тектонических трещин. На юго-востоке Бельско-Урикское плоскогорье входит в межгорное понижение — открытую на северо-запад тектоническую Узино-Онотскую котловину. Бельско-Урикское плоскогорье покрывалось древними ледниками только в юго-восточной части. Ледники заполняли также и Узино-Онотскую котловину.

С северо-востока Бельско-Урикское плоскогорье ограничено полосой разобщенных горных массивов, объединенных в Ермохипско-Китойкинский горный район (14). Эти массивы разделены межгорными понижениями меридионального и северо-восточного простирания. В понижениях врезаны ущелья глубиной до нескольких сотен метров. Высота горных массивов доходит до 2000—2500 м над ур. м. В глубоких ущельях наиболее высоких горных массивов сохранились следы деятельности ледников.

Северную часть описываемой территории Восточного Саяна занимает район Окинских Гольцов (1). По строению и облику форм рельефа этот район сходен с Тункинскими Гольцами. В целом Окинские Гольцы представляют собой обширный горст, окаймленный со всех сторон сбросовыми ступенями и пересеченный трещинами. Вдоль некоторых трещин заложены прямолинейные участки речных долин. Наиболее высокие горы (2700—3100 м) находятся на юге. На севере же они снижаются до 2200—2600 м; они понижаются также к востоку и к западу. Горы расчленены глубокими ущельями, которые подверглись мощному горно-долинному оледенению. Наиболее сильно раздроблена разломами восточная окраина Окинских Гольцов. Кроме того, она пересечена сквозными долинами рек, большая часть которых течет вдоль тектонических трещин и сбросов. Исключение составляет долина Оки, пересекающая участок Окинских Гольцов с высотами до 2500—2700 м. На склонах этого извилистого ущелья не заметно выраженных в рельефе тектонических форм. Такой же характер имеет и ущелье Оки в хр. Шэлэ. Поэтому можно считать, что эта река существовала до поднятия горных цепей Окинских Гольцов и хр. Шэлэ (Обручев С. В., 1946а). Она прошла эти горы при их воздымании в течение конца третичного и начала четвертичного периода. Вероятно, Ока, текла на том же месте и в том же направлении по пологому наклоненному миоценовому плато, которое в районе «щёк» в настоящее время полностью уничтожено. Останцы плато сохранились южнее, на Центральном плоскогорье. Такое пропиливание реками молодых горстов широко распространено также на территории Прибайкалья и Забайкалья.

На северо-востоке Окинские Гольцы спускаются к Дадинско-Урдоокинскому межгорному понижению (2) — сложному грабену, разбитому многочисленными сбросами и трещинами, выраженными в рельефе. На юге оно соединяется с Окинско-Илезским

понижением, а его юго-восточным продолжением является Даялыкско-Китойкинское межгорное понижение (16), которое имеет такое же строение, как и другие узкие тектонические впадины Восточного Саяна. Во время последнего оледенения на значительном протяжении оно заполнялось ледниками подножий.

К северо-востоку от Даадинско-Урдоокинского и Даялыкско-Китойкинского межгорных понижений расположены продольные предгорные хребты и более низкие предгорья, входящие в Передовой хребет. Наиболее высокие горные массивы и хребты предгорий выделены нами в районе хр. Шэлэ (3). Кроме хр. Шэлэ в него включены северная часть Ермосхинского хребта и горный массив, лежащий к северу от долин рек Оки и Куркаапки. Абсолютные высоты здесь доходят до 2200—2500 м. Район подвергался значительному древнему горно-долинному оледенению.

Высота Урикско-Савинского предгорного района (17) меньше — до 1900—2100 м над ур. м. Поэтому в нем имеются следы деятельности только единичных каровых и небольших долинных ледников. Этот район, как и район хр. Шэлэ, состоит из горстов, поднятых по разломам на разную высоту. Для него характерно широкое распространение на вершинах гор остатков древнего выровненного рельефа и нивально-денудационных гольцовых форм.

Еще меньшие абсолютные высоты (менее 1870 м) характерны для Савинско-Китойского предгорного района (18), включающего денудационно-эрозионные и местами нивально-денудационные горы. Кое-где здесь сохранились небольшие единичные кары и местами «каменные ледники». На вершинах гор наблюдаются останцы древнего выровненного горного рельефа.

В Тункинском межгорном понижении располагаются Еловский (27), Ниловский (28), Харадабанский (29) горные массивы, Тункинская (26), Торская, Туранская, Хойтогольская, Мондинская (30) котловины. Горные массивы представляют собой ступенчатые горсты с низкорным расчлененным рельефом, с вершинами, увенчанными участками плато и останцами древнего выровненного увалистого и холмистого рельефа. Абсолютные высоты повышаются от р. Иркут к подножию Тункинских Гольцов и с востока на запад. В пределах Еловского отрога они возрастают к северу с 1000 до 1397 м; на Ниловском отроге высота ступеней составляет 1000—1690 м, а вершины гор Харадабанского массива достигают 1600 м. Котловины Тункинского межгорного понижения наполнены толщей кайнозойских отложений, мощность которых местами в Тункинской котловине достигает 2000—3000 м. Рельеф поверхности дна котловин плоский, полого-увалистый или террасированный. Местами возвышаются холмы и гряды и поднимаются ступенчатые склоны. Абсолютная высота дна котловин возрастает с востока на запад: от 650—700 м в Торской и 700—900 м в Тункинской до 900—1700 м в Туранской и Хойтогольской и 1300—1600 м в Мондинской котловине.

В заключение еще раз отметим, что геоморфологическое строение Восточного Саяна находится в прямой зависимости от неотектоники. Описываемая территория представляет собой ступенчатое поднятие, образованное глыбами — горстами, поднятыми на разную высоту и подвергшимися в зависимости от своего положения тем или иным экзогенным рельефообразующим процессам. Перемещения происходили по тектоническим разломам, ориентированным в разных направлениях. Наиболее значительные и многочисленные разломы имеют широтное, северо-восточное и северо-западное простирание. Самые мощные и длинные разломы представляют собой унаследованные структуры, существовавшие еще до кайнозоя.

## ОЛЕДЕНЕНИЕ

### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

На древнее оледенение Восточного Саяна первым обратил внимание П. А. Кропоткин, который в 1865 г. обнаружил морену на левом берегу р. Иркут в пади Шелун-Сатлаш, где он видел два ряда беспорядочно нагроможденных остороберных глыб. В верховьях р. Иркут он наблюдал параллельные борозды на гранитах гольца Нуху-Дабан и валуны и глыбы гранита на поверхности лавы на дне ущелья Жом-Болок (Кропоткин, 1867). Несколько позже П. А. Кропоткин (1875) высказал предположение о повсеместном оледенении Сибири, о сплошном развитии ледников на Восточном Саяне.

В 1871 г. А. Л. Чекановский (1874), изучавший геологическое строение южной части Иркутской губернии, обнаружил следы древнего оледенения у Хангинска и на склонах горы Мунку-Сардык, а морены — около Нуркутулских озер (Хойтогольская котловина) и в Мондинской котловине. Он писал также, что оледенение наступило после излияния базальтов и что следы древней ледниковой деятельности в Восточном Саяне многочисленны.

А. И. Воейков (1881), отрицавший на основании метеорологических данных оледенение равнин Сибири, допускал возможность существования ледников в Восточном Саяне. И. Д. Черский (1881) считал неправильным мнение П. А. Кропоткина о повсеместном распространении древних ледников на территории Сибири, покрывавших и сглаживавших вершины гор. Он признавал также неубедительными доводы П. А. Кропоткина, на основании которых последний установил значительное оледенение Восточного Саяна. И. Д. Черский доказывал, что многие формы рельефа, принимаемые П. А. Кропоткиным за ледниковые, в действительности могли возникнуть и другим путем. Он считал, что округлые вершины гор образуются также при выветривании и под воздействием атмосферных агентов и проточных вод, цирки формируются в результате пятащейся эрозии рек, а неслоистые

отложения из остроугольных глыб могут образоваться у подножия скал на берегах отступивших озер. Но И. Д. Черский допускал, что в некоторых случаях совершенно сглаженные, округленные вершины и лежащие рядом иштрихованные валуны являются ледниковыми. К признакам древнего оледенения он относил еще бараньи лбы со шлифованной поверхностью, которые были им отмечены в бассейнах Китоа, Онота (Оспы) и Белой. И. Д. Черский доказывал, что во время оледенения существовали долинные («одиночные») ледники в долинах рек Онот, Саган-Сайр (Цаган-Хайр), Ара-Хонголкой и Китойкин. Он описал также следы древнего оледенения в истоках р. Толты, где обнаружил наносы из сланца и известняка на столовой базальтовой вершине. При изучении Торской и Тункинской котловин в 1875 г. И. Д. Черский нашел у подножия Тункинских Гольцов и в речных долинах их предгорий на высоте до 955 м над р. Тункой неслоистые отложения с неокатанными глыбами диаметром до 6 м, валунами и галькой в разнозернистом, несортированном песке мощностью более 20 м. Сначала он считал эти отложения ледниковыми (Черский, 1875), но позже отрицал это (Черский, 1881), учитывая отсутствие ледниковых шрамов.

Л. А. Ячевский (1888), посетивший Саяны в 1887 г., описал открытый им ледник Миддендорфа в верховьях р. Саган-Гол (Цаган-Гол), правого притока р. Тиссы, и упомянул виденные им издали ледники по р. Гуджертай-Гол, притоку р. Саган-Гол, и на гольце Хара-Хардык между верховьями рек Тиссы и Сенцы, т. е., вероятно, в районе пика Топографов. Он сообщил о следах древнего оледенения в районе перевала Нуху-Дабан, в долинах Оки (до высоты 1550 м) и Тиссы, в верховьях рек Хараус и Каштак и в других местах. Л. А. Ячевский писал еще, что ледник на южном склоне Мунку-Сардыка спускался до северного берега оз. Хубсугул (Косогол).

В 1896—1897 гг. сведения об оледенении горы Мунку-Сардык собрали С. П. Перетолчин (1897) и Е. Де-Геннинг-Михэлис (1898). Первый из них исследовал этот район еще и в 1898 и 1900—1903 гг. (Перетолчин, 1908). Много материала о прежнем оледенении Восточного Саяна собрал в 1902 г. В. Л. Комаров (1904, 1905). Он описал ледниковые озера, морены и другие ледниковые формы рельефа и пришел к выводу о значительных размерах древнего оледенения на участке между северным берегом оз. Хубсугул на юге и Батагольским гольцом (гора Алибер) в бассейне р. Белой на севере, а также между Гарганским перевалом и средним течением р. Ихе-Ухгунь.

В верховьях р. Ихе-Ухгунь он обнаружил морену на высоте 2115 м. По мнению В. Л. Комарова, вся территория от Гарганского перевала до среднего течения р. Ихе-Ухгунь, а может быть, до с. Туран была покрыта раньше ледником гренландского типа. В том же 1902 г. А. В. Львов обнаружил следы значительного

оледенения в бассейнах притоков верхнего Китою, левых притоков Черного Иркутта (левый исток Иркутта) и Ихе-Ухгуния и пришел к выводу о сплошном оледенении бассейнов этих рек.

Сведения о древнем оледенении имеются также у П. И. Преображенского (1927), который работал в 1914 и 1916 гг. в бассейнах рек Иркутт и Ока. Он пришел к выводу о значительном древнем оледенении всего плато Нуху-Дабан (площадью около 600 км<sup>2</sup>), расположенного в верховьях р. Черный Иркутт. С плато вниз по долине р. Иркутт спускался ледник, оканчивавшийся в 6 км ниже с. Монды на высоте 1342 м. Он отмечал следы древнего ледника в долине р. Жохей, притока Оки. Гаузен (Hausen, 1925, 1928), изучавший в 1918—1920 гг. геоморфологическое строение северной Монголии и верховий р. Иркутт, пришел к выводу, что Восточный Саян был покрыт льдом континентального ледника, от которого вниз по долинам спускались языки.

В 1927 г. В. В. и Н. В. Ламакины (1928) обнаружили к югу от долины р. Иркутт вблизи границы с Монголией следы древнего оледенения: цирки, кары, трог, морены, валуны. Они считали, что ледники спускались с широкого водораздела, расположенного на границе Монголии, в долины рек Большой и Малый Зангисан, правых притоков р. Иркутт, и оканчивались на высоте 1150—1200 м, достигая длины от 15 до 25 км. С этими ледниками сливались ледники долин притоков. В первую фазу оледенения было скандинавского типа, а в последующие две — альпийского. Во вторую фазу оледенения Большая Зангисана доходила до 5—8 км, а в третью имелись незначительные каровые ледники, и только в долину р. Большой Зангисан спускался небольшой ледник, и с Сагангольского хребта (Зангатольский Голец, 3008 м) сползали ледники длиной до 3 км.

В. А. Обручев (1931) высказал предположение, что эти три фазы принадлежат последнему оледенению, а следы более древнего оледенения следует искать в самых низовьях долин Зангисанов или в долине Иркутта. В более поздней работе В. В. Ламакины (1935) признавал два оледенения — максимальное первое и менее значительное второе. Он полагал, что в эпоху максимального оледенения ледники не спускались в Тункинскую котловину, которая была свободна ото льда, но Туранская, Хойтогорльская (Хойтогорско-Мойготская) и Мошдинская котловины были заполнены льдом, а сам Иркуттский ледник оканчивался в устьях рек Большой и Малый Зангисан на высоте 815 м. Во время второго оледенения Иркуттский ледник оканчивался на высоте 1200 м, а Ихеухгуньский — в Хойтогорской котловине на высоте 950 м.

А. В. Львов (1930) считал, что на Восточном Саяне было до четырех оледенений. Первые два имели покровный характер, а последние — долинный. По его мнению, покровные оледенения относились к гренландскому типу, причем второе было более значительным, чем первое. Во время первого оледенения весь

Восточный Саян, за исключением участков, прилежащих к грабенам (Иркутскому) или расчлененных глубокими речными долинами, представлял собой слегка волнистое плато (пенеплен) с широкими и плоскими речными долинами. Почти все оно было покрыто сплошным ледником гренландского типа, за исключением, может быть, наиболее высоких вершин — нунатаков. Лед двигался по доледниковым долинам, значительно переуглубил их, высахивая более мягкие породы и сглаживая и округляя плотные. Следы этого оледенения, по мнению А. В. Львова, являются округлые вершины гольцов, иногда с эрратическими валунами, например Батагольский Голец, курчавые скалы по правому склону р. Правая Джатхос, изолированный голец, возвышающийся над оз. Ильчир, гольцы в верховьях р. Ара-Ошей, Оспинский Голец и др. Следы этого оледенения сохранились также в виде сглаженных седловин высоких перевалов, плечиков самых высоких террас, уцелевших в верховьях наиболее глубоко врезанных долин, на крутых обрывах некоторых каров.

Следы второго оледенения сохранились значительно лучше, чем первого. К ним относятся шлифованные скалы и морены на плато Нуху-Дабан, высокие террасовидные ступени с остатками донной морены в средних участках течения главных рек в области гольцов и донные морены на стенках каров, трогов и на сохранившихся плечиках высоких террас в верховьях притоков. Местами имеются конечные морены этого оледенения. Они расположены у южного подножия Тункинских Гольцов в Хойтогорской котловине в виде высоких валов и конусов донной морены, в которые врезаны трог более поздних оледенений.

К третьему или четвертому долинному оледенению А. В. Львов относит моренные валы Нуркутульских озер. В это время ледник спускался по долине р. Архут до высоты 875—891 м. А. В. Львов пишет также, что в долине р. Китою и его левого притока р. Китоюкин сохранились донная и боковые (береговые) морены второго и четвертичного оледенений. Отчетливо выраженные следы последнего оледенения, по его наблюдениям, широко распространены в Тункинских и Китоюйских Гольцах в виде ступенчатых трогов, висячих боковых долин, ледниковых озер, каров, цирков, морен, задров и т. п. Он считал, что и в соседнем районе, на хр. Хамар-Дабан, было не менее трех или, возможно, четырех оледенений.

В. А. Обручев (1930) писал, что весь Восточный Саян был покрыт ледяным покровом, от которого спускались языки на запад в Урянхайскую котловину и в Тункинскую впадину. Такого же типа оледенение, по его мнению, существовало в верховьях р. Джиды и в западной части Хамар-Дабана. На основании работ предшествовавших исследователей В. А. Обручев (1931) сделал заключение, что на плоскогорьях Восточного Саяна оледенение было, по-видимому, скандинавского типа, а в наиболее глубоко

расчлененных горах, например, в Тункинских и Китайских Гольцах и на хр. Фигуристом, оно было альпийским.

Ф. А. Головачев, работавший на Восточном Саяне в 1931 г., расчленил древнее оледенение на две фазы, которым соответствуют две террасы, а И. А. Молчанов (1934) считал возможным допустить существование трех-четырёхкратного оледенения. От самого древнего, гюнцского, оледенения сохранились, по его мнению, следы только вне пределов Восточного Саяна, в прилегающих частях Сибирской платформы, а в Саяне, возможно, к ним принадлежат неспленизированные поверхности. Следы следующего, миндельского оледенения представлены только редкими обрывками широких и плоских трогов. Рисское оледенение тоже имело покровный характер, а вюрмское — альпийский и местами скандинавский. В рисс-вюрмскую межледниковую эпоху, по мнению И. А. Молчанова, Саян испытал значительное поднятие, продолжающееся и сейчас, в результате чего образовались глубокие врезанные ущелья. После максимума последнего оледенения сокращение ледников прерывалось двумя-тремя более или менее продолжительными остановками или повторными наступаниями, во время которых были отложены морены, подпрудивающие озера.

Н. Д. Соболев (1940б) писал, что Восточный Саян подвергался трехкратному оледенению. Первое из них, соответствующее гюнцу или минделю, было греландского типа; второе, соответствующее риссу, и последнее, вюрмское, оледенение были долинными.

С. В. Обручев во время многолетних исследований Восточного Саяна ознакомился также со следами древнего оледенения. Он считал, что Восточный Саян подвергался в четвертичном периоде мощному оледенению (Обручев, 1946б). Наиболее значительным было первое, среднечетвертичное оледенение, обнаруженное на Окинском плоскогорье, в Мондинской котловине и на Китайских Гольцах. Оно было покровным шпильбергенского типа и занимало древнюю, относительно слабо расчлененную поверхность. В межледниковую эпоху эта поверхность была поднята и расчленена реками. В Мондинской котловине размытые ледниковые отложения образовали террасы высотой 45 и 75 м. Во время второго, верхнечетвертичного оледенения существовали преимущественно дольные ледники, а в северо-восточной Туве на плоскогорьях лежали ледники скандинавского типа. Центрами оледенения были все современные горы с альпийским рельефом, возвышавшиеся на 2500—3500 м. Ледники спускались по речным долинам, которые преобразовались льдом в трюги. По мнению С. В. Обручева, они спускались по Иркуту до Мондинской котловины, а по р. Ихэ-Ухгунь — до Хойтогорьской котловины.

Э. И. Равский (Голубева и Равский, 1962) на основании изучения отложений Тункинского межгорного понижения и выраженных в них следов перигляциальных явлений и различных

мерзлотных деформаций считал, что здесь в антропогене было два оледенения — максимальное и зырянское с двумя периодами резких похолоданий (в конце века максимального оледенения и в позднезырянское время). Эти похолодания по времени соответствовали тазовскому и сарганскому оледенениям Западной Сибири. К ледниковым отложениям максимального оледенения Э. И. Равский относил перемытую морену в устьях рек Малый и Большой Зангисан и валунно-щелеватую толщу морены, вскрытую в верховьях лога на левом борту долины р. Ильичи у с. Карантин в 6—7 км от станции Култук на Байкале, а к отложениям зырянского оледенения — морены, распространенные во многих местах вдоль южного подножия Тункинских Гольцов, в Хойтогорьской и Мондинской котловинах.

Иной точки зрения, чем С. В. Обручев, Э. И. Равский и другие исследователи, придерживался И. М. Забелин (1950, 1951, 1952). Он считает, что в бассейне верхнего течения р. Иркут следы первого оледенения в рельефе не выражены и что во время второго оледенения в горных долинах лежали лишь сравнительно небольшие ледники. И. М. Забелин определял длину Иркутского ледника всего в 20 км, отрицал наличие морен в Мондинской и в Хойтогорьской котловинах и следов ледниковой деятельности в долине р. Ихэ-Ухгунь и в других местах.

Сведения о следах древнего оледенения рассматриваемой части Восточного Саяна имеются также в многочисленных научных отчетах экспедиций, работавших в этом районе в течение последних лет. Таким образом, большинство исследователей (В. А. Обручев, С. В. Обручев, В. В. Ламакин, Э. И. Равский и др.) считали, что на Восточном Саяне было двухкратное оледенение: максимальное покровное шпильбергенского типа и менее значительное долинное. А. В. Львов и И. А. Молчанов предполагали возможность существования трех-четырёхкратного оледенения, причем, по А. В. Львову, первые два были греландского типа, а последние — долинными. Противоположного мнения придерживались И. Д. Черский и И. М. Забелин, допускавшие на Восточном Саяне лишь сравнительно небольшое долинное оледенение в верховьях рек.

### СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

В исследуемом районе Восточного Саяна от бывшего значительного оледенения сохранились небольшие каровые ледники и фирновые поля, которые мы рассмотрим, прежде чем перейти к дальнейшей характеристике древнего оледенения этого района. Эти ледники и фирновые поля находятся на хр. Мунку-Сардык и в верховьях р. Тиссы, в районе пика Топографов (на границе с Тувой).

По сообщению В. Л. Комарова (1904) на горе Мунку-Сардык в бассейне р. Оки имеются четыре ледника. Один из них описан

Г. Радде (1861) и два — Л. А. Ячевским (1888). Подробное описание ледников хр. Мунку-Сардык дал С. П. Перетолчин (1908). Он характеризовал четыре ледника: один на южном склоне и три на северном.

Наиболее крупный из северных ледников расположен на высоте 2735—2775 м под главной вершиной хребта в бассейне р. Белый Иркут. Он представляет собой висячий каровый ледник площадью 0,68 км<sup>2</sup>. Мощность льда у конца языка ледника составляет около 36 м. Площадь двух других каровых ледников северного склона, по наблюдениям С. П. Перетолчина, примерно по 0,3 км<sup>2</sup>; они находятся под второй и третьей с востока вершинами. Первый из них, расположенный в истоках р. Белый Иркут, оканчивается на высоте 2753 м, а второй — в бассейне Оки — на высоте около 2800 м. Мощность льда у края первого ледника достигает 47 м.

Площадь южного карового ледника, расположенного у главной вершины, 0,4 км<sup>2</sup>; оканчивается на высоте 3173 м. Вероятная мощность льда достигает 30—70 м. Ниже описанных ледников на дне долины и на склонах С. П. Перетолчин видел следы более обширного древнего оледенения в виде береговых и конечных морен, сглаженных скал и т. п. С. В. Обручев (1946а) на основании своих наблюдений и опросных данных установил следующие современные ледники в описываемой части Восточного Саяна.

Группа Мунку-Сардык: ледники, расположенные восточнее вершины Мунку-Сардык; ледники, находящиеся западнее этой вершины, в истоках р. Буту-Гол, правого притока р. Хоре.

Группа Сархоя: ледники в верховьях рек Забит, притока Дибя, площадью 0,1 км<sup>2</sup>; Малый Сархой; Большой Сархой; Малая Хараганта, Большая Хараганта; ледник на гольце Миддендорфа, в верховьях р. Саган-Гол, правого притока р. Тиссы (открыт Л. А. Ячевским, 1888); ледник в верховьях р. Гуджиртай-Гол, притока Саган-Гола (упоминается Л. А. Ячевским); ледники в верховьях р. Малый Обо-Гол, правого притока Тиссы (наличие их не проверено).

Плоскогорье между Тиссой и Сепцой: ледники в верховьях рек Хэлгин у пика Топографов; ледники бассейна р. Дарыл (?) (Урда-Гол), правого притока Сенцы; ледники или снежники на восточном и южном склонах гольца Хара-Сарьдаг (Хара-Харидаг), которые видел издали Л. А. Ячевский; ледники в верховьях р. Дунда-Гол, средней составляющей Сенцы (обнаружены в 1945 г. С. В. Обручевым).

Большая часть этих ледников, по-видимому, представляет собой снежники, периодически тающие и вновь возобновляющиеся. Настоящие незначительные по площади ледники лежат в глубоких карах под вершинами, высоты которых превышают 3000—3400 м, в районах со сравнительно повышенным количеством атмосферных осадков. На Тункинских Гольцах ледники не обна-

ружены. Наиболее хорошо изучены современные ледники района пика Топографов (3044 м), расположенные в левобережной части бассейна р. Тиссы в верховьях ее притока р. Хэлгин (Гросвальд, 1962, 1963). Здесь отмечено пять современных ледников, лежащих в глубоких карах. Есть ледники также и западнее, на территории Тувинской АССР. Они окаймлены хорошо выраженными валами береговых морен; имеются здесь и конечные морены, но до наиболее хорошо сформированных конечных морен ледники не доходят. В тех случаях, когда ледники оканчиваются (или оканчивались) на устьевой (каровой) ступени, конечные морены отсутствуют и их заменяют моренные осыпи, покрывающие уступы ниже ступени.

Наиболее значительный современный ледник лежит в глубоком узком и вытянутом каре восточнее пика Топографов. Длина его достигает 2,4 км. Этот ледник в 1949 г. доходил до устьевой ступени высотой около 2300 м. Неровная поверхность его языка с продольными валами и ложбинами покрыта мореной. Ледник окаймлен валами береговых морен, которые у его правого южного края замаскированы снегом, а вдоль левого северного края значительно длиннее, мощнее и выше. Здесь насчитывается не менее четырех валов береговой морены. С устьевой ступени кара на дно трога р. Хэлгин к южному концу оз. Доода-Хухэ-Нур спускается моренная осыпь. Конечная морена этого ледника лежит на дне долины р. Хэлгин ниже озера на высоте около 1980 м и вместе с левобережным выступом горного отрога образует плотину этого озера.

Другой кар с мощной конечной мореной (на высоте около 2300 м), но без льда находится севернее описанного ледника. В более западном каре на том же северном склоне лежит небольшой снежничок. Совсем недавно здесь существовал короткий висячий ледник (длиной 1,2 км), спускавшийся узкий язык льда с каровой ступени примерно до высоты 2200 м. Здесь сохранилось не менее трех высоких валов конечных морен, два из которых выражены особенно четко. От двух молодых морен в кар подпираются хорошо сформированные береговые моренные валы, лежащие близко друг к другу. Еще западнее, непосредственно к северу от пика Топографов, располагается большой кар с современным ледником, образовавшим правый и левый береговые моренные валы и моренную осыпь на уступе каровой ступени. Здесь имеется только современный вал конечной морены. У более западного ледника конечная морена отсутствует, но есть валы береговых морен. С каровой ступени до дна долины р. Хэлгин спускается моренная осыпь. Еще один значительный кар с ледником, покрытым снегом, располагается на северном склоне Пограничного хребта в бассейне р. Кок-Хем. На краю устьевой ступени этого кара находится вал конечной морены, переходящий в дули береговых морен. Небольшие снежники или даже фирники име-

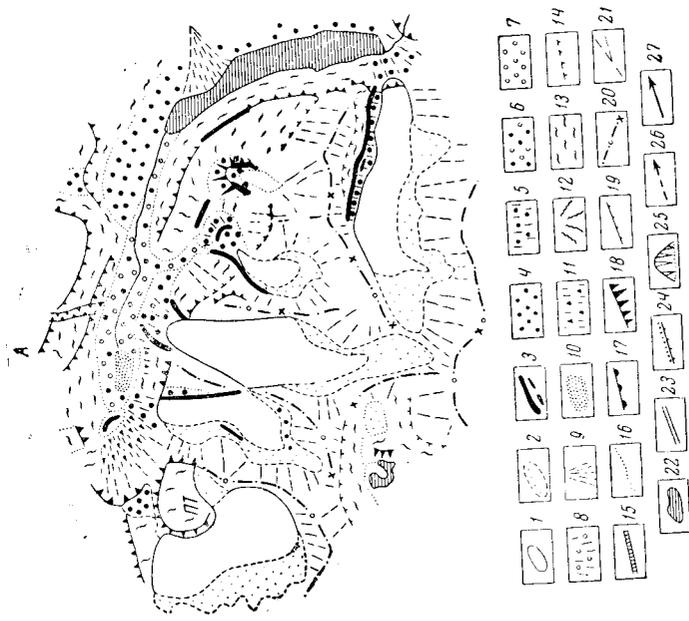
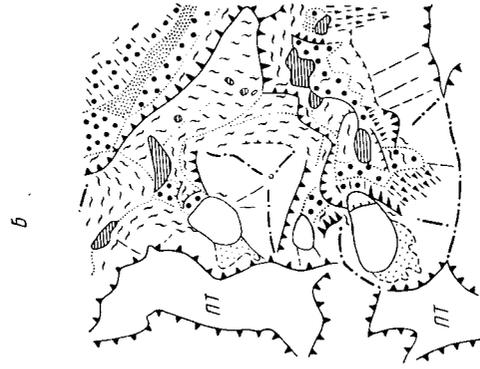


Рис. 5. Размещение следов «исторического» оледенения на склонах северной (А) и восточной (Б) экспозиции.

1 — ледники; 2 — снежники; 3 — моренные валы; 4 — морена; 5 — моренная осыпь; 6 — морена и флювиогляциальные отложения; 7 — флювиогляциальные отложения; 8 — конусы выноса из флювиогляциальных отложений; 9 — то же, из аллювия; 10 — аллювий; 11 — осыпь; 12 — дифференцированная подосасть на склонах; 13 — стлаженные льдом скалы; 14 — верхняя граница стлаженных льдом склонов; 15 — каналы стока ледниковых вод; 16 — отрицательные перегибы у подножия склонов; 17 — бровки пологих пологих склонов; 18 — ледниковые осыпи; 19 — бровки террас и низких уступов; 20 — водораздельные гребни с вершинами и седловинами; 21 — тальвеги ручьев; 22 — ледниковые зеркала скольжения; 23 — аяющие сеймотектонические трещины; 24 — «свежие» сеймотектонические уступы; 25 — «свежие» неотектонические участки лавового плато; 26 — направление стока ледниковых вод; 27 — то же, последовательных долин.

Цифры — относительные высоты над дном главной долины. ШТ — участки шато; ПТ — участки плато.



ются, по-видимому, также в трех карах, расположенных западнее описанного. В первом из них видна часть вала конечной морены, а ниже по склону, у основания уступа каровой ступени, лежит еще одна конечная морена. Других снежников и ледничков в районе пика Топографов нет, и только в некоторых карах обнаружены валы конечной и береговых морен, свидетельствующие о том, что в них недавно лежали небольшие леднички. Такая морена отмечена, например, южнее пика Топографов, где она лежит на высоте около 2400 м.

Южнее пика Топографов имеются еще три ледничка, расположенные в глубоких карах восточного склона водораздельного хребта междуречья Тиссы и Хэлгина. Два ледничка лежат в глубине каров, а третий, южный, свешивается с каровой ступени. Самый северный ледник окапчивается на высоте около 2300 м, средний — 2460 м, а южный — 2370 м. Длина их равна соответственно 0,7, 0,25 и 0,8 км. У северного ледничка имеется конечная морена, а у южного — моренная осыпь. Ниже последнего на дне кара лежит конечная морена, подпруживающая озеро, а в каре, расположенном южнее ледничка, виден довольно четкий вал конечной морены, также подпруживающий озеро.

Современные ледники и сопровождающие их стадийные морены являются остатками несколько большего «исторического» оледенения, возникшего в благоприятных местных орографических и климатических условиях, преимущественно в глубоких карах склонов северной и восточной экспозиции (рис. 5).

Высота современной снеговой границы в районе пика Топографов, по нашим подсчетам по формуле Гефера, приблизительно составляет 2550—2600 м. По определению С. В. Обручева, она находится в верховьях рек Сенды и Тиссы на высоте 2600—2700 м, а по вычислениям М. Г. Гросвальда (1962) — 2440—2480 м. Современная снеговая граница на хр. Мунку-Сардык лежит выше, чем в верховьях р. Тиссы. Она, по нашему подсчету, на южном леднике главной вершины хребта проходит на высоте около 3310 м, на северном — 3095 м. С. П. Перетолчин (1897) определяет более низкое положение снеговой границы. По его наблюдениям, на южном склоне она расположена на высоте 3170 м, а на северном — 2800 м. Л. А. Ячевский высчитал, что высота снеговой границы для истоков р. Саган-Гол равна 2400 м. По нашему мнению, эти данные характеризуют местную, орографическую, а не климатическую снеговую границу.

#### ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

Как показали исследования, проведенные не только в Восточном Саяне и смежных районах — в Туве и на Хамар-Дабане, но и на Кавказе, Тянь-Шане, Алтае и в других горных областях, сохранившиеся в рельефе ледниковые формы и отложения принадлежат верхнеплейстоценовому оледенению, фазам наступания и

стадиям отступления его ледников. Под фазами наступания мы подразумеваем довольно значительные и продолжительные поступательные продвижения концов ледников на фоне их общей деградации. Фазы наступания сменяются периодами сокращения (неполного) ледников и сопровождаются относительно длительными остановками концов ледниковых языков и накоплением у их краев морены. Эта морена обычно состоит из многочисленных слившихся друг с другом сезонных валов и грядок. Под стадиями отступления ледников мы понимаем периоды сокращения деградирующих ледников, заканчивающиеся кратковременной задержкой на одном месте отступающего конца ледника, иногда сопровождающейся его незначительными продвижениями вперед, во время которых отлагалась маломощная морена с единичными валами.

Для следов деятельности верхнеплейстоценовых ледников характерна хорошая сохранность форм; они подверглись относительно очень небольшим изменениям под воздействием последниковой денудации и эрозии. Сохранившиеся местами сравнительно более расплывшиеся и размывые морены, по-видимому, относятся к максимуму верхнеплейстоценового оледенения. Они не отделены от комплекса более молодых ледниковых форм длительным периодом размыва и имеют близкий с ними возраст. Более древние ледниковые отложения распознаются только геологическим методом, так как не образуют форм рельефа, различаемых на аэрофотоснимках. Эти отложения обычно отделены от форм и отложений последнего оледенения периодом значительного размыва или образования межледниковых отложений.

На основании детального изучения контактных аэрофотоснимков, топографических карт, литературных источников и отдельных ключевых участков в бассейне р. Иркут мы составили схему верхнеплейстоценового оледенения исследуемой части Восточного Саяна (рис. 6). В результате анализа хорошо сохранившихся ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа на ней удалось нанести контуры всех ледников во время их максимального распространения. Ледники реконструировались на основании дешифрирования выраженных в рельефе и видных на аэрофотоснимках следов древнего оледенения: морен различных типов и форм, камов, сглаженных льдом склонов и вершин, каров, трогов, каналов стока ледниковых вод и др. Названия реконструированных ледников даны нами преимущественно по рекам, в долинах или в бассейнах которых они располагались.

Особенно большое внимание мы уделяли выявлению и прослеживанию верхней границы ледниковой деятельности и точному определению положения краев древних ледников. Эта граница обычно разделяет поверхности, различающиеся по характеру рельефа, условиям залегания и составу рыхлых отложений. Ниже верхней границы ледниковой деятельности в настоящее время распространены различные ее следы, в первую очередь сглажен-

ные, часто скальные склоны или вершины или же неровные и трещиноватые поверхности, с которых удален весь рыхлый покров. Эти участки, как сглаженные активным льдом, так и неровные, освободившиеся из-под сравнительно маломощных ледников, хорошо видны на аэрофотоснимках. Лежавшие же выше краев древних ледников склоны гор и долин в настоящее время, как правило, значительно больше и чаще расчленены, обычно покрыты рыхлой корой выветривания и сместившимися продуктами денудации. Верхняя граница ледниковой деятельности характеризуется наличием валов береговой морены, «террас отседания», висячих ступеней в устьях речных долин, сложенных водными рыхлыми отложениями, и других краевых ледниковых форм.

Наличие трогов, как и каров, служило для нас основанием только для установления следов ледниковой деятельности вообще. Положение же поверхности древних ледников по высоте плечей трогов мы не определяли, так как во время образования их она была значительно выше, на что указывают следы ледниковой деятельности, наблюдаемые над ними. Кроме того, трюги возникали не по всем долинам с движущимися ледниками, а только на отдельных их участках в благоприятных условиях: при наличии достаточно глубокого речного вреза, сравнительно большого уклона ледникового ложа и большой массы активно сползающего льда, влекущего с собой донную морену и не вмещающегося в эрозионной долине. В описываемой части Восточного Саяна в трюги часто преобразовывались относительно узкие тектонические впадины, а плечи трогов возникали из участков плато, в которые первоначально были врезаны речные долины или вложены эти впадины. Как показало изучение аэрофотоснимков, имеющиеся в трюгах ступени и сглаженные льдом вложенные долины образовались одновременно с трюгами и поэтому не могли служить основанием для выявления фаз или стадий оледенения.

Кроме контуров верхнеплейстоценовых ледников, на схеме показаны реконструированные снежные поля, лежавшие на плоскогорьях, в водосборных воронках и других местах. Эти снежные поля и не отличимые от них неактивные маломощные ледники не оставили после себя никаких следов, свидетельствовавших о переносе обломочного материала и о сглаживании подстилающей поверхности при перемещении снега или льда. На этих участках в настоящее время большей частью наблюдаются полого наклоненные равнины с характерным рисунком дифференциальной полосчатости, отчетливо видной на аэрофотоснимках.

На схеме нанесены также абсолютные высоты поверхности реконструированных ледников и их мощности (определяемые как высоты поверхности ледников над дном современных речных долин, перевальными седловинами и т. п.). Данные о реконструированных древних ледниках сведены также в таблицу (см. приложение I и III). Ниже мы рассмотрим оледенение отдельных районов исследуемой территории.

## Окинские Гольцы

Ледники бассейна р. Хойто-Оки. На схеме верхнеплейстоценового оледенения можно видеть, что в северной части описываемого участка Восточного Саяна, на Окинских Гольцах, имелись большие долинные ледники, заполнявшие все горные долины. Наиболее значительный Хойтоокинский ледник (15) \* лежал в долине р. Хойто-Оки. Конец его языка окаймляли мощные, хорошо сохранившиеся береговые морены. Постепенно понижаясь, они оканчиваются выше устья ручья Холба (левый приток р. Хойто-Оки) на высоте 1140 м. Ниже по долине р. Хойто-Оки обнаружены маломощные и хуже выраженные береговые морены и местами следы ледникового сглаживания, оканчивающиеся на высоте 960 м. По нашему мнению, эти следы ледниковой деятельности принадлежат максимуму верхнеплейстоценового оледенения, так как ниже по долинам рек Хойто-Оки и Оки морены Хойтоокинского ледника и другие следы его деятельности не обнаружены. Длина Хойтоокинского ледника достигала 90 км, площадь — 940 км<sup>2</sup>, а мощность льда конца его языка — 460 м. Хорошо сохранившаяся мощная морена, лежащая на высоте 1140 м, отложена, вероятно всего, при временном наступании ледника в первую постмаксимальную фазу.

Следует отметить, что во время максимума верхнеплейстоценового оледенения конец Хойтоокинского ледника, по-видимому, почти не экзарировал долину. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие следов ледникового сглаживания, а также то, что долина р. Хойто-Оки в нижнем течении совершенно не выпрямлена. Возможно, что следы деятельности ледника были в значительной степени уничтожены последующей эрозией.

К северу от Хойтоокинского ледника в долинах левых притоков Оки лежали значительные долинные ледники. Они оканчивались на высоте 1100—1400 м. Здесь также наблюдается не менее двух комплексов береговых и связанных с ними конечных морен. Так, в бассейне р. Даада, левого притока р. Хойто-Оки, в долине р. Сайхан-Нуртэ лежал долинный ледник (4), после которого кроме конечной морены максимального положения, оканчивающейся на высоте 1300 м, очень хорошо сохранилась морена более молодой фазы наступания. Последняя лежит на высоте 1640 м ниже долинных озер и образует их плотину. Также же две морены имеются и у более восточного ледника Куркаанка (3). Морена максимального положения оканчивается на высоте 1400 м, а морена первой фазы наступания — 1520 м. В более восточной долине р. Мангат-Гол хорошо сохранились морены максимального положения ледника (2), который оканчивался узким и маломощным языком на высоте 1100 м. О последующей фазе наступания сви-

\* Здесь и далее в скобках даны номера ледников, указанные на рис. 6 и в приложениях.

детельствуют лишь береговые морены, конечная же морена здесь размыта. В долине р. Хульцай ледник оканчивался на высоте 1300 м, а в первую постмаксимальную фазу распался на два ледника, причем восточный из них достигал на высоте около 1440 м устья левого истока р. Хульцай. Не исключена возможность, что ледник Хульцай во время максимума оледенения был длиннее на 3,5 км и оканчивался узким маломощным языком на высоте 960 м; морена, лежащая на высоте 1300 м, образована в первую постмаксимальную фазу оледенения, а морена правой ветви ледника моложе этой фазы.

Ледники левых притоков р. Оки на междуречье Хойто-Ока — Жом-Болок. Значительные древние долинные ледники существовали и южнее Хойтоокинского ледника в восточной части Окинских Гольцов и спускались до дна долины р. Оки. К ним относятся Харагольский ледник (17), оканчивавшийся на высоте 1030 м (мощность льда его языка 360—400 м), ледник Хэрмэплээше-Хара-Гол (19), который спускался до высоты 1140 м, а также более южный ледник Халбая-Хара-Гол (20), оканчивавшийся 1,5 км выше устья долины одноименной реки на высоте 1200 м. Площадь этих ледников соответственно достигала 11 и 39 км<sup>2</sup>. В долине р. Хэрмэплээше-Хара-Гол имеются также морены, относящиеся к более позднему положению ледника, особенно мощные в устье нижнего левого притока этой реки на высоте около 1700 м. В долине р. Халбая-Хара-Гол стадильная конечная морена (ее правая часть) обнаружена выше устья наиболее крупного правого притока на высоте около 1600 м. Еще одна конечная морена есть в истоках р. Халбая-Хара-Гол в нижних частях каров. Здесь ею подпружены некоторые каровые озера. Она лежит на высоте 2100 м.

С южного склона Окинских Гольцов в продольную тектоническую депрессию — долину р. Оки спускались два значительных долинных ледника — Мунгорга (22) и Сайлагский (27), площадь которых достигала соответственно 59 и 66 км<sup>2</sup>. Первый из них оканчивался на высоте 1300 м, а второй — 1320 м. Ледник Мунгорга отложил мощные валы конечных и береговых морен. На внутренних склонах этих валов сохранились дуги конечных морен, свидетельствующие о постепенном сокращении ледника после более молодой фазы наступания. Образовавший их язык ледника оканчивался на высоте 1560—1600 м. Позже он распался на два ледника: южный — Мунгорга и северный — Дунда-Салаа. Они оставили сравнительно плохо выраженные в рельефе конечные морены, лежащие на высоте 1760 (Мунгорга) и 1920 м (Дунда-Салаа). От древнего Сайлагского ледника сохранилась лишь правобережная часть конечной морены, лежащая на дне долины р. Жом-Болок. В самой же долине р. Сайлаг на обоих склонах прослеживаются береговые морены. Здесь местами сохранились отдельные дуги стадильных конечных морен, которые расположены на

высотах 1460 (выше устья р. Ехэ-Сагап-Сайр), 1640 и 1800 м (выше устья р. Хобэ-Жалга). Последние две сохранились лишь в виде незначительных обрывков и не сопровождаются ярко выраженными береговыми моренами. Следует отметить, что мощность и длина Сайлагского ледника были сравнительно большими, несмотря на относительно небольшую площадь бассейна р. Сайлаг. Это объясняется тем, что с северо-запада в него впадал мощный язык переметного ледника (Ара-Сайлаг), питавшего также и Хойтоокинский ледник. Указанный ледяной язык переползал через низкий выпаханный им перевал.

Таким образом, ознакомление со следами деятельности древних долинных ледников Окинских Гольцов, как описанных нами, так и других, показало, что здесь повсеместно сохранились очень хорошо выраженные в рельефе береговые морены, покрывающие склоны долин и чередующиеся с осыпями или же представляемые валами, часто значительной мощности. Повсеместно распространены следы ледникового сглаживания, а местами и выпахивания, но по площади они значительно уступают береговым моренам. Кроме того, здесь сохранились конечные морены почти всех древних ледников. Они лежат на различной абсолютной высоте, зависящей в первую очередь от рельефа и размеров бассейна, питавшего ледники. Особенно хорошо выражены морены, соответствующие, по нашему мнению, первой постмаксимальной фазе верхнеплейстоценового оледенения. Они часто состоят из нескольких моренных валов, лежащих вблизи друг от друга и образовавшихся при постепенном повышении снеговой границы, до 100 м по сравнению с ее максимальной депрессией. Другие, более молодые конечные морены сохранились лишь обрывками и лежат выше по долинам. Обычно в долинах имеется не более одной такой морены. При их возникновении снеговая граница лежала на 150—200 и 300—400 м выше, чем при ее максимальной депрессии во время верхнеплейстоценового оледенения. Эти морены, по-видимому, являются стадийными конечными моренами. Их отсутствие или плохая выраженность в троговых долинах, по нашему мнению, объясняется тем, что при исчезновении ледников не происходило кратковременных поступательных перемещений концов деградирующих ледников, у которых могли отложиться эти морены, или же они были незначительными. Отступление ледников не сопровождалось, по-видимому, и их длительными остановками. Возможно, что малоподвижные или остановившиеся и оторвавшиеся от своих бассейнов питания «отмершие» языки ледников сокращались, не отступая, а постепенно стаявая.

#### Хребет Обручева

Ледники бассейна Тэргэтэ. Значительное древнее горно-долинное оледенение было также на хр. Обручева, являющемся восточным продолжением Окинских Гольцов. Здесь в бас-

сейне р. Тэргэтэ, правого притока Оки, лежал значительный ледник (51), который во время максимума последнего оледенения спускался с гор, сливался с ледниками притоков р. Тэргэтэ и образовывал широкий язык (рис. 7). Мощность льда этого языка достигала 200 м, а оканчивался он на высоте 1240 м. Максимальное

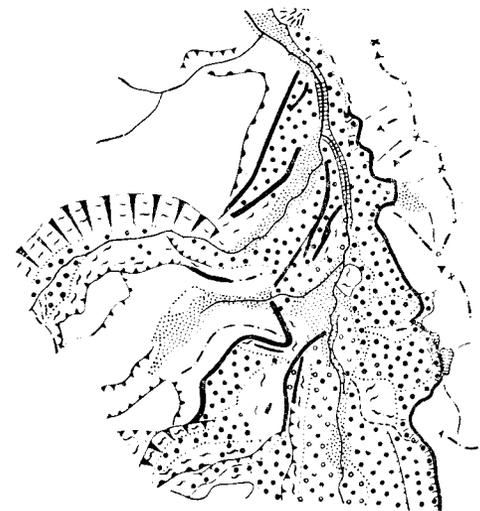


Рис. 7. Следы деятельности верхнеплейстоценовых ледников Тэргэтэ и Арсай  
Условные обозначения см. на рис. 5

продвижение ледника фиксируется плоской заросшей дугой конечной морены. Значительно лучше выражены конечные и береговые морены последующей фазы наступания. Они представлены высокими моренными валами, прислоненными моренами, моренными ступенями и другими образованиями.

В эту фазу наступания ледник Тэргэтэ оканчивался там же, где и во время максимума оледенения, но конец его языка был несколько уже. В этот период ледник состоял из двух слившихся ледников — собственно Тэргэтэ и его левого притока — ледника Арсай (50), но оба они образовали самостоятельные валы береговых и конечных морен, особенно хорошо выраженные у ледника Арсай. При последовавшем сокращении ледники разделились и образовали четкие вложенные дуги конечных морен. В это время Арсай оканчивался на высоте 1240 м, а Тэргэтэ — 1300 м.

Ледник Арсай в последующем испытал кратковременный период наступания и отложил в трого низкие валы конечной морены, спускающейся до высоты 1460 м. После этого он растаял и от него в истоках сохранились, возможно, лишь каровые леднички. Из них, по-видимому, дольше существовал ледник в долине юго-западного истока р. Арсай.

При деградации ледника Тэргэтэ от него вначале отделились глыбы мёртвого льда, которые лежали в толще морены вдоль правого края ледникового языка. Об этом свидетельствует бугристо-западный рельеф моренных участков, расположенных с внутренней стороны у правой береговой морены, соответствующей максимальному продвижению ледника. Ниже этих участков находится стадияльная береговая морена, заканчивающаяся серией конечных моренных валов на высоте 1360 м. Верхняя граница комплекса этих конечных морен (основной морены?) проходит на высоте 1460 м. Еще две стадияльные конечные морены обнаружены на высотах 1700 и 1910 м. Вторая выражена более четко, чем первая. Она лежит вблизи широкой плоской и пониженной перекладной седловины.

Ледник Илез. Во время максимального продвижения ледников и в последовавшую фазу их наступания от ледника Тэргэтэ к югу, в долину р. Илез, спускался мощный язык, который сливался с ледником Илез (45) и существенно увеличивал его мощность. Седловина сильно понижена и сглажена льдом. Илез представлял собой сравнительно узкий и длинный долинный ледник, спускавшийся на дно продольного межгорного понижения. Оканчивался он на высоте 1460 м, а его стадияльная конечная морена обнаружена на высоте около 1600 м, выше устья Хойто-Салаа, притока р. Илез. Более высокие четкие конечные морены в долинах рек Тэргэтэ и Илез не установлены.

Другой древний ледник Улэмэрта (49) находился западнее ледника Тэргэтэ. Он спускался с северного конца хр. Обручева и образовывал широкий плоский язык, немного не доходивший до р. Оки. Хорошо сохранились его береговые и конечные морены, относящиеся не менее чем к двум фазам наступания. При максимальном оледенении ледник спускался до высоты 1100 м, а во время более молодой фазы наступания — до 1220 м. Четких конечных и береговых морен более молодых стадий сокращения или фаз наступания нами в долине ручья Улэмэрта не обнаружено. С западного склона хр. Обручева к р. Оке во время последнего оледенения спускались два узких долинных ледника — Шупарен (48) и Улуг-Шинэтэ (47).

**Передовой хребет,  
северо-восточная и центральная части  
Бельских Гольцов**

Передовой хребет в верхнем плейстоцене подвергался сильному оледенению. Особенно мощным оно было в северо-западной части хребта. Здесь на его северо-восточном склоне располагались значительные долинные ледники. Интенсивность оледенения, так же как и высота гор, убывала по простиранию хребта в юго-восточном направлении. В том же направлении понижалась высота сне-

говой границы. Сведения о площади ледников на разных участках Передового хребта и о высоте снеговой границы приведены в табл. 1.

Ледники хр. Шэлэ. С. В. Обручев (1953) считал, что незначительное оледенение произошло только на северном склоне хр. Шэлэ, где ледники спускались до высоты 1600 м. На самом деле оно было более значительным. На северо-восточном склоне этого хребта во время последнего оледенения имелись большие долинные ледники, спускавшиеся значительно ниже, чем это указывал С. В. Обручев. Суммарная площадь оледенения здесь достигала 180 км<sup>2</sup>, а на юго-западном склоне — 25 км<sup>2</sup> (см. табл. 1).

Для северо-восточного склона хр. Шэлэ характерна хорошая сохранность морен, которая позволяет судить о длине и мощности ледников, а часто и о стадиях их сокращения или фазах наступания. Из этих ледников наиболее крупными были Далдарма западный (64), Далдарма южный (65), Гуник юго-западный (67) и особенно Тагинский главный (70) и Зимовный (72), оканчивавшиеся на высоте 1020—1160 м. На юго-западном склоне хр. Шэлэ во время последнего оледенения имелись лишь единичные небольшие каровые и кое-где долинные ледники.

В бассейне р. Далдармы сохранились валы береговых морен максимума последнего оледенения. Морены же фаз наступания или стадияльные морены здесь не выражены или выражены плохо. Более значительный, чем ледники бассейна р. Далдармы, лед-

Таблица 1

**Высота снеговой границы и площадь верхнеплейстоценовых ледников  
Передового хребта**

№ ледника	Район	Высота снеговой границы, м	Площадь ледников, км <sup>2</sup>	Количество ледников
62—73	Северо-восточный склон хр. Шэлэ . . . . .	1760—1600*	180	12
74—81	Юго-западный склон хр. Шэлэ . . . . .	1810	25	8
82—89	Северный склон Ермолинского хребта . . . . .	1540—1750	31	8
119—121	Междуречье Урик-Опот, северный склон . . . . .	—	15	
122—123	То же, южный склон . . . . .	—	4	3
124—131, 192	Междуречье Опот-Пргут . . . . .	1480*	13	2 9
Итого:			268	42

\* Высота снеговой границы понижается к юго-востоку.

ник Гуник юго-западный оканчивался на высоте 1020 м. Мощность льда его языка достигала 120 м, о чем можно судить по высоте валов береговых морен. В некоторых долинах бассейна р. Гуник сохранилось по одной маломощной стадильной конечной морене. Одна из них лежит в устье второго правого притока р. Гуник на высоте около 1400 м, а другая — в долине р. Гуник выше по течению от устья этого притока на высоте 1340 м.

В долине р. Тагна Черная древний ледник Тагнинский главный оканчивался на высоте 1040 м. На правом склоне долины ниже устья первого главного притока — р. Гунзугуй-Жалги — сохранились валы береговых морен на относительных высотах порядка 100, 200 и 260 м, свидетельствующие о трех положениях поверхности сокращавшегося ледника, который оканчивался примерно на одной и той же высоте и в одном и том же месте и образовал несколько серий дуг конечных морен.

В устье висячей долины р. Гунзугуй-Жалги имеется конечная морена ледника Тагнинского восточного (71), представленная правобережным валом, оканчивающимся на высоте около 1300 м. Этот вал образовался в то время, когда поверхность сокращавшегося ледника главной долины понизилась до нижнего положения, соответствующего береговой морене относительной высоты 100 м. Возможно, что ледник в долине р. Гунзугуй-Жалги существовал и после того, как исчез язык главного ледника. Небольшие долинные ледники были также в истоках р. Тагны-Белой восточнее конца описанного ледника Тагнинского главного.

Крупный сложный долинный ледник располагался в долинах р. Большая Зимовная и ее правых притоков. Его площадь достигала 54 км<sup>2</sup>. Во время максимума последнего оледенения он состоял из двух ледников — Зимовного и Дээдэ-Улясата, концы которых соединялись. Позднее, после разединения, Зимовный, по-видимому, оканчивался на высоте 1200 м, а Дээдэ-Улясата — 1100 м, там же, где и во время максимума оледенения. Последний тоже образовался в результате слияния двух крупных долинных ледников и представлял собой ледник подножия. Береговые морены этих ледников сохранились очень хорошо. Зимовный оставил в устье своей правой составляющей на правом склоне не менее трех валов береговых морен, расположенных на высотах около 100—120, 240 и 260 м над дном долины. Валы конечной морены соответствующие нижней морене, оканчиваются в главной долине на высоте 1240—1260 м над ур. м. В долинах обоих истоков р. Большая Зимовная имеются относительно низкие валы конечных морен, по-видимому, относящиеся к одной и той же, более молодой стадии. В долине левого истока (р. Дрансатэ-Салаа) морена оканчивается на высоте 1360 м, в долине правого — 1460 м. В некоторых карах в истоках р. Большая Зимовная есть еще одна плохо выраженная копейная морена. В левом истоке она лежит на высоте около 1700 м.

В долине р. Малая Зимовная ледник (73) оканчивался на высоте 1320 м. Он отложил мощную морену, в которую выше по долине вложена еще одна конечная морена, состоящая из двух дуг валов, оканчивающихся на высоте около 1340 м.

Ледники Ермосхинского хребта. Юго-восточным продолжением хр. Шэлэ служит северная часть Ермосхинского хребта, отделенная от него р. Большая Белая. Наиболее крупные ледники лежали на восточном склоне этого хребта. Из них самый большой, Малоёрминский (86), был ледником подножия и оканчивался на высоте 1200 м. Он образовывался из двух слившихся ледников, оставивших валы береговых морен, по которым можно судить, что мощность льда языка ледника составляла всего 50—100 м. Стадильные морены этого ледника выражены четко. Из них следует отметить конечную морену, подпироживающую наиболее значительное озеро в верховьях р. Малая Ёрма и лежащую на высоте 1540 м.

Южная часть Ермосхинского хребта представляет собой компактный горный массив высотой 2400—2510 м, расчлененный на альпийские хребты узкими и глубокими ущельями. В этих ущельях лежали длинные ледники. Из них Ермосхинский (106) оканчивался на высоте 1080 м, а Большой Ёрминский (90) — 1220 м. Их площадь достигала 14 и 29 км<sup>2</sup>. Эти и другие, менее значительные ледники обладали сравнительно небольшой активностью и оставили в долинах очень мало следов своей деятельности, особенно у конца языков. В верхних частях долин следы ледниковой деятельности выражены хорошо. В верховьях рек Большая Ёрма и Ермосха имеются мощные береговые морены и кары. Стадильные конечные и береговые морены здесь почти не встречаются, за исключением наиболее молодых, которые отмечены в некоторых карах.

Северо-западнее южного конца Ермосхинского хребта, в северо-восточной части Бельских Гольцов небольшому горно-долинному оледенению подвергались отдельные горные массивы.

Ледник Нуурта-Нюрган (61). С северо-восточного склона горы Шебелик-Сарьдаг спускались три потока льда, образовывавшие ледник подножия Нуурта-Нюрган, располагавшийся в верховьях р. Урда-Оки. Его площадь составляла 15 км<sup>2</sup>. У подножия горы он достигал озер Хуурга-Нур и оканчивался на высоте 1580 м. Коса, разделяющая эти озера, по-видимому, является частью конечноморенного вала, соответствующего положению ледника во время максимума последнего оледенения. Этот вал очень хорошо сохранился и прослеживается на восток до р. Урда-Оки. Стадильной мореной, вероятно, является вал, лежащий на правом склоне долины р. Урда-Оки выше устья р. Нуурта-Нюрган и выше имеющегося здесь озера, возможно, подпироживаемого мореной.

Ледник Айпак (56) оставил очень отчетливые следы своей деятельности в верховьях одноименной реки. Широкий языком он доходил до дна Оклинско-Илезской межгорной впадины, где сохра-

нился озерно-моренный (камовый) ландшафт. Этот ледник был окаймлен двумя валами береговой морены и оканчивался на высоте 1520 м. Выше по долине, по ниже конца широкого трога лежат кончiomоренные дуги ледника Айнак, замыкающие котловину с двумя озерами (на высоте более 1700 м). Еще выше долину перегораживают валы конечных морен на высотах 1740 и 1790 м. В долинах обоих истоков р. Айнак конечные морены не обнаружены.

Размеры других древних ледников северо-восточной части Бельских Гольцов были небольшими.

Ледники центральной части Бельских Гольцов. К юго-западу от горных массивов северо-восточной части Бельских Гольцов и Ермосхиинского хребта и к югу от Окинских Гольцов находится наиболее высокая часть Бельских Гольцов, расположенная в верховьях р. Большая Белая. Ее абсолютная высота (2400—2900 м) более значительна, чем упомянутых гор. Несмотря на это, следы древнего оледенения здесь почти совершенно отсутствуют, что указывает на то, что во время последнего, верхнеплейстоценового оледенения на Бельских Гольцах почти не было ледников. Исключение составляют небольшой долинный ледник (44) в верховьях р. Ашаг-Дуран, оканчивавшийся на высоте 1700 м, а также каровые ледники (42 и 43) на восточном склоне горы Тура-Шулууи в бассейне р. Орлик, висячие ледники в бассейне р. Сорок (39, 40 и 41), каровый ледник севернее горы Сахир-Шулуутын-Ундэр. На других участках Бельских Гольцов вместо ледников и фирновых полей, по-видимому, существовали только сезонные снежники. Они не превращались в ледяные или постоянные снежные поля и, что самое главное, были неподвижными. Поэтому здесь не обнаружено следов перемещения рыхлого материала по склонам и по дну долин и нет также следов ледниковой или снежной обработки.

### Большой Саян и северная часть Окинского плоскогорья

Мощное оледенение Пограничного хребта, или Большого Саяна, отделяющего Бурятскую АССР от Тувы, совершенно несравнимо с ничтожным древним оледенением Бельских Гольцов. Абсолютные высоты горных хребтов здесь намного ниже, чем высоты Бельских Гольцов, они достигают 2300—2400 м, и лишь отдельные вершины доходят до 2500—2765 м. Исключение составляет находящийся в бассейне р. Тиссы горный массив с пиком Топографов, достигающий высоты 3044 м, в пределах которого имеются небольшие современные каровые ледники и фирновые поля. Сравнительно большую высоту, превышающую 2850 м, имеет также горный массив, расположенный восточнее пика Топографов в верховьях рек Шутхулай и Ара-Шутхулай. Во время последнего

оледенения с Пограничного хребта спускались мощные ледники: Жомболокский (30), Сенцинский (31) и Тиссинский (33).

Жомболокский ледник. В долине р. Жом-Болок во время последнего оледенения лежал мощный ледник, площадь которого доходила до 648 км<sup>2</sup>. Его следы еще в конце прошлого столетия обнаружил П. А. Кропоткин (1867), который описал также молодые излияния базальтов, заполняющие эту долину. Позже М. И. Назаров (1935) писал о том, что долина р. Жом-Болок завалена мощной донной мореной, а выше урочища Шарзе она покрыта застывшей и потрескавшейся лавой. Эту лаву, по мнению М. И. Назарова, можно отнести к молодому излиянию, так как она залегает на отложениях донной морены долины. Он указывал также, что в нижней части долины р. Жом-Болок близ улуса Монголжон склоны ее засыпаны валунами, и шлейф донной морены Жомболокского ледника спускается террасообразными ступенями (высотой 4—5 м) к р. Оке.

В верховьях Жомболокского ледника во время максимума последнего оледенения располагалось обширное ледяное поле. Над ним возвышались лишь отдельные вершины и короткие горные хребты, с которых снег сваливался в виде лавин или же сдувался. На пологих склонах и уплощенных вершинах, не покрытых льдом, лежали неподвижные сезонные снежники; с этих вершин и склонов снег также сдувался. Через низкие перевалы ледяное поле Жомболокского ледника соединялось с полями соседних ледников: Хойтоокинского, Сенцинского, а также Дотот и Чойган-Хем, спускавшихся на территорию Тувы. В некоторых случаях через наиболее низкие выпаванные льдом перевалы от ледяного поля Жомболокского ледника отходили переметные ледяные языки, например, в верховьях рек Бурсук и Хаакта, левых притоков р. Жом-Болок. Ледник Бурсук соединялся с Хойтоокинским ледником, а Хаакта — с вершиной ледника в долине р. Дээдэ-Ишхэ, притока р. Дотот. Соединение существовало также в районе оз. Дототского, где мощный поток льда направлялся из ледяного поля верховий р. Жом-Болок на север в долину р. Дотот. В настоящее время на водоразделе этих рек расположен глубокий выпаванный ледником трог с озерами среди морен, дно которого лежит на высоте 17 м над оз. Гара-Нур. Это озеро находится в долине Жом-Болок и подпружено базальтами, излившимися в послеледниковое время. Мощность льда в районе оз. Дототского превышала 340 м, а его поверхность лежала на высоте порядка 2000 м. Южнее озер Дототское и Гара-Нур, у Пограничного хребта, поверхность льда находилась на высоте 2200 м. Вторая выпаванная льдом сквозная долина находится у оз. Харганата. Она соединяет долины рек Кадыр-Ос (приток Сенцы) и Хи-Гол (приток р. Жом-Болок). Здесь, по-видимому, спускался южный язык переметного ледника, второй же его язык сползал к северу. Мощность льда в районе оз. Харганата достигала 300—400 м, а его поверхность лежала на вы-

соте 2160 м. Третья выпаханная льдом сквозная долина находится южнее Жомболокских вулканов. Один язык переметного ледника спускался здесь к юго-востоку по долине Баруун-Кадыр-Ос, а другой направлялся к северо-востоку по долине Хи-Гол и соединялся с Жомболокским ледником. В верховьях бассейна р. Жом-Болок во время последнего оледенения существовали и другие переметные ледники и языки льда, соединившиеся с ледяными полями соседних бассейнов, по значительно меньших размеров, чем описанные.

Жомболокский ледник, как и Сенцинский, спускался от своего ледяного поля языком, который заполнял глубокое эрозионное ущелье, врезанное в базальтовое или в депуационное плато на глубину 750—1000 м. Мощность этого языка, которую мы определяли как высоту ледника над поверхностью лавы, заполняющей в настоящее время долину<sup>1</sup>, достигала, по крайней мере, 450—500 м. Из долины р. Зуун-Кадыр-Ос (бассейн р. Сенцы) по сквозной долине с озерами Торок-Нур и Олон-Нур спускался ледник, от которого ответвлялось два языка; один из них соединялся с Жомболокским ледником, другой — с ледником Баруун-Кадыр-Ос, образуя левую ветвь Сенцинского ледника. В 3 км ниже места впадения языка ледника Зуун-Кадыр-Ос от Жомболокского ледника отходил ледяной язык, соединившийся с Сенцинским ледником. Мощность его была не менее 450 м. Он глубоко выпахал и превратил в трог сквозную долину р. Дээдэ-Хутэл, левого притока р. Сенцы. После исчезновения ледника в этой долине, как и в других, осталась мощная морена.

Возможно, что Жомболокский и Сенцинский ледники соединились также восточнее, на перевале Доодо-Хутэл, примыкая краями друг к другу, но это соединение, по-видимому, не было продолжительным. Жомболокский ледник оставил на перевале береговые морены.

Следует также отметить, что последний ледник во время максимума оледенения и позже в этом месте был мощнее Сенцинского ледника и продвигался дальше к востоку. Не исключена возможность, что от Жомболокского ледника отходил короткий язык до Сенцинского ледника, о чем свидетельствует расположение береговых морен на перевале. Мощность льда Жомболокского ледника около этого перевала превышала 250 м.

Во время максимума последнего оледенения Жомболокский ледник оканчивался на высоте 1380 м у устья долины р. Обтой, примерно в 7 км выше устья р. Жом-Болок. Здесь имеется его мощная конечная морена, к которой спускается очень хорошо сохранившийся вал правой береговой морены. Левая береговая морена не сохранилась, так как с этой стороны в р. Жом-Болок впадают левые притоки, по долинам которых во время последнего

<sup>1</sup> Излияние лавы произошло в послеледниковое время, и она покрыла морены Жомболокского ледника, отложенные во время верхнеледникового оледенения.

оледенения спускались значительные ледники, соединившиеся с Жомболокским. На левом склоне долины р. Жом-Болок очень хорошо видны скалы, сглаженные этим ледником.

Кроме конечной морены максимума последнего оледенения, в долине р. Жом-Болок выше по течению, против устья левого притока — р. Бомо-Жалги, примерно на той же высоте имеется конечная морена, по-видимому, относящаяся к первой фазе наступания Жомболокского ледника. Она сопровождается обрывками правобережных моренных валов-дуг. Более молодые морены в долине р. Жом-Болок не обнаружены. Это связано, по-видимому, с тем, что склоны ее круты, и она заполнена базальтовой лавой, изливающейся после оледенения.

Некоторые исследователи предполагали, что Жомболокский ледник спускался вдоль долины р. Жом-Болок до Оки (Обручев, 1953) и дальше по ней до устья р. Илез (Соболев, 1940б). На самом деле этот ледник не заходил в долину Оки. Это доказывается полным отсутствием береговых морен или их остатков и следов ледникового сглаживания на выдающихся участках склонов долин Оки и Жом-Болока. Все морены, которые лежат в долине р. Оки восточнее устья ее притока р. Обтой, оставлены исключительно древними ледниками притоков Оки: Сайлаг, Мунгорга, Хэрмэшлээше-Хара-Гол, Хара-Гол и Улэмэрта.

Сенцинский ледник (31). В долине р. Сенцы во время последнего оледенения лежал значительный долинный ледник площадью около 474 км<sup>2</sup>, мощность льда которого достигала в средней части 400 м, а ниже сквозной долины р. Дээдэ-Хутэл — 420—450 м. Сенцинский ледник оканчивался на высоте 1360 м в 8,5 км выше устья Сенцы, где лежит его мощная конечная морена. Ниже по долине р. Сенцы, вплоть до ее устья, и в долине р. Оки, на участке между устьями рек Сенцы и Жом-Болок, следы ледниковой деятельности отсутствуют, и имеются эрозионные формы рельефа. Это указывает на то, что Сенцинский ледник во время верхнеледникового оледенения не спускался в долину р. Оки. В долине же р. Сенцы отмечены многочисленные следы деятельности этого ледника. Так, выше устья р. Кадыр-Ос на склонах долины р. Сенцы хорошо сохранились валы береговых морен, зафиксировавших большое число положений поверхности сокращавшегося ледникового языка. Конечных же морен на дне долины Сенцы на этом участке не обнаружено, так как они размыты, и все дно долины покрыто флювиогляциальными и послеледниковыми отложениями. Правой ветвью Сенцинского ледника являлся ледник Булунай, располагавшийся в узком каньоне одноименной реки, правого притока Сенцы, врезанном в базальтовое плато на глубину 350—600 м. Этот ледник образовался, несомненно, в значительной степени за счет снега, сдуваемого с поверхности базальтового плато и с окружающих гор. На поверхности же самого плато отсутствуют следы пребывания ледника во время последнего оледенения.

и позже. По-видимому, здесь были только поля и пятна сезонных снежников, очень маломощных и недействительных. Не исключена возможность также, что значительная часть поверхности этого плато была бесснежной. Снег выпадал в небольшом количестве и сдувался с поверхности плато в ущелья или испарялся.

Можно считать также установленным, что в западной части плато междуречья Сенца — Тисса с юго-восточного склона горы Хара-Сарьдаг спускался сравнительно небольшой ледник подножия (32), который формировался из потоков льда, вытекавших из каров. Он был мало активен и не оставил явной конечной морены. По-видимому, этот ледник представлял собой плоское ледяное поле, окапчивавшееся на высоте порядка 2150 м на севере и 2350 м на юге.

Тиссинский ледник (33). К югу от бассейна р. Сенцы и описанного выше участка Окинского плоскогорья во время верхнеплейстоценового оледенения лежал громадный и очень сложный Тиссинский ледник, площадь которого достигала 1345 км<sup>2</sup>. Он состоял из мощного языка, заполнявшего долину р. Тиссы, и питавших его ветвей. Левые, северные ветви этого ледника возникли на Сенца-Тиссинском горном массиве, где находились также и истоки Сенцинского ледника, а правые, южные ветви начинались в ущельях Тиссинско-Дибинского горного массива. Главными левыми ветвями Тиссинского ледника были Верхнетиссинский, Хэлгинский и Шутхулайский ледники, а самыми мощными правыми — Обокольский, Сагангольский и Сархойский (эти ледники названы нами по рекам, в долинах которых они лежали).

Ветви Тиссинского ледника сливались и, образуя основное его тело, заполняли широтное Тиссинское межгорное понижение. Ледник двигался к востоку, а на западе его верховья соединялись с ледяным полем, лежавшим в пределах Тувы. Это поле, возможно, частично питало Тиссинский ледник, хотя более вероятно, что от места впадения Тиссинской ветви, спускавшейся с массива пика Топографов, лед двигался по Тиссинскому межгорному понижению не только к востоку, но и на запад.

Масса льда Тиссинского ледника в это время не уменьшалась в речных долинах и местами перекрывала краевые участки плато. Особенно далеко на поверхность базальтового плато заходила левая (северная) часть ледника, так как здесь Шутхулайский ледник отеснялся главным ледником Тиссы на поверхность плато. Это подтверждается тем, что поверхность базальтового плато на полосе шириной более 5,5 км к северу от его южного края сохранила следы интенсивного ледникового сглаживания в виде обнаженных отполированных скал. Общая длина языка Тиссинского ледника ниже устья р. Шутхулай составляла 11 км, а относительная высота его поверхности над оз. Дозор-Нур достигала 705 м. Если же учесть мощность послеледниковых отложений и глубину Тиссинских озер, достигающих, по Ф. А. Головачеву (1931), 50—60 м, то

Поверхность льда у языка Тиссинского ледника в Тиссинской впадине лежала на высоте более 2200 м, а в верховьях его правых притоков — Обокольского, Сагангольского и Сархойского ледников — более 2400 м. Сархойский ледник подпирался Тиссинским ледником, и его мощность в низовьях достигала 620 м, а несколько выше по течению, ниже устья р. Хужир-Горхон — 520 м. Здесь и выше Сархойский ледник не вмещался в долине р. Сархой и напозал на края плато Окинского плоскогорья, которые он сгладил или засыпал мореной.

Ниже места впадения Сархойского ледника Тиссинский ледник разделялся на два мощных языка. Левый из них, Тиссинский язык, заполнял нижнюю часть долины р. Тиссы, а правый, Балактинский язык, спускался в долину р. Балакты, правого притока Тиссы, по широкой и глубокой, выполаженной льдом сквозной долине — восточной части Тиссинского межгорного понижения, выработанной вдоль молодых тектонических разломов и сбросов. По массе и по длине Балактинский язык был почти равен Тиссинскому и заполнял почти целиком долину р. Балакты, о чем свидетельствует наличие очень хорошо сохранившихся валов береговой морены, лежащих на поверхности уплощенных гор выше верхнего края склонов долины и на высоте нескольких сотен метров над ее дном. В самой же долине на крутых эрозионных склонах, почти не обработанных льдом, не могло отложиться много моренного материала.

Следы ледниковой деятельности, обнаруженные на значительной высоте над дном долин рек Балакты и Тиссы, позволяют вполне уверенно считать, что мощность льда Балактинского языка была очень большой. Можно предполагать, что в верхней части она достигала 600 м, а к низовьям р. Балакты уменьшалась до 300 м. Мощность льда Тиссинского языка ниже разветвления составляла 620—670 м, у устья Балакты — 280—300 м. Об этом свидетельствуют высоты террасовидных площадок, возникших у его края и сохранившихся в устьевой части долины р. Жалгын — последнего левого притока р. Тиссы. Не исключена возможность, что здесь в какой-то период было озеро, подпруженное краем Тиссинского ледника. Возможно также, что во время максимума последнего оледенения в нижнюю часть долины р. Жалгын входил малоподвижный ледяной язык, ответвлявшийся от Тиссинского ледника. Ниже устья р. Жалгын Тиссинский и Балактинский языки соединялись.

От левого края Тиссинского языка выше места слияния его с Балактинским отходила короткая ветвь, занимавшая узкое ущелье р. Тэргэтэ. Она питалась преимущественно снегом, сдуваемым с поверхности Окинского базальтового плато, и была неподвижной.

Следы деятельности древних ледников, составлявших Тиссинский ледник, повсеместно распространены в северной части бассейна верховий Тиссы. Ледники покрывали почти всю его площадь так, что над льдом здесь возвышались лишь отдельные хребты и вершины, а мощность льда достигала сотен метров. Абсолютная высота альпийских горных хребтов составляла 2600—2900 и даже 3126 м (гора Мунку-Сасап), а глубина расчленения 700—800 м и более. Долины рек здесь выпаяны льдом и превращены в трюги, а их днища и нижние части склонов покрыты мореной. В верховьях долин имеются глубокие кары, в которых, как и под склонами долин, повсеместно развиты осыпи. В наиболее глубоких и высоких карах лежат молодые стадияльные морены небольших ледников, некогда наполнявших эти кары. В подавляющем же большинстве каров этого района молодые стадияльные конечные и береговые морены отсутствуют. Нет также более древних стадияльных морен, лежащих в долинах. Не исключена возможность, что они замаскированы мерзлотно-солифлюкционными процессами.

В местах, покрывавшихся ледниками, участки обнаженных и сложенных льдом скал занимают значительно большие площади, чем морены. Распространены здесь и псевдоморенные образования. К ним в первую очередь относятся «моренные» валы, окаймлявшие раньше, как и сейчас, снежники и лавины на дне трюгов и каров. Встречаются здесь и «каменные глетчеры» как древние, отмершие, так и современные, деятельные (Гросвальд, 1959).

Все эти факты еще раз подтверждают, что и в этом районе Восточного Саяна после максимума последнего оледенения или после последовавшей фазы наступания ледников происходило постепенное их сокращение, вероятно, не прерывавшееся наступаниями и более или менее продолжительными остановками. Если наступания ледников и происходили, то они были незначительными и непродолжительными и не сопровождалась отложениями мощных моренных валов.

То же самое наблюдается и в южной части бассейна верховий Тиссы. Здесь в бассейне и долине р. Сархой почти нет хорошо выраженных стадияльных конечных морен (исключение составляет только наиболее молодая морена, имеющаяся в единичных карах), но распространены береговые и особенно основные морены. Местами на склонах трюгов сохранилось до двух-трех береговых морен и над ними следы ледникового сглаживания, образовавшегося во время максимума последнего оледенения. Это наблюдается на правом склоне долины р. Хараганты, левого притока р. Сархой, выше устья долины р. Малая Хараганта. Здесь имеется две стадияльные береговые морены и расположенные выше их сглаженные льдом скалы. В устье р. Хараганты можно предполагать наличие размытой конечной морены на высоте порядка 1860 м. Она возникла, вероятно, при повышении снеговой границы примерно

на 300 м по сравнению с ее наиболее низким положением во время максимума верхнеплейстоценового оледенения. В устье соседней долины р. Саган-Гол есть три береговые морены и над ними сглаженные льдом скалы.

В долине Тиссы повсеместно сохранились следы деятельности древнего ледника, в том числе морены, участки флювиогляциальных равнин и др. Наличие многочисленных форм рельефа и отложений, связанных с ледником, отмечали исследователи, посетившие эту долину. Так, М. И. Назаров (1953) писал, что от оз. Дозор-Нур до с. Балакты по р. Тиссе встречаются крупные валуны, боковые (береговые) и конечные морены и песчаные бугры, вероятно, флювиогляциального происхождения. Он же указывал, что у устья р. Сархой на левом берегу Тиссы имеются моренные холмы с крупными окатанными валунами на поверхности, а ниже зимовья Бухын-Хэбтэшэ долина местами завалена огромными валунами.

Очень хорошо сохранилась морена с моренными дугами-валами и каналами стока к югу от р. Тиссы, на участке между устьями рек Саган-Гол и Сархой. Язык ледника, отложившего эту морену, оканчивался на высоте порядка 1500 м. Еще одна, более молодая стадияльная береговая морена-вал есть на правом склоне долины Тиссы западнее устья р. Саган-Гол. Вал тянется над оз. Дозор-Нур. Эти две стадияльные морены, вероятнее всего, принадлежат Сагангольской ветви, а не самому Тиссинскому леднику.

Береговые морены и следы стояния края ледникового языка окаймляют также оз. Шутхалай-Нур. Этот язык оканчивался восточнее устья р. Хорин-Гол между озерами Шутхалай-Нур и Дозор-Нур на высоте 1510 м. Судя по следам, оставленным ледником, в районе этих озер, возможно, одновременно лежали языки двух ледников: Сагангольского, оканчивавшегося ниже оз. Дозор-Нур, и Хорингольского, спускавшегося почти до него. Озера Шутхалай-Нур и Дозор-Нур, располагающиеся в концевых бассейнах, оставшихся после исчезновения ледниковых языков, не подпружены непосредственно мореной. Они образовались выше послеледниковых конусов выноса рек Саган-Гол (оз. Дозор-Нур) и Хорин-Гол (оз. Шутхалай-Нур).

Следует, однако, подчеркнуть, что следы ледниковых языков в районе указанных озер выражены очень нечетко и можно лишь делать предположение о их существовании. Кроме того, морены в районе Тиссинских озер могли возникнуть при незначительном повышении высоты снеговой границы на 100—150 м и принадлежать первой стадии сокращения ледника, последовавшей за первой постмаксимальной фазой его наступания. Следов более молодых стадий отступления как в долине р. Тиссы, так и в бассейнах ее притоков нам обнаружить почти не удалось, за исключением самой молодой морены, связанной с современным оледенением. На склонах же долины Тиссы здесь сохранились преимущественно

следы деятельности ледника только времени максимума последнего оледенения в виде сглаженных скал и многочисленных береговых и подледниковых каналов стока (субгляциальных), врезанных в скалы или в основную морену. Типичные, хорошо выраженные и прослеживаемые на большом расстоянии валы стадияльных береговых морен встречаются здесь в относительно очень ограниченном количестве. Ниже по течению р. Тиссы у устья р. Тэргэтэ хорошо сохранилась конечная морена и сопутствующие ей валы береговых морен. В это время, когда Балактинский язык уже полностью сократился, Тиссинский ледник оканчивался на высоте 1440 м, а снеговая граница лежала примерно на 50 м выше, чем во время максимума верхнелейстоценового оледенения.

Еще одна конечная морена в виде размытых остатков обнаружена в долине р. Оки на стрелке между реками Тиссой и Окой на высоте 1335 м. С нею связаны валы береговых морен, высота которых здесь достигает всего 100—150 м, а вверх по долине р. Тиссы быстро увеличивается, и валы поднимаются на края Окинско-платогорья. Долина Оки ниже и выше устья Тиссы представляет собой типичную эрозионную плоскодонную долину без каких-либо следов деятельности ледника, кроме только что упомянутых.

Очень интересные формы рельефа имеются на поверхности Окинско-платогорья у восточного края Сархойского ледника южнее места ответвления Балактинского языка. Здесь Окинское платогорье изрезано глубокими и узкими ущельями рек Балюты (приток Сархоя) и Балакты (впадающей в Тиссу) и их притоков, а также всяческими долинами-каньонами, сохранившимися с верхнего ллейстоцена наряду с распространенными здесь сглаженными льдом седловинами и «моренными присыпками». По этим следам деятельности ледника и вытекавших из-под него водных потоков можно судить, что край Сархойского ледника поднимался на платогорье, а короткие языки отходили от него в ущелья, по дну которых текли потоки талых вод, наполнявших глубокие озера, теперь спущенные.

Наиболее значительным из этих языков был ледник Балютайский (34), заполнявший ущелье р. Балюты в верхнем течении и оканчивавшийся на высоте 1955 м. Примерно в 3,5 км ниже по течению через низкий перевал в ущелье р. Балакты сползал короткий ледяной язык, оканчивавшийся, вероятно, на высоте 1720 м. Отрезок ущелья р. Балюты, расположенный между этими ледяными языками, по всей вероятности, заполняло озеро. Последнее питалось талыми водами, которые переливались через плато в долину р. Балюты и прорезали два параллельных ущелья. Еще одно ущелье, но значительно более глубокое и широкое, возникло у северного края ледяного языка, спускавшегося в долину р. Балакты. Севернее этого места Сархойский ледник покрывал не менее половины поверхности водораздельного плато, и от его края тек поток талых вод, прорезавший широкое и глубокое ущелье.

Текшие из-под Сархойского ледника потоки талых вод частично наполняли верхнюю часть долины р. Балакты, где, может быть, лежал неподвижный лед, не оставивший после себя почти никаких следов. Озеро было подперто Балактинским языком Тиссинского ледника, заполнявшим нижнюю часть долины р. Балакты (см. рис. 6). Воды этого озера стекали в верховья р. Лубан, левого притока р. Удай, впадающей в Дибь. Вытекавший из озера поток оставил после себя эрозионную ложбину.

Перетекание талых вод через седловину происходило также в 5 км северо-восточнее; вода сбрасывалась от края Сархойского ледника в долину р. Лубан, прорезая на водоразделе узкое ущелье. Здесь через седловину к р. Лубан свешивался короткий северный язык Сархойского ледника, сгладивший скалы и оставивший морену. Мощность льда Балактинского языка у этого места достигала 500 м, он не помещался в ущелье и частично покрывал плато. Об этом свидетельствуют хорошо сохранившиеся валы береговых морен, расположенные высоко над верхним краем ущелья р. Балакты, особенно правый.

В нижнем течении р. Балакты в ее долину справа открывается широкая сквозная «мертвая» долина. Она заполнена мореной, в частности береговой мореной Балактинского языка. Сквозная долина является продолжением долины р. Дибь, и ширина их одинаковая. Река Дибь южнее этой долины делает резкий поворот направо и, изменив направление с северного на восточное, пересекает горный хребет. Здесь она течет в узком ущелье-щели, совершенно не разработанном, и впадает в Оку. Глубина ущелья около 180 м.

Наличие этого молодого ущелья в нижнем течении р. Дибь позволяет предположить, что оно могло образоваться в результате пропльвания водораздельного хребта потоками воды, перетекавшими через седловину. Вода вытекала из озера, которое возникло вследствие запруживания Балактинским языком устья р. Дибь во время последнего оледенения. Судя по следам, оставленным этим ледником на склонах долины р. Дибь, а также по мощной береговой морене, лежащей на левом склоне долины р. Балакты у ее устья, мощность льда составляла около 300 м. Гребень вала этой морены возвышается над дном долины р. Балакты более чем на 280 м, перегораживает устье притока последней и образует здесь плотину оз. Орин-Нур.

Береговые образования ледникового Дибинского озера в виде террасовых площадок обнаружены в 3 км ниже устья р. Лубан на правом склоне долины р. Дибь. Следует отметить, что это озеро лежало в глубоком и узком извилистом ущелье и поэтому на нем не могло возникать сильное волнение, в результате которого образовались бы береговые формы рельефа. В озере, вероятно, не было также и сильных течений. В него поступали сравнительно чистые талые воды, на что косвенно указывают очень небольшая

мощность морены, отложенной Балактинским языком, и отсутствие, по крайней мере на поверхности, озерных отложений в долине р. Дибь. Правда, последние могут быть скрытыми под более молодыми осыпями и обвалами. Можно также считать установленным, что эта часть долины р. Дибь во время последне-

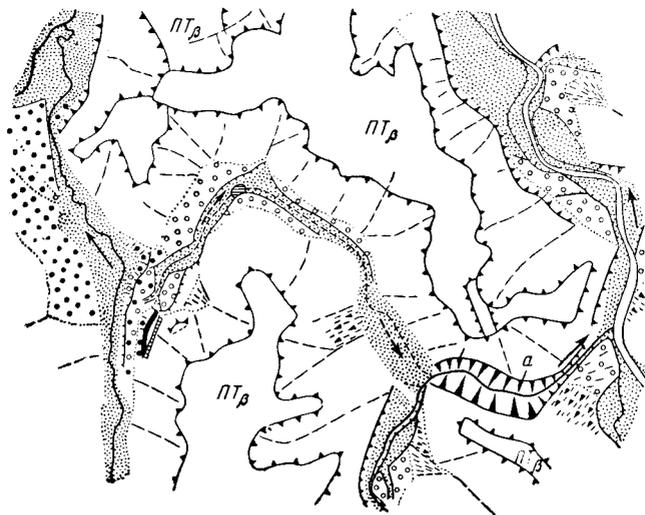


Рис. 8. Следы деятельности верхнеледникового Балактинского ледника и долина прорыва вод древнего Дибинского озера (а)  
Условные обозначения см. на рис. 5.

го оледенения не была заполнена льдом, о чем свидетельствует ее форма — узкое, глубокое и извилистое скалистое ущелье с дном, беспорядочно заваленным глыбами. Дибинское озеро вскоре после своего образования, еще до начала сокращения верхнеледникового Тиссинского ледника, было спущено р. Дибь, прорезавшей глубокое приустьевое ущелье (рис. 8).

На основании изучения рельефа долины р. Тиссы мы пришли к выводу, что здесь во время последнего оледенения лежал громадный долинный ледник, который при своем движении слабо сглаживал склоны долины; он оставил основную морену и почти совершенно не отложил береговых морен. Последние несомненно имеются только в нижнем течении Тиссы, в среднем же и верхнем течении они отсутствуют или же плохо выражены.

При сокращении Тиссинского ледника происходило относительно быстрое снижение его поверхности и медленное укорачивание ледниковых языков. По-видимому, в первую фазу наступания, последовавшую за максимумом последнего оледенения, кон-

цы Тиссинского и Балактинского языков были разделенными. При этом, возможно, более коротким был Тиссинский язык; Балактинский язык оканчивался в устье р. Балакты. В это время устье долины р. Дибь было еще перегорожено высокой ледяной стеной, из-под которой вытекали мощные потоки воды, размывавшие валы правой береговой морены Балактинского языка. Поток талых вод впадал в р. Дибь, которая текла в это время уже по дну молодого приустьевого ущелья и впадала в Оку. Конечная морена, соответствующая этому положению Балактинского языка, по-видимому, размыта. Одно из положений сокращавшегося языка зафиксировано правобережными береговыми моренами и береговыми каналами стока. В это время Балактинский язык оканчивался на высоте 1500 м. Отсутствие несомненных стадийных морен, принадлежащих собственно Тиссинскому леднику, а не его притокам, и повсеместное распространение участков, не затронутых или очень слабо затронутых послеледниковыми денудационными процессами, а также изобилие форм рельефа, образование которых связано с «мёртвым» или малоподвижным льдом (Mannerfelt, 1945), несомненно указывают на то, что в долине р. Тиссы после первой постмаксимальной фазы последнего оледенения лежал малоподвижный или «мёртвый» лед.

Изложенное позволяет заключить, что при исчезновении ледников в описанных долинах не наблюдалось смены прогрессирующего таяния и испарения льда этих ледников их периодическими наступаниями. Происходило, вероятно, постепенное понижение поверхности ледников, возможно малоподвижных, и сравнительно медленное отступление их концов.

Изучение каньонов, возникших на этом участке Окинского плоскогорья в результате стока ледниковых вод, и сквозной долины под северным языком Сархойского ледника позволяет объяснить происхождение некоторых сквозных долин, довольно широко распространенных в районах Восточного Саяна, подвергавшихся верхнеледниковому оледенению. Они, по всей вероятности, возникли из седловин на поверхности плато или между горными вершинами. Первоначально через эти седловины текли подпруженные ледником воды, а затем по образовавшимся ущельям спускались ледяные языки. Последние выпалили и сгладили ущелья, значительно их переуглубив и расширив. Особенно существенное значение при образовании сквозных долин имела деятельность потоков талых вод, как подледниковых, прорезавших ущелья, так и протскавших вдоль краев ледника.

По-видимому, во многих случаях образование сквозных долин было предопределено и очень сильно облегчено наличием трещин и зон тектонического дробления, тем более, что к ним очень часто приурочены наиболее пониженные водораздельные участки, в частности седловины.

В южной части Окинского плоскогорья на его поверхность с окружающих горных массивов — Тиссинско-Дибинского, Дибинского, хр. Мунку-Сардык, с Туинских и Китойских Гольцов спускались многочисленные мощные ледяные языки, которые сливались на плоскогорье и образовывали широкие ледники подложий, скрывавшие подо льдом не только глубокие ущелья, но и значительную часть поверхности плоскогорья. Последнее несомненно частично покрывалось льдом во время максимума последнего оледенения и в течение некоторого периода после него, следы же более древних ледников на плоскогорье отсутствуют. Восточнее Тиссинского ледника здесь лежали Забитский (35), Дибинский (36) и Окинский (38) ледники, а между ними, на наиболее ровных, чаще всего вогнутых участках поверхности сохранялись сезонные снежники. С возвышающихся участков плато снег сдувался в понижения рельефа.

Особенно мощным было верхнеплейстоценовое оледенение восточнее долины р. Дибин, где на поверхности Окинского плоскогорья ширина сплошного ледяного покрова достигала по широте почти 70 км. На западе рассматриваемого района над льдом возвышались отдельные горные вершины и гребни хребтов, а на востоке и юге над ледниками повсеместно поднимались обнаженные горные хребты, со склонов которых низвергались лавины.

Забитский ледник образовывался в результате слияния Муягольской и Забитской ветвей, заполнявших долины одноименных рек. Во время максимума последнего оледенения ледник оканчивался у устья р. Саган-Гол на высоте 1820 м, а его площадь достигала приблизительно 90 км<sup>2</sup>. Ледник оставил слабо выраженные следы своей деятельности, в связи с чем его очертания определяются с трудом. Ниже устья р. Саган-Гол таких следов не обнаружено, на основании чего можно считать, что этот ледник сюда не спускался. Забитский ледник лежал в глубоком и узком ущелье и лишь только местами вылезал из него. По всей вероятности, его левая ветвь — ледник Муягольский — соединялся в верховьях с Балютайским ледником посредством ледяного языка, заполнявшего долину р. Муя-Дабанэ-Жалги, левого притока р. Муя-Гол. При сокращении и распаде ледников в верховьях этого притока на перевале лежал «мёртвый» лед. Об этом свидетельствуют наличие камов и озер, ограниченных с северо-запада валом морены.

Во время отступления Забитского ледника Муягольский ледник отделился от него, оставив в долине, несколько выше ее устья, валы конечной морены, которые лежат на высоте около 2000 м. Забитский же ледник отложил вал левой береговой морены выше устья р. Муя-Гол. Высота этого вала над дном долины достигает 90 м. Вверх по течению р. Забит на правом склоне ущелья имеет-

ся еще около шести валов береговой морены, спускающихся на его дно; они расположены на высоте 2060 м. Их относительная высота составляет 60—100 м. Эти морены являются стадийными. Береговые морены ледника Забит сохранились и ниже устья р. Муя-Гол. Они, по-видимому, соответствуют максимальному положению ледника.

Дибинский ледник. Восточнее Забитского ледника ущелье р. Дибин занимал Дибинский ледник (36). Он отличался большими размерами (длина 58 км, площадь 311 км<sup>2</sup>), и его язык в нижней части частично вылезал из ущелья на края плато. Дибинский ледник образовывался путем слияния двух ветвей: западной — ледника Булэгэ — и восточной — ледника Дибин. В верховьях восточной ветви около перевала Уриг-Дабан лежал переметный ледник, поверхность которого находилась на высоте 2200 м. Один его язык был направлен к северу, а другой — к юго-востоку, через перевал Уриг-Дабан.

Дибинский ледник оканчивался на высоте 1610 м. У нижней его части в одном из боковых ущелий, вероятно, было озеро, подпруженное левым, западным краем ледника. Несколько севернее этого места, на левом склоне Дибинского ущелья, над оз. Оботонур имеется вал береговой морены стадийной или первой фазы наступания. Мощность отложившегося ледника достигала 200 м, он перекрывал скалы, возвышающиеся над дном ущелья. Во время максимального положения мощность языка Дибинского ледника в этом месте достигала 220 м, а выше по долине доходила до 300—360 м.

Дибин-Боксонский ледник подножия. Севернее Дибинского горного массива на поверхности Окинского плоскогорья правый, восточный край Дибинского ледника смыкался с обширным ледяным покровом — Дибин-Боксонским ледником подножия. Последний лишь частично питался льдом Дибинского ледника. В него впадали более восточные ледяные языки, в том числе ледника Урда-Боксон. Дибин-Боксонский ледник покрывал плоскогорье от долины р. Дибин на западе до истоков Табин-Зурты (левого притока р. Урда-Боксон) в районе оз. Олон-Нур на востоке. Основная масса льда этого ледника сползала на восток в верховья р. Урда-Боксон (правой составляющей р. Боксон) и переполняла ее долину. Не исключена возможность, что при сокращении Дибин-Боксонского ледника подножия на водораздельном плато осталось поле «мёртвого» льда, о чем свидетельствует холмистый камовый ландшафт в районе оз. Олон-Нур. К юго-востоку от озера лед заполнял долину р. Табин-Зурты. Здесь из-под края «мёртвого» льда, образовавшегося при сокращении ледника, к северо-востоку, в сторону р. Маргат-Гол, притока р. Боксон, текли потоки талых вод, прорезавших ложбины в поверхности плато. На левом склоне долины р. Табин-Зурты сохранился поперечный оз, который тоже доказывает на-

личие в прошлом неподвижного льда. Небольшие озы имеются и южнее, в верховьях р. Табин-Зурты. Мощность ледника подножия и мощность «мёртвого» льда в районе оз. Олон-Нур была очень незначительной и достигала вероятнее всего 25—40 м. Поверхность ледника здесь находилась на высоте около 2070 м и постепенно повышалась к югу, к горам, где превышала 2100 м. К северу и к востоку она постепенно снижалась.

Окинский ледник располагался в бассейне верхнего течения р. Оки и был самым мощным из всех ледников описываемого района Восточного Саяна. Его площадь доходила примерно до 807 км<sup>2</sup>, длина вдоль рек Хоре и Ока достигала 90 км, а ширина превышала 45 км. Этот ледник образовывался в результате слияния Верхнеокинского и собственно Окинского ледников. Верхнеокинский ледник подножия состоял из слившихся долинных ледников: Ишундинского, Жохойского, Хоренского и других, спускавшихся с северного склона Большого Саяна западнее горы Мунку-Сардык. Собственно Окинский ледник зарождался в истоках Оки и заполнял ее долину, местами поднимаясь на соседние водораздельные участки Окинского плоскогорья.

Окинский ледник принимал слева ниже устья р. Хоре Боксонский ледник, а справа ледники Урдагарганский, Хойтогарганский, Улзытшский и Тустукский. Против устья р. Улзыты западнее долины р. Оки на поверхности плоскогорья в истоках р. Хара-Тологой, притока р. Маргат-Гол, от левого края Окинского ледника отходил ледниковый язык, спускавшийся к северу и несколько южнее устья р. Тустук вновь соединявшийся с основным телом Окинского ледника. Ниже и севернее этого места от противоположного, правого края Окинского ледника отделялся еще один язык, который по сравнительно узкой седловине перескакивал через водораздел между реками Окой и Тустуком, сплзал по долине р. Унаган и соединялся с Тустукским ледником, впадавшим справа в Окинский ледник. Ниже этого места Окинский ледник делился на два языка: короткий правый и более длинный и узкий левый язык. Правый язык заходил в широкую долину р. Сорок и оканчивался на высоте 1620 м, а левый наполнял долину р. Оки, где оканчивался в 12 км западнее устья р. Тустук на высоте 1420 м. Поверхность льда Окинского ледника лежала в это время на юге, у подножия Пограничного хребта на высоте 2200—2300 м, выше устья долины р. Хоре — 2100 м и в устье р. Тустук — 1940 м. Описание отдельных участков Окинского ледника и следов ледниковой деятельности, на основании изучения которых удалось установить картину оледенения этого района, мы начнем с южной части Окинского плоскогорья — с бассейнов левых притоков р. Оки.

Верхнеокинский ледник подножия. Многочисленные долинские ледники, питавшие этот ледник, зарождались в пределах Диб-Хоренского массива и хр. Мунку-Сардык, в глу-

боких и узких ущельях, над которыми возвышались альпийские горные хребты с лавинными склонами. Значительные абсолютные высоты этих гор (2750—3491 м) и сравнительно большое количество выпадавших атмосферных осадков способствовали возникновению здесь мощного древнего оледенения. Ледники сплзали с гор на обширное межгорное лавовое плато, заполняли врезанные в него относительно не очень глубокие (200—240 м) речные долины, покрывали поверхность плато и сливались друг с другом, образуя при этом два мощных и самостоятельных активных ледника — Жохойский и Хоренский — и расположенные рядом с ними менее активные поля льда.

Жохойский ледник вблизи подножия гор принимал слева, с запада, два ледника, а с востока в него несомненно поступала часть льда Ишундинского ледника, основная масса которого на севере соединялась с собственно Окинским ледником.

Жохойский ледник во время максимума последнего оледенения впадал слева в собственно Окинский ледник, а при деградации оледенения отделился от него и от ледяных полей, покрывавших междуречные участки базальтового плато. Во время максимума и последовавшего за ним сокращения ледников ледник заполнял долину р. Жохой, которая врезана в базальтовое плато более чем на 300 м, и выходил на поверхность последнего. Поверхность льда на плато располагалась на высоте 2300 м. К западу и северу она быстро понижалась и составляла у устья р. Жохой 2140 м. В долине р. Жохой широко распространены следы ледникового сглаживания и особенно скопления морены, образующие бугристый рельеф с замкнутыми впадинами, иногда с небольшими озерами. Следы оледенения в долине р. Жохой очень подробно описал П. И. Преображенский (1927), который указал на наличие в ее устье мощной конечной морены Жохойского ледника, в течение долгого промежутка времени находившегося в стационарном состоянии. Он отметил также, что долина р. Жохой резко переуглублена по сравнению с долинами ее притоков и с плоской долиной р. Ишунды. При сокращении ледник оставил береговые морены, часть которых обнаруживается на склонах и дне долины р. Жохой, а некоторые, по-видимому соответствующие максимуму верхнеплейстоценового оледенения или первой постмаксимальной фазе наступания ледников, лежат на поверхности плато, например береговые морены восточнее северного конца оз. Урунгэ-Нур. Мощные моренные отложения Жохойского ледника сохранились также на левом склоне долины р. Оки ниже устья р. Жохой. Здесь много почти параллельных Оке низких и размытых валов береговой морены, а также продольных береговых и подледниковых каналов стока ледниковых вод. В устье р. Жохой несомненный вал левой береговой морены максимума последнего оледенения лежит на высоте 280 м над дном долины, а на поверхности плато — на высоте 310 м. На левом склоне

долины р. Оки сохранились также обрывки еще одного маломощного вала береговой морены. Она оставлена, по всей вероятности, узким языком Жохойского ледника, оканчивавшегося выше устья р. Жохой на высоте порядка 1860 м. Эта морена возникла при повышении снеговой границы по сравнению с ее положением во время максимума верхнеплейстоценового оледенения более чем на 300 м в одну из стадий сокращения ледника.

На западе Жохойский ледник примыкал к обширному ледяному полю, лежавшему на водораздельном плато между реками Жохой и Хоре. Оно, по-видимому, принадлежало малоподвижному леднику подножия, который питали четыре коротких долинных ледника, спускавшихся на поверхность Окинского плоскогорья между долинами рек Большой Буту-Гол, правого притока р. Хоре, и р. Жохой. На севере это ледяное поле покрывало оз. Урунгэ-Нур вплоть до его северного берега. Позже, при сокращении ледников, в районе озера и к югу от него возникло поле «мёртвого» льда. К последнему с юга примыкал менее значительный по размерам, чем описанный, ледник подножия. При сокращении этот ледник распался на три долинных ледника, из которых самый восточный оставил конечную морену на высоте порядка 2250 м, а два других — на высоте 2160—2200 и 2100 м. Морены были отложены в то время, когда высота снеговой границы повысилась по сравнению с ее наиболее низким положением во время максимума верхнеплейстоценового оледенения на 400—450 м, и принадлежат той же стадии, что и морена в устье р. Жохой.

Хоренский ледник возник в результате слияния нескольких долинных ледников, спускавшихся в котловину между Дибь-Хоренским горным массивом и хр. Мунку-Сардык. На Окинском плоскогорье он принимал с запада потоки льда, выходявшие из обширного ледоёма, находившегося к западу от Дибь-Хоренского горного массива, а с востока в него впадали ледники Малый и Большой Бутугольский. На северо-западе край Хоренского ледника высоко поднимался на поверхность плато и соединялся с Боксонским ледником, образуя вместе с ним обширный ледяной покров, впадавший в собственно Окинский ледник.

Мощность потока льда Хоренского ледника в 2 км выше устья р. Большой Буту-Гол достигала 360 м, а его поверхность лежала здесь на высоте 2160 м. По направлению к горам, к верховьям р. Хоре она возрастала до 2200—2300 м и больше. К северо-востоку поверхность Хоренского ледника снижалась очень постепенно до 2080 м.

Следы ледниковой деятельности широко распространены в долине р. Хоре и на окружающих ее участках водораздельного плато. В верховьях р. Хоре наиболее значительное скопление конечных и береговых морен имеется против устья р. Большой Буту-Гол на левом берегу р. Хоре. Эту морену еще в 1902 г. видел

В. Л. Комаров (1905), который писал, что весь левый берег р. Хоре покрыт в этом месте моренами, параллельными реке и занимающими очень большую площадь. Судя по его описанию, можно считать, что морены есть и выше по долине р. Хоре, где они подпруживают озера Тулгуту-Нур. Наличие морены в устье р. Большой Буту-Гол свидетельствует о том, что здесь на высоте 1800 м, по-видимому, оканчивался широкий язык Бутугольского ледника, возникшего в результате слияния Малого и Большого Бутугольских ледников в то время, когда снеговая граница повысилась на 300 м по сравнению с ее положением во время максимума верхнеплейстоценового оледенения.

Интересные формы ледникового рельефа сохранились в нижнем течении р. Хоре, где широкая плоскодонная долина разветвляется на две части. Западная из этих долин занята р. Хоре, текущей в узком ущелье, врезанном в более широкую долину, а по непропорционально широкому дну восточной долины течет р. Монгоша. Склоны этих долин сглажены льдом, а на их днищах лежат морены. Между долинами возвышается сглаженный льдом останец водораздельного плато. Эти следы ледниковой деятельности свидетельствуют о том, что во время максимума последнего оледенения Хоренский ледник покрывал водораздельные плато, и мощность льда в этом месте превышала 420 м. В низовьях он разделялся на два языка, заполнявших ледниковые ложбины — Хоренскую и долину Монгоши, которую он сильнее расширил и выпыхал.

В устьевой части долины р. Хоре на ее левом склоне нагромождена донная (?) морена Хоренского ледника, в которой тальми ледниковыми водами прорезаны узкие продольные ложбины. Число этих ложбин и разделяющих их моренных валов, судя по описанию В. Л. Комарова (1905), достигает трех. В этом же месте, на дне устьевой части долины р. Хоре, сохранились валы стадальной морены, отложенной Хоренским ледником, оканчивавшимся на высоте около 1660 м. Второй конечноморенный комплекс лежит в этой долине в 2,7 км выше по течению на высоте 1700 м. Имеется также вал конечной морены в долине р. Монгоши, лежащий в 6,5 км выше ее устья и соответствующий нижней морене устьевой части долины р. Хоре. Еще одна конечная морена располагается на левом склоне долины Монгоши в 2,1 км южнее первой морены (севернее наиболее крупного из существующих в долине озер). Эти морены лежат соответственно на высотах 1720 и 1780 м. Кроме того, на правом, восточном склоне долины Монгоши сохранились многочисленные невысокие валы береговых морен, моренные ступени и продольные каналы стока подледниковых вод. Самый верхний узкий вал лежит на краю плато, отделяя оз. Урунгэ-Нур от долины Монгоши и Хоре. Он возвышается на 260—270 м над долиной Хоре. Описанные конечные морены в долинах Хоре и Монгоши были отложены Хо-

ренским ледником в то время, когда высота снеговой границы поднялась примерно на 110—170 м по сравнению с ее положением во время максимума оледенения.

На основании изложенного можно считать установленным, что при сокращении Хоренский ледник отделился от Окинского и Жохойского ледников и образовал конечные и береговые морены в устьях долин рек Хоре и Монгоши. При дальнейшем сокращении от него отделились ледники Большой и Малый Бутугольские, оставившие валы конечных морен. Периодические сокращения последних ледников, как и ледников северного склона горного хребта, окаймляющего с севера долину р. Большой Буту-Гол, сменялись наступаниями, при которых формировались моренные валы. Следует также отметить, что при деградации Окин-ского ледника от него отделились на плато участки «мертвого» льда. Об этом свидетельствует наличие на поверхности базальтового плато, например на междуречьях рек Хоре и Оки, Хоре и Боксона, участков с камовым рельефом и многочисленными озерами. Боксонский ледник начинался в западной части той же межгорной котловины, в которой возникал Хоренский ледник, среди гор Дибби-Хоренского массива. В верховьях он занимал долину р. Сылки, правого притока р. Урда-Боксон, и спускался по долине последнего. Ледник принимал слева потоки льда из Дибби-Боксонского ледника подпожий, а ниже их — Маргатгольский ледник. Справа в него впадали ледники долин Апдальтей-Гол, Шерандитэ-Гол и широкий левый язык Хоренского ледника. Севернее Боксонский и Хоренский ледники сливались и вместе ползли вдоль долины р. Оки. Полосы подвижного и активного льда Боксонского ледника, заполнявшие долины рек, чередовались с малоподвижными и неподвижными участками льда. Ширина этого ледяного покрова на широте устья р. Монгоши во время максимума последнего оледенения составляла около 24 км. Его поверхность лежала на высоте 2070—2090 м, а мощность льда превышала 400 м.

Собственно Окинский ледник начинался на межгорном водораздельном плато в истоках р. Оки в районе Окинского озера. Лед здесь покрывал водораздел Ока — Иркут, его мощность достигала 240 м, а абсолютная высота поверхности ледника составляла 2200 м. Вниз по долине Оки она довольно быстро понижалась и достигала ниже устья р. Жохой 2100 м. Мощность же льда при этом быстро возрастала и доходила там же до 440 м. Выше устья р. Жохой Окинский ледник принимал справа два небольших долинных ледника. Слева к нему спускалось, по-видимому, малоподвижное ледяное поле бассейна р. Нижняя Ишунда, покрывавшее межгорное плато, лежащее к северо-западу от гольца Нуху-Дабап.

В верховьях р. Оки склоны ее долины до значительной высоты сглажены льдом, а в нижней части правого склона распола-

гается цепь холмов, отделенная от него значительным разломом. За холмами на месте этого разлома образовались короткие седловины и продольные ложбины, расположенные на одной линии и представляющие собой отрезки субгляциального канала. Последний особенно хорошо выражен севернее Окинского озера, где за ним выше по склону находится участок еще одного канала стока ледниковых вод, выработанного вдоль трещины. Следы ледниковой деятельности в верховьях р. Оки представлены также береговыми моренами, по положению которых и по наличию следов ледникового сглаживания можно судить о мощности и ширине ползшего здесь ледника и о положениях его поверхности при таянии льда. Так, обрывки береговых морен, лежащих против устья р. Жохой, свидетельствуют о том, что во время максимума верхнеплейстоценового оледенения поверхность льда Окинского ледника возвышалась здесь над современным дном долины на 420 м, а потом была зафиксирована на высоте 110—120 м верхним валом из комплекса нижних моренных валов. Ниже устья р. Жохой Окинский ледник не вмещался в долину и выходил на водораздельное плато междуречья Ока — Урда-Гаргап, почти полностью перекрывая его. Об этом свидетельствуют два глубоких и слесных ущелья, пересекающих северо-западный конец водораздела и промытых подледниковыми водами. Восточное ущелье начинается на высоте 400 м, а западное — 230 м над дном долины р. Оки. В западном глубоком ущелье лежит оз. Харписын-Нур.

Окинский ледник широким языком спускался в северном направлении к устью р. Тустук. На широте устья р. Боксон ширина языка Окинского ледника составляла 14 км. Высота его поверхности над дном долины р. Оки достигала 400 м, а над долиной р. Хара-Тологой<sup>1</sup> — 250 м. Абсолютная высота поверхности льда составляла 2050 м. Ледник не только заполнял долины рек, но и покрывал поверхность плато и нижние части склонов гор. Ниже устья р. Улзыты ширина языка ледника уменьшалась до 9 км, и от его западного края в верховьях р. Хара-Тологой отделялась ветвь, ширина которой составляла всего 1,8 км. Высота поверхности ледника над дном долины р. Оки превышала 520 м, а над перевалом в верховьях р. Хара-Тологой, где лежал переметный ледник, — 140 м. На этом перевале хорошо выражены следы ледниковой деятельности, представленные сглаженными скалами и каньоном, прорезанным подледниковыми водами.

Севернее этого места, южнее устья р. Сорок, ширина Окин-ского ледника превышала 11 км, а мощность льда достигала 520—540 м. Окинский ледник вновь расширился в устье р. Сорок до 15 км, а потом его главный, левый язык в долине р. Оки постепенно суживался до 3,3—2 км.

<sup>1</sup> Левый приток р. Хойто-Боксон, впадающий в Боксон.

Следы ледниковой деятельности вдоль левого края Окинского ледника сохранились очень хорошо почти от дна долины р. Оки до высоты нескольких сотен метров (рис. 9). Они прослеживаются почти непрерывно западнее долины р. Оки, от верховьев р. Маргат-Гол (правой составляющей р. Хойто-Боксон) до долины Оки в 12 км ниже устья р. Сорок.

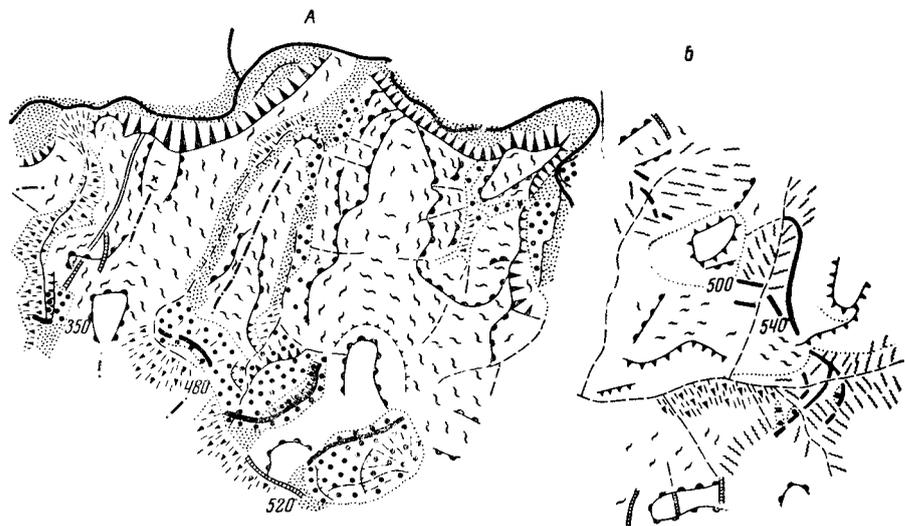


Рис. 9. Следы деятельности верхнеплейстоценового Окинского ледника

А — вдоль левого края; Б — вдоль правого края  
Условные обозначения см. на рис. 5

В пределах этой территории отчетливо видна верхняя граница распространения относительно свежих следов ледниковой деятельности. Одно из левобережных скопления морены имеется, например, запад-северо-западнее пос. Рудничного в 2 км западнее р. Хара-Тологой. От этого места к северо-востоку и востоку протягиваются широко распространенные на плато и на левобережных склонах сглаженные льдом скалы и подледниковые отложения. Особенно хорошо сохранились сглаженные льдом скальные поверхности к югу и юго-востоку от устья р. Сорок и западнее устья р. Улзыты, где они прослеживаются выше долины Оки вплоть до подножия гольцов, до высоты 520 м над рекой. Здесь же, на водоразделах плато местами сохранились сленые долины — каньоны, например вблизи устья р. Боксон. Каналы подледникового стока и береговая морена имеются на окраине плато, непосредственно к западу от устья р. Улзыты. Ниже спускаются крутые эрозионные склоны долины Оки. Особенно

хорошо выражены валы береговых морен и подморенные образования южнее устья р. Сорок, к югу от Оки, на участке между долинами ее притоков Хампиган и Саллаха-Жалги. Здесь они находятся на высоте 520—420 м над дном долины Оки. По направлению к западу высота этих береговых морен быстро понижается.

На правом берегу Оки береговая морена Окинского ледника максимума последнего оледенения также обнаружена в нескольких пунктах. Так, валы этой морены отложились в верховьях небольшой правобережной пади, третьей по счету к северу от устья р. Гарган. Здесь отчетливо выражен вал, расположенный на высоте 460 м над дном долины Оки в виде дуги, прорванной ручьем. Ниже по склону даже на крутых участках почти везде видны следы ледниковой деятельности в виде курчавых скал одинаковой сохранности и каналов подледникового стока, разработанных вдоль трещин. Эти формы ледникового рельефа доходят, местами без перерывов, до дна долины Оки. В нижней части склонов ее долины здесь и на других участках чаще преобладают скалы, «подрезанные» рекой, во многих случаях уничтожившей следы ледниковой деятельности. Следует, однако, отметить, что эти эрозионные склоны обычно принадлежат доледниковой или подледниковой реке и ледник лишь в небольшой степени обработал склоны ее ущелья. Это явление наблюдается почти повсеместно во всей описываемой части Восточного Саяна.

Правобережная береговая морена также сохранилась ниже по течению р. Оки. Она располагается над обрывистым склоном долины Оки непосредственно к югу от устья р. Улзыты на высоте около 300 м над рекой. Эта морена, по-видимому, представляет собой левую береговую морену ледника Улзыты, так как имеющийся на ее поверхности вал быстро понижается в сторону Оки. Она соответствует одной из стадий отступления или первой фазе наступания ледников, так как выше ее широко распространены сглаженные скалы, обработанные ледником во время максимума последнего оледенения.

Ниже устья р. Улзыты в Оку впадают справа реки Ехэ-Хайгас и Сорок. Последняя принимает с востока р. Тустук с притоками. Во всех этих долинах или в их устьях сохранились следы ледниковой деятельности. Хорошо выражены валы береговой морены максимума последнего оледенения в долине р. Ехэ-Хайгас на расстоянии 6,5 км от ее устья. Здесь расположены три моренных вала Окинского ледника на высоте 500—540 м над Окой. Валы имеются также в долинах первого и второго снизу правых притоков р. Ехэ-Хайгас. Во время образования самого верхнего вала береговой морены от Окинского ледника через плоский перевал на междуречье Оки и Тустука и по долине р. Унаган, левого притока р. Тустук, в долину последней спускался маломощный поток льда. О том, что этот перевал покрывался льдом, сви-

дствительствуют обнаженные сглаженные скалы, узкая лощина, которая могла возникнуть только под ледником, и наличие в верховьях р. Унаган валов обеих береговых морен этого потока льда.

Ниже по течению Оки, после короткого перерыва, валы правой береговой морены опять появляются в 6 км восточнее устья р. Сорок на поверхности плосковерхой стрелки между Окой и Тустуком. Высота их составляет примерно 520—540 м над р. Окой и 2000—2020 м над ур. м. Здесь имеются 3—4 вала береговой морены, из которых крайний западный быстро спускается к северо-востоку, в долину р. Тустук, и соединяется с валом левой береговой морены Тустукского ледника. Последний вал, в свою очередь, соединяется с береговой мореной р. Унаган, т. е. правого ответвления Окинского ледника. К западу от устья Унагана левая береговая морена долины р. Тустук лежит на высоте всего около 260 м над рекой, или 1800 м над ур. м. Выше над левым склоном долины р. Тустук следы ледникового сглаживания и морена отсутствуют. Валы и ступени береговой морены есть также и на правом склоне долины р. Тустук. Они протягиваются от устья р. Хойто-Унаган до долины р. Сорок. Эта морена лежит на высоте 320—240 м над р. Тустук, абсолютная высота ее достигает 1840—1780 м.

Особенно хорошо сохранились следы ледниковой деятельности в устьевой части долины р. Сорок на обоих ее берегах. Они оставлены правым языком Окинского ледника (рис. 10). На левом склоне, в долине притока р. Сорок р. Болдоктой-Жалги хорошо сохранились валы береговой морены, пересекающие эту долину. Верхний из них лежит на обоих ее склонах на высоте около 330 м над р. Сорок. Ниже этого вала на левом склоне долины р. Болдоктой-Жалги имеются моренные валы и ступени на высотах порядка 270, 190 и 130 м над р. Сорок. На правом склоне под верхним моренным валом и на его уровне располагаются каналы подледникового стока и береговые каналы. Севернее вал и моренная ступень находятся на высоте 1800—1820 м. Они прослеживаются вплоть до устья р. Урда-Уре, левого притока р. Сорок, впадающего в нее выше устья р. Болдоктой-Жалги. Из долины р. Урда-Уре спускался небольшой долинный ледник, который соединялся с Окинским ледником. Древнее оледенение долины р. Урда-Уре подтверждается наличием вала правой береговой морены и троговой формой приустьевой части ее долины. Выше по течению р. Сорок явных следов древнего оледенения не обнаружено. Можно считать лишь, что на восточном склоне горного массива с горой Ринчин-Хумба висело три небольших ледника (39, 40 и 41).

На правом склоне долины р. Сорок, а также к югу от ее левого притока, р. Айнак, и в районе оз. Саган-Нур лежит мощная конечная морена правого языка Окинского ледника. Озеро под-

пружено нагромождениями донной (основной) морены, и в его южном конце проходит ложбина стока ледниковых вод. Язык Окинского ледника перегораживал долину р. Айнак и оставил в ней вал конечной морены на высоте 1620 м. Другой моренный вал продолжается дальше к востоку и пересекает р. Сорок.

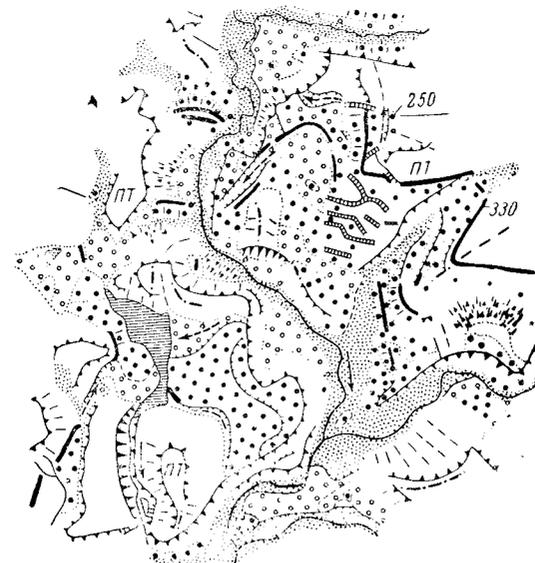


Рис. 10. Следы деятельности правого языка верхнеплейстоценового Окинского ледника  
Условные обозначения см. на рис. 5

Западнее устья р. Сорок в скалистом ущелье Оки береговые морены сохранились лишь отдельными обрывками (рис. 11). Они имеются по обе стороны реки и заходят в долины притоков. Высота морен быстро понижается как к верховьям притоков, так и вниз по долине Оки, где они вскоре сменяются основной мореной. Во время последнего оледенения поверхность льда языков Окинского ледника лежала в устье р. Сорок на высоте более 460 м, а в 12 км западнее этого устья левый, главный, язык ледника выклинивался на высоте 1420 м над ур. м. Ниже по течению р. Оки имеются песчаные равнинные участки, по-видимому зандрры, но морены не обнаружены. В нескольких километрах выше конечной морены левого языка Окинского ледника на правом склоне долины Оки находится канал стока ледниковых вод — «ярусная долина», описанная С. В. Обручевым (1959); дно ее расположено на высоте 120 м. От Оки она отделена «ярусной грядой», которая возвышается на 160—175 м над дном реки.

Весь приведенный материал доказывает, что во время максимума последнего оледенения в долине р. Сорок не было ледника и лежащие в устье ее долины морены принадлежали Окинскому и впадающему в него Тустукскому ледникам. О наличии следов последнего ледника писал еще С. В. Обручев (1946а), но

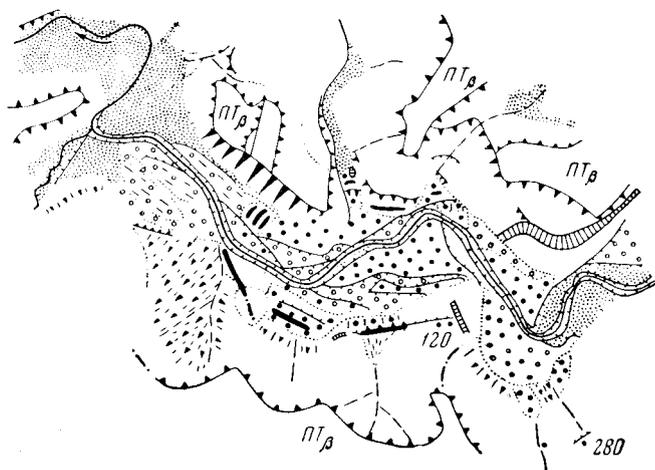


Рис. 11. Следы деятельности левого языка верхнеплейстоценового Окинского ледника  
Условные обозначения см. на рис. 5

он, как и П. А. Кропоткин (1867), ошибочно считал, что Окинский ледник спускался только до устья р. Гарган. С. В. Обручев также ошибочно полагал, что морены в устье долины р. Сорок принесены Тустукским ледником. В более поздней работе С. В. Обручев (1959) писал, что морены в устье р. Сорок и в долине р. Оки, лежащие западнее устья р. Сорок, отложены ледником, спускавшимся по долине р. Сорок с южного Сорокского Гольца, от которого отходили ветви вверх по долине р. Тустук и вниз по р. Оке.

На наличие морен на поверхности плато левобережья Оки указывал А. М. Рябчиков (Обручев С. В., 1946а), который приписывал их предпоследнему оледенению шпизбергеновского типа, покрывавшему поверхность плато в его восточной части по рекам Нижняя Ишунда, Жохой, Хоре и Боксон. По мнению этого исследователя, ледник здесь лежал на высоте около 2000 м и спускался к устью р. Боксон до 1600—1700 м. Но если судить по высоте сглаженных льдом скал, то на самом деле поверхность ледника находилась близ устья р. Боксон на высоте более 2000 м. Он был ледником предгорий и существовал во время максимума последнего оледенения.

Изучение следов древнего Окинского ледника показало, что он обладал очень широким и мощным языком, который покрывал доледниковый рельеф. Этот ледник почти совершенно не изменил доледниковых форм рельефа и лишь только сгладил наиболее выдающиеся участки и создал курчавые и сглаженные скалы. Поэтому можно считать, что Окинский ледник был малоактивным, двигался с очень небольшой скоростью и местами скользил по неподвижным толщам льда, заполнявшим ущелья. Он нес чрезвычайно мало обломочного материала и поэтому образовывал в долине Оки и над ее склонами непропорционально маленькие конечную и береговые морены. При деградации Окинский ледник, по-видимому, остановился, медленно таял и испарялся. Значительно больше обломочного материала было доставлено ледником на поверхность плато в верхней, южной части Окинского ледника, где под обширными глыбами «мертвого» льда и ледниками подножия возникли участки с камовым рельефом или участки, покрытые основной мореной.

Таким образом, Окинский ледник, вернее составлявшие его ледники, сгружали весь переносимый обломочный материал в южной, верхней части бассейна р. Оки. Севернее переносимая ледником морена поступала в речные долины и была перемыта и унесена подледниковыми и позже послеледниковыми водными потоками.

Сокращение Окинского ледника не прерывалось временными фазами наступания или остановками, что доказывается полным отсутствием соответствующих береговых и конечных морен и других следов ледниковой деятельности. Везде, как на плато, так и на склонах долин и гор, имеются только следы деятельности этого ледника во время максимума верхнеплейстоценового оледенения и самого начала его сокращения. Все морены, лежащие на дне и на склонах долины р. Оки, на самом деле оказались не береговыми или конечными, а основными.

По-видимому, после максимума верхнеплейстоценового оледенения последовало очень значительное сокращение Окинского ледника, вплоть до его распада на отдельные долинные ледники, ледники предгорий и поля «мертвого» льда. Эти ледники тоже оставили сравнительно мало следов своей деятельности, особенно конечных и береговых морен, которые соответствуют скорее стадиям отступления, а не фазам наступания. Такие ледники существовали, например, в долинах рек Хоре, Жохой, некоторых их притоков и, вероятно, в низовьях р. Боксон, где остались валы левой береговой морены, в долине р. Маргат-Голл вблизи устья р. Хара-Тологой. Мощность отложившего их ледника достигала 180 м. Стадиальные морены этих ледников возникли при повышении высоты снеговой границы на 110—170 и 300—450 м по сравнению с ее положением во время максимума верхнеплейстоценового оледенения.

## Китойские и Тункинские Гольцы

Совершенно другим характером древнего оледенения, чем Окинское плоскогорье, обладали Китойские и Тункинские Гольцы. Они отличались широким распространением сложных древоидных долинных ледников, заполнивших глубокие речные ущелья, а в котловинах расплывшихся в менее мощные, чем на плоскогорье, ледники подножия. В этих районах распространены островершинные альпийские горные хребты с карами и трогами. В верховьях рек Урик и Иркут участки с хорошо сформированными карами чередуются с горными хребтами без каров или почти без них, только расчлененными относительно узкими, обработанными льдом речными долинами, врезанными в горные массивы с округленными очертаниями.

С западного склона Китойских Гольцов спускались ледники, питавшие правые ветви Окинского ледника. Наиболее сложным из них был Тустукский ледник.

На северном склоне гольцов в бассейне р. Олот лежали громадные долинные ледники. Наиболее значительными из них были ледники Урикский (109), Даялыкский (110) и Олотский (112), площадь которых приблизительно составляла 680, 245 и 480 км<sup>2</sup>. Здесь существовали и другие, менее крупные ледники. В бассейне р. Китой между Китойскими и Тункинскими Гольцами лежали очень длинные долинные ледники — Китойский (117), Шума-Китойский (118) и др. Размер Китойкинского (115) и Хойгаткинского (116) ледников вместе был несравненно меньшим, чем Шума-Китойского.

В бассейне р. Иркут во время последнего оледенения существовали многочисленные горно-долинные ледники, наиболее крупные из которых оканчивались языками ледников подножия. Последние лежали в котловинах Тункинского межгорного понижения. Самыми большими в бассейне р. Иркут были Иркутный (132) и Ихэухгуньский (136) ледники.

Тустукский ледник. Из ледяных потоков, впадавших в Окинский ледник справа, самым сложным был Тустукский ледник. Он начинался из обширного ледяного поля — ледника подпожий, лежавшего в восточной части Окинского плоскогорья и питавшего, кроме Тустукского ледника, другую правую ветвь Окинского ледника, состоящую из Улзытинского и Урикского ледников. Это поле заполняло широкое межгорное понижение, открытое на западе, в верховьях рек Улзыты, Хурэн и Дабан-Жалги<sup>1</sup>. Это ледяное поле питалось ледниками, спускавшимися с северного склона Китойского хребта и его отрогов. Наиболее значительный поток льда, составлявший его, принадлежал леднику Урик, сползавшему вдоль восточной части ледяного поля. Широкие и плоские ледники спускались также по долинам верховий

<sup>1</sup> Хурэн и Дабан-Жалга — левые притоки Тустука.

р. Улзыты, ее левого притока — р. Ондольтой — и других рек. Наиболее высоко располагалась, по-видимому, западная часть ледяного поля. На юге высота его поверхности достигала 2140 м. Восточная же часть, расположенная вдоль долины р. Урик, была на несколько десятков метров ниже. Об этом свидетельствуют низкие нунатаки в районе озер Газар-Аманай-Нур, лишенные следов ледниковой деятельности.

Высота поверхности льда в районе озер Газар-Аманай-Нур достигала 2060 м, а мощность льда — 160 м. В северной части поля, в истоках р. Дабан-Жалги и ручья Жабаланты, очевидно, находилось обособленное фирновое поле, спускавшееся широкими языками к озерам Газар-Аманай-Нур и к северу, в долину р. Хушатай-Жалги, левого притока р. Тустук. На севере ледяное поле покрывало наиболее высокие точки перевалов в верховьях рек Хуурай-Жалги, притока р. Хурэн, и Дабан-Жалги и образовывало потоки, питавшие ледник Тустук. Это доказывается наличием сглаженных льдом курчавых скал на перевалах и тем, что их абсолютная высота ниже высоты верхнего конца левобережного вала береговых морен долин рек Хурэн и Тустук.

Лед, по-видимому, заполнял долину р. Тустук выше устья р. Дабан-Жалги. Следы ледниковой деятельности, преимущественно береговые морены, прослеживаются от устья этой реки вверх по долине р. Тустук еще на 5—5,5 км. Они постепенно понижаются и выше устья р. Хохюр-Жалги, левого притока р. Тустук, сходят на нет на высоте около 1900 м. Близ устьев рек Дабан-Жалги и Хурэн верхняя граница следов ледниковой деятельности, в первую очередь береговые морены и моренные ступени, лежат на высоте 2020 м. По-видимому, в долине р. Тустук выше устья р. Дабан-Жалги лежал второй, обращенный к востоку язык ледника Тустук. В долине р. Тустук выше конца этого языка, как и в долинах ее притоков — рек Даялык, Яхошоп и Хушатай-Жалги, не обнаружено следов ледниковой деятельности. Эти долины представляют собой типичные эрозионные и эрозионно-денудационные ущелья. На основании этого можно заключить, что во время максимума верхнеплейстоценового оледенения они не были наполнены льдом. Здесь могли лежать только снежники, которые не оставили после себя никаких следов и были, скорее всего, сезонными, а если и сохранялись в течение ряда лет, то являлись маломощными и неактивными.

Положение левой береговой морены, лежащей на склоне выше долины р. Тустук, свидетельствует о том, что в верховьях р. Хурэн поверхность льда Тустукского ледника лежала на высоте 380 м над дном долины р. Тустук и 2020 м над ур. м., а против устья р. Яхошоп соответственно на высоте 300 и 1900 м. Низкие береговых морен склоны долины р. Тустук сглажены льдом, а выше их следов сглаживания не обнаружено.

Урикский ледник начинался среди альпийских горных хребтов западного конца Китоийских Гольцов и спускался к северу сравнительно узким, но мощным языком. Перед выходом в межгорную котловину с озерами Газар-Аманай-Нур ледник расширялся. Высота его поверхности достигала здесь 2200 м над ур. м. и 400 м над дном долины. В межгорной котловине Урикский ледник сливался с описанным ледяным полем этой котловины и с фирновыми и ледяными полями многочисленных притоков. Северо-восточнее озер Газар-Аманай-Нур от Урикского ледника отделялся узкий язык, спускавшийся к северу по долине р. Хуша-Гол, притока р. Хоньчин.

В северо-восточном конце котловины Урикский ледник поворачивал на восток и разделялся на два языка. Северный из них спускался по долине р. Урик, а южный проходил по котловине оз. Хара-Нур, расположенной в долине р. Хара-Нуурай-Холой (правого притока р. Урик). Против устья этой реки мощность льда Урикского языка ледника достигала 400 м, а его поверхность лежала на высоте около 2060 м. Южный язык соединялся с ледником долины р. Холбо (правого притока р. Урик). Его поверхность лежала на высоте 215 м над дном котловины оз. Хара-Нур и 2060 м над ур. м., о чем можно судить по положению верхней границы следов ледниковой деятельности. В долине р. Хара-Нуурай-Холой мощность льда южного языка Урикского ледника составляла всего 30—40 м. Восточнее, выше устья притока Урика р. Убар-Баргутэй, северный и южный языки льда вновь соединились в один ледниковый язык, который сползал по глубокому и узкому ущелью р. Урик сначала к востоку, а потом к северо-востоку. Еще восточнее Урикский ледник принимал с юга ледник долины р. Амбарта-Гол (правый приток р. Урик) и резко поворачивал к северу, продолжая спускаться по узкому ущелью. Перед поворотом мощность льда Урикского ледника достигала 670 м, а его поверхность находилась на высоте 1850 м. Севернее, ниже по долине, мощность его была еще больше и достигала в истоках р. Янхор (правый приток р. Урик), вероятно, 780 м, а выше устья р. Эбар-Губдол (левый приток р. Урик) — 700 м. Урикский ледник, возможно, оканчивался в 1 км южнее устья р. Хоньчин (левый приток р. Урик) на высоте около 1000 м, но достоверными доказательствами этого мы не располагаем. Длина ледника во время максимума последнего оледенения, по-видимому, достигала 74 км. В это время с юга в него впадали ледники притоков, а на плоскогорье, окаймлявшем долину р. Урик с севера, лежало ледяное поле, от которого во все стороны отходили языки льда. Над льдом возвышались здесь лишь отдельные вершины и горные массивы. О том, что здесь лежал лед, свидетельствуют сложенные и отпрепарированные льдом скалы склонов и поверхности плоскогорья. Морены как на поверхности плоскогорья, так и во врезанных в него выпаханных льдом долинах не отложились.

Следы ледниковой деятельности в долинах р. Урик и ее притоков представлены широко распространенными моренами и сложенными льдом скалами, которые были описаны многими исследователями, посетившими этот район, в частности В. Л. Комаровым (1905). В верховьях долина р. Урик и ее притоки представляют собой очень хорошо выработанные трог, на склонах которых, а местами и на дне лежат морены. Стадиальных конечных морен здесь не обнаружено, но местами сохранились валы береговых морен. В межгорной котловине с озерами Газар-Аманай-Нур очень хорошо сохранились сложенные льдом скалы, поднимающиеся на правом склоне долины р. Урик до высоты 400 м над дном долины. Вал левой береговой морены Урикского ледника окаймляет с востока оз. Газар-Аманай-Нур и тянется севернее его. Этот вал находится на высоте 200—220 м над р. Урик. Он образовался при сокращении Урикского ледника и принадлежит, вероятно, первой фазе его наступания, так как следы ледниковой обработки на склоне пунатака севернее оз. Газар-Аманай-Нур видны над мореной на высоте до 100—120 м.

Два правобережных моренных вала Урикского ледника отлично видны в 3,5 км западнее оз. Хара-Нур на высоте около 260 и 220 м над р. Урик или 2020 и 1980 м над ур. м. Сложенные льдом скалы поднимаются над верхним валом на 20—30 м. Озеро Хара-Нур подпружено моренным валом, лежащим на высоте 1850 м (уровень воды озера — 1845 м) или 170 м над р. Урик. Северо-западнее этого вала долину р. Хара-Нуурай-Холой перегораживают еще два вала, расположенных на высотах 1820 и 1800 м над ур. м. или 140 и 120 м над р. Урик. Все моренные валы составляют в целом единый комплекс «свежей» морены, сохранившейся на дне долины р. Хара-Нуурай-Холой на участке протяжением 1 км. Вероятнее всего, она является стадияльной конечной мореной ледника долины.

Долины рек Баруун-Холбо, Зуун-Холбо (притоки р. Холбо), Хабтагай-Шулуута, Амбарата-Гол и других правых притоков р. Урик представляют собой трог, загроможденные мореной. Мощная стадияльная (?) конечная морена Урикского ледника лежит на дне долины р. Урик, против устьев рек Убар-Баргутэй и Холбо. С севера и востока морена окаймлена валом и оканчивается на высоте 1360 м. В ней прорезана узкая теснина р. Урик. Ниже этого места река течет в узком ущелье, на склонах которого в верхней части местами сохранилась морена и имеются сложенные льдом скалы. В долине р. Хабтагай-Шулуута, западнее р. Амбарта-Гол, морена окаймлена с юга валом, перегораживающим долину и лежащим на высоте 1900 м над ур. м. или 640 м над р. Урик. Выше вала в долине р. Хабтагай-Шулуута есть озеро. Эта морена несомненно представляет собой правую береговую морену Урикского ледника, отложенную, по-видимому, во время первой фазы наступания, так как выше ее, на высоте нескольких де-

сятков метров, видны сглаженные льдом скалы. Морена лежит на дне небольшой продольной депрессии, возникшей вдоль активного сброса, очень хорошо выраженного в рельефе и сопровождающегося западнее и восточнее долины р. Хабтагай-Шулуута выпахан-ными льдом седловинами.

В долине р. Амбарта-Гол видна зафиксированная на склонах верхняя граница поверхности льда ледников. Ниже устья р. Амбарта-Гол в глубоком крутосклонном ущелье р. Урик следы ледниковой деятельности почти не выражены. Исключением является участок правобережья р. Урик близ верховьев ручья Мангат-Жалги, где на высоте около 800 м над р. Урик имеется вал, по всей вероятности моренный. Однако это следует еще подтвердить полевыми исследованиями. На схеме верхнеплейстоценового оледенения контуры Урикского ледника ниже устья р. Амбарта-Гол проведены нами условно, так как здесь распространены крутосклонные эрозионные формы рельефа с обвалами и осыпями, а на плоских вершинах гор — карстовые образования. Достоверные аккумулятивные ледниковые формы отсутствуют. Если здесь существовал ледник во время максимума верхнеплейстоценового оледенения, то неясно, насколько далеко вниз по долине р. Урик он спускался. Он мог быть только очень малоподвижным и малоактивным, ибо заполнял очень крутое непрямолинейное ущелье и поэтому почти совершенно не сгладил горы и не отложил морены.

Хоньчинский ледник (108) лежал западнее описанного долготного участка долины р. Урик в долинах р. Хоньчин и ее правых притоков — Батагол и Хуша-Гол. Он состоял из двух мощных ледниковых языков-ветвей: Батагольского и Хушагольского ледников, которые принимали с окружающих гольцов несколько потоков льда. Самый мощный поток отделялся на юге от Урикского ледника и спускался в верховья р. Хуша-Гол. О его значительной мощности свидетельствуют сглаженные льдом скалы, поднимающиеся над перевальной седловиной на 150 м. Поверхность его находилась здесь на высоте около 2060 м. Севернее перевала склоны долины р. Хуша-Гол и гор над ней сильно сглажены льдом, так же как перевальные седловины в верховьях правого, восточного истока р. Батагол и в районе между южной и северо-восточной частями Батагольского Гольца, расположенного на между-речье Хуша-Гола и Батагола, что свидетельствует о значительной мощности ледника. От его левого края отходили два языка, которые переваливали через эти седловины и соединялись с Батагольским ледником. Еще сильнее сглажен правый склон долины р. Хуша-Гол, где лежат мощные береговые морены. Левобережная морена обнаружена на склоне северо-восточного отрога Батагольского Гольца на высоте порядка 260 м над дном долины. Хушагольский ледник, спустившись в долину р. Хоньчин, соединился с Батагольским и заполнял ее до высоты не менее 400 м над дном. Об этом свидетельствуют моренные валы и ложбины под-

ледникового стока на левом берегу р. Хоньчин, на седловине между ее долиной и бассейном ее левого притока р. Дээдэ-Хара-Жалга.

Батагольский ледник заполнял долину р. Батагол. Его питали два потока льда Хушагольского ледника и пять небольших ледников, спускавшихся с юго-восточной окраины Бельских Гольцов, где в истоках р. Батагол лежали собственные ледяные поля, но, вероятно, сравнительно маломощные. Малоактивные фирнглечеры имелись также и в долинах других правых притоков р. Хоньчин. Батагольский ледник был менее мощным, чем Хушагольский. Его поверхность в районе с. Батагол лежала на высоте 340 м над дном долины и на 2080 м над ур. м., на что указывают сглаженные льдом скалы, которые на Батагольском Гольце поднимаются только до этой высоты. На плоской поверхности северо-восточного отрога этого гольца эрозионные валуны не обнаружены, следовательно, гольц не покрывался льдом во время максимума верхнеплейстоценового оледенения.

Среди исследователей существует точка зрения, что на Батагольском Гольце и вообще в бассейне р. Хоньчин было покровное оледенение, предшествовавшее долинному. В качестве доказательства было значительное оледенение на Батагольском Гольце И. И. Орешкин (1935) приводит наличие глыбы нефелинового сиенита, лежащей на северо-восточном отроге гольца, сложенного гранитом, и принесенной с его юго-западной части, а также куполообразной вершины, которая сглажена льдом. В этом случае поверхность Батагольского ледника должна была лежать значительно выше, чем мы указали, и находиться на высоте 450 м над дном долины р. Батагол и 2240 м над ур. м. Детальное изучение этого района по аэрофотоснимкам показало, что в действительности во время максимума оледенения размеры ледников были здесь менее значительными и оледенение не было покровным.

Ниже места слияния Батагольского и Хушагольского ледников образовывался язык Хоньчинского ледника, мощность льда которого достигала 500 м. Он не вмещался в долине р. Хоньчин, о чем свидетельствуют валы правой береговой морены, обнаруженные нами на выступах отрогов гор восточнее ручья Ара-Баргутэй и в устье р. Ара-Губдол, правого притока р. Хоньчин, на высоте порядка 500 м над р. Хоньчин. Здесь в Хоньчинский ледник с востока впадал еще один поток льда, который отвечался от обширного поля льда, лежавшего в бассейне р. Урик, и спускался вниз по долине р. Ара-Губдол. Этот ледниковый язык питался еще небольшими каровыми ледниками южного склона долины р. Ара-Губдол и отложил вал левой береговой морены.

В долине р. Хоньчин следы ледниковой деятельности прослеживаются на 4 км ниже устья р. Ара-Губдол, а ниже по долине после ее поворота к северу они не выражены; здесь имеется узкое эрозионное ущелье. Поэтому на схеме оледенения показаны только приблизительные очертания конца Хоньчинского ледника.

Таким образом, как в верховьях р. Урик, так и в долине р. Хоньчин и ее притоков древнее оледенение имело свои особенности, существенно отличавшие его от оледенения соседних бассейнов рек. Здесь, на северном склоне Китайских Гольцов в глубоких карах и трогах лежали мощные ледники, которые спускались к северу вниз по долинам р. Урик и ее правых притоков. Они заполняли продольный широтный участок узкой и глубокой долины р. Урик и переполняли ее. Кроме того, Урикский ледник в незначительной степени питался ледяными полями, покрывавшими плоскогорье, расположенное к западу от долготного участка долины р. Урик. Мощные потоки льда спускались через пониженные седловины от языка Урикского ледника и от находящегося северо-западнее ледяного поля и заполняли долины рек Хуша-Гол и Хоньчин, образуя Хоньчинский ледник.

Даялыкский ледник. Совершенно другая картина наблюдается в более восточной долине р. Даялык (правый приток р. Урик). Здесь повсеместно сохранились следы деятельности огромного ледника (110). В верховьях долина имеет вид прекрасно разработанного трога, на склонах и дне которого местами лежат морены. Средняя же часть долины очень широка, тоже вышатахана льдом, и в ней широко распространены морены, как береговые, так и конечные. Самый верхний вал береговой морены находится на высоте 320—420 м над рекой и постепенно понижается к ее устью. Эта морена отложена во время максимума последнего оледенения: выше ее на склонах гор и плоскогорьях нет никаких следов деятельности ледника, выраженных в рельефе. Ширина языка Даялыкского ледника в это время доходила до 6,5 км, а длина достигала 45 км (рис. 12). Он оканчивался на высоте 1150 м восточнее резкого (под острым углом) поворота р. Даялык к западу в межгорном тектоническом понижении, проходящем вдоль разлома. Здесь лежат два мощных кончюморенных комплекса; каждый из них состоит из нескольких дугообразных конечных и береговых валов, вложенных друг в друга. Внешний моренный комплекс, по-видимому, относится к максимуму верхнеплейстоценового оледенения, когда Даялыкский ледник давал язык, обращенный к западу, в долину р. Даялык. Главный же, правый, язык в это время отложил дугу конечной морены восточнее Унгольского озера, где Даялыкский ледник примыкал к Усангольскому леднику подножия (111).

Второй, внутренний моренный комплекс несомненно возник позднее, в первую фазу наступания Даялыкского ледника, когда он лишь немного выходил из широтной части долины р. Даялык. В это время ледник оканчивался на высоте 1160 м (высота вала морены превышает 40 м). Здесь расположено много хорошо сохранившихся вложенных друг в друга кончюморенных дуг и береговых морен, свидетельствующих о постепенном сокращении ледника, сопровождавшемся незначительными перемещениями

конца его языка. Выше по течению в долине р. Даялык везде хорошо выражены следы ледниковой деятельности, принадлежащие как упомянутым фазам оледенения, так и более молодым стадиям отступления ледника. Самая нижняя из стадияльных конечных морен лежит на левом берегу р. Даялык против устья ее последнего правого притока на высоте 1160 м. В 4 км выше поворота р. Даялык к северо-западу она переходит на островежные валы береговых морен, расположенные на правом склоне долины на высоте около 140 м над ее дном. Ниже их, на высоте около 100—120 м, есть валы еще одной береговой морены, вероятно, принадлежащие той

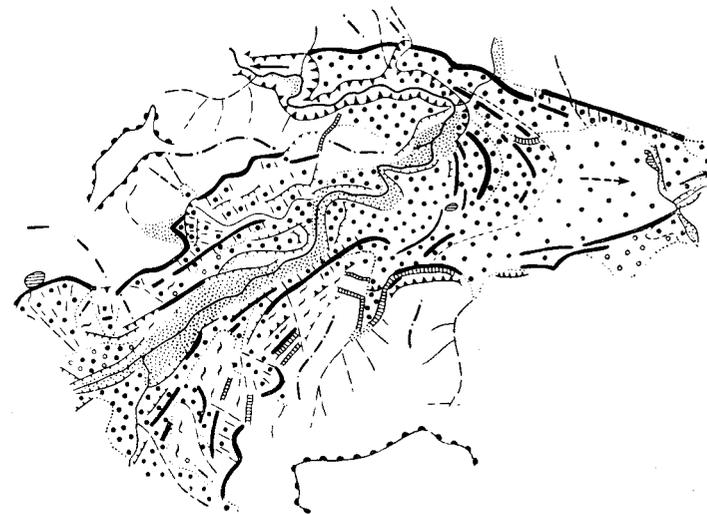


Рис. 12. Следы сокращения верхнеплейстоценового Даялыкского ледника.

Условные обозначения см. на рис. 5

же стадии сокращения ледника. Еще на 2—3 км выше по течению на левом склоне долины соответствующие валы имеются на высоте около 40 и 140—160 м. Над ними возвышается береговой вал морены первой фазы наступания, расположенный на высоте более 300 м. Особенно хорошо выражены береговые валы на противоположном, правом склоне долины. Здесь прекрасно сохранились восемь береговых валов, расположенных один над другим до высоты 290—300 м над рекой. Большая часть их образовалась при незначительных задержках сокращавшегося Даялыкского ледника. На левом берегу р. Даялык юго-западнее моренного Ярлыкского озера у устья р. Торхой на высоте около 1280 м лежит вторая стадияльная конечная морена. Выше по течению против устья р. Хара-Байсы, правого притока р. Даялык, есть обрывки

берегового вала этой стадии. Третья стадияльная конечная морена обнаружена в 2,7 км ниже устья р. Дабан-Жалги, правого притока р. Даялык. Она сопровождается двумя параллельными валами левой береговой морены и оканчивается на высоте около 1400 м. Еще выше по течению в трогах истоков р. Даялык и ее притоков несомненные следы более молодых стадияльных конечных и береговых морен отсутствуют. Валы, находящиеся в 3,5 км выше устья левого притока р. Даялык р. Шагайтэ-Гол на правом берегу р. Даялык на высоте 1540 м, сложены основной мореной и расчленены на гряды ложбинами подледникового стока. В некоторых карах находятся валы из грубообломочного материала, часто подпруживающие озера или окаймляющие подножия скалистых лавинных склонов. Первые из них обычно являются конечными моренами незначительных фирн-глетчеров, а вторые — псевдоморенами и снежными «моренами», связанными с лавинами.

Таким образом, в долине р. Даялык несомненно имеются стадияльные конечные морены, лежащие на высотах 1400, 1280 и 1160 м, и конечные морены, по-видимому, первой фазы наступания и максимума оледенения, расположенные на высоте 1150—1160 м. Высота орографической снеговой границы во время образования этих морен составляла соответственно 1980, 1920, 1860 и 1850 м, а для морен каров — 2350 м<sup>1</sup>. Следует отметить, что долина р. Даялык представляет собой исключение среди других долин Восточного Саяна, в которых обычно не возникало и не сохранялось такого количества морен, соответствующих различным положениям сокращавшихся ледников. В большинстве из них стадияльные конечные морены отсутствуют или же имеются только единичные морены. Это связано с местными климатическими условиями и отчасти с орографическими особенностями — с узостью большей части долин. Отсутствие морен могло быть обусловлено также чистотой льда ледников. Часть морены могла быть разрушена в результате мерзлотной солифлюкции, осыпания и других процессов.

Усангольский ледник. Восточнее Даялыкского ледника в то же межгорное тектоническое понижение спускался Усангольский ледник подножий (111), юго-восточнее его — Онотский (Оспийский) ледник (112). Усангольский ледник сползал с северного склона горного хребта с вершиной Узинэ-Топхор и, судя по высоте этих гор, являлся местным ледником, возникшим под влиянием охлаждения лежавших рядом с ним мощных Даялыкского и Онотского ледников, понизивших здесь высоту снеговой границы. Последняя, по приближенным подсчетам, оказалась равной 1425 м, т. е. значительно меньшей, чем высота снеговой границы в верховьях Даялыкского ледника во время максимума последнего оледенения.

<sup>1</sup> Высота орографической снеговой границы высчитана приближенно по формуле Гейера.

Усангольский ледник образовывался в результате слияния двух ветвей: Усангольской и Унгольской, которые заполняли долины рек Усан-Гол, левого притока р. Онот, и Унгол, впадающей слева в р. Усан-Гол, и притоков этих двух рек. При этом лед почти совсем не обработал их склонов, сохранивших очертания эрозионно-денудационных долин. В истоках возникли маленькие зачаточные



Рис. 13. Следы деятельности языков Усангольского (А), Даялыкского (В) и Онотского (В) ледников в верхнем плейстоцене. Стрелками показано направление движения ледников

Условные обозначения см. на рис. 5

кары, а на склонах долин высоко над их дном отложились валы береговых морен. На правом склоне долины р. Усан-Гол имеется три вала. Верхний из них находится примерно на высоте 140 м над дном долины. Соответствующие ему по положению и возрасту валы береговой морены расположены на противоположном, левом, склоне долины р. Усан-Гол и на обоих склонах долины р. Унгол. Против устьев этих долин валы переходят в мощную конечную морену Усангольского ледника, отложенную обеими его ветвями. Она оканчивается на дне предгорной тектонической депрессии на высоте около 1160 м и принадлежит, как и упомянутые верхние валы береговых морен, первой постмаксимальной фазе наступания ледников.

Онотский ледник (112) оканчивался в предгорьях Восточного Саяна на высоте 740 м. Его площадь была около 480 км<sup>2</sup> и длина 84 км. Этот сложный разветвленный ледник, кроме относительно коротких ветвей, принимал мощные ледники бассейнов рек Узино (левый приток р. Онот) и Баруун-Богданки (левая со-

ставляющая р. Богдашки, правого притока р. Онот). На юге Онотский ледник представлял собой мощный долинный ледник, который в верховьях поворачивал на юго-восток в глубокую продольную межгорную долину. В этом направлении ледник сползал до устья незначительного правого притока, р. Хугеншон-Жалги, и резко поворачивал к северу. На всем этом протяжении простирается широкий трог, заполненный ледниковыми отложениями. Ниже поворота к северу р. Онот тоже течет по дну трога, но более узкого.

Судя по сохранившимся на склонах следам ледниковой деятельности, мощность льда Онотского ледника в верховьях ниже устья р. Баруун-Оспы во время максимума оледенения была не менее 450 м. Поверхность его языка находилась здесь на высоте 2250 м. Перед поворотом к северу мощность льда достигала почти 600 м, а его поверхность была на высоте более 1900 м. В Онотский ледник впадали многочисленные ледники долин притоков. Многие из этих долин являются всеячими трогами и имеют устьевые ступени на разной высоте, от 100 до 400 м. Высота устьевых ступеней зависит от размеров долин и имевшихся в них ледников: устьевые ступени долин самых незначительных притоков, в частности тех, в которых лежали каровые леднички, находятся на наибольшей высоте. В некоторых долинах эти ступени отсутствуют или захоронены под рыхлыми отложениями.

Севернее поворота к северу и ниже устья долины р. Хужирта-Гол, левого притока р. Онот, последняя течет по дну узкого и глубокого трога, вложенного в межгорную котловину. Ширина котловины на юге достигает не менее 6,5 км. Близ устья р. Узино она протягивается в широтном направлении почти на 15 км и становится продольной. Из трогов истоков р. Узино, ее правых притоков и р. Хужирта-Гол в эту котловину вынесена и сгружена древними ледниками мощная морена, с которой смыкается левобережная морена Онотского ледника. Реки Хужирта-Гол, Узино и правые притоки последней прорезали в ней узкие и глубокие каньоны.

В бассейне р. Онот выше устья р. Узино стадияльные морены почти не выражены, только в немногих глубоких карах и в некоторых трогах лежат небольшие конечные морены. Обычно они не образуют береговых валов, возможно, из-за того, что расплылись под воздействием мерзлотной солифлюкции. Валы встречаются только на отдельных участках, например выше устья р. Узино, где расположена левая береговая морена Онотского ледника. Между мореной и склоном долины прорезала свое ущелье р. Бага-Батуу-Гол, правый приток р. Узино, текущий здесь к северу параллельно р. Онот. На противоположном правом склоне долины р. Онот против устья р. Узино сохранился короткий отрезок берегового вала. Эти береговые морены образовались во время максимума последнего оледенения, когда мощность льда Онотского ледника

здесь составляла, по-видимому, 450 м, а его поверхность находилась на высоте около 1450 м.

В бассейне р. Узино имеются стадияльные береговые морены. Так, моренные валы лежат над обоими берегами р. Узино выше устья р. Хабтагай-Жалги. Гребни этих валов находятся на высоте в 180—260 м над рекой. Отложивший их ледник Узино, по-видимому, оканчивался при возникновении морен на высоте около 1280 м, в то время как Окинский ледник еще спускался ниже устья долины р. Узино. Выше по долинам рек бассейна р. Узино

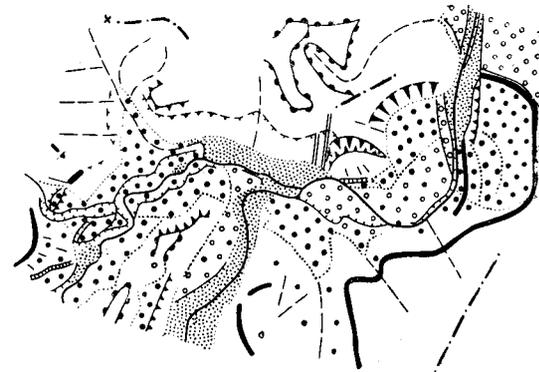


Рис. 14. Следы деятельности конца главного, правого языка верхнелейстоценового Онотского ледника

Условные обозначения см. на рис. 5

стадияльные морены почти не выражены, за исключением отдельных единичных случаев.

Ниже устья р. Узино долина р. Онот поворачивает к северо-востоку и еще сохраняет форму трога, но уже менее выработанного, чем выше по течению. Севернее устья долины р. Богдашки Онот течет вдоль предгорной впадины по долине, почти совсем лишенной следов ледникового сглаживания.

У устья долины р. Богдашки во время максимума последнего оледенения Онотский ледник принимал с востока свою последнюю ветвь — довольно значительный ледник долины р. Баруун-Богдашки, заполнявший трог до высоты 300 м. Справа последний ледник принимал ледник долины Зуун-Богдашки, который соединился с ледником подножия, спускавшим узкий язык в верховья р. Савины.

Северо-западнее устья р. Богдашки Онотский ледник разделялся на два языка. Правый, главный, двигался вниз по долине р. Онот (рис. 14), а более короткий левый язык спускался через низкую перевальную седловину в долину р. Энхэн-Гол, сползал

вдоль нее и заполнял долину р. Усан-Гол, левого притока р. Онот. Левый язык, в свою очередь, разделялся на два языка, из которых левый, западный, двигался вверх по долине р. Усан-Гол и примыкал к Усангольскому леднику, а правый спускался в противоположную сторону, в ущелье нижнего течения р. Усан-Гол, и оканчивался на высоте 980 м. Об этом свидетельствуют обнаруженные здесь моренные валы.

Относительная высота упомянутой седловины составляет 400—500 м, следовательно, мощность льда Онотского ледника в долине р. Онот в это время превышала 500 м и его поверхность находилась на высоте 1400—1450 м. Примерно на такой же высоте находилась поверхность Онотского ледника в поперечном ущелье, по которому он спускался ниже, севернее устья р. Усан-Гол, и оканчивался в 5,5 км ниже этого устья на высоте 740 м. Здесь лежит конечная морена максимума последнего оледенения, оттеснившая правый приток р. Онот, р. Забзагайту, к востоку. Выше этой морены на обоих склонах долины р. Онот имеются валы береговых морен и каналы подледникового стока, а долины притоков подпружены моренными отложениями и валами береговых морен. Эти образования оканчиваются вблизи конечной морены на высоте 190 м, в устье р. Усан-Гол — около 300 м и в 10 км южнее этого устья — около 600 м над р. Онот. В последнем месте поверхность ледника находилась на высоте около 1400 м, и он был зажат в ущелье, ширина которого составляет по дну долины 1 км, а по верхней части — 3 км.

Савинский ледник (113) питался двумя относительно небольшими долинными ледниками долин рек Баруун-Барташ и Зуун-Барташ. Эти ледники спускались в продольное предгорное понижение, соединялись с крайней восточной ветвью Онотского ледника (Богдашкинский ледник) и образовывали ледник подножия, который сливался на юго-востоке с Малобельским ледником (114). На севере Савинский ледник переваливал через широкую седловину на Передовом хребта в верховья р. Савины, где и оканчивался на высоте около 1010—1040 м. Относительная высота седловины над дном предгорной депрессии достигает всего 300—360 м, а поверхность льда находилась на высоте около 400 м над дном депрессии или 1600 м над ур. м. Поверхность седловины сглажена льдом, и на ней имеются небольшие озера. Хорошо выраженных береговых морен Савинского ледника почти нигде нет, они лежат только в устьях долин некоторых притоков р. Савины. На ее склонах, а также на седловине местами имеются ложбины подледникового стока.

Юго-восточнее седловины следы деятельности, по-видимому, Савинского ледника обнаружены в западной части бассейна левых притоков р. Малая Белая. Здесь, на юго-западном склоне предгорного понижения, устьевые части короткого трога и кара

перегорожены двумя участками берегового вала. Гребень вала находится на высоте около 170 м над водоразделом Онот — Малая Белая. Так как эта морена образовалась после частичного сокращения ледников этого трога и кара, то можно считать, что она моложе максимума последнего оледенения и соответствует, по-видимому, первой фазе наступания ледников. В верховьях упомянутого трога в каре имеются относительно свежая конечная морена и каровое озеро, а также отложения еще более молодого «каменного глетчера». Все эти образования моложе береговой морены, перегородившей устье трога.

Малобельский ледник является ледником подножия, который образовывался в результате слияния относительно коротких долинных ледников. На северо-западе он соединялся, как уже отмечалось, с Савинским ледником, а на востоке во время максимума последнего оледенения заходил в продольное предгорное понижение, где соединялся с ледником подножия бассейна р. Китойкин. В первую фазу наступания на перевале между бассейнами рек Малая Белая и Китойкин (левый приток р. Китой) он отложил мощную морену, состоящую из нескольких дуг. Во время образования этой морены восточнее ее лежал небольшой ледник подножия, а еще восточнее — Верхнекитойкинский ледник подножия. Из более молодых, стадийных морен в бассейне р. Малая Белая имеются только конечные морены в некоторых наиболее глубоких карах.

Следы деятельности Малобельского ледника представлены сглаженными льдом скалами, каналами подледникового стока талых вод и валами береговых морен, по положению которых можно отчетливо восстановить контуры ледника в его нижней части, определить высоту поверхности и мощность льда. Эти следы свидетельствуют о постепенной деградации ледника.

Очень хорошо сохранилась левая береговая морена Малобельского ледника на северо-восточном склоне межгорного понижения, разделяющего Китойские Гольцы и Передовой хребет. Здесь валы береговых морен обнаружены на высотах 300, 340, 360—380 м над дном межгорного понижения. При их возникновении поверхность Малобельского ледника лежала на высотах 1380, 1420 и 1440—1460 м. Следы его деятельности обнаружены также на правом склоне долины р. Малая Белая. Правые береговые морены и крайние каналы стока очень хорошо выражены на водораздельном гребне между двумя правыми притоками этой реки, истоки которых находятся северо-западнее верховий р. Китойкин. Эти следы ледниковой деятельности сохранились здесь до высоты около 1440 м и свидетельствуют о том, что мощность ледника достигала почти 420 м. Очень хорошо они прослеживаются также севернее этого гребня. Так, вал правой береговой морены перегородивает долины северного из упомянутых правых притоков р. Малая Белая и еще одного правого притока этой реки. Между этими при-

токама береговая морена и расположенные ниже ее следы положения края сокращавшегося Малобельского ледника имеются на высотах порядка 270, 250, 210, 130, 70 и 30 м над р. Малая Белая. Дуги конечных морен, соответствующие этим положениям края ледника, размыты, и на их месте находится пойма р. Малая Белая. Все они принадлежали первой постмаксимальной фазе последнего оледенения. Следы ледниковой деятельности прослеживаются на правом склоне долины р. Малая Белая еще на несколько километров ниже. На левом склоне ее долины валы береговой морены не выражены так хорошо, как на правом. Здесь они тоже перегораживают долины притоков и местами сохранились на склоне главной долины, где преобладают «сглаженные льдом скалы, моренная «присышка» и имеются скалистые ложбины подледникового стока. Верхний уровень следов ледниковой деятельности на обоих склонах долины Малой Белой постепенно понижается вниз по течению, конечная морена Малобельского ледника оканчивается на высоте 940 м.

Ледники бассейна р. Китойкин. В бассейне р. Китойкин, в Даялыкско-Китойкинском межгорном понижении, лежали слившиеся ледники подножий, образовавшие в верхнем плейстоцене почти непрерывное ледяное поле громадного ледника подножий с несколькими языками. На северо-западе оно соединялось с Малобельским и Онотским ледниками, а на юго-востоке — с Шумаков-Китойским и Архутским. Общая длина поля слившихся ледников в этой впадине достигала почти 108 км.

Наиболее крупным из ледников бассейна р. Китойкин был Китойкинский ледник (115), который образовывался в результате слияния многочисленных долинных ледников и ледников подножия, спускавшихся с северо-восточного склона Китойских Гольцов. Он полз к юго-востоку вдоль р. Китойкин впадал в Китойский ледник. В первую постмаксимальную фазу наступания ледников верхнеплейстоценового оледенения Китойкинский ледник распался на несколько самостоятельных ледников, которые отложили мощные конечные морены. Наиболее крупными из них были Верхнекитойкинский или Доготуйский и Хойгаткинский (116) ледники.

Верхнекитойкинский ледник отложил в межгорной депрессии у своего западного края две дугообразные конечные морены, окаймлявшие его слева. Высота внешней, западной дуги достигает 100 м, а внутренней — 60 м. Внутренняя дуга морены состоит не менее чем из шести, а внешняя — из трех вложенных друг в друга валов. При образовании внешней морены мощность льда ледникового языка была не менее 160 м, при формировании внутренней — 120 м, а поверхность льда находилась соответственно на высоте 1440 и 1400 м. Другой отрезок высокого вала внешней морены перегораживает долину одного из левых притоков р. Китойкин, в которой выше вала имеется участок заболоченной

равнины. В долине этого притока во время максимума последнего оледенения лежал небольшой ледник, который соединялся с Китойкиным. Описанная внешняя морена Верхнекитойкинского ледника, по-видимому, отложена в первую постмаксимальную фазу наступания ледников, а внутренняя соответствует еще более молодому местному наступанию ледника из долины р. Доготуй, притока р. Китойкин. На востоке Верхнекитойкинский ледник, возможно, оканчивался вблизи устья р. Доготуй, так как здесь лежит асимметричная плосковерхая гряда, прорезанная р. Китойкин и, вероятно, сложенная мореной этого ледника.

Такие же конечные и береговые морены замечательной сохранности, мощные моренные нагромождения и сглаженные льдом скалы имеются на всем протяжении долины р. Китойкин вплоть до ее устья и ниже по течению р. Китой. На северо-восточном склоне предгорного понижения наблюдаются сглаженные льдом скалы, валы береговых морен, подпорные моренные образования и каналы подледникового стока.

С юго-западного склона депрессии спускаются моренные шлейфы с валами береговых морен, дугами конечных морен и моренными нагромождениями. Эти морены и участки с водно-ледниковыми отложениями начинаются в трогах и карах северо-восточного склона Китойских и с Тункинских Гольцов. Все они свидетельствуют о том, что юго-восточнее Верхнекитойкинского ледника в предгорном понижении находились примыкавшие друг к другу небольшие ледники, а еще дальше к юго-востоку — ледник долины р. Хойгатки.

Хойгаткинский ледник (116) отложил мощные валы береговых морен. Вал правой морены достигает относительной высоты 240 м. Он переходит в вал правой дуги конечной морены, лежащей на высоте 1110 м. Во время максимума оледенения Хойгаткинский ледник примыкал к языкам небольших предгорных ледников. Наиболее крупный из них отложил в устье р. Хара-Горхон, левого притока р. Китойкин, конечную морену, которая принадлежит первой постмаксимальной фазе наступания этого ледника или же еще более молодой стадии его отступления.

В это же время нижнюю часть долины р. Китойкин, по-видимому, занимал короткий левый язык существовавшего тогда Шумаков-Китойкинского ледника, что можно установить на основании положения береговой морены на северо-восточном склоне долины р. Китойкин. Западнее устья р. Хара-Горхон береговые морены находятся на высоте 1240 м и быстро понижаются вверх по долине р. Китойкин. Восточнее устья р. Хара-Горхон морена лежит на высоте около 400 м над рекой или 1320 м над ур. м., и ниже ее располагаются сглаженные льдом скалы. Еще восточнее, вплоть до устья р. Китойкин, следы ледниковой деятельности на левом склоне ее долины выражены очень хорошо и без перерывов. В устье реки верхний моренный береговой вал находится на высоте 1400 м над ур. м. и около 550 м над рекой.

Ледник, заполнявший долины р. Китой и ее притоков во время максимального верхнеплейстоценового оледенения, являлся сложным долинным ледником, самым длинным из всех ледников Восточного Саяна в пределах Бурятской АССР. Его площадь достигала примерно 1285 км<sup>2</sup>. К нему присоединялись многочисленные ледники долин притоков

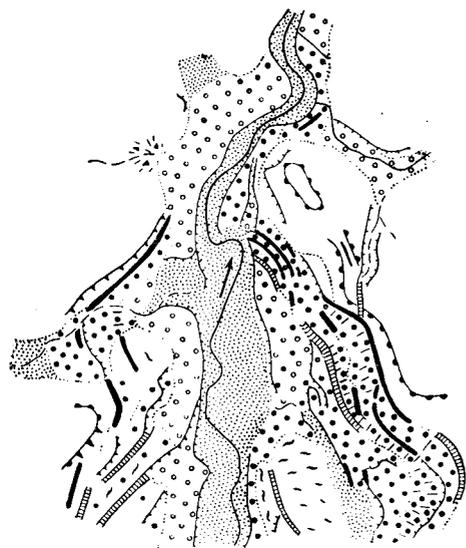


Рис. 15. Следы деятельности конца языка верхнеплейстоценового Китойского ледника.

Условные обозначения 1 см. на рис. 5

максимума верхнеплейстоценового оледенения на высоте 720 м (рис. 15).

Изучение следов ледниковой деятельности в долине р. Китой показало, что располагавшийся здесь ледник в верховьях питался мощными ледяными потоками, а в средней части до устья р. Экэ-Гол был малоактивным и, вероятно, маломощным. Ниже устья этой реки размеры и мощность ледника во много раз увеличивались вследствие того, что в ее долину спускались мощные Экэгольский и Шумаковский ледники. Поэтому язык ледника, оканчивавшийся в предгорьях, был образован не ледником верховий долины Китоя, а Экэгольским, Шумаковским и другими ледниками восточной части Китойских и Тункинских Гольцов. Ледник, заполнявший долину р. Китой выше устья р. Экэ-Гол, мы называем Китойским (117), а продолжавший его ледник, образовавшийся от слияния Шумаковского, Экэгольского и еще одного более восточного значительного правого ледника, — Шумако-Китойским (118).

Длина ледника от верховий р. Самарты до конца языка Шумако-Китойского ледника составляла приблизительно 157 км, а до конца языка собственно Китойского ледника — 86 км. Длина Шумако-Китойского ледника доходила до 89 км. Его язык оканчивался в предгорьях на высоте 720 м, а язык собственно Китойского ледника, судя по сохранившимся следам ледниковой деятельности, в 13 км выше устья долины р. Шумак на высоте около 1200 м присоединялся к Экэгольскому леднику. В верховьях Китойский ледник заполнял долину р. Самарты до высоты 300 м, а у слияния с р. Улзыты — примерно до 400 м над дном долины. Поверхность льда находилась здесь на высоте около 2300 м. Судя по тому, что трог р. Самарты выпахан глубже, чем р. Улзыты, и в устье последней имеется устьевая ступень, можно считать, что главной ветвью Китойского ледника был Самартинский ледник, а не ледник долины р. Улзыты (Жатхос), как это предполагал И. М. Забелин (1950).

Ниже устья р. Улзыты Китойский ледник соединялся на западе с ледяным полем, лежавшим в районе оз. Ильчир и западнее, в бассейне р. Иркут. Это ледяное поле будет рассмотрено при описании ледников верховий р. Иркут. К мощному языку Китойского ледника присоединялись многочисленные ледники долин притоков. Сглаженные склоны долины р. Китой указывают на то, что ледник по ней двигался довольно интенсивно, а не был неподвижен, как это предполагал И. М. Забелин (1950).

Переметные ледники и соединяющиеся ледяные поля соседних бассейнов существовали также и в бассейнах рек Самарты и Улзыты, например, на перевалах из бассейна р. Улзыты в бассейн р. Иркутский Гарган, из верховий р. Урда-Улзыты в верховья р. Сумсу-Жалги, притока р. Баруун-Холбо (бассейн р. Урик) и в других местах. Значительный переметный ледник существовал также в истоках р. Горлык-Гол, левого притока р. Китой: один язык питал ледник Горлык-Гол, а второй — ледник Саган-Сайр, лежавший в долине одноименного притока р. Китой.

В бассейне р. Китой повсеместно сохранились следы ледниковой деятельности, подтверждающие изложенное выше. Почти на всем протяжении долины этой реки и ее притоков имеют форму хорошо выработанных трогов. Долины притоков оканчиваются устьевыми ступенями, которые возникли в результате выпахивания главных долин их ледниками. Высоты этих ступеней прямо пропорциональны мощностям ледника главной долины и обратно пропорциональны мощностям ледников притоков. В бассейне р. Китой широко распространены также морены, покрывающие склоны и днища долин и редко образующие береговые и конечные валы.

Стадиальные конечные морены имеются в верховьях р. Самарты. Наиболее значительные из них подпруживают озера на высоте 2150 и 2090 м. Ниже этих озер в устьях трогов правобережных

притоков р. Самарты на высоте 80—100 м над дном долины располагается вал береговой морены. Размытые остатки конечной морены этой стадии сокращения обнаружены ниже устья р. Бушгунтэй-Жалги (правый приток Самарты) на высоте 1990 м. В ее долине лежит очень хорошо выраженная стадияльная морена с валами береговых и конечных морен, оканчивающихся на высоте около 2100 м. Эта морена принадлежала леднику долины левого притока р. Бушгунтэй-Жалги, который при дальнейшем сокращения оставил еще одну стадияльную конечную морену, подпруживающую озерко на высоте около 2190 м. Все эти конечные морены образовались при увеличении высоты снеговой границы на 400—500 м по сравнению с ее наиболее низким положением во время верхнеплейстоценового оледенения.

Обрывок более древней правой береговой морены имеется также в долине р. Самарты в нескольких сотнях метров выше устья ее левого притока — р. Малгайта-Жалги. Еще ниже по течению р. Самарты вал левобережной береговой морены находится на перевале в верховьях ручья Убэлзон-Жалги, притока р. Китой, и севернее. Этот вал тянется на высоте около 200—230 м над дном долины р. Самарты или 2110—2140 м над ур. м. Немного ниже (160 м над дном долины Китой и 2040 м над ур. м.) против устья р. Самарты находится правая береговая морена Китойского ледника, лежащая на пороге, образованном склоном трога Китойского ледника и дном межгорного понижения с оз. Ильчир. Она отложена, по-видимому, в первую фазу наступания ледников или даже несколько позже, так как над ней до высоты 2240—2260 м над ур. м. или 340—360 м над р. Китой наблюдаются еще следы ледникового сглаживания. Они соответствуют максимуму последнего оледенения.

Ниже по течению р. Китой морена лежит против устья р. Ара-Хонгодой, но она принадлежит леднику последней долины. Восточнее, перед устьем долины р. Саган-Сайр, на левом берегу р. Китой есть вал, возможно, стадияльной береговой морены. Поверхность льда Китойского ледника находилась здесь во время максимума последнего оледенения на высоте около 2000 м, а мощность льда достигала 450—500 м. Выше устья р. Ара-Ошей поверхность ледника располагалась на высоте около 1800 м, а его мощность льда составляла 350—400 м. Еще ниже по течению близ устья р. Горлык-Гол поверхность языка Китойского ледника находилась на высоте порядка 1700—1750 м, а мощность льда была такой же, как и выше.

На всем протяжении от верховий до устья р. Ара-Ошей долины р. Китой и ее притоков имеют форму трогов, и лишь на отдельных участках в их днища врезаны послеледниковые теснины. Эти трог, особенно трог р. Китой и низовий большинства его притоков, относительно узки и очень глубоки при глубине расчленения гор, превышающей 1000 м. В них лежали долинные ледники,

ширина языков которых обычно составляла 1—2 км. Ниже устья р. Ара-Ошей язык Китойского ледника постепенно сужался. Долина здесь теряет форму трога. Ниже по течению, почти до устья левого притока р. Эхэ-Гол, долина р. Китой представляет собой эрозионное ущелье, на склонах которого не видно морен и сглаженных льдом скал. На основании этого можно предположительно считать, что Китойский ледник ниже устья р. Ара-Ошей и особенно ниже устья р. Хунды-Гол во время последнего оледенения имел малоактивный узкий язык, который во время максимума последнего оледенения соединялся с Шума-Китойским ледником, а позже отделился от него и оканчивался выше устья р. Эхэ-Гол. Из-за отсутствия сохранившейся морены нельзя точно указать место, где при этом оканчивался Китойский ледник.

Эхэгольский ледник. Несомненные следы ледниковой деятельности опять появляются на склонах эрозионной долины р. Китой близ устья р. Эхэ-Гол и особенно ниже устья р. Шума-К. По долине р. Эхэ-Гол спускался узкий долинный ледник (Эхэгольская ветвь Шума-Китойского ледника), который в верховьях реки, выше устья ее правого притока р. Хан-Хушун-Дабан, сильно расширялся. Он отложил здесь мощную донную морену, сгладил склоны и местами оставил на них береговые морены. Валы береговых морен в бассейне р. Эхэ-Гол встречаются редко, а конечная морена, за редким исключением, обнаружена только в некоторых карах и долинах малых притоков. Мощность льда Эхэгольского ледника доходила до 600 м, а в устье реки уменьшалась до 500 м. Поверхность его льда лежала на высоте порядка 1600—1700 м.

Эхэгольский ледник спускался в долину р. Китой и заполнял ее. Слева в него впадал ледник долины р. Хатлут-Гол, а в нескольких километрах ниже он соединялся с мощным Шума-Китойским ледником. Последний несомненно подпирал лед Эхэгольского ледника и, возможно, также собственно Китойского ледника, вследствие чего они в это время были относительно малодейственными. Эхэгольский ледник заполнял ущелье р. Китой до высоты не менее 300—400 м и оставил на скалах излучины реки свою морену.

Шума-Китойский ледник принимал несколько долинных ледников, в том числе особенно большие ледники с правой стороны, выходил в предгорное продольное понижение и образовывал описанный выше широкий ледниковый язык.

В долинах правых притоков р. Китой ниже устья р. Эхэ-Гол, как и в других долинах Китойских и Тункинских Гольцов, преобладают отложения донной морены. Рыхлые отложения, покрывающие склоны на значительной площади, перемещены в результате мерзлотной солифлюкции, а в наиболее глубоких и крутостенных ущельях широко распространены осыпные конусы и крутые конусы выноса притоков. Ясно выраженные валы береговых морен почти везде отсутствуют, а конечные морены имеются большей

частью только в некоторых карах. Следует отметить, что на схеме верхнеплейстоценового оледенения Восточного Саяна контуры языка Шумак-Китойского ледника на участке между устьями рек Эхэ-Гол и Китойкин изображены схематично, а его северные ветви в части южных отрогов Китойских Гольцов не нанесены из-за отсутствия материала.

Близ устья р. Китойкин Шумак-Китойский ледник входил во впадину между Передовым хребтом и Китойскими и Тункинскими Гольцами. Здесь в него справа, с юго-востока, впадал Архутский ледник (191). Судя по высоте береговой морены, максимальная мощность Шумак-Китойского ледника в депрессии против устья Китойского ущелья доходила до 600 м, а против устья р. Архут составляла около 300 м. Его поверхность лежала соответственно на высотах 1400 и 1000 м. Об этом свидетельствует положение валов береговых морен. Так, высокий, очень хорошо сохранившийся вал левой береговой морены Шумак-Китойского ледника ниже устья р. Архут перегораживает долину правого притока р. Шеломши, впадающей в р. Китой. В верховьях р. Шеломши лежит вал левой береговой морены, переходящий в левую дугу конечной морены, оканчивающуюся на высоте около 1040 м. Последняя отложена ледником долины р. Шеломши, возникшим у края большого ледяного поля. Береговая морена Шумак-Китойского ледника лежит и в других местах на склонах долины р. Китой и в долинах ее притоков. Ниже ее сохранились многочисленные каналы подледникового стока. Четкие береговые морены находятся в продольном предгорном понижении на правом берегу р. Китой; среди них насчитывается более шести высоких валов. Эти и другие, соседние морены видел еще И. Д. Черский (1881), отметивший обилие глыб неизвестного происхождения против устья р. Китойкин. Ниже устья р. Китойкин, в Передовом хребте и восточнее, в предгорьях на обоих склонах долины р. Китой имеются по несколько моренных береговых валов и каналов подледникового стока, свидетельствующих о постепенном сокращении языка ледника. Особенно хорошо выражены правобережные валы, зафиксировавшие кратковременную остановку ледника в нескольких километрах выше его конца, на высоте 740 м.

Архутский ледник тоже оставил береговые морены, свидетельствующие о том, что во время максимума верхнеплейстоценового оледенения он соединялся с Китойским ледником и что мощность его льда достигала 240 м. Возможно, что Архутский ледник отделился от Китойского уже в первую фазу наступания ледников, так как устье его долины перегораживают береговые морены Китойского ледника.

На основании имеющегося материала можно заключить, что после сокращения ледников максимума верхнеплейстоценового оледенения последовало их небольшое наступание, во время которого Шумак-Китойский ледник оканчивался у устья р. Архут.

При дальнейшем сокращении ледников и позже морена на дне долины р. Китой была в значительной степени размыта. В бассейне р. Архут стадияльные морены почти не выражены, за исключением конечных и береговых морен в карах, в некоторых из которых имеются теперь или недавно существовали «каменные ледники».

Оледенение в истоках р. Иркут. В истоках р. Иркут, который в верхнем течении называют Черным Иркутом, во время верхнеплейстоценового оледенения располагалось обширное, со сложными контурами, ледяное поле, которое покрывало котловины, низкие горные гряды, холмы и юго-восточную окраину Окинского плоскогорья. Края его поднимались на седловину между горными хребтами, соединялись с соседними ледяными полями или давали переметные языки, частично питавшие ледники различных долин. В пределах этого ледяного поля вдоль р. Иркут спускался мощный осевой поток льда, в который впадали значительные долинные ледники. Наиболее крупными из них были впадавший с севера Гарганский, с юго-востока — Толтинский и Тумеликский ледники. Поверхность осевого ледника, который мы называем Ильчирским, была расположена ниже, чем поверхность его ветвей. Эти и другие ледники спускались с окружающих горных хребтов и их отрогов с чрезвычайно сильно пересеченным рельефом и с горноледниковыми формами рельефа. Абсолютная высота вершин гор доходила до 2800—3000 м, а поверхность ледников спускалась с 2300—2400 м до 2200 м в районе оз. Ильчир и до 2140 м восточнее Окинского озера, где ледяное поле притоков р. Иркут соединялось с верховьями Окинского ледника.

В описываемом районе очень широко распространены следы ледниковой деятельности, особенно сглаженные склоны, и в меньшей степени морены. Наиболее хорошо они изучены в районе оз. Ильчир, посещенного многими исследователями и описанного В. Л. Комаровым (1905), П. И. Преображенским (1927), И. М. Забелиным (1951, 1952) и др.

Как показало изучение аэрофотоснимков, во время последнего оледенения мощность льда ледника над оз. Ильчир достигала 250 м, и его поверхность находилась на высоте 2200 м. Вся Ильчирская котловина была заполнена льдом, который пополнялся ледниками, сползавшими со всех сторон с гор. Близ устья р. Сусер ледник соединялся с обширным ледяным полем, лежавшим в районе Окинского озера. С запада к оз. Ильчир спускается широкая корытообразная долина р. Жаргаланты, по которой во время последнего оледенения сползал долинный ледник (озера тогда не было). Другой, более мощный ледяной поток направлялся к району озера с северо-востока из бассейна р. Китой. Во время максимума последнего оледенения этот поток питался Китойским ледником и получал справа через сглаженные льдом перевальные седловины три небольших притока, которые в то время разделя-

лись нунатаками. Поверхность льда в районе наиболее западной седловины находилась на высоте 2260—2280 м, а у пос. Ильчир — около 2240 м. Таким образом, она располагалась здесь значительно выше, чем над оз. Ильчир. Это подтверждает предположение о том, что потоки льда ползли через седловины из долины р. Урда-Улзыты и в район оз. Ильчир.

Восточнее оз. Ильчир лед заполнял продольную депрессию с оз. Галечным. Через перевальную седловину он соединялся с одной из ветвей ледника долины р. Шара-Гол, притока р. Китой. Южнее оз. Ильчир к ледяному полю спускались небольшие ледники, покрывавшие котловину оз. Тунку-Нур. Несколько западнее с Тункинских Гольцов в Ильчирскую котловину сползал мощный Толтинский долинный ледник. Против устья долины р. Толты поверхность Ильчирского ледника находилась на высоте 2180 м над ур. м. или 250 м над р. Иркут. Ниже по течению в устье р. Гарган на левом, восточном склоне ее долины сглаженный склон поднимается до той же высоты, но дно этой долины лежит выше, чем дно долины р. Иркут, и поэтому мощность Гарганского ледника в устье долины р. Гарган во время максимума последнего оледенения достигала только 200—220 м. Таким образом, поверхность ледника верховий р. Иркут в указанный период понижалась к западу, вниз по течению р. Иркут, и ледник сползал в этом же направлении, а не к востоку, к р. Китой, как это предполагал И. М. Забелин (1950). В районе оз. Ильчир, в верховьях р. Иркут, основное питание ледник получал с северо-востока, из современного бассейна р. Китой.

Описанная нами картина древнего оледенения верховий р. Иркут соответствует представлениям большинства исследователей о былом значительном оледенении в районе оз. Ильчир. В. Л. Комаров (1905) считал, что Ильчирская котловина несомненно выпажена ледником и перегороджена моренной плотиной и что имеющиеся здесь рыхлые отложения являются мореной, а не озерными образованиями. П. И. Преображенский (1927) указывал, что ледниковые потоки спускались по долинам Иркут, Толты, Гаргана, Сусера, Тумелика, а может быть, и Бажира и Ара-Саган-Шулуты.

И. М. Забелин, исследовавший бассейн верхнего течения р. Иркут в 1948 и 1949 гг., считал, что здесь следы покровного оледенения в рельефе не выражены. Он пришел к выводу, что северная часть Ильчиро-Китойской котловины была ледоёмом для Ильчирского ледника с его притоками — Самартинским и Ульзытинским (Жатхосским) ледниками, сползавшими по корытообразным долинам. Из этого ледоёма к юго-востоку по долине р. Китой спускался очень короткий язык Китойского ледника, который вскоре оканчивался, а к юго-западу сползал более длинный Ильчирский ледник. Последний, по мнению И. М. Забелина, оканчивался в 1 км ниже устья р. Сусер, о чем свидетельствует наличие морены. Длина его достигала 20 км, а мощность льда в северной части

котловины — 200 м. И. М. Забелин отмечал также, что вокруг Ильчирского ледника в долинах притоков имелись лишь небольшие леднички (в долине р. Тумелик длиной 1,5—2 км) и что ледниковые отложения нигде не были обнаружены ниже 1800 м. Он принимал высоту древней снеговой линии в юго-восточной части Восточного Саяна равной 1900—2000 м, современной — 3300 м, а депрессию снеговой границы определял в 1350 м.

О характере древнего оледенения в районе Ильчирской котловины исследователи судили в первую очередь по наличию моренных валов, но хорошо сохранившиеся валы здесь встречаются редко, так как многие из них расплылись и сгладились в результате очень широко распространенной мерзлотной солифлюкции. Моренные валы имеются около оз. Ильчир, особенно северо-восточнее его. Их упоминает В. Л. Комаров (1905) и описывает И. М. Забелин (1950, 1952). Последний отмечает, что юго-западнее оз. Ильчир морены размыты и образуют на пологих коренных склонах вытянутые вдоль озера холмики.

На северном берегу озера на высоте 10—25 м над его уровнем расположены прекрасно сохранившиеся морены с озерами, которые протягиваются на северо-восток на 9—10 км и замыкаются мощной поперечной мореной, разделяющей Ильчирскую котловину на две части: собственно Ильчирскую и Китойскую котловины. Эта морена увенчана безлесным гребнем. Восточнее ее, в бассейне р. Китой, имеются лишь небольшие обрывки морен. По измерениям И. М. Забелина высота поперечной морены над р. Китой составляет 130—140 м (по топографической карте высота ее около 160 м). Морены, подпруживающие оз. Ильчир, он считает конечной мореной ледников, спускавшихся с верховий р. Китой. Отсутствие морен в долине р. Китой и в других местах близ оз. Ильчир И. М. Забелин объясняет тем, что они размыты реками.

На самом деле оз. Ильчир подпруживают правые береговые морены Китойского ледника, причем более древняя из них довольно сильно размыта. К ней со стороны р. Китой примыкают валы более молодой морены, значительно лучше сохранившейся. Особенно хорошо выражен наиболее высокий вал, первый от р. Китой. Очень четкий вал разделяет также озера Ногон-Ула-Нур, которые, как и соседние, подпружены валами береговой морены Китойского ледника. Сглаженные холмы, расположенные в окрестностях оз. Ильчир западнее этой береговой морены, являются, по-видимому, основной мореной.

Долина р. Толты имеет корытообразную форму. В ее устье валы береговых и конечных морен отсутствуют. П. И. Преображенский (1927) отмечает, что в долине этой реки есть поперечные (конечные?) морены, отсутствующие в других долинах истоков р. Иркут. Ниже устья р. Толты находится несомненный вал правой береговой морены ледника долины р. Иркут, сохранившийся на ее правом склоне на высоте 80 м над дном этой долины. Она от-

ложсна Ильчирским ледником, окапчивавшимся при своем сокращении на высоте около 1930—1950 м. Ее упоминают В. Л. Комаров (1905) и П. И. Преображенский (1927). Последний считал также, что долина другого левого притока р. Иркут, р. Тумелик, является ледниковой и что остатки ее дна сохранились в низовьях очень высоко над склонами эрозионного ущелья, образовавшегося после оледенения. Судя по топографической карте, можно предположить, что в долинах р. Тумелик и более южного левого притока р. Иркут, р. Ара-Саган-Шулуты, лежали ледники, которые внизу, вероятно, соединялись друг с другом и с ледником верховий р. Иркут. С ними соединялся, по-видимому, также ледник долины р. Бажир (правый приток р. Иркут), спускавшийся с запада, с плато Нуху-Дабан. Точные границы этих ледников мы не можем восстановить, так как не располагаем достаточным материалом. По той же причине остается невыясненным вопрос о том, спускался ли ледник вдоль Черного Иркута к Мондинской котловине и, если спускался, какими были его размеры? Можно, однако, предполагать, что ущелье Черного Иркута, глубина которого теперь достигает 500 м, а выше устья р. Тумелик — 300—400 м, было во время максимума последнего оледенения заполнено ледником, мощность льда которого доходила до 500 м. Об этом свидетельствует наличие множества небольших озер, расположенных на такой высоте над ущельем на поверхности гольца северо-восточного отрога Нуху-Дабана, южнее долины р. Бажир. Эти озера, по-видимому, являются ледниковыми и лежат среди береговой морены. С. В. Обручев (1953) считал, что такой ледник существовал и его отложения надо искать высоко на склонах эрозионного ущелья р. Черный Иркут. Ошибка И. М. Забелина заключалась, по мнению С. В. Обручева, в том, что он, не найдя следов ледниковой деятельности в ущелье р. Черный Иркут, пришел к выводу об отсутствии здесь ледника.

Иркутский ледник. Несомненные следы деятельности Иркутского ледника имеются в долине р. Иркут ниже устья р. Белый Иркут и в Мондинской котловине. Это был очень большой долинный ледник, площадь которого составляла 446 км<sup>2</sup>, а длина от верховий р. Улзыты, притока р. Кятой, достигала 84 км, от верховий р. Белый Иркут — 35 км. Иркутский ледник обладал очень широким (до 6 км) и мощным (до 360 м) языком, заполнявшим Мондинскую котловину. Питание ледника осуществлялось ледниками долин рек Белый Иркут и Средний Иркут, а возможно, и ледником долины Черного Иркута (Ильчирским). В Иркутский ледник с юга впадали два ледника, а с севера ледники долин р. Саган-Шулуты и речки, впадающей в р. Иркут слева у с. Монды. Ледники долин левых притоков р. Иркут — Хулугаймы и Хурумы (133) только примыкали к его языку.

Ледники Белого и Среднего Иркутов спускались по глубоким трогам с северного склона хр. Мунку-Сардык из каров,

расположенных около вершины Мунку-Сардык и на его отрогах. Следы древнего оледенения в долинах этих рек были изучены и описаны еще П. И. Преображенским (1927). Долины рек, спускающихся к р. Иркут с вершины Мунку-Сардык, обладают формой трогов. В нижнем течении в трои врезаны эрозионные ущелья и от их дниц остались только узкие плечики, расположенные высоко над рекой. На них обычно лежат ледниковые отложения, часто находящиеся очень высоко над рекой. С. В. Обручев (1953) подтверждает наличие следов древнего оледенения на северном склоне хр. Мунку-Сардык. Он отмечает, что с него в долину р. Иркут спускаются мощные морены, прорезанные эрозионным ущельем реки.

По мнению П. И. Преображенского (1927), ледники Мунку-Сардыка не были настолько мощными, чтобы создать громадный язык Иркутского ледника, и он, очевидно, питался также ледником Черного Иркута. И. М. Забелин (1950), как уже отмечалось, полностью отрицает наличие в прошлом Мондинского языка Иркутского ледника. Мы считаем такую точку зрения совершенно несостоятельной, так как в Мондинской котловине и выше нее по долине р. Иркут на обоих его берегах прекрасно сохранились многочисленные валы береговых морен и другие следы ледниковой деятельности. Исключение составляет крутой известняковый правый склон долины р. Иркут между устьями рек Белый Иркут и Аерхан, где морена отсутствует, но на более пологом левом склоне выше Мондинской котловины имеется несколько береговых морен, связанных с ними подиорных террас и участков сглаженных льдом скал, расположенных несколькими ярусами. Верхняя граница, до которой поднималась поверхность льда во время максимума последнего оледенения, здесь прослеживается довольно четко. Выше устья р. Саган-Шулуты (впадающей в Иркут слева против р. Аерхан) она находится на высоте порядка 350—400 м над рекой, или 1750—1800 м над ур. м. Возможно, что мощность льда еще выше по долине р. Иркут достигала 400—500 м.

Ниже устья р. Аерхан, по которой тоже спускался ледник, на правом берегу Иркута имеется обширный участок с моренным ландшафтом: моренными холмами, грядами и замкнутыми котловинами с озерами и болотцами (рис. 16). К этому участку примыкает с запада конус выноса р. Аерхан, подрезанный р. Иркутом. Морены сложены валунно-галечниковыми отложениями с песком и дресвой. Высота моренных валов и холмов местами превышает 25 м. Со стороны р. Иркут морены окаймлены береговым валом, возвышающимся на 100 м над рекой. На правом склоне долины р. Иркут есть и более высокие валы береговых морен, которые прослеживаются как западнее, так и восточнее правого притока Иркута р. Обо-Горхон.

Описание правобережных морен Мондинской котловины приведено в работе П. И. Преображенского (1927). Он обнаружил у

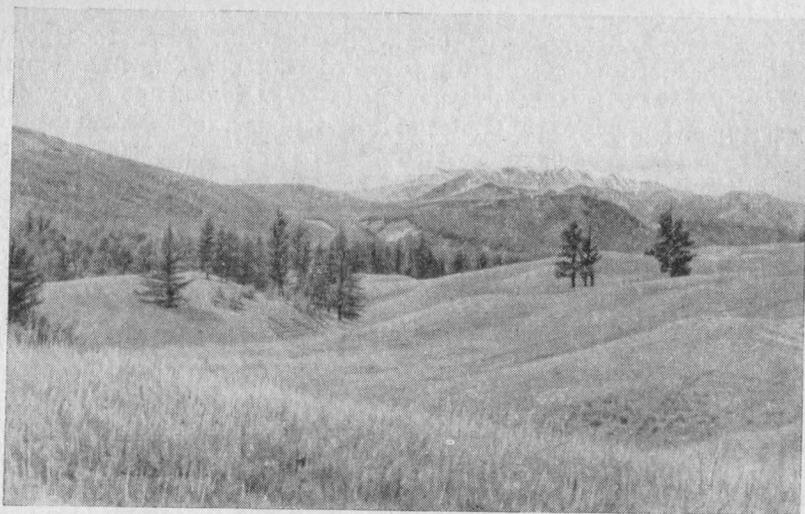


Рис. 16. Береговые морены на южном берегу р. Иркут ниже устья р. Аерхан. На заднем плане — гора Мунку-Сардык

дороги Монды — Тургу западнее р. Обо-Горхон на высоте около 1500 м вал с гребнем, сложенный обломочным материалом с неокатанными глыбами значительных размеров, и пологую площадку, частично заболоченную между валом и склоном горы. Вал имеет простирание СЗ 295° и продолжается так же, как и площадка за ним, вверх и вниз по течению Иркута. Площадка сложена отложениями небольших притоков р. Иркут и потока, текшего за моренным валом параллельно языку Иркутного ледника в юго-восточном направлении в 2,5 км западнее р. Обо-Горхон. Здесь находится узкое ущелье, глубина которого, по П. И. Преображенскому, достигает 25—30 саженей (53—64 м). При подъеме от р. Иркут в горы по его правому берегу в этом районе резко изменяется состав рыхлых отложений, что также приводит к П. И. Преображенским в качестве факта, подтверждающего наличие морены на правобережье Иркута. Ниже описанного моренного вала встречаются главным образом галька и окатанные валуны, преимущественно состоящие из гранита, а выше его — только остроугольные обломки известняка — коренной породы склона. П. И. Преображенский отмечает также, что на правом склоне долины р. Иркута верхняя береговая (боковая) морена наблюдается очень отчетливо с перерывами на протяжении около 10 км, от р. Аерхан до конечной морены в устье р. Ольхэ, впадающей в р. Иркут справа в 6 км ниже устья р. Обо-Горхон. Эта морена имеет вид одинарного гребня высотой 6 м с более крутым склоном, обращенным к р. Иркут, и более пологим в сторону гор, чем

она существенно отличается от левобережных морен, занимающих широкую полосу вдоль склона и состоящих из ряда ступеней (Преображенский, 1927).

Вблизи устья р. Ольхэ правобережный моренный вал Иркутного ледника отклоняет реку к востоку и тянется вдоль ее крутого левого берега до устья, где оканчивается на высоте около 1240 м. Здесь оканчивался Иркутный ледник во время максимума последнего оледенения. Ниже по долине р. Иркут он не спустился и не оставил следов своей деятельности.

Кроме внешнего вала береговой морены, на правом берегу р. Иркут имеется еще одна прерывистая береговая морена, местами образующая вал. Она, по-видимому, принадлежит первой фазе наступания Иркутного ледника, оканчивавшегося в это время восточнее с. Монды, у устья р. Хулугаймы.

Еще более четкие валы и ступени береговых морен находятся на левом, более крутом, чем правый, склоне долины р. Иркут. Внешний из этих валов спускается к реке и оканчивается у восточного конца Мондинской котловины на высоте около 1240 м<sup>1</sup>. Главный внутренний вал оканчивается у устья р. Хулугаймы на высоте 1300 м. Эти береговые морены соответствуют описанным моренам правого берега Иркута. Кроме них, есть еще несколько промежуточных морен. К внешнему валу береговых морен Иркутного ледника с севера, из долин Тункинских Гольцов, спускаются морены притоков.

Береговые морены на левом склоне долины р. Иркут в пределах Мондинской котловины выражены настолько хорошо, что не остается никаких сомнений в их происхождении (рис. 17). Они образовались как из принесенного издалека, так и из местного материала. В качестве примера мы приведем описание двух поперечных профилей левого берега р. Иркут.

Западнее с. Монды на левом берегу Иркута имеются аккумулятивные террасы высотой 2, 12 и 25 м, а выше на склоне — продольный эрозионный врез глубиной до 38 м. На высоте 80—90 м над рекой находится останец дна древней долины, соответствующий по высоте правобережным моренам, расположенным восточнее р. Аерхан. На высоте 10 м над поверхностью останца поднимается первая снизу морена, слагающая ступень. Она, по-видимому, соответствует ближайшему к реке правобережному валу береговой морены. Следующая береговая морена поднимается на 180—190 м над р. Иркут. Она имеет крутой склон, обращенный к реке, и увенчана валом, относительная высота которого достигает 200—220 м. Ширина площадки на вершине вала составляет 50—100 м, и на ее поверхности имеются второстепенные низкие валы. На высоте 240 м над р. Иркут располагается бровка уступа,

<sup>1</sup> Это согласуется с данными В. В. Ламакина (1935), который обнаружил очень свежую конечную морену на высоте около 1200 м.

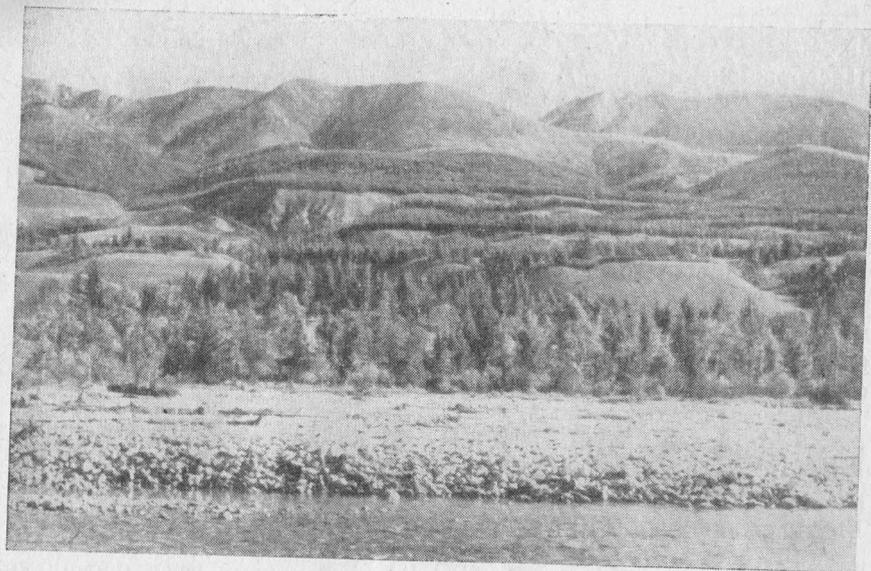


Рис. 17. Валы левобережной морены Иркутского ледника западнее с. Монды

образованного в морене. На высоте 255 м тянется короткий, второстепенный вал, а на высоте 265 м находится широкая (200 м), с второстепенным валом терраса, по-видимому, образовавшаяся в результате накопления моренных и других отложений у края ледника. Следующий, главный вал береговой морены возвышается над р. Иркут уже на высоту 330—340 м. Его склон, обращенный к реке, образует уступ, угол наклона которого достигает 30—35°. Наверху вал оканчивается площадкой шириной до 120 м. Эта и более низкие морены сложены суглинком, содержащим в разной степени окатанные валуно-галечниковые отложения с щебенкой. Выше находится еще одна морена, лежащая на высоте 350—360 м над р. Иркут или 270 м над дном древней долины. Она имеет форму сравнительно узкого островерхого вала, сложенного остроугольными глыбами и более мелкими обломками гранита. За валом лежит параллельная ему заболоченная продольная долина, расположенная ниже вала на 10 м. Выше этой долины морены нет. Дно долины и вал к западу постепенно повышаются. Это, по-видимому, левая береговая морена ледника левого притока р. Иркут.

Судя по высоте береговых морен, мощность Иркутского ледника во время последнего оледенения превышала здесь 340 м над р. Иркут и 250 м над древней долиной.

Второй поперечный профиль левобережных морен изучен

нами у восточного конца с. Монды, где около скотопрогонной базы левобережные морены поднимаются всего лишь до высоты 165 м над р. Иркут. Наиболее низкие и узкие валы располагаются на высоте 45—50 м над рекой. Они имеют сравнительно крутые склоны (до 35°). Относительная высота их и моренных холмиков составляет 3—5 м. По направлению к востоку абсолютная высота этих валов постепенно снижается и они заканчиваются над скалами теснины р. Иркут в 2,5—3 км от с. Монды на высоте около 1300 м. Эта морена, по-видимому, образовалась в первую постмаксимальную фазу наступания ледников, так как над ней возвышается в виде вала более древняя морена, которая образовалась во время максимума оледенения. Этот моренный вал, как и более низкие валы, сложен преимущественно суглинком со среднеокатанными галькой и валунами (диаметром до 0,5 м), а также щебенкой и более крупными остроугольными обломками горных пород; встречаются глыбы объемом до 6,5 м<sup>3</sup>. На склоне моренного вала, обращенном к р. Иркут, имеются ступени на высоте 125 и 135 м над рекой. Наверху, на высоте свыше 155 м он увенчан тремя второстепенными более низкими и узкими береговыми валами. За верхней береговой мореной находится лощина — долина правого притока р. Хулугаймы, а за ней — склон горы, сложенный мореной, вероятно, принесенной ледником указанного притока.

Следует отметить, что морены Иркутского ледника, особенно расположенные на левом склоне Мондинской котловины, в значительной степени состоят из материала, принесенного притоками р. Иркут и отложенными у края ледника. Кроме типичных валов береговых морен, здесь широко распространены террасовидные подпорные морены, часто прерывающиеся висячими конусами выноса притоков р. Иркут.

Поэтому на многих участках, особенно против устьев притоков, имеются ступени, сложенные в значительной степени флювиогляциальными или перемытыми моренными отложениями этих рек, чем они отличаются от низких террас Иркуты, например у западного края с. Монды, покрытых его аллювием.

Все эти факты ввели в заблуждение И. М. Забелина, который провел в Мондинской котловине детальные исследования и пришел к выводу, что отложения описанных ступеней являются водными. «Никаких следов ледниковой деятельности, — писал он, — в пределах Мондинской котловины нами не было найдено» (Забелин, 1950, стр. 163). По его мнению, ледники южного склона Тункинских Гольцов спускались в Мондинскую котловину только до верхней из находящихся в ней ступеней.

Можно привести еще много фактов, подтверждающих наличие морен и бывшего оледенения в Мондинской котловине. Данные об этом имеются в работах П. А. Кропоткина (1867), В. Л. Комарова (1905), П. И. Преображенского (1927) и других исследователей. Так, П. А. Кропоткин видел два вала из остроугольных кам-

Высота снеговой границы и площадь верхнеплейстоценовых ледников южного склона Тунгинских Гольцов

№ ледников	Район	Высота снеговой границы, м	Площадь ледников, км <sup>2</sup>	Количество ледников
133—135	Междуречье Хулугайма—Ихэ-Ухгунь . . . . .	2070	39	3
136	Бассейн р. Ихэ-Ухгунь . . . . .	1950—2000	121	1
137—147	Хойтогольская котловина . . . . .	2550—2050*	140	11
148—186	Тунгинская и Торская котловины . . . . .	2400—1530*	233	39
Итого			533	54

\* Высота снеговой границы увеличивается к западу.

ней, параллельных р. Иркут, у подножия Тунгинских Гольцов в пади Шелун-Сатлаш. Он считал, что это морены или отложения наледей (накишей). На самом деле валы являются остатками морены, соответствующей максимальному продвижению Иркутского ледника. Выше и восточнее их от устьев более крупных притоков р. Иркут спускаются береговые и конечные морены, свидетельствующие о том, что ледники долин сливались в небольшие ледники подножия. Эти морены описал В. Л. Комаров, который полагал, что весь пологий склон от подножия Тунгинских Гольцов до р. Иркут сложен мореной, образующей валы, между которыми расположены озера, и что И. Д. Черский ознакомился с разрезами отложений, примыкающих к речным террасам, и поэтому пришел к выводу об озерном происхождении распространенных здесь отложений. В заключение В. Л. Комаров отметил: «...несомненно, что некогда вся Мондинская котловина была занята ледниками, спускавшимися как со стороны Мондинского гольца, так и со стороны Мунку-сардыка и сливавшимися западнее с льдами Нукудабана. Воды этих ледников способствовали углублению и протачиванию того узкого ущелья, которое пересекает Хар-дабан, и может быть, ледниковый каскад спускался отсюда в долину Иркуты до Турана» (Комаров, 1905, стр. 143).

После ознакомления с отложениями и формами рельефа Мондинской котловины у нас, как и у многих других исследователей (Комаров, 1905; Преображенский, 1927; Ламакин, 1935; С. В. Обручев, 1953), не остается никакого сомнения в том, что здесь во время последнего оледенения лежал ледник. Кроме того, установлено, что морены Иркутского ледника на обоих берегах р. Иркут прослеживаются только до устья р. Хулусансаты, левого притока Иркуты, а ниже по течению их нигде нет. Это указывает на то, что Иркутский ледник не спускался по долине р. Иркут ниже 1240 м и предположение В. Л. Комарова о том, что он доходил до с. Туран, неправильное.

Кроме следов деятельности Иркутского ледника на дне Тунгинского межгорного понижения местами сохранились следы деятельности долинных ледников, которые спускались с южного склона Тунгинских Гольцов, где они зарождались вместе с другими долинными и каровыми ледниками, не доходившими до дна впадины. Сведения о суммарной площади этих ледников и о высоте древней снеговой границы на разных участках южного склона Тунгинских Гольцов приведены в табл. 2.

Ихэухгуньский ледник и ледники Хойтогольской котловины. Восточнее морен Мондинского языка Иркутского ледника конечные морены вновь появляются в западной части Хойтогольской котловины. В районе Нуркутульских озер находится обширный участок холмисто-моренного ландшафта с многочисленными озерами, самым крупным из которых является оз. Нуркутул. Эти морены одним из первых видел А. Л. Чекановский

(1874). В. В. Ламакин (1935), С. В. Обручев (1953) и другие исследователи относят нуркутульские морены к последнему оледенению и считают, что они отложены ледником, спускавшимся по долине р. Ихэ-Ухгунь.

И. М. Забелин (1950, 1952) обнаружил в долине р. Ихэ-Ухгунь следы ледниковой деятельности лишь в верховьях и поэтому заключил, что в ней не было крупного долинного ледника. Он считал, что если западная гряда в районе Нуркутульских озер и является моренной, то во всяком случае она отложена ни Ихэухгуньским и ни Бурухтуйским ледниками.

По нашему мнению, морены района Нуркутульских озер были несомненно отложены Ихэухгуньским ледником (136), спускавшимся во время последнего оледенения по долине р. Ихэ-Ухгунь в Хойтогольскую котловину. В западной части последней этот ледник образовывал широкий язык и из долинного превращался в ледник подножий. Он оканчивался на высоте 1000 м. Ихэухгуньский ледник питался несколькими короткими ледниками, спускавшимися с Тунгинских Гольцов, высота вершин которых доходит до 2900—3100 м. Эти ледники, как и Ихэухгуньский, питались в значительной степени лавинами. В верховьях р. Ихэ-Ухгунь на перевале в долину р. Тумелик существовал переметный ледник. Не исключена возможность, что часть льда из бассейна современных истоков р. Тумелик сползала вниз по долине р. Ихэ-Ухгунь, а не по долине р. Тумелик. Переметные ледники существовали также в бассейнах рек Хотого-Гол и Убурт-Хонголдой (левые притоки р. Ихэ-Ухгунь). Во время максимума последнего оледенения по

трогу верховий р. Убурт-Хонголкой спускался значительный ледник, который около оз. Хонголкой поворачивал под прямым углом к северо-востоку и спускался по широкой долине р. Ара-Хонголкой, правого притока р. Китой. К югу от него ответвлялся ледяной поток, сползавший по узкому ущелью р. Убурт-Хонголкой. В конце оледенения или после него р. Убурт-Хонголкой перехватила верховья долины р. Ара-Хонголкой. В настоящее время последняя вытекает из озера, лежащего на низкой перевальной седловине, покрытой мореной.

В верховьях долины р. Бурухтуй ледник (135) во время последнего оледенения несомненно существовал, но размеры его нами не выяснены. Возможно, что он спускался в Хойтогорьскую котловину и оканчивался западнее Нуркутульских озер, где образовал крайний западный вал. Еще более вероятно, что этот ледник оканчивался в ущелье, а крайний западный вал района Нуркутульских озер является крайней правой дугой конечной морены Ихэухгуньского ледника. Чтобы этот вал образовался у края ледника, достаточна была мощность ледникового языка около 250 м, что вполне вероятно.

В Хойтогорьскую котловину во время последнего оледенения с южного склона Тункинских Гольцов, кроме Ихэухгуньского ледника, спускалось еще семь долинных ледников, образывавших ледники подножия: Улагольский (141), Хургуты (143), Хайорта (144), Чертолэн-Горхон (145), образующий две ветви, Хубыты (146) и Ихэгер (147). Последние три ледника сливались друг с другом в восточной части Хойтогорьской котловины и образовывали широкий язык, который оканчивался на высоте около 1200 м. О наличии этих древних ледников свидетельствуют нагромождения морены в верхних частях конусов выноса рек северной части Хойтогорьской котловины. Кроме упомянутых ледников подножия, в бассейне Хойтогорьской котловины имелось еще несколько ледников, лежавших в горных ущельях. Сведения о них приведены в приложении III.

Ледники южного склона Тункинских Гольцов восточнее Хойтогорьской котловины. Во время последнего оледенения на южном склоне Тункинских Гольцов на участке от р. Ихэгер на западе до р. Цаган-Угун на востоке существовало не менее тридцати девяти самостоятельных ледников, преимущественно долинных; некоторые из них были каровыми. Часть ледников спускалась на дно Тункинского межгорного понижения и образовывала у подножия Тункинских Гольцов небольшие языки. Сведения о всех этих ледниках приведены в приложениях I и III, а сами они изображены на схеме верхнеплейстоценового оледенения. Питались они в значительной степени лавинами. Наиболее крупные из них отложили у подножия Тункинских Гольцов мощные конечные морены, которые лежат, например, западнее с. Аршан, против устьев ущельев рек Барун-

Хандагай и Дзун-Хандагай (рис. 18. А), Тунка, Мойгото, Бирон, Ганга-Хайрым и др. У подножия Тункинских Гольцов восточнее Аршан против устьев рек Малая Харимта и Харимта (см. рис. 18, Б) обнаружены конечные морены древнего ледника, названного нами Аршаном восточным (173). Восточнее конечные морены образовались у концов всех древних ледников бассейнов рек Тунки и Туботы. Эти морены обнаружил еще И. Д. Черский

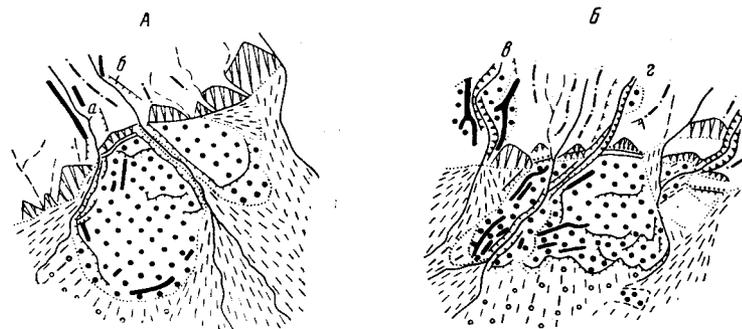


Рис. 18. Конечные морены верхнеплейстоценовых ледников западнее (А) и восточнее (Б) с. Аршан.

а — Барун-Хандагай; б — Дзун-Хандагай; в — Малая Харимта; г — Харимта. Условные обозначения см. на рис. 5

(1875), который позже (Черский, 1881) считал их неледниковыми отложениями. В. А. Обручев (1931) полагал, что ледники южного склона Тункинских Гольцов спускались до устьев горных долин.

Следует также отметить, что в бассейне р. Кынгары, протекающей через с. Аршан, древнее оледенение против ожидания оказалось сравнительно небольшим. Вместо предполагаемого значительного древовидного ледника в верховьях р. Кынгары и ее притоков во время последнего оледенения находились ледники: два небольших долинных, Кынгара западный (168) и Кынгара восточный (170); один всячий, Кынгара северный (169) и один каровый, Кынгара южный (167). Сравнительно небольшие ледники лежали также в бассейне р. Цаган-Угун, впадавшей в р. Тубота слева. Полное отсутствие в долине этой реки следов ледникового сглаживания и морен, а также отсутствие конечных морен ниже ее устья в Торской котловине, свидетельствуют о том, что во время верхнеплейстоценового оледенения в долине р. Цаган-Угун лежал только маленький ледник. В долине р. Туботы, также были лишь короткие языки ледников ее притоков. Точка зрения П. П. Пилипенко (1934) о том, что в Торской котловине лежали большие ледники, неправильна. Пролувиальные и флювиогляциальные отложения, распространенные в Торской котловине, он принял за морену (моренный конус). П. П. Пилипенко считал,

что содержащиеся в этих отложениях крупные валуны мог перенести только ледник.

Все следы древнего оледенения, обнаруженные в Тункинской и Торской котловинах, ограничиваются перечисленными конечными моренами долинных ледников и ледников подножий. Никаких более древних морен там пока еще не обнаружено. Поэтому можно считать установленным, что во время максимума верхнеплейстоценового оледенения в этих котловинах не было мощных, заполнявших их ледников. Не заходил сюда также и язык Иркутского ледника.

Существует предположение, что Иркутский ледник во время максимального оледенения доходил до устьев рек Большой и Малый Зангисаны, где залегают отложения, принимаемые исследователями за размытую морену (Комаров, 1905; Ламакин, 1935; Рябчиков — см. Обручев, 1946а). Наиболее хорошее их обнажение имеется на западном, левом склоне долины р. Малый Зангисан, вблизи ее устья. Здесь эти отложения образуют террасовидную поверхность высотой около 30 м над р. Малый Зангисан и 110 м над р. Иркут.

Она принадлежит останцу древнего конуса выноса р. Малый Зангисан, сложенного слоистыми валунно-галечниковыми отложениями с прослоями и линзами мелкой гальки с песком и гравием. Валуны и галька отличаются хорошей или средней окатанностью и состоят из гранита. По объему крупнообломочный материал преобладает над тонким. Отдельные гальки и валуны распались в дресву из выветрившегося гранита. По характеру залегания, степени сортированности, окатанности и другим признакам эти отложения несомненно имеют водное происхождение, принесены р. Малый Зангисан и ни в коем случае не являются мореной, которая хотя и состоит тоже преимущественно из крупнообломочного материала, но обычно несортирована и неслоиста. Кроме того, морена чаще всего состоит из смеси окатанного и неокатанного материала. Супесчаные холмы на рассмотренной террасовидной поверхности представляют собой древние, заросшие лесом дюны. Таким образом, валунно-галечниковые отложения в устьях рек Малый и Большой Зангисан являются флювиогляциальными отложениями, слагающими древний конус выноса, а не мореной.

По сути дела к такому же выводу пришел и Э. И. Равский (Голубева и Равский, 1962), который считал эти отложения выносами рек Большой и Малый Зангисан, являющимися по способу переноса флювиогляциальными, а по условиям залегания — пролювиальными образованиями. Он относил их к отложениям первого максимального оледенения, более древнего, чем оледенение, во время которого были отложены описанные нами морены, лежащие у подножия южного склона Тункинских Гольцов. По нашему мнению, морены, в результате размыва которых возникли отложения в устьях рек Большой и Малый Зангисан, моложе, чем

считал Э. И. Равский, и одновозрастны с моренами южного подножия Тункинских Гольцов. Но этот вопрос нуждается в проверке и в изучении следов ледниковой деятельности в долинах рек Большой и Малый Зангисан.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ О ДРЕВНЕМ ОЛЕДЕНЕНИИ

В результате проведенного исследования отчетливо вырисовывается картина верхнеплейстоценового оледенения рассматриваемой части Восточного Саяна. На севере, в Окинских Гольцах, находился обширный центр оледенения с долинными ледниками. На западе, на Большом Саяне, также располагался центр оледенения еще более мощный. От него спускались крупные долинные ледники на восток и на запад, на территорию Тувинской АССР, где находились, кроме того, огромные ледники подножий, заполнявшие Тоджинскую котловину, особенно ее восточную часть. С юга, с хр. Большой Саян и массива Мунку-Сардык, спускались многочисленные ледники, образывавшие обширные ледники подножий. Последние не только заполняли речные долины, но и покрывали плато. Самым крупным из них был Окинский, который вместе с ледяными полями верховий Урикского, Китойского и Иркутского ледников заполнял широкое межгорное понижение между западными концами Китойских и Тункинских Гольцов. На юго-востоке ледники заполняли долины Китойских и Тункинских Гольцов. Гольцы были окаймлены с северо-востока сплошным ледником подножий, дававшим языки в предгорьях по долинам наиболее крупных рек. Севернее Китойских и Бельских Гольцов ледниковые массивы Восточного Саяна окаймляли горные массивы и хребты, входящие в Передовой хребет (хребты Шэлэ, Ермосхинский и др.), несшие значительные ледники, преимущественно на склонах северной и северо-восточной экспозиции. Внутренние же районы описываемой территории были лишены ледников, возникших в их пределах. Сюда спускались только громадные языки с соседних центров оледенения.

Примерные суммарные площади древних ледников и высота снеговой границы во время верхнеплейстоценового оледенения приведены в приложении I. Снеговая граница лежала наиболее низко в юго-восточной части Передового хребта и повышалась вдоль него к северо-западу. Высота ее увеличивалась также к западу от Передового хребта, достигая максимума в центральной части Бельских Гольцов.

Такое размещение древних ледников и положение снеговой границы несомненно связаны с местными климатическими условиями разных участков описываемой части Восточного Саяна и в первую очередь с распределением атмосферных осадков. Центры наиболее мощных оледенений были приурочены к наиболее увлажненным районам, совпадавшим с современными (см. дан-

ные метеорологических станций Ильчир и Аршан в приложении II). Наоборот, ледники отсутствовали во внутренних частях (см. данные станции Орлик), там, где и теперь выпадает очень мало осадков.

В настоящее время почти на всей территории Восточного Саяна, за исключением отдельных вершин и горных узлов, снег скапливается в недостаточном количестве для образования ледников или даже фирновых полей. Тем не менее несомненно, что даже небольшое понижение температуры при современном количестве атмосферных осадков на наиболее высоких горных массивах привело бы к увеличению существующих ледников и зарождению новых. При более же значительном похолодании, таком же, как во время верхнеплейстоценового оледенения, было бы возможно новое оледенение с почти таким же размещением ледников, как и во время древнего оледенения.

Следует отметить также, что в тех местах, где хорошо выражены кары и другие следы значительного древнего оледенения, в настоящее время выпадает больше атмосферных осадков, чем на участках такой же абсолютной высоты, где эти формы выражены хуже или отсутствуют. Следовательно, изучая следы оледенения по топографическим картам и аэрофотоснимкам, можно с довольно большой достоверностью уточнить распределение атмосферных осадков в тех горных районах, где имеется очень мало метеорологических станций.

Несомненно, что существовавшие во время верхнеплейстоценового оледенения ледники, особенно обширные ледяные поля, вызывали местное значительное охлаждение. В результате этого на участках, покрытых льдом, выпадали почти все осадки, приносимые воздушными потоками. На горных массивах, окруженных покрытыми льдом горами, их количество было значительно меньше, и поэтому ледники здесь отсутствовали. В результате местного переохлаждения около крупных ледяных языков и полей во время максимума оледенения возникли местные ледники и ледяные поля, лежавшие на относительно очень низкой абсолютной высоте. Таким был, например, Усангольский ледник, который зародился на высоте ниже 1800 м. Этим же объясняется наличие ледников на сравнительно низких участках Передового хребта.

На основании характера древнего оледенения можно заключить также, что максимальное количество осадков во время последнего оледенения выпадало на северо-западе, юге и юго-востоке исследуемого района. Здесь, на относительно малой абсолютной высоте располагались ледяные поля. Следует подчеркнуть сходство оледенения и одинаковые условия образования ледников в северо-западной и юго-восточной частях исследуемого района. И там и здесь на западных склонах обширных межгорных котловин — Тоджинской и Окинской — возникли громадные ледники подножий, которые питались в основном атмосферными осадками,

приносимыми с запада. Ледники юго-восточного участка питались также влагой, приносимой с востока, со стороны Байкала. При этом количество осадков возрастало с запада на восток, о чем можно судить по тому, что на восточном окончании Тункинских Гольцов и в предгорьях древние ледники лежали ниже, чем в западной части Тункинских Гольцов и на северо-западных отрогах Передового хребта.

Во время оледенения ледники, особенно те из них, которые лежали в глубоких долинах среди гор с альпийским рельефом, питались не только осадками, выпадавшими непосредственно на их поверхность, но и снегом, падавшим в виде лавин и сдуваемым со склонов гор.

Некоторые ледники, заполнявшие узкие каньоны, прорезающие Окинское базальтовое плато, образовывались из снега, сдуваемого ветрами с его поверхности. На самом же плато (защищенном со всех сторон горами) осадков выпадало сравнительно мало и снег испарялся или стаявал.

Таким образом, изучение следов оледенения Восточного Саяна показало, что в связи с различными орографическими условиями и количеством осадков здесь одновременно существовали разные типы ледников. В одних районах лежали долинные ледники, в других — ледники подножий. Размеры некоторых из них были очень большими; и они не только заполняли речные долины, но и покрывали плато и вершины гольцов, т. е. образовывали местные покровы. Отсюда вполне понятно, почему здесь найдены следы «покровного» оледенения, отсутствующие в соседних районах. Среди них сохранились морены менее значительных ледников долин или подножий. Как выяснилось, эти образования соответствуют не максимуму верхнеплейстоценового долинного оледенения, а более молодой фазе наступания или стадиям сокращения ледников этого оледенения.

Принадлежность всех следов ледниковой деятельности, сохранившихся в рельефе, одному и тому же верхнеплейстоценовому оледенению доказывается тем, что они везде имеют почти одинаковую сохранность и непрерывно прослеживаются от дна долин до вершин гольцов и плато, покрывавшихся ледниками. Кроме того, что особенно существенно, здесь не наблюдается молодых эрозивных врезов в древние ледниковые формы рельефа с вложенными в них более молодыми следами ледниковой деятельности.

На основании всего изложенного в настоящей работе мы считаем, что все следы ледниковой деятельности, обнаруженные в описываемой части Восточного Саяна, относятся ко времени максимального продвижения ледников верхнеплейстоценового оледенения, более молодой постмаксимальной фазе их наступания и двум стадиям сокращения. Постмаксимальную фазу наступания мы выделяем на основании того, что соответствующие ей морены, как и стадияльные морены, обладают относительно свежими фор-

ами рельефа, в то время как морены максимума последнего оледенения имеют расплывчатые очертания. Мы считаем также, что за максимумом оледенения последовало некоторое сокращение ледников, затем произошло новое их наступание, а не длительная задержка отступавших ледников. Это подтверждается тем, что мощность морен, соответствующих наступанию, сравнительно большая, и обычно они состоят из многочисленных, вложенных в более древние образования моренных дуг, валов и ступеней, чем сильно отличаются от стадияльных образований, сравнительно маломощных и состоящих не более чем из одного-двух валов и ступеней. Стадияльные морены образовались при медленном сокращении ледников, последовавшем за их наступанием.

Кроме того, следует еще раз отметить, что стадияльные конечные и береговые морены выражены только в некоторых долинах и притоках, как правило, близки по возрасту к моренам первой фазы наступания или же являются каровыми. Стадияльные же морены, которые могли бы отложиться в промежутки времени между формированием конечных морен вблизи концов верхнеплейстоценовых ледников и каровых морен, обычно отсутствуют. Это можно объяснить тем, что при сокращении ледников не происходило постепенного их отступления с периодическими остановками, как считают многие исследователи, а прекращалось движение ледниковых языков; они становились «мёртвыми» и постепенно таивали и испарялись. Не исключена возможность также, что движение льда прекращалось в нижней части толщи льда ледников, в то время как верхние слои льда еще ползли.

Следы оледенения, сведения о которых приводятся в литературе в качестве доказательств наличия более древнего, чем верхнеплейстоценовое долинное, четвертичного оледенения, являются следами деятельности огромных долинных ледников и ледников подножий последнего оледенения. Так, наличие сглаженных льдом склонов у Батагольского и Асбестового Ильчирского Гольцов не доказывает существования более древнего покровного оледенения, как это считают многие исследователи (Соболев, 1940а, б и др.), а лишь свидетельствует о том, что мощность долинных ледников верхнеплейстоценового оледенения была очень значительной и их поверхность находилась на высоте нескольких сотен метров над дном долин. Наличие валунов чуждых пород на вершинах и склонах гольцов во многих случаях тоже не доказывает былого более древнего покровного оледенения и легко объясняется значительной мощностью верхнеплейстоценовых ледников. К этому же оледенению относятся следы ледниковой деятельности на водоразделе рек Арлык-Гол и Самарты, которые Н. Д. Соболев (1940а, б) относит к более древнему, чем последнее, рисскому оледенению. Неправильность точки зрения этого автора доказывается тем, что сохранность ледниковых форм как на водоразделе, так и в долинах этих рек одинакова, а также тем, что эти формы пред-

ставляют одно целое и вниз по уклону переходят одна в другую. Можно привести много других примеров, подтверждающих нашу точку зрения. Близких взглядов придерживался и В. А. Обручев (1931), считавший, что на Восточном Саяне могли рядом существовать долинные ледники и ледники скандинавского типа.

Следует отметить, что выводы об одновременном существовании на рассматриваемой территории во время верхнеплейстоценового оледенения ледников различных типов, об их больших мощностях и о близком возрасте всех сохранившихся ледниковых форм рельефа не противоречат мнению о том, что здесь могло существовать одно или несколько более древних оледенений, чем последнее максимальное, которые предшествовали ему и были древнее современных речных долин. От этих оледенений могли сохраниться в горах, вероятно, только остатки размытой морены на некоторых останцах древних выровненных поверхностей и на базальтовом плато, например на междуречье рек Сенцы и Тиссы или же, что более вероятно, в нижней части четвертичной толщи и в более древних отложениях. В опубликованной литературе по исследуемому району таких сведений не приводится.

Изучение следов деятельности верхнеплейстоценовых ледников Восточного Саяна показало также, что эти ледники, несмотря на свою значительную мощность, на участках, покрывавшихся их языками, чрезвычайно мало изменили первоначальный рельеф: горы оказались лишь немного сглаженными и с них был снесен рыхлый материал. Ледники отложили сравнительно мало обломочного материала, причем морены часто имеют местное происхождение. Такое явление можно объяснить относительно слабой активностью малоподвижных ледяных языков, заполнявших глубокие извилистые ущелья и выползавших на плато и гольцы. Эти ледники состояли из льда, содержащего очень мало обломочного материала. Последний сосредоточивался у краев ледяных языков или же образовывал додную морену, которая была переработана внутрiledниковыми и подледниковыми водами. Из этого материала под массивами «мёртвого» льда формировался камовый рельеф, широко распространенный на южной части Окинского базальтового плато. Только в тех районах, где располагались мощные активные долинные ледники, обладавшие сравнительно большими уклонами и поэтому большой скоростью и активностью, они сильно выпахали, сгладили и выпрямили речные долины и придали им форму трогов. Трoги возникли кое-где и на месте долин, врезанных в наиболее повышенные участки южной части Окинского плоскогорья. Следует, однако, отметить, что в основных чертах доледниковый рельеф сохранился и здесь, он был только немного изменен в результате деятельности ледников. Некоторая перестройка доледникового рельефа Восточного Саяна местами была связана с деятельностью подледниковых потоков и рек, протекавших вдоль краев ледников, вытекавших из-под льда и из озер, подпруженных льдом.

Высота снеговой границы и площадь верхнеплейстоценовых ледников отдельных районов Восточного Саяна

№ ледника	Район	Высота снеговой границы, м	Площадь ледника км <sup>2</sup>	Количество ледников
5—18, 47—51	Окинские Гольцы:			
	северный склон . . . . .	1875—1815*	1182	19
	южный склон . . . . .	2060—1915*	224	13
	Большой Саян:			
30, 31, 33	Жомболокский, Сенцинский и Тиссинский ледники . . . . .	1970	2467	3
34, 35	Балютайский и Забитский ледники . . . . .	2250	110	2
36—38	Дибинский и Окинский ледники . . . . .	2050	1140	3
132	Иркутный ледник . . . . .	2070	446	1
107—116	Северный склон Китайских Гольцов . . . . .	1800—1510**	1820	9
117, 118	Южный склон Китайских Гольцов и северный склон Тункинских Гольцов . . . . .	1500—1625	1390	7
187—191				
133—186	Южный склон Тункинских Гольцов . . . . .	2550—1530***	533	54
	Предгорные массивы Бельских Гольцов:			
52—57, 60, 61, 90—96, 101—106	северный склон . . . . .	2050—1700**	112	21
58, 59, 97—100	южный склон . . . . .	2000—1950	13	6
	Передовой хребет:			
1—4	юго-западный склон в пределах междуречья Ия — Ока . . . . .	1800—1650*	93	4
62, 73, 82—89, 119—121	северо-восточный склон в пределах междуречья Ока — Иркут . . . . .	1760—1480**	241	33
124—131, 192				
74—81, 122—123	юго-западный склон в пределах междуречья Ока — Иркут . . . . .	1810	29	10
	Центральные массивы:			
39—44	Бельские Гольцы . . . . .	>2500	34	6
32	Гора Хара-Сарьдаг, восточный склон . . . . .	2475	14	1
Итого			9848	192

\* Высота снеговой границы увеличивается к западу.

\*\* Высота снеговой границы уменьшается к юго-востоку.

\*\*\* Высота снеговой границы увеличивается с запада на восток от 1950 до 2550 м у Хойтогольской котловины, а восточнее убывает до 1530 м.

Количество атмосферных осадков в Восточном Саяне, мм

Метеорологическая станция	Теплый период	Июль и август	Холодный период	Годовое количество осадков	В том числе в виде снега
Окинский стан . . . . .	335	167	17	352	185
Орлик . . . . .	262	155	14	276	121
Монды . . . . .	274	144	10	284	140
Пльчир . . . . .	389	213	58	447	234
Аршан . . . . .	473	261	22	495	234
Тунка . . . . .	302	173	19	321	148

Морфометрическая характеристика верхнеплейстоценовых ледников Восточного Саяна

№ ледника	Ледник	Длина, км	Мощность, м	Абсолютная высота ледника, м	Река
Окинские Гольцы и Передовой хребет западнее р. Оки					
1	Хульцай . . . . .	7,5	—	1300	Хульцай
2	Мангат-Гол . . . . .	15,0	—	1100	Мангат-Гол
3	Куркаашка . . . . .	10,5	—	1400	Куркаашка
4	Сайхан-Нуртэ . . . . .	6,5	—	1300	Сайхан-Нуртэ
5	Атхатэ-Салаа . . . . .	13,5	—	1280	Атхатэ-Салаа
6	Даадинский северный	9,0	—	1410	Бассейн р. Даада
7	» западный	4,0	—	1540	То же
8	» южный . . . . .	4,0	—	1500	»
9	» первый . . . . .	1,5	—	—	»
10	» второй . . . . .	1,0	—	—	»
11	» третий . . . . .	2,0	—	1520	»
12	» четвертый	1,0	—	—	»
13	» пятый . . . . .	3,0	—	1500	»
14	» шестой . . . . .	0,8	—	—	»
15	Хойтоокинский . . . . .	90,0	До 460	960	Хойто-Ока
16	Жодоодинский . . . . .	10,0	—	1260	Жодоо
17	Харагольский . . . . .	25,0	360—400	1030	Хара-Гол
18	Безьянный . . . . .	4,0	—	—	Левый приток р. Ока
19	Хэрмэшлэше-Хара-Гол	10,5	—	1140	Хэрмэшлэше-Хара-Гол
20	Халбая-Хара-Гол . . . . .	15,5	—	1200	Халбая-Хара-Гол
21	Дунда-Мольто . . . . .	6,0	—	1360	Дунда-Мольто
22	Мунгорга . . . . .	19,0	До 400	1300	Мунгорга
23	Хушатэ-Жалга . . . . .	3,0	—	—	Хушатэ-Жалга
24	Улан-Шулуун . . . . .	3,5	—	—	Улан-Шулуун
25	Булаг-Шэбэй . . . . .	3,5	—	—	Булаг-Шэбэй
26	Ехэ-Саган-Сайр . . . . .	6,0	—	1640	Ехэ-Саган-Сайр
27	Сайлагский . . . . .	17,5	—	1320	Сайлаг
28	Безьянный . . . . .	—	—	—	Ручей Булгата-Жалга
29	Обтойский* . . . . .	17,5	—	1380	Обтой
Большой Саян и Окинское плоскогорье					
30	Жомболокский . . . . .	63,0	До 450	1380	Жом-Болок
31	Сенцинский . . . . .	55,0	300—450	1360	Сенца
32	Ледник юго-восточного склона горы Хара-Сарьдаг . . . . .	До 3,0	—	2150— —2350	Баруун-Булунай и Нууртэ-Салаа

\* У окончания сливался с Жомболокским ледником.

№ ледника	Ледник	Длина, км	Мощность, м	Абсолютная высота ледника, м	Река
33	Тиссинский . . . . .	105	300—700	1335	Тисса
34	Балютайский . . . . .	12,0	—	1955	Балюта
35	Забитский . . . . .	27,0	—	1820	Забит
36	Дибинский . . . . .	58,0	До 360	1610	Дибин
37	Хазалхынский . . . . .	6,5	—	1760 (?)	Хазалхы
38	Окинский . . . . .	90,5	До 580	1420	Ока и Хоре
Центральная часть Бельских Гольцов					
39	Сорокский южный . . . . .	~3,1	—	2300	Верховья правых притоков р. Сорок (восточный склон горы Рынчин-Хумба)
40	» центральный	~2,8	—	2300	
41	» северный . . . . .	~1,2	—	2400	
42	Тура-Шулуун южный	~3,3**	—	—	Усатай-Жахна
43	То же, северный . . . . .	~5,0**	—	—	Бурон-Гол
44	Ашаг-Дураң . . . . .	~4,5	—	1700	Ашаг-Дураң
Хребет Обручева					
45	Илез . . . . .	15,0	—	1460	Илез
46	Хусан-Жалга . . . . .	3,5	—	1300	Хусан-Жалга
47	Улуг-Шинэтэ . . . . .	6,5	—	1100	Улуг-Шинэтэ
48	Шушарен . . . . .	8,0	—	1030	Шушарен
49	Улэмэрта (максимального оледенения) . . . . .	7,5	—	1100	Улэмэрта
	То же (стадии) . . . . .	6,3	—	1220	»
50	Арсай . . . . .	17,5	—	1240	Арсай
51	Тэргэтэ (максимального оледенения) . . . . .	24,5	До 200	1240	Тэргэтэ
	То же (стадии) . . . . .	10,0	—	1700	»
Массив с вершиной Улуг-Язы-Сарьдаг					
52	Айнак-Хара-Жалга . . . . .	7,0	—	1300	Айнак-Хара-Жалга
53	Ангай-Жалга . . . . .	4,0	—	1380	Ангай-Жалга
54	Нуутагар-Горхон северный . . . . .	3,0	—	1800	Левый приток р. Нуутагар-Горхон
55	Нуутагар-Горхон южный . . . . .	2,5	—	1900	Нуутагар-Горхон
Массив с вершиной Ала-Салтан-Сарьдаг					
56	Айнак . . . . .	8,0	—	1520	Айнак
57	Баяртай-Горхон . . . . .	3,0	—	1680	Баяртай-Горхон

\*\* Ширина ледника.

Приложение III (продолжение)

№ ледника	Ледник	Длина, км	Мощность, м	Абсолютная высота ледника, м	Река
<b>Массив с вершиной Шебелик-Сарьдаг</b>					
58	Шебелик западный . . .	2,0	—	—	Шебелик
59	» восточный . . .	2,5	—	1700	»
60	Харганата . . . . .	6,0	—	1400	Харганата
61	Нуурта-Нюрган . . . . .	7,0	—	1580	Нуурта-Нюрган и оз. Хуурга-Нур
<b>Хребет Шэлэ</b>					
62	Жарбагай . . . . .	5,0	—	1180	Жарбагай
63	Шэлэ северный . . . . .	2,0	—	1600	Северо-восточнее р. Жарбагай
64	Далдарма западный . . .	9,0	—	1060	Бассейн р. Далдарма
65	» южный . . . . .	7,0	—	1160	То же
66	» восточный . . . . .	4,5	—	1200	»
67	Гуник юго-западный . . .	10,5	120	1020	Гуник
68	» юго-восточный . . . . .	6,0	—	1080	Правый приток р. Гуник
69	Тагинский северный . . .	4,0	—	1300	Левый приток р. Тагна Черная
70	» главный . . . . .	19,5	—	1040	Тагна Черная
71	» восточный . . . . .	5,0	—	1300	Гунзугуй-Жалга
72	Зимовный . . . . .	14,0	—	1100	Большая Зимовная
73	Малозимовный . . . . .	6,0	—	1320	Малая Зимовная
74	Хохюр-Жарбагай . . . . .	1,0	—	—	Хохюр-Жарбагай
75	Ухаагшан западный . . . .	1,5	—	—	Ухаагшан
76	Ухаагшан восточный . . . .	7,0	—	1260	»
77	Зээгэн . . . . .	3,0	—	1540	Зээгэн
78	Хусан-Жалга . . . . .	3,5	—	1480	Хусан-Жалга
79	Хойто-Харша . . . . .	2,0	—	—	Хойто-Харша
80	Хунды-Гол . . . . .	10,0	—	1360	Хунды-Гол
81	Безымянный . . . . .	1,5	—	—	Левый приток р. Большая Белая
<b>Ермосхинский хребет</b>					
82	Сайхан-Жалга . . . . .	3,0	—	1080	Сайхан-Жалга
83	Жалга . . . . .	2,5	—	1400	Севернее р. Сайхан-Жалга
84	Нур-Жалга . . . . .	2,5	—	1180	Нур-Жалга
85	Ехэ-Хара-Жалга . . . . .	4,5	—	1200	Ехэ-Хара-Жалга
86	Малоёрминский . . . . .	6,0	—	1200	Малая Ерма
87	Среднеёрминский западный . . . . .	3,0	—	1340	Средняя Ерма

Приложение III (продолжение)

№ ледника	Ледник	Длина, км	Мощность, м	Абсолютная высота ледника, м	Река
88	Среднеёрминский центральный . . . . .	1,5	—	1300	Средняя Ерма
89	Среднеёрминский южный . . . . .	1,8	—	1300	» »
90	Большой Ерминский . . . . .	14,0	—	1220	Большая Ерма
91	Зэгэнгольский первый . . . . .	~1,6	—	—	Зэгэн-Гол
92	» второй . . . . .	~1,2	—	—	»
93	» третий . . . . .	~1,9	—	—	»
94	» четвертый . . . . .	~2,1	—	—	»
95	Зэгэнгольский пятый . . . . .	~0,8	—	—	»
96	Дзэнгольский . . . . .	7,0	—	1180	Дзэн-Гол
97	Арашигинский северный . . . . .	4,0	—	1200	Ара-Шигна
98	Арашигинский центральный . . . . .	3,5	—	—	»
99	Арашигинский южный (главный) . . . . .	4,0	—	1360	»
100	Хойто-Шигна . . . . .	3,0	—	1600	Хойто-Шигна
101	Парантэй . . . . .	~2,5	—	—	Парантэй
102	Мурзани-Хапшу . . . . .	~2,1	—	—	Мурзани-Хапшу
103	Безымянный . . . . .	~1,5	—	—	Хулгарэ-Жалга
104	Безымянный . . . . .	~0,7	—	—	»
105	Жалгинский . . . . .	~3,0	—	~1300	Левый приток р. Ермосхи
106	Ермосхинский . . . . .	19,0	—	1080	Ермосха
<b>Северный и южный склоны Китойских Гольцов и северный склон Тункинских Гольцов</b>					
107	Салтинский . . . . .	~5,6	—	—	Салте
108	Хоньчинский . . . . .	24,0	300—340	—	Хоньчин
109	Урикский . . . . .	74,0	До 400	1000 (?)	Урик
110	Даялыкский . . . . .	45,0	—	1150	Даялык
111	Усангольский . . . . .	15,0	—	1100 (?)	Усан-Гол
112	Онотский . . . . .	84,0	До 600	740	Онот
113	Савинский . . . . .	16,0	До 300	1300 (?)	Савина и Зуун-Бартан
114	Малобельский . . . . .	19,0	До 320	940	Малая Белая
115	Китойкинский . . . . .	16,0	200	1040 (?)	Китойкин
116	Хойгаткинский . . . . .	16,0	До 240	1020	»
117	Китойский . . . . .	~157,0***	—	720	Китой
118	Шумак-Китойский . . . . .	89,0	До 600	720	Шумак

\*\*\* Длина до конца Шуман-Китойского ледника.

Приложение III (продолжение)

№ ледника	Ледник	Длина, км	Мощность, м	Абсолютная высота ледника, м	Река
Предгорья Китайских Гольцов (междуречье Урик—Китой)					
119	Южно-Хаинский . . . . .	4,0	—	1200	Правый приток р. Большая Хая
120	Северо-Хаинский . . . . .	3,5	—	1200	То же
121	Большой Наринский . . . . .	9,0	—	1060	Большой Нарин
122	Усатай-Жалга . . . . .	2,0	—	1500	Усатай-Жалга
123	Убгэн-Гол . . . . .	3,5	—	1300	Убгэн-Гол
124	Забалуг западный . . . . .	1,3	—	1280	Забалуг
125	» центральный . . . . .	1,5	—	1120	»
126	» восточный . . . . .	1,5	—	1160	»
127	Каменный западный . . . . .	3,5	—	1180	Каменная
128	» восточный . . . . .	2,0	—	1240	»
129	Хара-Горхон . . . . .	3,0	—	1220	Хара-Горхон
130	Нижнедранцынский . . . . .	1,0	—	1260	Нижняя Дранцы
131	Доржоевский . . . . .	2,0	—	1160	Доржоевская

Южный склон Тункинских Гольцов

132	Иркутский . . . . .	84,0	До 360	1240	Иркут и Улзыта
133	Хурума . . . . .	7,0	—	1340	Хулугайма и Хурума
134	Хулусансата . . . . .	4,0 (?)	—	—	Хулусансата
135	Бурухтуйский . . . . .	10,0 (?)	—	—	Бурухтуй
136	Ихэухуньский . . . . .	32,0	—	1000	Ихэ-Ухунь
137	Ихэбулнайский . . . . .	9,0	—	1500	Ихэ-Булнай
138	Богобулнайский западный . . . . .	4,0	—	2000	Бого-Булнай
139	То же, восточный . . . . .	2,5	—	2200	»
140	Алтан-Мундарга . . . . .	4,5	—	2000	Восточнее р. Бого-Булнай
141	Улагольский . . . . .	10,5 (?)	—	1200 (?)	Ула-Гол
142	Кхер . . . . .	6,0 (?)	—	—	Кхер
143	Хургуты . . . . .	8,5 (?)	—	—	Хургуты
144	Хаюрта . . . . .	9,0	—	—	Хаюрта
145	Чертолэн-Горхон **** . . . . .	8,0	—	1200	Чертолэн-Горхон
146	Хубыты **** . . . . .	11,0	—	1200	Хубыты
147	Ихэгер **** . . . . .	15,0	—	1200	Ихэгер
148	Безымянный . . . . .	2,5	—	1800 (?)	Восточнее р. Ихэгер
149	Харым . . . . .	4,0 (?)	—	1500 (?)	Харым
150	Южно-Шумакский . . . . .	10,0	—	1400 (?)	Юго-восточнее перевала Шумак
151	Бортойский южный . . . . .	11,5 (?)	—	1240	Хэр
152	Булыкский . . . . .	6,0	—	1400	Булык
153	Елоты-Харгун . . . . .	10,0 (?)	—	1200 (?)	Елоты-Харгун
154	Безымянный . . . . .	3,5	—	—	Восточнее р. Елоты-Харгун

\*\*\*\* Ледники Чертолэн-Горхон, Хубыты и Ихэгер образуют единый ледник подножия.

Приложение III (окончание)

№ ледника	Ледник	Длина, км	Мощность, м	Абсолютная высота ледника, м	Река
155	Ганга-Хайрым . . . . .	9,5	—	1060	Ганга-Хайрым
156	Хурэ . . . . .	~5,0	—	—	Хурэ
157	Хохюр . . . . .	~4,9	—	—	Хохюр
158	Бирон . . . . .	~9,0	—	—	Бирон
159	Мойгото . . . . .	~8,5	—	—	Мойгото
160	Тункинский . . . . .	~9,0	—	—	Тунка
161	Барун-Хандагай . . . . .	~12,5	—	—	Барун-Хандагай
162	Дзун-Хандагай . . . . .	~12,0	—	—	Дзун-Хандагай
163	Малый Буготой . . . . .	~4,4	—	—	Малый Буготой
164	Талта . . . . .	~8,0	—	—	Талта
165	Буготой . . . . .	~5,0	—	—	Буготой
166	Безымянный . . . . .	~1,4	—	—	Западнее р. Кынгара
167	Кынгара южный . . . . .	~1,0	—	—	Кынгара
168	» западный . . . . .	~5,8	—	—	»
169	» северный . . . . .	~2,0	—	—	»
170	» восточный . . . . .	~4,0	—	—	»
171	Аршан первый . . . . .	~1,5	—	—	Восточнее р. Кынгара
172	» второй . . . . .	~1,8	—	—	То же
173	» восточный . . . . .	~5,6	—	1200	»
174	Малая Харимта . . . . .	~5,7	—	1400	Малая Харимта
175	Харимта . . . . .	10,5	—	1040	Харимта
176	Безымянный . . . . .	5,7	—	—	Восточнее р. Харимты
177	Безымянный . . . . .	4,5	—	—	То же
178	Булук . . . . .	3,0	—	1300	Булук
179	Хуря-Хобок . . . . .	1,5	—	—	Хуря-Хобок
180	Хобокский . . . . .	2,7	—	—	Улунгуй
181	Улунгуй западный . . . . .	1,7	—	—	»
182	» восточный . . . . .	2,2	—	—	»
183	Тубота западный . . . . .	3,3	—	1280	Исток р. Туботы
184	» центральный . . . . .	4,2	—	1080	Первый левый приток р. Туботы
185	» восточный . . . . .	~6,5	—	1060	Третий левый приток р. Туботы
186	Цаган-Угун . . . . .	~3,9	—	—	Цаган-Угун
Северовосточный склон и предгорья Тункинских Гольцов					
187	Бильчир восточный . . . . .	~3,3	—	1100	Бильчир
188	» центральный . . . . .	~3,0	—	1220	»
189	» западный I . . . . .	~0,6	—	—	»
190	» западный II . . . . .	~1,0	—	—	»
191	Архутский ***** . . . . .	30,0	—	—	Архут
192	Безымянный . . . . .	3,9	—	—	Правый приток р. Архут

\*\*\*\*\* Соединялся с Китайским ледником.

## ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А. Ф., Гросвальд М. Г., Зоненшайн Л. П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина. В кн. «Материалы по региональной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Аткинсон. Потухшие вулканы в Саянских горах. «Горный ж.», 1857, № 4.
- Бакшевич Н. Описание реки Иркут от Тунки до впадения в Ангару. «Зап. Сиб. Отд. Русск. геогр. об-ва», кн. 1. СПб., 1856.
- Воейков А. И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших. «Зап. Минер. об-ва», серия 2, ч. 16. СПб., 1881.
- Глоба В. А. Геоморфология и геология верховьев реки Китой (Восточный Саян). В кн. «Труды 4-го совещания по металлогении Западного Забайкалья». Иркутск, 1958.
- Головачев Ф. А. Маршрутные исследования в центральной части Восточного Саяна летом 1931 г. «Изв. Гос. геогр. об-ва», 1931, т. 63, вып. 5—6.
- Голубева Л. В. и Равский Э. И. Антропоген Тункинских впадин. «Труды Комиссии по изуч. четверт. периода», т. 19, 1962.
- Гора Мунка-Сардык в Восточной Сибири. «Горный ж.», 1860, № 1.
- Гросвальд М. Г. Новые данные по новейшему вулканизму восточной Тувы (автореферат доклада, прочитанного 29.I 1957 г.). «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1957, т. 32, вып. 3.
- Гросвальд М. Г. Восточно-Тувинский район четвертичных вулканов. «Докл. АН СССР», 1958, т. 122, № 3.
- Гросвальд М. Г. Каменные глетчеры Восточного Саяна. «Природа», 1959, № 2.
- Гросвальд М. Г. Центральный Восточно-Саянский район современного оледенения. «Вестник Моск. ун-та», серия 5. География, 1962, № 5.
- Гросвальд М. Г. Современные ледники в горах северо-восточной Тувы. В кн. «Исследования ледников и ледниковых районов», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гросвальд М. Г., Станкевич Е. Н., Уфлянд А. К. Новые данные о базальтах Хамсыра-Бийхемского междуречья в северо-восточной Туве. В кн. «Материалы по региональной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Де-Геннингт-Михэлис Е. В Северной Монголии. Экспедиция на Мунку-Сардык и Косогол в 1897 г. «Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», т. 29, № 3. Иркутск, 1898.
- Дурденевская М. В. Древнее оледенение и современная вечная мерзлота в Иркут-Байкальском понижении. «Труды Комиссии по изуч. вечной мерзлоты», т. 3, 1934.
- Забелин И. М. О характере последнего оледенения в верховьях рек Иркут и Китоя. «Вестник Моск. ун-та», 1950, № 2, серия физ.-мат. и естеств. наук, вып. 8.

- Забелин И. М. Ландшафты верхней части бассейна Иркут (Восточный Саян). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. М., 1951.
- Забелин И. М. Ландшафты Ильчиро-Китойской котловины (Восточный Саян). «Вестник Моск. ун-та», 1952, № 5, серия физ.-мат. и естеств. наук, вып. 3.
- Ильина Н. С. К вопросу о геотектонике Восточных Саян. «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы», отд. геол., 1945, т. 20, вып. 3—4.
- Комаров В. Л. Ледники Мунку-Сардыка. Отчет о произведенных в течение 1902 г. наблюдениях над ледниками в России. «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1904, т. 40, вып. 4.
- Комаров В. Л. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 году. «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1905, т. 41, вып. 1.
- Котельников Л. Г. Маршрутные геологические исследования в районе рек Ока, Ия и Уда. «Труды Всес. геол.-развед. объедин. НКТП СССР», вып. 228, 1933.
- Криштофович А. Н. Загадочный отпечаток листа граба (*Carpinus* sp.) с Мунку-Сардыка (Иркутской губ.). «Геол. вестник», т. 2, № 1. Пг., 1916.
- Кропоткин П. А. Поездка в Окинский караул. «Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», кн. 9—10. Иркутск, 1867.
- Кропоткин П. А. Общий очерк орографии Восточной Сибири. «Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии», т. 5. СПб., 1875.
- Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. «Зап. Русск. геогр. об-ва по общей географии», т. 7, кн. 1. СПб., 1876.
- Лавров М. М. О надвиге в Восточном Саяне (Район окрестности д. Моты на Иркуте). «Изв. Иркутск. гос. научн. музея», т. 2(57), 1937.
- Ламакин В. В. Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье. «Землеведение», 1935, т. 37, вып. 1.
- Ламакин В. В. и Ламакин Н. В. Географические исследования в Восточных Саянах в 1927 г. М., Изд-во «Наука и просвещение», 1928.
- Ламакин В. В. и Ламакин Н. В. Саяно-Джидинское нагорье. По исследованиям 1928 г. «Землеведение», 1930, т. 32, вып. 1—2.
- Лодочников В. Асбест в Восточном Саяне. «Рудный вестник», 1916, № 1.
- Лодочников В. Н. К геологии базальтов бассейна р. Иркут. «Изв. АН СССР», серия геол., 1941, № 2.
- Лурье М. Л. Кайнозойские базальты Восточного Саяна. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-дабана. «Изв. АН СССР», серия геол., 1950, № 6.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 1.
- Львов А. В. Геологические исследования в долине р. Иркут. «Жизнь Бурятии», 1924, № 6.
- Львов А. В. О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских Альпах. «Сов. Азия», 1930, № 3—4 и 5—6.
- Львов А. и Кропачев Г. Краткий отчет о результатах исследования «Армана», произведенного по поручению Восточно-Сибирского отдела географического общества и Общества врачей. «Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1910, т. 40.
- Молчанов И. А. Восточный Саян. В кн. «Очерки по геологии Сибири», т. 5. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Назаров М. И. Очерк растительности Окинского края в Восточном Саяне. «Изв. Гос. геогр. об-ва», 1935, т. 67, вып. 1.
- Ногинский Н. А. и Подобедов Н. С. Вулканы Восточного Саяна. «Природа», 1953, № 11.
- Обручев В. А. Геологический очерк окрестностей минеральных вод Ниловой пустыни. «Горный ж.», 1890, т. 4, № 10.
- Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», 1922, № 8—9.
- Обручев В. А. Оледенение Северной Азии. «Природа», 1930, № 5.

- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии. «Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода», 1931, № 3.
- Обручев В. А. Некоторые очередные задачи по геоморфологии, геологии и гидрологии Сибири. В кн. «Вопросы географии Сибири», сб. 1. Томск, 1949.
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна. «Изв. АН СССР», серия геол., 1942, № 5—6.
- Обручев С. В. Орография и геоморфология восточной половины Восточного Саяна. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1946а, т. 78, № 5—6.
- Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна. «Труды Ин-та геогр. АН СССР», вып. 37, 1946б.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. «Докл. АН СССР», 1949, т. 68, № 5.
- Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья. «Землеведение», нов. серия, 1950, т. 3(43).
- Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время. «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1953, т. 85, № 5.
- Обручев С. В. Ярусные долины в областях горного оледенения. «Сов. геология», 1959, № 6.
- Обручев С. В. и Лурье М. Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», вып. 8, 1954.
- Орешкин И. И. Вечная мерзлота на Ботогальском гольце в Восточных Саянах. «Землеведение», 1935, т. 37, вып. 1.
- Палибин И. В. Трехичная флора юго-восточного побережья Байкала и Тунгинской котловины. «Труды Нефтяного геол.-развед. ин-та», серия А, вып. 17. Палеоботанический сборник, вып. 3. Л.—М., 1936.
- Перетолчин С. П. Восхождение на Мунку-Сардык летом 1896 г. «Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1897, т. 28, № 4.
- Перетолчин С. П. Ледники хребта Мунку-Сардык. «Изв. Томского техн. ин-та», 1908, т. 9, № 1.
- Пилипенко П. П. О деловиальном отделении Южного Прибайкалья. «Землеведение», 1934, т. 36, вып. 4.
- Плещанов С. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым бассейна реки Оки в ее среднем течении (Восточный Саян). «Труды Иркутск. горно-металлург. ин-та», вып. 14, 1957.
- Плещанов С. П. Некоторые вопросы геологии Восточно-Саянского пегматитового пояса. В кн. «Труды 1-го совещания по металлогении Западного Забайкалья». Иркутск, 1958.
- Поляков И. С. Отчет о поездке в Восточный Саян. В кн. «Отчет Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва за 1868 год». СПб., 1869.
- Преображенский П. И. Следы древнего оледенения в верховьях рек Иркутка и Оки. «Изв. Геол. ком. за 1926 год», т. 45, № 8. Л., 1927.
- Прокофьев П. И. В Тунгинских Альпах. В кн. «Экспедиции АН СССР, 1934 год». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Равский Э. И. и Голубева Л. В. Эоплейстоцен Тунгинской впадины. «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 5.
- Радде Г. Путешествие в Юго-восточную Сибирь. «Зап. Русск. геогр. об-ва», 1861, кн. 4.
- Радугин К. В. Несколько страниц из истории Восточного Саяна. В кн.: «Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Риттер К. Землеведение Азии. Т. 5, вып. 2, ч. 1. География стран, входящих в состав Азиатской России или пограничных с нею. Восточная Сибирь. Озеро Байкал и Прибайкальские страны. Забайкалье и степь Гоби. Новейшие сведения. СПб., 1894.
- Ровинский П. А. Сообщение о поездке на Тунку и на Оку до Окинского караула. «Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1871, т. 1, № 4—5.
- Сельский И. Путь до Култука по направлению в Тунгинский край. «Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1867, кн. 9—10.

- Соболев Н. Восточный Саян. «Вестник знания», 1940а, № 2.
- Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тунгинских и Китойских Альп (Восточный Саян), ч. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940б.
- Стальнов Г. К вопросу о современных Саянских ледниках. «Вестник Геол. ком.», 1925, № 4.
- Тетяев М. М. Явления шаршажа в Восточном Саяне. «Вестник Геол. ком.», 1927, № 10.
- Томилов Г. М. Физико-географическое районирование Восточного Саяна (в пределах Бурятской АССР). В кн. «Краткие сообщения Бурятского комплексного научно-исследовательского института», вып. 1. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1959.
- Фабрициус М. П. Саянский край. Краткий географический очерк края и описание путей и способов сообщения в нем. «Изв. Русск. геогр. об-ва», 1899, т. 35, вып. 1.
- Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии. В кн. «Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР», вып. 1. Улан-Удэ, Бурят-Монг. кн. изд-во, 1954а.
- Флоренсов Н. А. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. «Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР», серия геол., вып. 1, 1954б.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954в.
- Флоренсов Н. А. Проблемы изучения неотектоники на территории Бурят-Монгольской АССР. В кн. «Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР», вып. 1. Улан-Удэ, Бурят-Монг. кн. изд-во, 1954г.
- Флоренсов Н. А. К геологии межгорных впадин Прибайкалья и ближнего Забайкалья. В кн. «Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР», вып. 2. Улан-Удэ, Бурят-Монг. кн. изд-во, 1955.
- Флоренсов Н. А. и Лоскутова Н. В. Новые данные о тунгинских вулканах (Западное Прибайкалье). «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 5.
- Чекановский А. Л. Поездка к горе Мунку-Сардык. «Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1871, т. 2, № 5.
- Чекановский А. Л. Геологическое исследование в Иркутской губернии. «Зап. Сиб. Русск. геогр. об-ва», 1874, т. 11.
- Черский И. Д. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 г. в Китойских и Тунгинских Альпах (с картой). «Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1873, т. 4, № 5.
- Черский И. Д. Еловский отрог как связь между Тунгинскими альпами и Саяном. «Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1875, т. 6, № 4.
- Черский И. Д. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркутка от Торской котловины до устья р. Ангары. «Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1876, т. 7, № 4—5.
- Черский И. Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири (система р. Лены, Байкала, Иркутка, Китоя и Белой). «Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1881, т. 12, № 4—5.
- Щербакова Е. М. О возрасте и развитии Восточного Саяна. В кн. «Материалы по палеогеографии», вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1954.
- Щербакова Е. М. К вопросу об истории развития Восточного Саяна. «Труды Комиссии по изуч. четверт. периода», т. 13, 1957.
- Щербакова Л. Н. Новые материалы по орографии и современному оледенению Восточного Саяна (на основании анализа крупномасштабных карт). «География и хозяйство», сб. 3-4. М., 1958.
- Ячевский Л. А. Краткий предварительный отчет о геологической части Саянской экспедиции Н. П. Бобыря. «Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва», 1888, т. 19, № 1.

- Ячевский Л. А. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала. В кн. «Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги», вып. 7. СПб., 1898.
- Hausen H. Outlines of the phisiographical development of the northern part of the Sino-Siberian continental areas. В кн. «Congrès géologique international. Comptes rendus de la XIII session en Belgique, 1922. Fasc. 2. Liège, 1925.
- Hausen H. Einige Züge der Oberflächengeologie der sibirischmongolischen Grenzgebiete zwischen Altai und Transbaikalen. «Zs. der Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin», 1928, № 7/8.
- Mannerfelt C. M.: s o n. Några glacialmorfologiska formelement... «Geogr. annaler», 1945, Arg. 17, H. 1—2.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Геоморфологическое строение и неотектоника . . . . .	5
История исследований . . . . .	5
Основные особенности рельефа и краткая история его развития . . . . .	8
Тектоническое строение . . . . .	11
Типы рельефа и геоморфологические районы . . . . .	16
Оледенение . . . . .	28
История изучения . . . . .	28
Современное оледенение . . . . .	33
Верхнеплейстоценовое оледенение . . . . .	37
Окинские Гольцы . . . . .	40
Хребет Обручева . . . . .	42
Передовой хребет, северо-восточная и центральная часть Бельских Гольцов . . . . .	44
Большой Саян и северная часть Окинского плоскогорья . . . . .	48
Южная часть Окинского плоскогорья . . . . .	60
Китайские и Тункинские Гольцы . . . . .	74
Основные выводы о древнем оледенении . . . . .	109
Приложения . . . . .	114
Литература . . . . .	122

*Владимир Николаевич Олюнин*

**Неотектоника и оледенение Восточного Саяна**

*Утверждено к печати  
Институтом географии  
Академии наук СССР*

Редакторы издательства *Т. А. Мумриенко, Л. П. Лабьчук*  
Технический редактор *В. В. Волкова*

Сдано в набор 5/1 1964 г. Подписано к печати 16/III 1965 г.  
Формат 60×90<sup>1/4</sup>. Печ. л. 8+3 вкл. Уч.-изд. л. 8,2 + 0,6 вкл. = 8,8.  
Тираж 800 экз. Изд. № 2668 Т-04520. Тип. зак. 1640.

Темплан 1965 г. № 270

*Цена 61 коп.*

Издательство «Наука»  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

---

2-я типография Издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



Рис. 1. Схема неотектоники

Центральное поднятие Восточного Саяна. Относительно поднятые по разломам участки: 1 — верхняя ступень; 2 — средняя ступень; 3 — нижняя ступень. Относительно опущенные по разломам участки: 4 — относительно мало опущенные гряды с покровом из кайнозойских отложений или без него; 5 — узкие грабены и широкие тектонические трещины, наполненные кайнозойскими отложениями. Относительно стабильные участки: 6 — среднемиоценовое плато; 7 — досреднемиоценовые

горные поднятия. Северное и юго-восточная часть предгорий. Тункинское межгорное понижение; 8 — наиболее опущенные участки (грабены); 10 — относительно поднятые массивы (верхние ступени горстов); 11 — нижняя ступень горстов; 12 — амплитуды вертикальных переменений (в м) относительно поверхности досреднемиоценового денудационного плато



Рис. 2. Схема размещения неотектонических форм и древних выровненных поверхностей

1 — уступы сбросов, выраженные в рельефе; 2 — «свежие» тектонические трещины, сильно денудированные; 3 — тектонические трещины закрытого рельефа; 4 — «свежие» тектонические трещины, мало разрушенные; 5 — речные долины и седловины, разработанные по разломам; 6 — останцы древнего выровненного денудационного плато; 7 — останцы досреднеплато; 8 — останцы базальтового плато; 9 — Жамболовский базальто-границы неотектонических ступенчатых глыб и стабильных участков; 10 —

Ц  
окайм  
разби  
Саяна  
бен, л  
горст  
хорош  
По  
встре  
и усту  
из т  
не раз  
роно  
ных в  
ны, а  
дрзни  
дх т  
алчи  
споз  
стит  
алом  
рхне  
ник  
ы  
же  
Прв  
ясн  
е, К  
стока  
рым м  
Нап  
сбр  
льдов  
чим  
цы  
п  
мле  
нч  
оба. В  
м в  
десятк  
ротный  
ного, ши  
Друг  
мого ра  
его от гл  
чередую

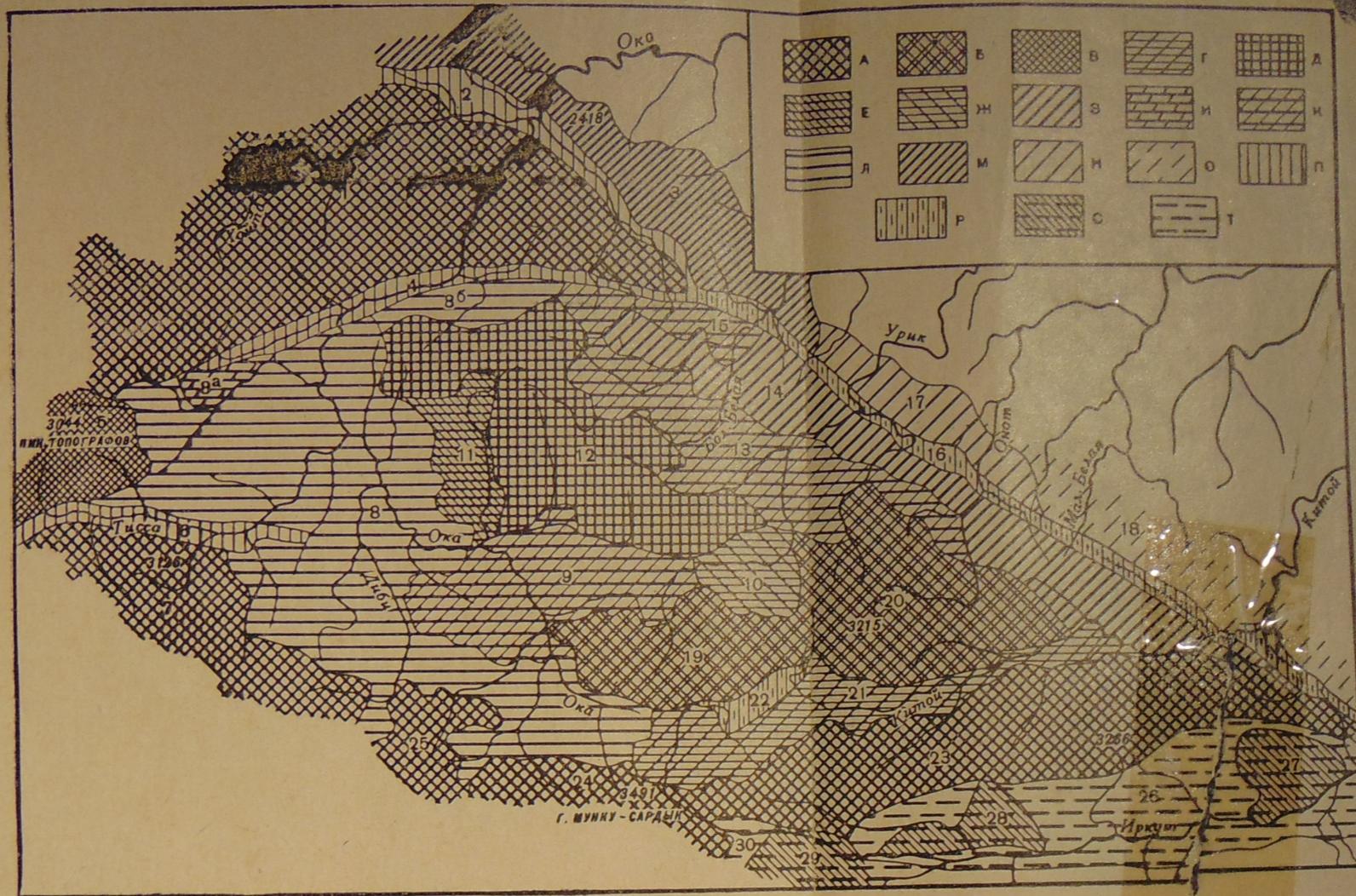


Рис. 3. Геоморфологические районы.

А — резко расчлененные альпийские средние и высокие горы, окаймленные и рассеченные разломами: Окинско-Дибинский горный массив (7), Тункинские Гольцы (23), хр. Мунку-Сардык (24) и Дибинско-Хоренский горный массив (25); Б — то же, с многочисленными останцами древней денудационной поверхности на вершинах гор: западная (19) и восточная (20) части Кито-Гольцов; В — то же, сильно разбитые разломами с останцами плато: Сенца-Тиссинский горный массив (5); Г — средние и низкие эрозионно-денудационные горы со следами ледниковой деятельности: Кито-Гольцы (21); Д — сглаженные массивные денудационные и эрозионно-денудационные средние горы со сравнительно слабо выраженными в рельефе разломами, с останцами плато и единичными карами: Бельские Гольцы (12); Е — сглаженные денудационные и эрозионно-денудационные горы, окаймленные разломами и чередующиеся с участками плато: Сорокское нагорье (11); Ж — сильно расчлененные разломами и реками, обработанное ледниками: Верхнеурицкое плоскогорье (10); З — резко расчлененные альпийские средние и низкие горы, чередующиеся с участками плато, местами со следами деятельности ледников подножия: Ермосхинско-Кито-Гольцкий горный район (1); И — древнее плато со среднегорным рельефом, обработанное ледниками: Жомболокско-Сенцинский горный массив (8а); К — сильно расчлененные базальтовые и денудационные плато со следами оледенения: восточная часть Окинского плоскогорья (9), Бельско-Урицкое плоскогорье (13) и без следов оледенения: Урдоокинское плато (15); Л — базальтовые и денудационные плато с останцами горами со следами ледниковой деятельности, расчлененные глубокими речными долинами: западная часть Окинского плоскогорья (8) и Окинско-Илезское плоскогорье (86); М — резко расчлененные альпийские средние горы, разбитые разломами: район хр. Шэла (3); Н — средние и низкие эрозионно-денудационные горы с единичными карами: Урицко-Савинский предгорный район (17); О — низкие эрозионно-денудационные горы, разбитые разломами: Савинско-Кито-Гольцкий, предгорный район (18); П — узкие тектонические впадины с равнинным и всхолмленным рельефом, со сравнительно мощными рыхлыми четвертичными отложениями: Даадинско-Урдоокинское (2), Окинско-Илезское (4) и Тиссинское (6) межгорные понижения; Р — то же, с близким залеганием коренных пород: Даялыкско-Кито-Гольцкое межгорное понижение (10); С — плосковерхие низкие ступенчатые эрозионно-денудационные горы, разбитые разломами: Еловский (22), Радабанский (29) горные массивы в пределах Тункинского межгорного понижения; Т — плоские, увалистые и эрозионно-денудационные равнины, сложенные мощной толщей рыхлых кайнозойских отложений в пределах Хойтогорьской, Тункинской (26), Тункинской, Мондинской (30) и других котловин Тункинского межгорного понижения



Рис. 6. Схема верхнеплейстоценового оледенения Восточного Саяна

1 — древние ледники; 2 — древние снежники; 3 — подпорные ледниковые озера; 4 — каналы стока ледниковых вод; 5 — направление движения ледников;  
 6 — абсолютные высоты поверхности ледников (в м); 7 — мощность льда (в м); 8 — порядковый номер ледника; 9 — границы котловин