

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

Экз. № 212

Л. Д. ДОЛГУШИН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
РЕЛЬЕФА, КЛИМАТА
И СОВРЕМЕННОЙ ДЕНУДАЦИИ
В ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

1951

Книга оцифрована и предоставлена для скачивания в рамках некоммерческого, культурно-просветительского проекта:



Данный проект направлен на поддержку писателей-путешественников, распространение знаний об Уральском регионе, предоставление доступа к редким книгам всем интересующимся.

Электронная библиотека проекта: <https://book.exje.ru>

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

Экз. № 212

Л. Д. ДОЛГУШИН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
РЕЛЬЕФА, КЛИМАТА
И СОВРЕМЕННОЙ ДЕНУДАЦИИ
В ПРИПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

1951

Ответственный редактор

академик *А. А. Григорьев*

*Памяти товарищей по экспедиции—
М. С. Галактионова и В. А. Львова,
героически погибших за Родину,
посвящаю настоящую работу.*

ВВЕДЕНИЕ

Урал, протянувшийся на тысячи километров от знойных полупустынь Приаралья до берегов Северного Ледовитого океана, отличается большим разнообразием физико-географических условий. Естественно поэтому, что уже ранние исследователи Урала делили его на широтные отрезки, различные по своим природным особенностям. Наибольшей популярностью до последнего времени пользовалась схема деления Урала на южный, средний и северный, предложенная еще в 1789 г. Германом. Однако, по мере дальнейшего изучения края, явилась потребность в более детальном районировании. Л. И. Шренк (1855) выделил северную часть Северного Урала в самостоятельную физико-географическую область, назвав ее Полярным Уралом. Этот последний он характеризовал как безлесную горную страну, возвышающуюся среди равнин, покрытых вечномерзлыми моховыми и лишайниковыми тундрами, которые служат местами кочевков остяков и ненцев. Северный Урал, наоборот, покрыт хвойными лесами и топкими болотами и населен вогулами. Границу между Северным и Полярным Уралом Шренк проводил по 65 параллели с. ш. Позднее эта граница была уточнена Б. Н. Городковым, который, вполне обоснованно, отодвинул ее на полградуса севернее. «Границу между Северным и Полярным Уралом следует провести по водоразделу рек Сыни и Ляпина. В этом случае она совпадает с южным пределом распространения основных пород дунито-перидотитового массива, столь характерных для южной половины Полярного Урала; затем здесь же пониженная часть его между 65,5° и 66° снова сменяется высокими горами верховьев рек Хулги и Колокольни, наконец, на этом же пределе начинаются густые кедрово-еловые леса по восточному склону. Кочевья ляпинских

зырян как раз кончаются у р. Колокольни (бассейн р. Сыни), где уже кочуют остяки» (Городков, 1929, стр. 21—22).

А. В. Хабаков (1945) южную границу Полярного Урала проводит еще севернее ($66^{\circ}30'$ с. ш.), но нам кажется, что для этого нет достаточных оснований.

В последнее время, по почину А. Н. Алешкова (1934), северную часть Северного Урала (в представлении Шренка и Городкова) стали называть Приполярным Уралом. Однако под этим названием разные исследователи понимают различные по протяжению участки хребта. Если Алешков считает Приполярным Уралом отрезок Урала между 64° с. ш. и $65^{\circ}40'$ с. ш., то Н. А. Сирин (1945) раздвигает рамки Приполярного Урала на юг, до истоков р. С. Сосьвы (62° с. ш.), а на север до 66 параллели, подразделяя его, в свою очередь, на Сосьвинский и Ляпинский Урал. К сожалению, названные авторы нигде не обосновывают свое деление, что мешает достижению единодушия в этом вопросе. Исследования последних 17 лет показали, что отрезок Урала от истоков р. Хулги (Ляпина) — на севере ($65^{\circ}40'$ с. ш.) до г. Тельпос-из — на юге ($63^{\circ}58'$ с. ш.) настолько своеобразен в структурно-геологическом, геоморфологическом, климатическом и почвенно-ботаническом отношении, что с полным основанием может быть выделен в качестве самостоятельной физико-географической области. Применительно именно к этой части Урала и следует употреблять название Приполярный Урал, которое представляется нам вполне удачным: оно дает представление о географическом положении территории и легко укладывается в привычную схему разделения Урала: Южный, Средний, Северный, Приполярный, Полярный. Привожу краткую характеристику физико-географических особенностей Приполярного Урала с обоснованием указанных выше границ.

При общности крупнейших черт геологической структуры для всего Урала Приполярный Урал обладает значительным своеобразием. Главная геологическая структура представлена здесь нормальным антиклинорием, осевая зона которого под 65° с. ш. испытывает региональное воздымание, образуя гигантский свод. В соответствии с этим как в структурном, так и в орографическом отношении горная полоса сильно расширяется, а в осевой зоне антиклинория на поверхность выходят наиболее древние породы метаморфического комплекса, прорванные мощными интрузиями гранитов и гранодиоритов. К югу от этого вздутия ось антиклинория погружается, а полоса древних пород суживается. К району наибольшего прогиба и приурочен широтный отрезок р. Щугора, который может быть принят за южную границу Приполярного Урала. В северной части района главный антиклинорий вновь испытывает резкое погружение

и на широте истоков р. Лёмвы переклиально замыкается: древние метаморфические породы скрываются под покровом более молодых пород. Соответственно хребты Урала резко обрываются, сменяясь севернее широтного участка р. Кожима повышенной равниной Кожим-Лёмвинского амфитеатра.

Таким образом, главная структура Приполярного Урала не находит непосредственного продолжения в примыкающей части Полярного Урала, который развивается из второстепенных складок восточного крыла антиклинория.

Как упоминалось выше, на Полярном Урале широким распространением пользуются породы основного и ультраосновного состава, громадные массивы которых на значительном протяжении слагают осевую зону хребта, в то время как для Приполярного Урала из пород изверженного комплекса наиболее характерными являются породы кислого состава (граниты и гранодиориты).

Рельеф Приполярного Урала отличается большой сложностью. Под 65° с. ш., в области наибольшего вздутия антиклинальной структуры, Уральская горная полоса не только сильно расширяется, но и поднимается до максимальных для Урала высот. Средняя высота хребтов в осевой зоне Приполярного Урала равна приблизительно 1400 м, а многие вершины превышают 1700 м (г. Народа 1883 м, г. Карпинского 1793 м, хр. Непрístupный ок. 1800 м, г. Неройка 1722 м и др.). Ширина высокогорной зоны по линии Сабля — Народа составляет 60—70 км, а общая ширина орографически выраженного Урала — не менее 150 км. Меняя меридиональное направление на северо-восточное, Приполярный Урал образует широкую дугу, которая гигантским амфитеатром опоясывает Ляпинскую депрессию, спускаясь к ней несколькими ярусами. Внешний обвод этой дуги и ее северо-западные виргации представлены высокими и сильно расчлененными хребтами (Сабля, Саледы, Малды, Исследовательский и др.), тогда как внутреннюю часть излучины заполняют возвышенности среднегорной зоны и восточной увалистой полосы.

Рельеф глубоко расчленен сложной гидрографической сетью. Для восточного склона характерно направление водных артерий по сходящимся радиусам; на западном склоне имеет место обратная картина. Реки западного склона в плане имеют колччатый вид. Они текут то согласно с общим простираем хребтов, пользуясь продольными долинами и депрессиями, то резко поворачивают и режут хребты вкрест простираения, что сближает их в этом отношении с реками Южного Урала.

Устройство поверхности Полярного и Северного Урала значительно проще. Южная часть Полярного Урала, непосредственно примыкающая к описываемому району, представляет

горную гряду с плоским гребнем, разрезанную поперечными речными долинами на отдельные массивы: «Эти поперечные долины, глубоко врезанные и нередко входящие далеко в горы, придают им разорванный вид и совершенно особенную физиономию так, как будто они состоят из отдельных скал, продольные оси которых пересекают под прямым углом продольную ось хребта» (Гофман, 1856, стр. 199).

Для Северного Урала, наоборот, характерно наличие нескольких меридионально вытянутых, слабо расчлененных хребтов, которые разделены продольными депрессиями. Ширина горной полосы невелика (50—60 км), а зона рельефа высокогорного типа постепенно выклинивается.

Приполярный Урал подвергался мощному воздействию ледников различного типа от покровного до карово-долинного. Следы древнего покровного оледенения в горах в значительной мере уже стерты или же замаскированы последующими процессами денудации. Но небольшое карово-долинное оледенение (которое геологически имело место, повидимому, совсем недавно) оставило яркие следы своего пребывания в виде характерных форм нивально-ледниковой скульптуры и аккумуляции и множества небольших, но глубоких каровых озер, придающих неповторимое своеобразие и суровую прелесть высокогорной зоне Приполярного Урала. В настоящее время на Приполярном Урале продолжает существовать несколько десятков небольших каровых ледников и множество многолетних снежников, которые оказывают значительное морфогеническое воздействие на рельеф. К югу от г. Тельпос-из, в пределах Северного Урала, формы альпийского рельефа встречаются редко, и современные нивальные процессы играют значительно меньшую роль, чем в описываемом районе. Сказанное в равной мере относится и к морозно-солифлюкционным процессам, которые в высокогорной зоне Приполярного Урала, как и Полярного, находят классическое проявление, а по мере движения на юг затухают. Следует также отметить, что южная граница Приполярного Урала совпадает с южной границей островного распространения «вечной» мерзлоты в горах и примыкающей части Западно-Сибирской низменности (Боч, 1938а). Таким образом, в геоморфологическом отношении обособление Приполярного Урала не вызывает сомнений.

Значительная высота и ширина горной полосы, глубоко и сложно расчлененный рельеф обуславливают типично горный характер климата Приполярного Урала с ярко выраженной вертикальной ярусностью и значительной пространственной изменчивостью.

Благодаря тому, что преобладает перемещение влагоприносящих воздушных масс с запада на восток, европейский склон

Урала получает намного больше атмосферных осадков, чем азиатский. Указанная черта уральского климата в Приполярном Урале выражена особенно отчетливо. Это объясняется тем, что горы здесь выше, а облачность ниже, чем в средних и южных широтах Урала. Ветры западной четверти резко преобладают в Приполярном Урале, особенно зимой, отличаясь большой силой и постоянством. Вследствие этого происходит крайне неравномерное распределение снега по элементам рельефа и различно экспонированным склонам, что приводит к формированию и длительному существованию ландшафта снежных пятен в период весенне-летнего снеготаяния.

Низкие температуры теплого периода с частыми переходами через 0°, обилие медленно тающих снежников, морозящий характер жидких осадков, при наличии в почве близкого водоупора, в виде длительной сезонной или «вечной» мерзлоты, — все это вместе взятое создает в высокогорной зоне Приполярного Урала оптимальные условия для развития нивально-солифлюкционных процессов.

Приполярный Урал представляет большой интерес и с точки зрения синоптической метеорологии: «Это форпост на путях действия полярных осей, принимающий на себя волны арктического воздуха и трансформирующий их в известной мере прежде, чем они распространят свое влияние на погоду Европейской части СССР» (Попов, 1935, стр. 28).

Смена вертикальных почвенно-растительных поясов в Приполярном Урале выражена полнее, чем в Полярном, где выклинивается таежная зона, и полнее, чем в Северном Урале, который, за исключением отдельных вершин и хребтов, не достигает нивально-гольцового пояса. Северная граница Приполярного Урала совпадает с северным пределом распространения елово-кедровых лесов в восточных предгорьях Урала (Городков, 1929) и елово-пихтовых — вдоль западного склона.

В Приполярном Урале верхнюю границу леса образует лиственница. На восточном склоне преобладают чистые лиственничники с кустарничковым, травянистым или мохово-лишайниковым покровом, характерным для вышележащего безлесного пояса: «На известной высоте мы встречаем ту же альпийскую лужайку, которая от пограничного лиственничного леса отличается только отсутствием лиственницы» (Сочава, 1930). Иногда к лиственнице примешиваются береза и ель. На западном склоне на верхнем пределе леса лиственница также преобладает, но здесь чистые лиственничники уступают место березово-лиственничным рощицам, чередующимся с пышными субальпийскими лужайками на влажных горно-луговых почвах.

На Северном Урале верхнюю границу леса составляет уже не лиственница, а березовое криволесье. К березе иногда при-

мешиваются ель и пихта. Лес на верхнем пределе имеет обычно парковый вид (Говорухин, 1929). Приполярный Урал является южным пределом распространения типичной арктической растительности (Сочава, 1930) и областью необычайно широкого развития верхнего гольцового пояса, представленного арктическими пустынями с полигональными почвами и курумами всех типов, в котором многолетние снежные пятна составляют неотъемлемую часть ландшафта.

Зоогеографическая позиция Приполярного Урала очень своеобразна. Здесь взаимно переплетаются элементы фаун таежной и арктической, европейской и азиатской. С северной границей Приполярного Урала совпадает северная граница распространения типично таежной фауны на Урале. «В общем эта граница совпадает с северными пределами распространения здесь кедра (около 66° с. ш.) и пихты (около 65° с. ш.): для многих таежных млекопитающих она определяется (Флеров, 1939) по водоразделу между реками Сыня и Ляпин, а для насекомых тайги — по нижнему течению р. Войкар» (Фридолин, 1935). Так например, лось (*Alces alces* L.), типичное таежное животное, распространен в предгорьях Приполярного Урала до его северной границы $65^{\circ}30'$ — 66° с. ш. С другой стороны, такой типичный представитель арктической фауны, как песец (*Vulpes lagopus* L.), во время зимних перекочевков спускается до южной границы Приполярного Урала, где он нередко добывается саранпаульскими охотниками. Интересно нахождение в Приполярном Урале северной пищухи (*Ochotona hyperborea pall. uralensis* Flogow), широко распространенной к востоку от Енисея, но к западу от него нигде больше не встреченной (Фридолин, 1935).

В административно-хозяйственном отношении выделение Приполярного Урала также не нарушает исторически сложившихся границ. Западный склон Приполярного Урала входит в состав Коми АССР, а восточный принадлежит Саранпаульскому сельсовету, Березовского района, Ханты-Мансийского национального округа Тюменской области. Южная и северная границы Саранпаульского сельсовета полностью совпадают с соответствующими границами Приполярного Урала. В горах Приполярного Урала оседлого населения нет, но он служит местом постоянного летнего выпаса оленьих стад Саранпаульского и Щёкурьинского колхозов и Саранпаульского оленесовхоза, причем ими используются пастбища не только восточного склона, но и западного. Из минеральных богатств края пока добывается только горный хрусталь.

Такова в общих чертах характеристика территории Приполярного Урала.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Уральский север с давних пор привлекал к себе внимание предприимчивых русских людей, главным образом своими пушными богатствами. Уже в XI в. новгородцы посещали Северный Урал во время торговых сношений с Югрой. 1499 г. считается годом окончательного покорения Югорской земли, когда большой отряд новгородцев под командованием князя Курбского пересек Приполярный Урал и взял г. Ляпин. В то время этот край был населен, повидимому, довольно густо, о чем можно судить по записям в разрядных книгах, описывающих поход Курбского и его соратников: «И убили воеводы на Камени самоеды 50 человек и взяли 200 оленей. От Камени шли неделю до первого городка Ляпина; ...Ляпин взяли и поймали 33 города, да взяли 1009 человек лучших людей, да 50 князей привели».

В XVII в. появляются первые известия об ископаемых богатствах Уральского севера, но они носят случайный характер.

С начала XIX в. Приполярный Урал (Ляпинский край) становится объектом внимания золотоискателей. Однако, преследуя узко практические цели, работы золотоискательских партий не дали, да и не могли дать заметных научных результатов. Отметим лишь некоторые из них: в 1828—1829 гг. поиски золота в Ляпинском крае проводила партия купца Верходанова, доставившая первые достоверные сведения о полезных ископаемых края (Ковальский, 1853). В 1851—1852 и 1861—1863 гг. О. Шишкин (1864) работал по поискам золота в бассейне р. Ляпина (Хулги). Он составил схематическую карту района с указанием золотоносных участков.

В 1899—1901 гг. здесь производили поиски золота Пономарев и Грязнов. Они составили карту правобережья р. Ляпина в масштабе 10 верст в дюйме, опубликованную в работе Д. И. Иловайского (1910). По материалам этой партии Д. В. Соколов составил схематическую геологическую карту восточного склона Приполярного Урала с краткой объяснитель-

ной запиской. В водораздельной части Урала он отмечает распространение метаморфических сланцев, на восточном склоне — кристаллических пород диоритового состава, а в предгорьях — рыхлых мезозойских отложений, перекрытых мощной толщей ледниковых, озерных и речных четвертичных наносов. В предгорьях он отмечает участки холмисто-моренного рельефа. По Соколову четвертичные льды, покрывавшие Урал сплошной шапкой, спускались в Ляпинскую депрессию по долинам правых притоков р. Ляпина, двигаясь с запада на восток.

С научными целями Приполярный Урал впервые был посещен в 1843 г. А. Кайзерлингом, который поднялся на г. Саблю со стороны Печоры и дал краткое описание ее рельефа и геологического строения. В 1844—1845 гг. на Северном Урале побывал А. Регули, составивший схематическую карту его. Но обе эти поездки дали настолько небольшой и разрозненный материал, что по ним невозможно было составить даже самое общее представление о природе края.

Начало широко поставленным научным географическим исследованиям Северного Урала (в границах по схеме Германа) было положено Северо-Уральской экспедицией Русского географического общества, которую возглавлял Э. Гофман. Территорию собственно Приполярного Урала экспедиция посетила дважды — в 1847 и 1850 гг.

В 1847 г. Гофман поднялся по р. Щугору до г. Сумах-нёр, прошел вдоль главного водораздела Урала на север до г. Кош-нёр, откуда по р. Полье спустился к п. Саранпауль на р. Ляпине.

Исследования 1850 г. были сосредоточены главным образом на западном склоне. Поднявшись по р. Б. Патоку, экспедиция прошла вдоль восточного подножия хр. Сабли, затем повернула на восток и пересекла главный водораздел в истоках р. Маньи. Обследовав верховья рек Вангыра и Манараги, экспедиция перевалила в долину р. Болбан-ю и Қожимской депрессией вышла к истокам р. Лёмвы. Дальнейший маршрут экспедиции проходил уже за пределами нашего района.

Научные результаты Северо-Уральской экспедиции Р. Г. О. отражены в двухтомной монографии «Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой». Первый том (Ковальский, 1853) содержит географические определения мест и результаты магнитных наблюдений. Всего было определено 170 астропунктов, которые легли в основу карты, составленной топографами Юрьевым и Брагиным в масштабе 3 версты в дюйме. Позднее карта была издана в масштабе 25 верст в дюйме. Во второй том (Гофман, 1856) вошло подробное описание рельефа, гидрографической сети и геологического строения пройденного маршрута, выполненное Гофманом, а также статьи: И. Ф. Брандта «Позво-

ночные животные Северо-Европейской России и в особенности Северного Урала» и Ф. И. Рупрехта «Флора Северного Урала» — результаты обработки материалов, собранных участником экспедиции Т. Брандтом. Книга богато иллюстрирована художником Бармалеевым.

Значение исследований Северо-Уральской экспедиции очень велико. Фактически обширная горная страна была открыта заново: было точно установлено, что Уральский хребет не является меридиональным на всем протяжении, но к северу от широты Сабли меняет меридиональное простираение на северо-восточное, поднимаясь в месте этого поворота до наибольших абсолютных высот; дана общая орографическая схема Северного Урала, состоящего из ряда параллельных горных цепей, разделенных продольными долинами; установлен высокогорный характер рельефа в осевой зоне хребта: «Несмотря на свою незначительную высоту. Северный Урал имеет альпийскую наружность, которую сообщает ему обрывистость его зубчатых скал, лишенных всякого прозябания» (Гофман, 1856, стр. 198), а также отмечено, что западный склон хребта более высок и сильнее расчленен, чем восточный; впервые и очень образно описаны кары Приполярного Урала, столь характерные для ландшафта высокогорной зоны, хотя Гофман и не мог объяснить их происхождение; собран большой геологический материал и на его основе дана первая общая схема геологического строения хребта: «Геогностическое строение хребта просто и, при великом разнообразии в частностях, чрезвычайно однообразно в целом. Он состоит из метаморфических талько- и хлоритоносных пластов, из кварцитов и мраморных толщ, которые с большим или меньшим уклонением простираются параллельно хребтовой оси и подняты или прорезаны гранитом, сиенитом, серпентином, диоритом и порфирами» (там же, стр. 201).

Указывая на суровость климата Приполярного Урала, Гофман считал, однако, что Урал даже и здесь, в самой высокой его части, не несет на своих вершинах вечных снегов и ледников. Небольшие каровые ледники, известные в Приполярном Урале в настоящее время, Гофманом не были замечены, но широкое распространение летующих снежников он отмечает неоднократно.

Следующий этап в изучении Северного и Приполярного Урала связан с именем Е. С. Федорова, который в 1887—1889 гг. проводил геологические исследования на Северном Урале непосредственно к югу от описываемого района. Он составил первую геологическую карту Северного Урала в масштабе 5 верст в дюйме и дал общую орографическую схему нагорья. В рельефе Северного Урала Федоров различает 3 пояса: пояс низменной равнины восточного Приуралья, пояс Каменного Урала и

пояс артинской равнины западного склона. Пояс Каменного Урала Федоров, в свою очередь, разделил на 3 главные полосы: увалистую полосу восточного склона, состоящую из осадочных и изверженных палеозойских пород; собственно полосу Урала или полосу кристаллических пород, слагающих горы с более резко выраженным рельефом, и увалистую полосу западного склона.

Федоров указал на волнистость осей уральских складок по простиранию и приуроченность поднятий шарниров складок к широтным повышениям хребта. Одно такое повышение было им установлено на широте г. Тельпос-из; второе он предполагал на широте Сабли, что позднее полностью подтвердилось. Он также указал на значительное различие в характере речных долин восточного и западного склонов, которое выражается: 1) в значительно большей абсолютной высоте верхних частей долин западного склона; 2) в малом падении верховий долин западного склона и, напротив, обыкновенно в значительном падении верховий долин восточного склона; 3) долины западного склона по преимуществу продольны, восточного — поперечны; 4) реки западного склона обладают большим падением, чем реки восточного склона; 5) долины рек западного склона обычно шире речных долин восточного склона и в верховьях беднее обнажениями; в пределах увалистой полосы реки восточного склона текут в глубоких ущельях, а в верховьях долины этих рек, наоборот, широки и имеют мало обнажений.

В приуральской части Западно-Сибирской низменности Федоровым (1887) были описаны меловые и валунно-ледниковые отложения. На основании его данных граница сплошного оледенения на Урале проводилась к северу от $61^{\circ}41'$ с. ш.

В восьмидесятых годах прошлого столетия энергичную деятельность по поискам путей с Оби на Печору развернул А. М. Сибиряков. По его поручению К. Д. Носиловым (1884, 1885, 1909) были исследованы речные системы рек Сосьвы и Ляпина и перевалы через Урал. В 1886 г. был сооружен Сибиряковский тракт, протяжением около 180 км, соединивший Ляпинскую пристань на р. Ляпине с с. Усть-Щугор на Печоре. В 1898 г. Сибиряков переправил по нему через Урал с Оби на Печору до 100 тысяч пудов хлеба. Коми-оленоводы в поисках заработка на перевозках перекочевывали с Печоры на Ляпин и оседали здесь. Так вырос поселок Саранпауль, что на языке манси значит деревня коми, основное население которого до сих пор составляют коми. (Дунин-Горкавич, 1904; Левитов, 1887). Интересны указания Носилова и Левитова о господстве в Приполярном Урале в зимнее время свирепых снежных буров, особенно на западном склоне, которые нередко приводили к гибели целых оленьих обозов.

В 1902—1903 гг. в Ляпинском крае отложения мезозоя были детально исследованы Иловайским (1903, 1910, 1915). В его работах содержится также и общегеографический материал.

В обнажениях по рекам Сертынье и Ятрии Иловайский установил наличие верхнеюрских песчаников, содержащих обильную фауну белемнитов и аммонитов, перекрытых нижнемеловыми отложениями, также хорошо охарактеризованными фаунистически. В юрских отложениях он отмечает пологие складки с углами падения до 15° .

В 1905 г. ботаник Р. Р. Поле (1907) и И. Неврли (1912) совершили подъем на Саблю и собрали богатый гербарный материал. В 1908 г. северную часть хр. Сабли посетила экспедиция А. Б. Журавского (1908), поднимающаяся по р. Б. Сыня. В 1915 г. по р. Манье до г. Сале-нёр и по Сибиряковской дороге до р. Волоковки совершил поездку Городков (1916). Он дал краткую характеристику почв и растительности восточного склона Приполярного Урала.

Начиная с 1921 г. изучением Северного Урала в бассейне верхней Печоры и Ылыча занимается В. А. Варсанюфьева, которая опубликовала ряд прекрасных работ, знакомящих с геологией и геоморфологией этого края (1929, 1932, 1933, 1939 и др.). Ей же принадлежит первая попытка нарисовать стройную картину развития рельефа Северного Урала. Варсанюфьева различает в рельефе Северного Урала 4 яруса поверхностей выравнивания: первый — на высоте 1600—1700 м, второй — 1100—1150 м, третий — 800—900 м и четвертый — на уровне восточной и западной увалистых полос. Эти поверхности она считает остатками древних разновозрастных поверхностей выравнивания, выработанных эрозией в результате повторных поднятий хребта, начавшихся еще в палеозое и продолжающихся до настоящего времени.

В 1924—1931 гг. юго-западная часть Приполярного Урала в бассейне р. Б. и М. Патоков была охвачена геологическими исследованиями Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной. В их опубликованном отчете, наряду с большим геологическим материалом, содержатся также и геоморфологические сведения (Добролюбова и Сошкина, 1935). Авторы выделяют в рельефе обследованной области 4 горизонтальных высотных уровня: 1) плоские вершины горных массивов от 850 до 1200 м абс. высоты, над которыми изредка поднимаются еще более высокие вершины (Тельпос-из 1650 м, Сабля 1648 м и др.); 2) пьедесталы горных массивов первого уровня, которые образуют горные плато, расчлененные верховьями рек, высотой около 500—650 м; 3) равнина увалистой полосы к западу от гор (высотные отметки не приводятся). Граница равнины третьего уровня и горного плато второго уровня везде совпадает с восточной гра-

ницей распространения мягких известково-сланцевых пород силура; 4) Печорская низменность, отделенная от увалистой полосы заметным уступом. Описываются следы древнего оледенения, а также отмечается теснейшая связь рельефа с тектоникой и литологией района. Многочисленные террасовидные уступы на склонах возвышенностей авторы считают эрозионными.

С геологией и частично с рельефом северо-западной части Приполярного Урала в бассейне р. Кос-ю знакомят нас работы А. А. и Г. А. Черновых. В 1925 г. А. А. Чернов (1927) описал северные концы хребтов Обе-из и Саледы и дал геологический разрез по р. Кожиму. В 1935 г. были изучены южные концы этих хребтов и получен геологический разрез по р. Кос-ю от равнины — на западе — до г. Колокольни — на востоке (А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940).

Гору Саблю в 1926 г. посетила Печорская колонизационно-исследовательская экспедиция под начальством К. Ф. Маляревского. Участниками этой экспедиции впервые были замечены каровые леднички на восточном склоне Сабли (устное сообщение Ю. А. Ливеровского). Результаты геоботанических наблюдений изложены в статье Ю. Д. Цинзерлинга (1935).

В 1927 г. в Приполярном Урале работала организованная в 1924 г. Академией Наук и Уралпланом Северо-Уральская экспедиция под руководством Городкова, продолжившая комплексные географические исследования, начатые три четверти века назад экспедицией Р. Г. О. В ее задачу входило изучение главным образом восточного склона Урала от Полярного круга на юг — до 62° с. ш., не затронутого исследованиями экспедиций Р. Г. О. В течение первых трех лет (1924—1926) деятельность Северо-Уральской экспедиции Академии Наук СССР и Уралплана была сосредоточена на территории Полярного Урала, примыкающей к нашему району с севера. Результаты изложены в ряде статей Городкова и других участников экспедиции.

В 1927 г. Северо-Уральская экспедиция обследовала Народно-Итйинский кряж, верховья р. Кожима и водораздельную часть Урала, от истоков р. Народы к югу до г. Педы. Собран большой материал, характеризующий рельеф, геологию, растительность и животный мир края. К сожалению, этот материал не был монографически оформлен, а публиковался в виде небольших статей по отдельным вопросам в различных периодических изданиях, что затрудняет пользование им и мешает созданию цельного представления о природе обследованной территории. Краткие итоги работ экспедиции за 1927 г. изложены в статье Алешкова (1929) «Ляпинский край». Они сводятся к следующему: 1) водораздельная полоса Урала от р. Итьи на севере до р. Педы на юге была покрыта топографической съемкой в масштабе 1 : 200 000, с сечением горизонталей

через 50 м. В истоках рек Народы и Болбан-ю обнаружены горные вершины более значительной высоты, чем г. Тельпос-из, считавшаяся ранее высшей точкой Урала (г. Народа 1883 м, г. Карпинского 1793 м, г. Манси-нёр 1772 м и др.). В пределах Скалистого Урала выделены две крупные орографические единицы: Народо-Итьинский и Исследовательский кряжи; 2) В. Б. Сочава (1930), проводивший геоботанические исследования, выделяет 4 вертикальных пояса: а) полосу хвойного леса с преобладанием ели, занимающую предгорья и основания склонов хребта, б) полосу лиственничного леса, образующего верхний предел лесной растительности, в) переходную полосу кустарниковых и моховых тундр и, наконец, г) полосу каменистых и каменисто-лишайниковых тундр, занимающих вершины и крутые каменистые склоны; 3) материал зоологических исследований К. К. Флерова свидетельствует о том, что для млекопитающих Урал является границей европейской и сибирской фаун (Фридолин, 1935); 4) собран большой геологический материал.

В 1929 г. четвертичные отложения в примыкающей к Приполярному Уралу части Западно-Сибирской низменности (по рекам Ляпину и С. Сосьве) изучал С. Г. Боч. Он описал многочисленные разрезы и составил стратиграфическую колонку четвертичных отложений Ляпинского края. Боч (1937) указывает на наличие в Ляпинском крае двух морен, разделенных безвалунными песками и слоистыми глинами.

В 1929 г. Алешков (1930) в районе г. Сабли обнаружил три каровых ледника. Более крупный из них был назван именем Э. Гофмана. Это открытие послужило для Комитета СССР по проведению Международного полярного года поводом к организации Уральской ледниковой экспедиции, обследовавшей в 1932 г. ледники г. Сабли и в 1933 г. ледники района г. Народы. Результаты изложены в специальном выпуске «Трудов ледниковых экспедиций» (Урал. Приполярные районы, вып. 5, 1935), а также в статьях и заметках участников экспедиции в различных периодических изданиях (Алешков, 1934, 1935 и др.; Введенский, 1933, 1934; Боч, 1935).

Уральской ледниковой экспедицией было открыто и описано 10 новых ледников. Районы гор Сабли и Народы покрыты топографической съемкой в масштабе 1 : 50 000, а ледники Гофмана, Манси, Югра и Болбан сняты в масштабе 1 : 10 000. В течение двух летних месяцев в 1932 г. в районе Сабли, а в 1933 г. в районе Народы проводились стационарные метеорологические наблюдения по программе метеостанций II разряда (Попов, 1935; В. П. Федоров, 1935).

В ряде статей Алешков приводит интересный фактический материал, характеризующий геологию, рельеф и климат района.

Боч (1935) дал подробную геоморфологическую характеристику района г. Народы и кратко наметил основные этапы истории формирования рельефа Приполярного Урала.

В 1932 г. в верховьях р. Хулги и ее правых притоков геоботанические исследования проводил В. С. Говорухин. В истоках рек В. и Н. Грубе-ю он обнаружил два ледника, названные именами В. Л. Комарова и В. А. Варсанюфьевой. Говорухин (1940) считает их реликтовыми. Плосковершинные возвышенности к востоку от долины Тэль-рузь он предложил именовать «Плато Московского общества испытателей природы».

В 1934—1935 гг. Алешков (1937) производил исследования хрусталеносных площадей в районах гор Неройки и Сура-из, где была проведена крупномасштабная топографическая и геологическая съемка. Установлена возможность промышленной добычи пьезокварца. В статье «Геологический очерк г. Неройки» приводится геоморфологическая карточка верховий р. Щёкурьи с кратким описанием рельефа.

1936 год можно считать началом промышленного освоения Приполярного Урала. В этом году развернула работы по поискам, разведке и промышленной добыче горного хрусталя Полярно-Уральская экспедиция треста «Русские самоцветы». Работы, сопровождавшиеся крупномасштабными топографическими и геологическими съемками, были сосредоточены в осевой зоне хребта от г. Педы на юге до г. Россомахи — на севере. Деятельность экспедиции продолжается и в настоящее время. В ее работах в течение ряда лет принимал участие Боч, в статьях и заметках которого содержится интересный материал по геоморфологии и четвертичным отложениям Приполярного Урала (Боч, 1938, 1938а, 1939 и 1939а, 1941, 1943, 1946).

В 1936—1937 гг. Приполярный Урал был подвергнут геологическому изучению Полярно-Уральской экспедицией Всесоюзного арктического института ГУСМП (Н. А. Сирин, М. С. Галактионов, К. А. Львов, С. Н. Волков, Ф. У. Латников, Н. И. Леонов и др.). Осевая зона и восточный склон Приполярного Урала от $65^{\circ} 20'$ с. ш. на севере и до р. Щёкурьи на юге были покрыты топографической съемкой в масштабе 1 : 150 000. На этой основе составлена геологическая карта. Впервые свита метаморфических пород Урала была детально расчленена. Отчет экспедиции не опубликован, но основные результаты ее работ нашли отражение в книге «Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала» (Сирин, 1945).

Сирин выделяет в пределах осевой зоны и восточного склона Приполярного Урала 4 орографические полосы, вытянутые согласно с общим простиранием хребта. Это: 1) высокогорная полоса, которую он называет Неройско-Народо-Кожимским кря-

жем¹, характеризуется свежестью форм альпийского рельефа; 2) область восточных увалов, характеризующаяся общей сглаженностью и мягкостью форм рельефа²; 3) мелкосопочная пенеппенизированная гряда к востоку от восточных увалов, сложенная среднепалеозойскими породами³; 4) Западно-Сибирская низменность. Сирин считает, что Урал дважды подвергался мощному оледенению. Первое оледенение было покровным с центром к северо-востоку от современного Урала. В межледниковую эпоху Уральский хребет был поднят на высоту 600—700 м, что явилось, по его мнению, причиной второго оледенения альпийского типа (Сирин, 1945). В другой статье, вышедшей позднее (Сирин, 1947), он называет уже другую цифру амплитуды поднятия Урала, а именно — 400—500 м.

В 1936—1937 гг. Научно-исследовательским институтом полярного земледелия, животноводства и промыслового хозяйства проводились исследования пастбищ и условий выпаса оленей в Саранпаульском оленеводческом совхозе, в пределах Ляпинской депрессии и северо-восточной части Приполярного Урала (Игошина и Флоровская, 1939). В указанной работе, наряду с характеристикой пастбищ и условий выпаса, приводятся некоторые сведения по климату и рельефу района.

В 1939—1941 гг. работы, начатые Арктическим институтом, были продолжены Полярно-Уральской экспедицией Уральского геологического управления (начальник экспедиции Н. А. Сирин). В работах принимал участие большой коллектив геологов и геоморфологов (С. Н. Волков, Б. С. Здорик, К. А. Львов, В. И. Пийп, М. С. Галактионов, Н. И. Леонов, Л. П. Машкина, М. Л. Молдавский, В. А. Львов, В. А. Вакар, Ю. М. Фарфонтъев, Н. Е. Дик, В. Г. Елисеев, А. Г. Бер, Л. Д. Долгушин). Одновременно проводилась топографическая съемка района работ в масштабе 1 : 100 000.

В 1939 г. автору были поручены геоморфологические наблюдения в горной части района и в 1940 г. шлиховое опробование среднего течения р. Торговой. В результате исследований Полярно-Уральской экспедиции топографической и геологической съемкой масштаба 1 : 100 000 была покрыта южная часть Приполярного Урала. Собран большой геологический и геоморфологический материал, еще не полностью обработанный и не опубликованный.

Одновременно исследованием гранитных интрузий Приполярного Урала занимались геологи Академии Наук СССР Н. А. Сирин, С. Д. Попов, И. А. Преображенский и Т. К. Ко-

¹ «Исследовательский кряж» у Алешкова.

² «Лесной Урал» у Городкова и Алешкова.

³ «Увалистая полоса восточного склона» у Е. С. Федорова.

жина. Рыхлые аллювиально-делювиальные отложения изучал С. Г. Саркисян (Саркисян и Житкова, 1941).

В годы Великой Отечественной войны топографической съемкой масштаба 1 : 100 000, проведенной Северным геологическим управлением, был покрыт западный склон Приполярного Урала от водораздела до г. Сабли. В 1945 г. в бассейне р. Ляпина и его правых притоков работала экспедиция Уральского геологического управления. В 1945—1947 гг. Приполярный Урал исследовала Северная экспедиция СОПС Академии Наук СССР (Н. А. Сирин, В. В. Меннер и др.). Наряду с наземными геологическими работами, проводилась аэромагнитная съемка в пределах восточной увалистой полосы.

В северной и северо-западной частях описываемого района геологические и геоморфологические наблюдения вели К. Г. Войновский-Кригер (1945) и Г. П. Софронов (1945).

В 1945 г. автор работал в северо-западной части Приполярного Урала, тяготеющей к Печорской ж. д., по поискам облицовочных материалов для строительства Дворца Советов. Попутно был собран интересный гляциологический и геоморфологический материал. В 1947 и 1948 гг. мне удалось вновь посетить Приполярный Урал, уточнить и пополнить новыми наблюдениями материалы предыдущих поездок.

Начиная с 1947 г. на территории Приполярного Урала работы по землеустройству и изучению оленьих пастбищ проводит экспедиция Министерства сельского хозяйства СССР.

Большие работы по поискам, разведке и добыче горного хрусталя продолжались Полярно-Уральской экспедицией треста № 13 Министерства средств связи. Геологические результаты этих работ отражены в многочисленных рукописных отчетах отрядов экспедиции.

Приведенный выше перечень исследований в Приполярном Урале является почти исчерпывающим. И если в отношении топографической и геологической изученности района первый этап исследований близится к завершению (составление топографической и геологической карт в масштабе 1 : 200 000 на всю территорию района), то во многих других отношениях Приполярный Урал все еще остается очень слабо изученной территорией.

Нам представляется, что дальнейшие географические исследования должны носить комплексный характер и проводиться круглогодично не только экспедиционными, но и стационарными методами с применением наиболее совершенной научной аппаратуры, так как только этим путем можно выяснить закономерности развития географической среды с достаточной точностью и полнотой для ее правильного практического использования и преобразования в нужном нам направлении.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологические исследования последних десятилетий показали большое сходство основных черт геологического строения Приполярного Урала с более южными частями хребта. Зональность геологической структуры, характерная для Среднего и Южного Урала, сохраняется и в описываемом районе. Здесь различают следующие структурно-геологические зоны:

1. Центральная зона метаморфических пород протерозойского и нижнепалеозойского возраста, представляющая обширный сложно построенный антиклинорий, ограниченный с запада комплексом осадочных пород среднего палеозоя, а с востока — зеленокаменной вулканогенно-осадочной толщей также среднепалеозойского возраста. В осевой зоне главного антиклинория древние метаморфические породы прорваны мощными интрузиями гранитов и гранодиоритов, с которыми связаны месторождения пьезокварца и редкометальное оруденение. Крылья антиклинория осложнены складками второго и третьего порядка, общего с ним простирания, которое изменяется от меридионального на юге до северо-восточного ($35\text{—}40^\circ$) в центральной и северной частях района.

На широте гор Сабли — Народы ось главного антиклинория испытывает значительное воздымание, и на поверхность выводятся наиболее древние породы метаморфической серии. Полоса протерозойских и нижнепалеозойских пород в этом районе сильно расширяется. Обширный гнейсовый массив, расположенный в верховьях р. Кожима и в среднем течении рек Народы и Маньи, разделяет ее на две обособленные ветви — восточную и западную.

Западная ветвь тянется в северо-северо-восточном направлении, резко погружаясь на параллели широтного отрезка долины р. Кожима. Севернее она скрывается под более молодыми средне- и верхнепалеозойскими отложениями Печорского бассейна.

Восточная же ветвь уходит далеко на северо-северо-восток в пределы Полярного Урала.

2. Восточная зона зеленокаменных вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя. Породы этой зоны прослеживаются вдоль всего восточного склона южного, среднего и северного Урала в виде полосы, постепенно суживающейся при движении с юга на север. Эта зона на значительном протяжении отделена от нижнепалеозойских метаморфических свит полосой пород габбро-перидотитовой формации. На востоке она постепенно скрывается под покровом мезокайнозойских отложений Ляпинско-Сосьвинской депрессии.

В северной части Приполярного Урала среднепалеозойские осадочно-вулканогенные породы занимают очень узкую, местами разорванную полосу вдоль восточного склона хребта, слагающая его предгорья. Породы этой зоны собраны в пологие, обычно симметричные складки северо-северо-восточного простирания. Контакт между центральной и восточной зонами в северной части района тектонический. Комплекс зеленокаменных среднепалеозойских пород надвинут с востока на метаморфическую серию центральной зоны.

3. Западная зона нормально-осадочных пород среднего и верхнего палеозоя. Породы этой зоны слагают предгорья западного склона Приполярного Урала. Контакт с центральной зоной нормальный (А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940; Добролюбова и Сошкина, 1935).

На геологическом строении центральной зоны древних метаморфических пород остановимся несколько подробнее, поскольку она явилась главным районом наших исследований.

Общепризнанной схемы стратиграфического расчленения метаморфической толщи Урала пока не существует. С полной определенностью можно говорить лишь об ордовикских и более древних (доордовикских) отложениях этой толщи, что устанавливается хорошо сохранившимися остатками ордовикской фауны моллюсков в ее верхних свитах.

Доордовик. Схемы расчленения доордовикских метаморфических отложений Приполярного Урала (их существует несколько) носят условный характер. Ниже мы даем конспективную характеристику этих отложений по Н. А. Сирину (Сирин и др., 1945).

В основании разреза метаморфической толщи лежат кварцево-сланцевые сланцы с гранатом протерозойского возраста (шатмагинская свита К. А. Львова). Эти сланцы протягиваются с юга на север от верховьев р. Пуйвы, через истоки рек Маньи, Хобе-ю и Пеленгичея. На сланцах шатмагинской свиты несогласно залегают белые и светлосерые плотные кварциты, обнажающиеся по рекам Пуйве, Народе и в верховьях р. Кожима

(ошская свита К. А. Львова). Выше они сменяются хлоритосерицитовыми филлитовыми сланцами, слагающими «нагорную долину» к востоку от г. Пуйвы, восточное подножие г. Неройки, верховья рек Патока, Маньи и Народы (пуйвинская свита К. А. Львова). На породах пуйвинской свиты залегает пачка мраморизованных известняков и слюдистых мраморов с подчиненными линзами и прослоями кварцево-хлоритовых известковистых сланцев (щёкурьинская свита по В. В. Меннеру, Н. А. Сирину и К. А. Львову; мраморная — по М. М. Ермолаеву и Г. А. Чернову). Породы этой свиты прослеживаются от рек Пуйвы и Няртцо-ю на юге до истоков р. Лёмвы — на севере. Карбонатные породы щёкурьинской свиты легко выветриваются, рассыпаясь в крупнозернистую кристаллическую дресву, и карстуются. Встречаются формы как открытого, так и закрытого карста. Мощность мраморной свиты 250—300 м. Еще выше развит комплекс метаморфизованных аркозовых песчаников, кварцитов, зеленых сланцев с линзами мраморов и прослоями туфогенных пород и вулканических брекчий. Верхняя и нижняя границы этого комплекса определяются стратиграфическим несогласием (хобеинская и маньинская свиты К. А. Львова, старик-шорская и санаизская свиты Меннера и Сирина). Суммарная мощность обеих свит 1000—3000 м.

Комплекс метаморфических пород ошской, пуйвинской, щёкурьинской, хобеинской и маньинской свит Львов относит к кембрию, а Меннер — к протерозою.

О р д о в и к. Выше указанного комплекса древних метаморфических свит залегают породы, содержащие хорошо сохранившуюся ордовикскую фауну (нижний силур) и отделенные от более древних пород резким угловым несогласием.

На западном склоне палеонтологически охарактеризованные ордовикские отложения представлены преимущественно кварцитовидными песчаниками в нижней и карбонатными породами в верхней части разреза. На восточном склоне к ордовику условно отнесена верхняя часть разреза метаморфической серии, прямо по простиранию переходящая в обеизские кварциты и подстилающая палеонтологически охарактеризованные верхне-силурийские отложения.

На западном склоне по литолого-петрографическим признакам ордовикские отложения делятся условно на две свиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя свита (тельпосская по Львову, обеизская по Меннеру) сложена массивными кварцитами и кварцитовыми конгломератами. Благодаря исключительной стойкости кварцитов и кварцитовых конгломератов этой свиты против выветривания, сложенные ими хребты и вершины Приполярного Урала являются в настоящее время наиболее высокими. Выдержанность

этой свиты по простиранию и однообразию минералогического состава пород при геологическом картировании метаморфической свиты помогают расшифровывать особенности сложных тектонических структур района. Мощность нижней свиты до 2000 м. Верхняя свита представлена карбонатными породами — белыми известняками, переслаивающимися с зелеными хлоритовыми сланцами и песчаниками с ордовикской фауной.

Средний и верхний палеозой. На восточном склоне среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными породами и породами габбро-перидотитовой формации сложена восточная увалистая полоса (Сирин и др., 1945). На западном склоне среднепалеозойские отложения слагают полосу предгорий. Они представлены разнообразными известняками и хорошо охарактеризованы фаунистически (А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940; Добролюбова и Сошкина, 1935). Породы верхнего палеозоя, широко развитые в пределах Печорской низменности, на восточном склоне Приполярного Урала неизвестны.

Мезозой. В горной части Приполярного Урала мезозойские отложения (как морские, так и континентальные) никем не были отмечены. К западу от Урала отложения мезозоя представлены верхнеюрскими песчанистыми сланцами с растительными остатками и фауной по рекам Усе и Адзье и верхнемеловыми глинистыми мергелями и глауконитовыми песчаниками и песками по р. Лёмве и другим притокам р. Усы.

К востоку от Урала, в пределах Ляпинской депрессии, встречаются выходы серых глин с богатой верхнеюрской фауной, а также нижнемеловые синие и серые песчанистые глины с известняковыми конкрециями, описанные в ряде работ Д. И. Иловайского (1903 и др.).

Кайнозой. Третичная система. Выходы третичных опоквидных глин и песчаников были встречены по рекам Сыне и Войкару. На западном склоне отложения третичной системы неизвестны (Сирин и др., 1945).

Четвертичная система. В Приполярном Урале распространены морские, озерные, ледниковые, флювиогляциальные, аллювиальные, элювиально-делювиальные и торфяно-болотные четвертичные отложения.

Морские пески с фауной четвертичных диатомей были встречены и описаны Волковым¹ в пределах восточной увалистой полосы в бассейне р. Хальмер-ю, на водоразделах рек М. и Б. Тынагот и на правом берегу р. Хулги ниже устья р. Нёрка-ю, на абсолютных высотах до 300—450 м. Волков относит эти

¹ См. Отчет Полярно-Уральской экспедиции Арктического института, хранящийся в Геологическом институте АН СССР.

пески к отложениям доледниковой трансгрессии, проникавшей с севера на рубеже третичного и четвертичного периодов.

Ледниковые отложения в прилегающих к Уралу частях Печорской и Западно-Сибирской низменностей представлены двумя моренами, разделенными межморенной толщей ленточных глин и песчано-галечниковых флювиогляциальных отложений, сменяющихся по мере удаления от Урала мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками со включениями кусочков торфа и тонких торфяных прослоек. Нижняя морена представлена буровато-серой и песчанистой структурной глиной, очень плотной, с валунами, которые обычно скапливаются в основании толщи и увеличиваются в числе по мере приближения к Уралу. Нижняя морена к западу от Урала обычно залегает на размытой поверхности коренных пород, и ее подошва уходит под уровень современных рек. Морена второго оледенения представлена опесчаненным суглинком или глинистой супесью со включениями валунов уральских пород. Мощность верхней морены от 1—5 м к востоку от Урала до 15 м к западу от него. Над верхней мореной лежат косослоистые флювиогляциальные и аллювиально-озерные пески (Сирин и др., 1945).

Ледниковые отложения в горах Приполярного Урала (Боч, 1939, 1941) представлены холмисто-моренными формами — боковыми и срединными моренами в трогах всех крупных рек и моренными скоплениями в устьях каров. На склонах хребтов и на поверхностях нагорных плато встречаются лишь отдельные эрратические валуны особенно прочных пород и их скопления. Флювиогляциальные галечники и пески слагают надпойменные террасы в долинах ряда рек: Сыни, Народы, Манараги, Щёкурьи, Торговой, Б. и М. Патоков и др.

Наиболее широким распространением в горной части района пользуются элювиально-делювиальные отложения, представленные разнообразными формами мерзлотно-солифлюкционной аккумуляции. В устьях горных ручьев развиты довольно мощные конусы выносов, а у подножий крутых склонов — конусы осыпей и лавин. Аллювиальные отложения представлены речными террасами. В долинах крупных рек обоих склонов Урала насчитывается до 5 террас. На р. Ляпине и его притоках развита пойма и 3 надпойменные террасы. Пойма в верховьях рек скульптурная, высота ее составляет 1—1,5 м. В нижнем течении она сложена аллювиальными песками и достигает 2,5 м над меженью. Первая надпойменная терраса (боровая) целиком сложена речными галечниками и песками, высота ее от 4 до 7—8 м. Вторая надпойменная терраса развита преимущественно в среднем течении рек, высота ее 11—12 м, основание сложено коренными породами, на которых лежат галечники с прослоями песков мощностью до 4—5 м. Третья надпой-

менная терраса сложена коренными породами, которые иногда прикрыты тонким слоем галечника и песка с крупными валунами. Высота террасы 18—26 м.

На западном склоне развиты 4 надпойменные террасы с превышениями 15, 12, 10 и 6 м, верхняя из них является эрозионной, остальные — аккумулятивные (Сирин и др., 1945).

Все геологические формации, принимающие участие в строении нашего района, за исключением мезокайнозойских, интенсивно дислоцированы. Для складчатой структуры Приполярного Урала характерны следующие особенности: 1) опрокинутость складок к востоку на восточном склоне и к западу — на западном, при близком к вертикальному падении пластов — в осевой зоне. Таким образом, складчатая структура представляется как нормальный антиклинорий (Сирин, 1945; А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940; Добролюбова и Сошкина, 1935); 2) волнистость осей складок по простиранию. Установлено мощное вздутие всей антиклинальной структуры на широте гор Сабли и Народы. К югу отсюда наблюдается погружение осей складок и, соответственно, сужение антиклинальной зоны. Максимальной величины это погружение достигает по линии широтного участка р. Щугор (Добролюбова и Сошкина, 1935). Погружение оси антиклинория к северо-северо-востоку выражено еще более резко. Здесь главная антиклинальная структура осевой зоны расщепляется на несколько второстепенных антиклинальных складок, разделенных синклинальными мульдами, и при достижении широтного участка р. Кожима скрывается под уровень более молодых, нормально-осадочных пород западной зоны (Сирин и др., 1945; А. А. Чернов, 1927, А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940). В районе истоков р. Лёмвы картина усложняется надвигом лёмвинского аллохтонного комплекса на автохтонные породы елецкого комплекса (Войновский-Кригер, 1945); 3) для складчатости второго и более мелких порядков характерна сдавленность синклинальных складок, зажатых между более широкими антиклинальными поднятиями.

Дизъюнктивные дислокации играют меньшую роль в структуре района (следует оговориться, что они еще очень слабо изучены). Две крупные тектонические линии указывались выше: надвиг лёмвинского комплекса на елецкий в северо-западной части района и надвиг среднепалеозойских пород вулканогенно-осадочного комплекса восточной увалистой полосы на метаморфические породы осевой зоны. Сирин предполагает наличие надвига вдоль восточной границы высокогорной зоны к югу от р. Мань-Хобе-ю (1945, стр. 82). Е. Д. Полякова указывает ряд крупных разрывов в районе ручья Пывсян-шор (г. Россомаха), горы Лапчи и хребта Б. Чёндера.

К этим разрывам приурочены пластовые интрузии и выходы эффузивов (доклад на геологической конференции в Саранпауле 5 мая 1945 г.).

Микротектонические нарушения (мелкие сбросы и разрывы, раздробление пород и сеть диаклаз) пользуются повсеместным и широким распространением, определяя пути наименьшего сопротивления выветриванию и денудации.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ УРАЛА

Урал к северу от 58° с. ш., в отличие от более южных его частей, подвергся в четвертичное время мощному оледенению. Все исследователи этой части Урала единодушно отмечают наличие многочисленных следов древнего оледенения в виде разнообразных форм ледниковой скульптуры и аккумуляции как в горах, так и на прилегающих низменностях. Однако до сих пор в вопросе о количестве ледниковых эпох, о центрах оледенения и направлении движения ледниковых потоков единодушия нет. Большинство исследователей западного склона Урала указывает на наличие двух морен, разделенных межледниковыми отложениями (Чернов, 1939; Ливеровский, 1933; Добролюбова и Сошкина, 1935, и др.). Варсанюфьева (1939) говорит даже о трех ледниковых эпохах, параллелизуя их с вюрмской, рисской и миндельской ледниковыми эпохами альпийской схемы.

Исследователи восточного склона Урала и Западно-Сибирской низменности более осторожны в этом отношении. Одни склоняются к мысли о существовании одной ледниковой эпохи (Громов, 1934), другие с большей или меньшей определенностью высказываются в пользу двух оледенений. Боч (1941), указывая на наличие двух морен на северо-западе Западно-Сибирской низменности, оговаривается, что еще не найдено доказательств длительной межледниковой эпохи. Сиринов (1947) говорит о двукратном оледенении Урала, связывая второе оледенение с поднятием Уральского хребта в межледниковую эпоху на высоту 400—500 м.

Наши наблюдения также позволяют говорить о двух этапах мощного четвертичного оледенения Урала, когда льды проникали далеко на юг, восток и запад, в пределы Печорской и Западно-Сибирской низменностей. Кроме того, собран большой фактический материал, позволяющий выделить третье, небольшое по масштабам, но самостоятельное карово-долинное оледенение наиболее высоких частей Приполярного и Полярного

Урала. Это молодое оледенение, заключительной фазой которого являются современные каровые ледники, было отделено от предшествовавшей ледниковой эпохи теплым и сухим периодом, когда ледники на Урале полностью исчезали.

Первое максимальное оледенение Урала было покровным и распространялось на юг до 58° с. ш. по хребту и в Приуралье и до $60^{\circ}30'$ с. ш. в пределах Западно-Сибирской низменности (Боч и Краснов, 1946). Центром оледенения, повидимому, являлись Новая земля, Пай-хой и северные части Полярного Урала. В это время орографические условия, повидимому, значительно отличались от современных: относительные высоты в осевой зоне Урала были менее значительны, чем современные, причем имел место общий наклон поверхности с севера на юг. Главные артерии гидрографической сети в предшествовавшее оледенению время имели, в основном, меридиональное направление (древние долины: Кожим-Лёмвинская, Торгово-Щугорская, Дурной-ёль, Сед-ю, Сланцевая депрессия, Ляпинско-Сосьвинская депрессия и др.).

Льды двигались с севера на юг, частью обтекая Урал с востока и запада, частью перетекая через него, пользуясь понижениями рельефа, вследствие чего направление отдельных потоков могло значительно отклоняться от общего направления движения ледника. В связи с этим следует отметить интересный факт заноса валунов горных пород, развитых в предгорьях западного и восточного склонов, в область горного Урала, где они обнаруживаются на высотах более значительных, чем их коренные выходы. Этот факт на западном склоне установлен работами Варсанюфьевой (1933), Добролюбовой и Сошкиной (1935), на восточном — Сириным (1947) и Бер (1948).

Занос западных и восточных валунов в осевую зону Урала свидетельствует о том, что непосредственно к югу от высокогорного узла Приполярного Урала на восточном склоне льды двигались с северо-востока на юго-запад, а на западном склоне, наоборот, с северо-запада на юго-восток, т. е. от низменностей к горам, что при допущении существования в то время современных орографических соотношений кажется невероятным. Нам представляется, что эти соотношения были иными и что предположение Сирина (1947) о значительном поднятии Урала в межледниковый период правильно. Остается на первый взгляд непонятным, почему менялось направление движения льдов с меридионального в одном случае на юго-восточное, а в другом — на юго-западное. Причину этого для западного склона Варсанюфьева (1933) видит в отжимании льдов Урало-Новоземельского потока к востоку льдами, распространявшимися из Скандинавского центра оледенения. Такое объяснение нам представляется неверным.

Причину местного отклонения движения льдов на восточном склоне к западу, а на западном к востоку следует искать в топографии подстилавшей ледник поверхности. Хотя во время первого оледенения Приполярный Урал и был ниже современного; он, в общем, сохранял те же очертания, что и теперь, представляя структурное и орографическое расширение Урала, к югу от которого наблюдается резкое сужение горной полосы. Вследствие этого ледниковый поток, имевший, в общем, меридиональное направление, обтекал узел Приполярного Урала с востока по Ляпинско-Сосьвинской предгорной депрессии, ограниченной с одной стороны Уралом, с другой — возвышенностью Люлин-Ур, вытянутой в направлении с северо-востока на юго-запад. Подчиняясь в своем движении направлению депрессии, этот поток, естественно, мог занести восточные (вернее северо-восточные) валуны в осевую зону хребта. Аналогичная картина имела место и на западном склоне, где ледниковый поток, огибавший Урал по долине Сед-ю и южнее — по депрессии между Уралом и Б. Пармой, также отклонялся от общего направления, но уже в юго-восточную сторону и также мог оставить в горном Урале валуны северо-западного происхождения.

Это предположение тем более вероятно, что смещение валунов в сторону Урала на обоих склонах не превышает нескольких десятков километров, а вдоль по Уралу коренные выходы этих пород вытянуты на сотни километров. В пользу нашего предположения говорит также и то обстоятельство, что в пределах наиболее широкой и высокой части Приполярного Урала заноса западных и восточных валунов в водораздельную зону никто не наблюдал. Повидимому, они здесь отсутствуют.

Первое оледенение было покровным, но в пределах Приполярного Урала общий ледниковый поток распадался на ряд струй, омывавших и Урал в целом, и отдельные хребты. Наиболее значительные вершины и гребни Приполярного Урала (Народа, Карпинского, Сабля и др.) выше современной отметки 1300—1400 м представляли нунатаки. Морфогеническое воздействие ледникового покрова, в основном, сводилось к общему сглаживанию рельефа. Следы первого четвертичного оледенения в рельефе горной части района в значительной степени были уничтожены позднейшими процессами и сейчас устанавливаются с большим трудом. Морены первого и второго оледенений, развитые в предгорьях, разделены толщей межледниковых флювиогляциальных и озерных отложений. Воды межледниковой бореальной трансгрессии до нашего района не доходили. По наблюдениям Г. А. Чернова в юго-восточной части Большеземельской тундры межледниковые отложе-

ния достигают большой мощности, что позволяет ему говорить о значительной продолжительности межледниковья (Г. А. Чернов, 1939). У восточного подножия Приполярного Урала две морены, разделенные безвалунными песками, были описаны Бочем (1937). В ряде мест Ляпинской депрессии мне также приходилось наблюдать по две морены в одном обнажении, разделенные межморенными песками значительной мощности.

Освободившись от ледяного покрова, Приполярный Урал испытал значительное сводовое поднятие, сопровождавшееся расчленением его гидрографической сетью, в основном радиальной системы. Поднятие Урала, повидимому, сопровождалось прогибанием предгорных депрессий, окаймляющих Урал с востока и запада, особенно значительным в северной части Печорской и Западно-Сибирской низменностей (подошва нижней моренной толщи и к востоку, и к западу от Урала лежит на большей глубине, чем современный врез гидрографической сети, а на севере — ниже современного уровня моря).

Новое похолодание и увлажнение климата, совпавшее по времени со значительным поднятием Урала, вызвало второе мощное оледенение нашего района, причем на этот раз территория Приполярного Урала явилась самостоятельным центром оледенения. Отсюда льды растекались радиально, о чем можно судить, в частности, по разносу валунов горных пород, типичных для Приполярного Урала (граниты, голубые кварциты, кварцитовые конгломераты и сиреневые кварцито-песчаники). В прилегающие равнины ледник проникал сравнительно недалеко и больше на юг и восток, чем на север и запад. Морена второго оледенения содержит только уральские валуны. К востоку от Урала она распространяется до линии среднего и нижнего течения р. С. Сосьвы и нижнего течения Оби. На западном склоне морены второго оледенения занимают еще более ограниченную территорию (Варсанофьева, 1939). Местами у восточного и западного подножий Урала сохранились участки холмисто-моренного рельефа, оставленные сокращавшимися и уходившими в горы ледниками. Сокращение оледенения не было непрерывным. Покинув равнину, ледники надолго задержались в горах, выродившись в долинные, которые местами, по выходе из гор, а также в межгорных депрессиях, сливались, образуя ледники подножий. Следующая задержка отступающих ледников отмечается на границе высокогорной и среднегорной зон; наконец, с наступлением послеледникового температурного максимума, ледники полностью покинули территорию Приполярного Урала.

Второе оледенение оставило в горах более яркие следы своего пребывания, чем первое. Древние долины, а также до-

лины, заложенные в межледниковое время, были преобразованы в трюги, замыкавшиеся обширными цирками. Нагорные плато были еще более уплощены, чему способствовали также мерзлотно-солифлюкционные процессы, которые в заключительную фазу оледенения играли, повидимому, значительную роль. Крупные формы рельефа приняли вид, близкий к современному, но были массивнее, грубее — формы ледниковой скульптуры не имели того ажурного рисунка, который характеризует их в настоящее время.

Моренные отложения второго оледенения в горном Урале встречаются по долинам в виде перемытого валунника и в обнажениях флювиогляциальных террас. Типичные холмисто-моренные ландшафты встречаются лишь в предгорьях. На склонах и водоразделах о былом широком распространении моренных отложений можно судить лишь по отдельным валунам, реже — по скоплениям валунов наиболее прочных уральских пород — кварцитов и гранитов, которые в пределах района распространены всюду на отметках до 1300—1400 м.

Наблюдения ряда исследователей в смежных районах и наши наблюдения на Приполярном Урале свидетельствуют о том, что после второго оледенения наступил период со значительно более теплым климатом, чем современный — сменившийся затем новым похолоданием. В послеледниковых отложениях Большеземельской тундры под $68^{\circ}31'$ с. ш. Ливеровский, наряду с остатками древесной растительности, обнаружил в ископаемом состоянии типичные лесные подзолы, скованные в настоящее время вечной мерзлотой. «Сейчас такие мощные подзолы с ортштейнами на аналогичных наносах даже в лесной части Печорского края не встречаются севернее 64° с. ш.» (Ливеровский, 1933). Таким образом, зона интенсивного подзолообразования была смещена на север, приблизительно на $4,5^{\circ}$ широты, что свидетельствует о значительно более теплом климате, чем современный. Б. А. Тихомиров (1941), на основании анализа торфяников Ямала, приходит к выводу о существовании на севере Сибири послеледникового климатического максимума, когда граница древесной растительности на Ямале находилась севернее современной на $2,5$, а возможно и на 4° широты.

Наши наблюдения в Ляпинской депрессии (восточное подножие Приполярного Урала) позволяют сделать аналогичное заключение. В обрывах первой надпойменной террасы р. Маньи и нижнего течения р. Ляпина во многих местах можно видеть то более, то менее мощный пласт ископаемого торфяника, подстилаемого синей озерной глиной (переходящей кверху в сильно опесчаненный суглинок) и перекрытого аллювиальными песками, на которых развиваются современные почвы.

Результаты послойного спорово-пыльцевого анализа двух обнажений первой надпойменной террасы р. Маньи, проведенного по нашим образцам Р. В. Федоровой, свидетельствуют о значительном потеплении климата, после того как отступающий в горы ледник покинул Ляпинско-Сосьвинскую предгорную депрессию. Обширное приледниковое озеро, занимавшее большую часть этой депрессии, быстро заиливается и зарастает. На его месте развиваются мощные торфяники, в которых обнаружены значительные концентрации пыльцы теплолюбивых древесных пород (до 3—4%). В суглинках, перекрывающих торфяной слой, пыльца теплолюбивых пород исчезает — потепление сменяется новым похолоданием климата, сопровождающимся увеличением влажности, рост торфяника прекращается; затем он заносится аллювием и сковывается «вечной» мерзлотой.

С наступлением послеледникового температурного максимума ледники полностью покидают территорию Приполярного Урала. Доминирующая роль в геоморфологическом процессе переходит к водной эрозии. Эрозионные процессы сильно изменили формы ледниковой скульптуры, созданной в горно-долинную фазу второго оледенения. Эти формы в значительной мере утратили свои характерные черты, а большая часть мелких аккумулятивных форм была полностью уничтожена. Моренные отложения в долинах были сильно перемыты и переотложены водотоками.

Последующее похолодание и, возможно, увлажнение климата (при продолжающемся поднятии Урала) привело вновь к появлению ледников в высокогорной части Приполярного Урала, которые занимали полые формы рельефа (древние цирки, ущелья и т. д.). Основное направление влагонносящих воздушных потоков было очень близким к современному, что способствовало накоплению снега, преимущественно на склонах восточной, северо-восточной и юго-восточной экспозиций и сдуванию его с водоразделов. Навевание и лавины играли главную роль в питании ледников. Размеры оледенения были невелики. Даже самые крупные ледники, спускавшиеся по долинам рек Хобе-ю, Народы, Кобыла-ю, Лимбеко-ю и Болбан-ю, не превышали 15—30 км и нигде не выходили за пределы высокогорной зоны. Подавляющее большинство ледников относилось к каровым и висячим.

Наличие огромного количества небольших каровых и долинных ледников, обладающих исключительной морфогенической активностью, явилось причиной очень значительной моделировки рельефа высокогорной зоны, который именно в это время приобрел ярко выраженный альпийский характер. Следы этого оледенения в виде изумительно свежих форм нивально-

ледниковой скульптуры и аккумуляции в высокогорной зоне мы встречаем буквально повсюду. Но в пределах среднегорной зоны формы нивально-ледниковой скульптуры (кары, цирки и пр.), а также и свежие холмисто-моренные образования совершенно отсутствуют. Речные долины здесь сильно изменены эрозией и солифлюкцией и полностью утратили троговый характер. Очевидно, что в то время, как в высокогорной зоне господствовали нивально-ледниковые процессы, рельеф среднегорной зоны продолжал формироваться под воздействием эрозионных и солифлюкционных процессов. Новое изменение климатических условий привело к сокращению, а затем и к полному исчезновению большинства ледников и к деградации «вечной» мерзлоты. Сокращение ледников не было непрерывным и равномерным; оно периодически сменялось движениями обратного знака и задержками, во время которых успевали накапливаться значительные конечно-моренные образования. По мере движения вверх по долинам моренные образования становятся все более и более свежими, а в самых верховьях долин мы находим или глубокие каровые озера, или небольшие современные ледники.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА И ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ

Рельеф Приполярного Урала отличается значительной сложностью и большим разнообразием форм, что обусловлено, с одной стороны, сложным геологическим строением и, с другой — разнообразием агентов денудации, принимавших участие в его моделировке на протяжении длительного континентального развития. Связь современного рельефа с геологической структурой в Приполярном Урале выступает достаточно отчетливо как в крупных чертах, так и в деталях: простира-ние важнейших орографических единиц совпадает с простира-нием складок; большинство горных хребтов в северо-западной части района имеет антиклинальное строение, тогда как разделяющие их депрессии отвечают синклинальным мульдам; региональному воздыманию Главного антиклинория на широте г. Сабли отвечает повышение и расширение горной полосы, а погружение антиклинория сопровождается затуханием гор-ных хребтов и сужением горной полосы. Особенно ярко высту-пает зависимость форм рельефа от петрографического состава пород, определяющего степень сопротивляемости их выветри-ванию: в пределах каждой данной зоны повышенные участки рельефа всегда сложены более стойкими, а понижения — легко разрушающимися породами. Крупные дизъюнктивы местами предопределяют границы геоморфологических зон, а влияние микротектоники повсеместно сказывается в определении путей выветривания и эрозии.

При рассмотрении рельефа Приполярного Урала в целом, отчетливо устанавливаются две крупные и очень характерные особенности: ярусность рельефа и морфологическая асиммет-рия восточного и западного склонов.

Приполярный Урал поднимается над окружающими низ-менностями (Печорской и Западно-Сибирской) рядом ступе-ней, расположенных на разных гипсометрических уровнях,

образуя гигантскую лестницу. Поверхности ступеней разных гипсометрических уровней в плане располагаются зонально. Эти зоны вытянуты согласно с общим простираанием Урала, а их границы обычно совпадают с границами структурно-тектонических зон, за исключением границы между высокогорной и среднегорной зонами, характер которой не ясен.

Мы выделяем в Приполярном Урале 6 геоморфологических зон, различающихся как по высотному положению, так и по общему ландшафтно-геоморфологическому облику. Эти зоны следующие (с востока на запад).

Ляпинская предгорная депрессия (80—100 м над у. м.) сложена слабо или совсем не дислоцированными рыхлыми отложениями мезокайнозойского возраста (мезозойские пески и глины, моренные, флювиогляциальные, озерно-болотные и аллювиальные отложения). Депрессия представляет собой заболоченную равнину, над которой изредка поднимаются группы невысоких холмов и грядок, сложенных с поверхности моренным материалом. По средней части депрессии протекает р. Ляпин, верховье которой носит название р. Хулги. По выходе из гор р. Ляпин (Хулга) течет параллельно восточному подножию Урала с северо-востока на юго-запад, принимая справа много притоков, спускающихся с гор (реки Тыктолова, Б. Болбан-ю, Хальмер-ю, Народа, Манья, Поля, Щёкурья и др.). В среднем течении р. Ляпин прорывает полосу холмисто-моренных нагромождений (Верхнеляпинские увалы), образуя пороги. В пределах депрессии течение рек медленное. Они причудливо извиваются среди обширных вечномерзлых бугристых торфяников и заболоченных лесов. Характерной чертой их русла является чередование глубоких (до 5—6 м) термокарстовых котловин, образовавшихся за счет протаивания линз погребенного льда, с мелководными перекатами. С востока, а в южной части и с запада, депрессия ограничена так называемыми материками — обширными плосковерхими возвышенностями, в береговых обрывах которых местами обнажаются мезозойские и третичные отложения.

Зона холмисто-увалистого рельефа восточного склона (восточная увалистая полоса) — 150—350 м над у. м. Восточная увалистая полоса сложена среднепалеозойскими породами вулканогенно-осадочного комплекса. Рельеф зоны характеризуется общей сглаженностью. Невысокие плоские холмы и увалы обычно вытянуты согласно с общим простираанием пород с юго-юго-запада на северо-северо-восток и, чаще всего, сложены более прочными породами, чем разделяющие их понижения.

Имеющиеся данные о характере границы восточной увалистой полосы с Ляпинской депрессией противоречивы. Боч пи-

шет: «Из всех уступов действительно резкую грань образует переход от низменности к Уралу, т. е. как раз абразионная линия мезозойского и третичного морей. Высота этого уступа, не везде сохраненного, составляет до 300 м» (1935, стр. 144). Сири́н (1945, стр. 11) называет уже значительно меньшую высоту этого уступа (30—40 м), а Алешков вообще не отмечает его, считая, что «...низменность, Лесной и Скалистый Урал в общем случае не имеют между собой резких границ» (1929, стр. 58).

Анализ карты и наши полевые наблюдения подтверждают существование указанного уступа, при переходе от Ляпинской депрессии к возвышенностям восточной увалистой полосы, но в различных частях района он выражен с различной отчетливостью. В северной части района уступ выше (до 150—200 м) и выражен резче, чем в южной, где он снижается до нескольких десятков метров, а местами и совсем пропадает, будучи разрушен позднейшими эрозионными процессами.

Уральские реки пересекают увалистую полосу в узких каньонообразных долинах, врезанных на глубину до 80—100 м. На этом участке они имеют стремительное падение и изобилуют перекатами и порогами.

Наличие морских четвертичных отложений на высоте 400—450 м, серии террас с цоколем из коренных пород и молодых эрозионных участков долин на границе гор с низменностью свидетельствует о том, что в четвертичное время восточный склон Урала испытал значительное поднятие. Повидимому, поднятие Урала продолжается и в настоящее время.

Территория восточной увалистой полосы покрыта густыми хвойными лесами западно-сибирского типа.

Зона рельефа среднегорного типа (500—800 м над у. м.) На восточном склоне среднегорная зона занимает почти всю внутреннюю часть гигантской излучины, образованной в результате изменения простирания Уральского хребта с меридионального на северо-восточное. Ширина среднегорной зоны на параллели г. Неройки составляет около 45—50 км. В ее сложении принимают участие нижнепалеозойские метаморфические сланцы и крупные массивы гнейсов, гнейсогранитов и габбро. Рельеф среднегорной зоны характеризуется общей сглаженностью. Над слабо волнистой линией горизонта почти нигде не поднимается сколько-нибудь значительных вершин или хребтов. Гипсометрические отметки возвышенностей близки между собой, постепенно нарастая с юга на север и с востока на запад (в сторону осевой зоны Урала). Отдельные вершины, выступающие местами над общей плоской поверхностью, при ближайшем рассмотрении оказываются сложенными более прочными породами, представляя останцы селективной эрозии (Юмамыльк, Кош-нёр и др.). Более значитель-

ная высота хр. Хобе-из (сложенного прочными гнейсогранитами) по сравнению с возвышенностями, расположенными к востоку, югу и западу от него (сложенными мягкими слюдяными сланцами), также, повидимому, обусловлена селективной эрозией. Плоские или караваетообразные вершины среднегорной зоны часто несут на себе небольшие скалистые останцы выветривания («кекуры» или «манику»). Профили склонов возвышенностей в верхней трети обычно выпуклые, ниже — вогнутые. В основании, непосредственно у уреза современных рек, вновь намечается выпуклый перегиб склона. Граница между увалистой и среднегорной зонами фиксируется линией тектонического контакта пород метаморфического комплекса с вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя. Эта линия с поразительной отчетливостью устанавливается по материалам аэромагнитной съемки. К востоку от нее, в области развития среднепалеозойских пород, имеет место положительная аномалия вертикальной составляющей магнитного поля; к западу от этой линии, в области развития пород метаморфического комплекса, аномалия резко отрицательная.

В рельефе указанная граница на значительном протяжении выражена совершенно отчетливо, в виде сглаженного уступа до 200—300 м высоты, и заходит в область среднегорья по долинам крупных рек.

Полоса среднегорья восточного склона режется долинами рек, стекающих с Урала, вкост простирания пород, с северо-запада на юго-восток, что отвечает общему уклону поверхности. Широкие и глубокие долины этих рек расчленяют единую поверхность среднегорной зоны на ряд вытянутых в том же направлении возвышенностей, аналогичных описанным Варсановфьевой (1932) для Северного Урала под названием нёлов. Нёлы, в свою очередь, расчленены радиальной системой долин более мелких притоков указанных рек. Общее расчленение перистое. Среднегорная зона бедна обнажениями. Вершины гор покрыты сухими мохово-лишайниковыми или ерниковыми тундрами и, значительно реже, полигональными, лишенными растительности почвами и струйчатыми курумами. Склоны и вершины нёлов, лежащие ниже 500—550 м, покрыты смешанным елово-березово-лиственничным лесом с примесью кедра. Верхнюю границу леса образует лиственница (фиг. 1).

К югу от р. Народы, по границе высокогорной и среднегорной зон, протягивается обширная «нагорная долина», отвечающая выходам мягких слюдяно-кварцитовых сланцев. Дно этой долины лежит на 500—600 м ниже примыкающих с запада хребтов высокогорья и на 150—200 м ниже возвышенностей, ограничивающих ее с востока. Реки Хобе-ю, Мань-Хобе-ю, Парнук, Манья и др., берущие начало в высокогорной зоне,

пересекают это долинообразное понижение, не считаясь с ним. Современные долины этих рек врезаны в дно «нагорной долины» на глубину от 100 до 200 м.

На западном склоне Приполярного Урала рельеф среднегорного типа пользуется несравненно меньшим распространением, чем на восточном. Возвышенности среднегорья располагаются здесь или в виде карнизов на склонах высокогорных хребтов и массивов, образуя их цоколь, или в виде узких гряд



Фиг. 1. Вдали кварцитовый хребет Б. Чёндер. На переднем плане парковый березово-лиственничный лес в долине р. Хобе-ю (фото автора).

и хребтов (парм), поднимающихся над поверхностью нижележащего яруса, и во всех известных нам случаях сложены более прочными породами, чем окружающая равнина. К среднегорным возвышенностям на западном склоне относятся: хребты Обе-из, Джагал, горы к востоку от хр. Сабли и к западу от Вангыр-Патокского массива, возвышенности по среднему течению рек Б. и М. Патоков, юго-западный отрог хребта Торговей-из, а также Мертвая парма, Каюк-парма и др.

Зона высокогорного рельефа альпийского типа (1000—1883 м над у. м.)¹. Эта зона охватывает водораздел и большую часть западного склона нагорья. Максимальная ширина зоны составляет 60—65 км. К югу она посте-

¹ При употреблении терминов «высокогорный рельеф» и «высокогорная зона» имеется в виду морфологический тип рельефа, а не его гипсометрия.

пенно суживается, выклиниваясь южнее горы Тельпос-из. Хребты высокогорной зоны образуют орографический костяк всего Приполярного Урала. В структурно-тектоническом отношении полоса высокогорья отвечает осевой антиклинальной зоне (в которой вскрываются наиболее древние метаморфические породы и прорвавшие их интрузивы, преимущественно граниты и гранодиориты), а также западному крылу антиклинория, где широким развитием пользуются очень прочные кварциты и кварцито-песчаники. Высокогорная зона резко



Фиг. 2. Стадиальный конечно-моренный вал и ледниковый бассейн долинного ледника в верховьях р. Хобе-ю. На заднем плане возвышенности среднегорной зоны восточного склона (фото автора).

отличается от среднегорной альпийским характером рельефа с поразительно свежими следами карово-долинного оледенения. Здесь поднимаются высочайшие хребты и вершины Урала, разделенные глубокими долинами — трогами. Склоны их изъедены многочисленными крутостенными карами и цирками, днища которых заполнены горными озерами, многолетними снежниками и ледничками. Многие хребты превращены в иззубренные гребни, а отдельные вершины — в типичные карлинги. В трогах и устьях каров распространены совершенно свежие холмисто-моренные образования и гряды боковых и конечных морен (фиг. 2).

Наряду с резко расчлененным альпийским рельефом, в высокогорной зоне широким распространением пользуются обширные плосковерхие массивы, которые образуют цоколь как бы насаженных на них высоких хребтов. Вершинные поверхности таких массивов могут быть выделены как нижний ярус рельефа высокогорной зоны, а поднимающиеся над ним гребни и пики как верхний. Проведя плоскость, касательную к вершинным поверхностям нижнего яруса, мы получим единую, слегка волнистую поверхность с отметками в пределах 1000—1300 м. Ее уровень постепенно понижается от центральной части нагорья (область максимального вздутия антиклинория) к периферии, образуя род очень пологого купола.

Отдельные плосковерхие массивы и хребты, на которые расчленена в настоящее время эта поверхность, имеют следующие высотные отметки: нагорное плато к востоку от гор Народы и Карпинского и его южное продолжение — 1200—1300 м; возвышенности водораздела рек Кожима и Народы — 1050—1200 м, г. Сура-из и возвышенности к северо-западу от нее до г. Россомахи — 1100—1300 м, цоколь Народо-Итьинского хребта — 1000—1200 м, хребты Яптик-нырд, Хамбал-нырд, З. Саледы и цоколь г. Манараги — 1100—1200 м, платообразные отроги главного водораздельного гребня в бассейне ручьев Ломесь-вож и Пывсян-шор, а также водоразделы между Юнко-вожем и Правым Вангыром, между Правым и Левым Вангыром, между Левым Вангыром и Б. Патоком — 1100—1300 м. В южной части нагорья продолжением этой поверхности служат: г. Сале-нёр 1150—1250 м, г. Шатмага 1050—1100 м, г. Кефталык 1100—1350 м, хр. Торговой-из (северная часть 1200—1300 м, южная—1000—1200 м) и возвышенности правобережья р. Нямги.

Над указанной платообразной поверхностью возвышаются хребты, пики и гребни верхнего яруса. Наибольшим развитием они пользуются в осевой зоне нагорья и к западу от водораздела. Высоты их как абсолютные, так и относительные достигают максимума в области наибольшего вздутия антиклинория, понижаясь отсюда к северу, югу, востоку и (в меньшей мере) к западу.

Высшая точка всего нагорья — г. Народа (1883 м) сложена кварцитами и кварцитовыми конгломератами. К югу от нее, до истоков р. Хобе-ю, протягивается узкий зубчатый гребень с высшей точкой Манси-нёр 1772 м (кремнистые микросланцы и кварциты). В истоках рек Хобе-ю, Мань-Хобе-ю, Парнука, Пывсян-шора и Вангыра поднимается хр. Непрístupный (кварциты и гранодиориты), представляющий гигантский карлинг с платообразной вершинной поверхностью, увенчанной невысокими гребешками и вершинками — останцами выветри-

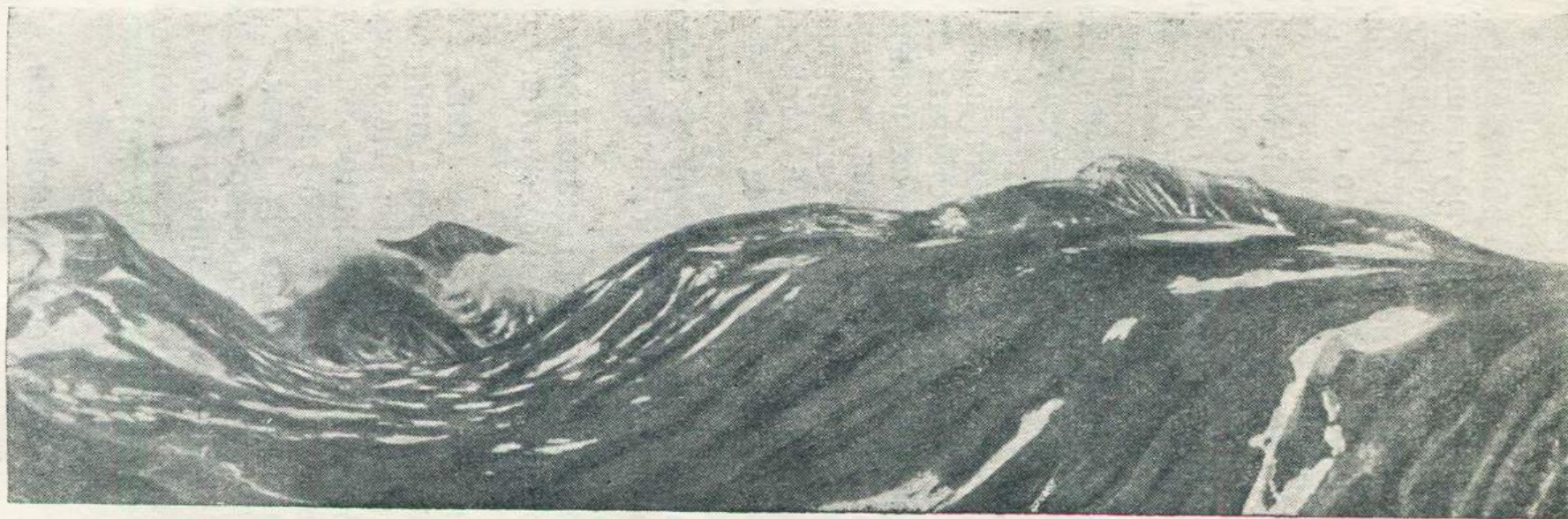
вания. Высота хр. Непрístupного 1650—1800 м. К этому же уровню относятся горные вершины в истоках рек Маньи, Щёкурьи, Выра-ю, Б. и М. Патоков (г. Неройка 1722 м, г. Городкова — ок. 1700 м, г. Сале-Урне-Хум — 1567 м и др.).

В северо-западной части нагорья к верхнему уровню относятся: г. Карпинского (1793 м), г. Россомаха (1450 м), высшие точки хр. Сыня-рузь (1608 м), г. Брус в хр. В. Саледы (1565 м), г. Манарага (ок. 1800 м), г. Колокольня (ок. 1700 м), вершины хр. Курсомбой — 1500—1700 м. На западе — отдельные вершины и гребни Вангыр-Патокского отрога (1400—1600 м) и хр. Сабля (1648 м). В пределах Народо-Итьинского хребта верхний ярус образован вершинами: Ярота (1406 м), Сэлем-из (1533 м), Хайма (1489 м) и др. На участках со сложным геологическим строением, где породы различной стойкости сменяют друг друга на коротких расстояниях, в большом числе встречаются менее значительные вершинки и гребни, оживляющие однообразный рельеф плато нижнего яруса.

Как упоминалось выше, верхний и нижний ярусы различны не только гипсометрически, но и морфологически.

Для плато нижнего яруса характерны плоские или слабо выпуклые вершинные поверхности, обычно несущие на себе серии нагорных террас. Склоны к разделяющим депрессиям и долинам круты и имеют обычно S-образный или выпуклый профиль, реже прямой. Хребты и вершины, верхнего яруса, наоборот, отличаются резкими очертаниями и вогнутыми или прямыми склонами. Многие из них представляют собой зубчатые гребни и карлинги. В целом же для рельефа высокогорной зоны характерно чередование плоско-горизонтальных поверхностей с резкими формами нивально-ледниковой скульптуры (фиг. 3). Леса в этой зоне ютятся лишь в глубоких речных долинах, не поднимаясь выше 450—600 м над у. м. Вся остальная территория покрыта различного типа каменными россыпями — курумами, чередующимися с участками полигональной, мохово-лишайниковой или кустарничковой тундры.

Повышенная предгорная равнина западного склона с элементами останцово-грядового рельефа (200—350 м над у. м.). Хребты высокогорной и среднегорной зон на западе и севере резким уступом обрываются к полого-волнистой поверхности повышенной равнины западного склона, над которой местами поднимаются невысокие гряды останцовых возвышенностей общего с Уралом простирания — парм. Эти гряды обычно сложены более прочными породами, чем окружающая равнина.



Фиг. 3. Трог р. Народы. На заднем плане слева кары ледников Югра и Манси. Справа, вдали г. Народа (1883 м). Справа, на переднем плане — поверхность нагорного плато нижнего яруса высокогорной зоны (около 1300 м над у. м.) (фото автора).

Уступ, отделяющий горный Урал от повышенной равнины западного склона, хорошо выдерживающийся почти на всем протяжении от южной до северной рамки района, обычно очень крут и достигает 300—400 м высоты, а иногда и больше. Эта граница отвечает восточной границе распространения известково-сланцевых осадочных пород среднего палеозоя, слагающих повышенную равнину западного склона, или, что то же самое, западной границе распространения пород метаморфического комплекса, слагающих горный Урал: «В тех местах, где в силу тектонических причин, метаморфические сланцы выдвигаются к западу, например, в области массива Сабли и массива Тельпос-из и эта граница следует за ними и наоборот, там, где они отступают на восток, равнина третьего уровня (у нас повышенная равнина западного склона.— Л. Д.) также сильно врежется на восток в полосу гор» (Добролюбова и Сошкина, 1935, стр. 27).

По линии указанного уступа реки имеют стремительное падение и текут в глубоких крутостенных долинах. Крутое падение они сохраняют и в пределах повышенной равнины западного склона (за исключением рек, текущих в продольных депрессиях), образуя пороги и перекаты при пересечении парм. Рельеф водораздельных пространств этой зоны отличается общей сглаженностью, если не считать указанных гряд — останцов, что в значительной мере обусловлено наличием мощного покрова ледниковых отложений, заполняющих понижения доледникового рельефа и смягчающих контуры повышенных участков.

В непосредственной близости к подножию горного Урала широким распространением пользуются озерно-моренные ландшафты.

Печорская низменность (ниже 200 м над у. м.). На западе повышенная предгорная равнина западного склона, постепенно снижаясь, переходит в Печорскую низменность, сложенную слабо дислоцированными породами пермского возраста. На северо-запад от нашего района в пределы Печорской низменности глубоко вдается кряж Чернышева, представляющий крайнее северо-восточное ответвление Приполярного Урала. Местами граница предгорной равнины с Печорской низменностью выражена в виде невысокого уступа (Добролюбова и Сошкина, 1935, стр. 30).

Особенности речной сети

Приполярный Урал изрезан густой сетью долин рек, ручьев и временных потоков. Верховья рек изобилуют небольшими, но глубокими каровыми озерами. Главной водной артерией

восточного склона является р. Ляпин (Хулга), берущая начало с Урала под $65^{\circ}45'$ с. ш. и, по выходе из гор, протекающая в юго-юго-западном направлении параллельно восточному подножию хребта, по обширной Ляпинской депрессии. Большинство правых притоков р. Ляпина (реки В. Болбан-ю, Хальмер-ю, Народа, Манья, Щёкурья и др.) берет начало с главного водораздела, прорезая последовательно зоны: высокогорную, среднегорную, увалистую и равнинную. В соответствии с этим характер долин меняется от зоны к зоне.

В пределах Ляпинской депрессии это типичные равнинные реки, лениво и причудливо извивающиеся в аллювиально-озерных и торфяных берегах. Нередко на этом участке их русла представляют чередование глубоких термокарстовых воронок, соединенных мелководными протоками. В пределах увалистой полосы характер долин резко меняется. Здесь это уже глубокие эрозионные ущелья, и реки стремительно мчат свои воды по порожиному, каменистому руслу. В среднегорной зоне долины расширяются, склоны их выколаживаются. Реки, хотя и сохраняют горный характер, но течение их здесь медленнее, чем на предыдущем отрезке. В высокогорной зоне речные долины превращены в типичные трог с участками свежих холмисто-моренных форм рельефа, конечных и боковых морен, с резкими изломами в продольном профиле, с ригелями и цепочками плотинных озер. Верховья трогов или замкнуты крутостенными цирками, заполненными озерами (реки Народа, Хобе-ю, Парнук, Кобыла-ю и др.), или сообщаются с долинами рек противоположного склона посредством сквозных ледниковых долин. Иногда истоками рек восточного и западного склонов служат болота или озерки, расположенные на днищах плоских перевальных седловин.

Крупнейшими реками западного склона являются: р. Кос-ю (Манарага) с притоками Вангыр и Кожим и р. Щугор с притоками Торговой, Б. и М. Патоками. Для рек западного склона особенно характерно чередование продольных участков долин с поперечными. Река Кожим в верховьях, а также все ее левые притоки (Болбан-ю, Лимбеко-ю, Хамбал-ю и Дурной-ёль) текут в непропорционально широких долинах. Среднее течение р. Кожима имеет перпендикулярное к ним направление, срезая переклинные концы хребтов Обе-из, Саледы, Малды и Россомахи глубоким эрозионным ущельем. Аналогичная картина имеет место и на юге района, где по продольной депрессии с севера стремится р. Торговая, а с юга р. Щугор, которая ниже устья р. Торговой резко поворачивает на запад, огибая северный переклинный конец Тельпосского хребта. Интересно, что поперечные отрезки долин рек Щугора на юге

и Кожима на севере приурочены к областям погружения оси главной антиклинальной структуры Урала.

В Приполярном Урале можно выделить следующие типы речных долин: 1) древние эрозионно-тектонические долины, преобразованные деятельностью ледников и солифлюкции. Современные незначительные водотоки обычно не соответствуют их обширным размерам (депрессии: «Дурной-ёль», Кожимская, Лимбеко-ю и др.); 2) доледниковые эрозионные долины, преобразованные древнеледниковой, а затем солифлюкционной и современной эрозионной деятельностью (большинство крупных долин в пределах среднегорной зоны); 3) долины, преобразованные ледниками последней карово-долинной стадии оледенения (типичные трюги), характерные для высокогорной зоны; 4) послеледниковые эрозионные долины (по преимуществу мелкие притоки рек первых трех типов). Очень часто узкие эрозионные ущелья соединяют кары и цирки с главной долиной. Местами небольшие ущелья врезаются в днища трюгов; 5) молодые эрозионные участки долин почти всех рек обоих склонов по выходе из гор, обусловленные послеледниковым поднятием Урала.

Питание рек Приполярного Урала, в основном, снеговое и дождевое. В верховьях рек очень много озер, но все они имеют небольшие размеры, и поэтому зарегулированность стока сравнительно незначительна. Реки отличаются непостоянством режима и резкими колебаниями уровня. Весенний паводок на крупных реках, бассейн которых охватывает и горные и равнинные территории, имеет два пика, следующие один за другим: первый пик в мае — от таяния снегов на равнине и второй — в июне — от таяния снегов в горах (Печора и ее крупные правые притоки). На крупнейшей реке восточного склона Приполярного Урала — Ляпине половодье начинается в мае, но майский пик выражен неярко; подъем воды продолжается до середины июня, когда он достигает максимума. Спад паводка на Ляпине происходит быстро, в течение нескольких дней, тогда как на крупных западных реках он происходит значительно более плавно. Причина этого лежит, во-первых, в том, что Ляпин представляет типично горную реку, поскольку равнинная часть его бассейна в сравнении с горной невелика, и поэтому июньский паводочный пик, обусловленный таянием горных снегов, выражен очень ярко; во-вторых, на восточном склоне вследствие большей континентальности климата таяние снегов весной идет дружнее и, в основном, заканчивается в середине июня, что вызывает быстрый подъем и такой же быстрый спад паводочных вод, тогда как на западном склоне (вспомним, что почти вся высокогорная часть района находится к западу от водораздела) таяние сезонных снегов растягивается на весь

июнь и июль, а в благоприятных местах снежные пятна иногда в больших количествах лежат до нового снега.

Резкие колебания уровня р. Ляпина и его правых притоков происходят и летом под влиянием летних дождей или снежных метелей в горах. В верховьях горные реки отличаются еще большим непостоянством. От каждого крупного дождя они сильно вздуваются, превращаясь в бурные потоки, и производят в это время большую эрозионную и транспортирующую работу, но также быстро спадают, как только прекратится непогода.

Рельеф высокогорной зоны

Зона высокогорного рельефа Приполярного Урала по своему ландшафтно-геоморфологическому облику резко отличается от всех остальных геоморфологических зон района, на что обратил внимание еще Гофман (1856). Городков, основываясь на контрасте в растительном покрове высокогорной части района с среднегорьем восточного склона, первую из них назвал Каменным, а вторую — Лесным Уралом (Городков, 1916). Этой же терминологией пользуется Алешков, но уже при разделении Приполярного Урала на орографические области (1929, 1935, стр. 13—15).

В пределах Каменного Урала (зона высокогорного рельефа Приполярного Урала) Алешков (1929) различал две орографические единицы, кряж Исследовательский и кряж Народо-Итьинский, кулисообразно замещающие друг друга и разделенные Кожимской депрессией.¹ Эта схема нам представляется слишком упрощенной. Действительно, если Народо-Итьинский хребет при исключении из него Плато Испытателей природы (Говорухин, 1940) и может быть назван хребтом в собственном смысле слова, то этого уже никак нельзя сказать о той части Приполярного Урала, которую Алешков называет Исследовательским кряжем. По существу это сложный горный узел, состоящий из многих хребтов и их отрогов, разделенных депрессиями и долинами.

Почти каждая из крупных орографических единиц уже имеет местные названия, и нет нужды в их переименовании. Но поскольку название Исследовательский кряж, данное в честь первых исследователей Северного Урала, уже вошло в обиход, оно может быть сохранено (с заменой термина кряж термином хребет) за цепью хребтов и вершин, составляющих орографи-

¹ Кряж — термин морфологически очень неопределенный, и его употребление в данном случае неуместно. Мы предпочитаем пользоваться значительно более определенным и общеупотребительным словом хребет (определения см. у И. С. Щукина, 1938, стр. 18).

ческую ось Приполярного Урала и служащих на значительном протяжении главным водоразделом. В этом случае в его состав войдут (с юга на север): Торговой-из, г. Кефталык и горы в истоках рек Нямги, Выра-ю и Кобыла-ю, г. Неройка, г. Саленёр, Маньинские горы, хр. Непрístupный, водораздельный гребень в истоках рек Хобе-ю, Народы, Манараги и Болбан-ю, с вершинами Манси-нёр, Народа и Карпинского. Северным продолжением Исследовательского хребта следует считать антиклинальное поднятие, заканчивающееся г. Россомахой, между депрессией верховий р. Кожима и долиной р. Болбан-ю.

С востока Исследовательский хребет ограничен депрессиями (с севера на юг): Кожимской, Сланцевой и Торгово-Хартесской, южным продолжением которой служит обширная Щугорская депрессия. С запада столь резкой границы провести нельзя. За нее условно можно принять: долину р. Болбан-ю, верховья р. Манараги, долину ручья Юнко-вож, меридиональный отрезок долины Правого Вангыра до слияния с Левым Вангыром, продольную долину, занятую безымянными ручьями между реками Вангыром и Патоком, между Патоком и Паток-вожем; и дальше — меридиональный участок долины Выра-ю. Южнее граница совпадает с западной границей высокогорной зоны. К западу от этой линии останутся хребты: Сабля, Паток-из, Вангыр-Патокский и Харота-Вангырский отроги, хр. Курсомбой, г. Манарага, хр. Обе-из (восточный и западный), хр. З. Саледы и его продолжение на северо-восток — хр. Джагал, хр. В. Саледы с отрогами Яптик-нырд и Хамбал-нырд, хр. Сынярузь и хр. Малды, которые рассматриваются нами как самостоятельные орографические единицы.

Одной из существенных особенностей рельефа высокогорной зоны является вытянутость главных орографических единиц — хребтов и депрессий, — согласно с простираем слагающих пород — с юга и юго-запада на север и северо-восток. В центральной части нагорья эта особенность замаскирована сложной сетью долин, секущих орографические оси хребтов и депрессий, но в периферических частях, и особенно в его северо-западной части, указанная зависимость выступает очень ярко. Рельеф северо-западной части Приполярного Урала, ограниченной с юга долиной р. Манарага, а с востока и севера р. Кожимом, характеризуется чередованием антиклинальных поднятий в виде хребтов Обе-из, В. и З. Саледы, Малды и Россомахи, с разделяющими их продольными депрессиями, которые представляют собой синклинальные мульды, преобразованные позднейшими эрозионными процессами.

Такое совпадение современной орографии с древней складчатой структурой района обусловлено тем обстоятельством, что наиболее древние породы, обнажающиеся в ядрах антиклина-

лей (кварцито-песчаники), являются одновременно и более стойкими против выветривания, в то время как днища межхребтовых депрессий сложены не только более молодыми, но и легче разрушающимися горными породами (карбонатно-кварцитовые сланцы и известняки). Поэтому селективная эрозия не нарушает, а наоборот, подчеркивает в рельефе первичную складчатую структуру. В осевой зоне Приполярного Урала, на широте максимального вздутия главной антиклинальной структуры, такого явного соответствия между современным рельефом и складчатостью нет. Здесь кварцитовая покрывка, бронирующая рельеф, размыта, и на поверхность выходят мягкие слюдяно-кварцитовые и филлитовые сланцы протерозоя, которые выветриваются несравненно быстрее, чем более молодые кварциты. Поэтому кварциты, сохранившиеся в крыльях антиклиналей или в ядрах синклиналиных складок, неизменно выделяются в рельефе в виде высоких хребтов и гребней, тогда как древние сланцы осевой зоны слагают сравнительно пониженные участки рельефа. Таким образом, здесь имеют место уже обратные взаимоотношения рельефа и складчатой структуры.

Описание рельефа осевой полосы Приполярного Урала в северо-восточной, центральной и южной его части можно найти в работах Гофмана (1856), Алешкова (1935, 1937), Сирина (1945), Говорухина (1940), Добролюбовой и Сошкиной (1935) и других исследователей, поэтому мне представляется нецелесообразным в рамках данной работы повторять эти описания. Иное положение с северо-западной частью района, которая еще никем не была описана. Ниже я привожу описание этой части Приполярного Урала, составленное на основании личных исследований.

На западе, по границе с Печорской низменностью, протягивается меридиональный зубчатый гребень Сабли (1300—1648 м), отделенный от Вангыр-Патокского массива продольной депрессией Сед-ю, представляющей синклиналиный прогиб. Хребет Сабля имеет антиклинальное строение. Он отличается ярко выраженным альпийским рельефом. Его восточный склон изрезан глубокими карами, в которых ютятся небольшие современные ледники и фирновые снежники, а подножие склона опоясано мощным моренным валом. Западный склон положе восточного и изрезан эрозионными рывинами.¹ Естественным продолжением депрессии Сед-ю к северо-северо-востоку служит предгорная ложбина, идущая вдоль западного подножия хребтов Курсомбоя и Маяка и еще севернее — продольная долина, разделяющая хр. Обе-из на восточный

¹ Подробное описание рельефа, геологии и ледников Сабли см. у Алешкова (1934, 1935).

и западный. Хр. Обе-из характеризуется рельефом среднегорного типа с высотами до 900—1000 м. В средней части В. Обе-иза имеется несколько каров с озерами.

Между хребтами Обе-из и З. Саледы расположена обширная, морфологически исключительно четко выраженная, депрессия. Она прослеживается в юго-юго-восточном направлении от северного конца хр. З. Саледы ($65^{\circ}40'$ с. ш.) до истока р. Янгиней (65° с. ш.) на протяжении 90—95 км. Ширина депрессии изменяется от 6—7 км в южной и средней частях до 12—15 км в северной части, где она сливается с полого-волнистой поверхностью предгорий Кожим-Лёмвинского амфитеатра. Дно депрессии лежит ниже окружающих хребтов на несколько сот метров и покрыто лесом. В средней, наиболее приподнятой части депрессии широко распространены субальпийские высокоотравные луга, чередующиеся с елово-березово-лиственничными лесками.

Рельеф депрессии образован чередованием почти идеально ровных, часто заболоченных площадей с пологими плосковершинными холмами, вытянутыми вдоль депрессии с юго-запада на северо-восток и имеющими обычно эллиптические очертания. Высота холмов от 20—30 до 60—80 м, ширина от нескольких сот метров до 1—1,5 км и длина до 2—3 км. В основании большинство холмов сложено коренными породами (известняками и известковисто-кварцитовыми сланцами), которые с поверхности прикрыты плащом валунно-галечниковых отложений, с преобладанием кварцито-песчаниковых валунов. В некоторых разрезах цоколь коренных пород не был обнаружен, и холмы представлялись целиком сложенными моренно-галечниковым материалом, напоминая и по форме и по внутреннему строению друмлины.

К северу от перевала Корова-рузь по депрессии протекает ручей Дурной-ёль, левый приток р. Кожима. К югу от этого пункта течет ручей Дурной-ёль-южный, правый приток р. Кос-ю. Водораздел между ними орографически не выражен и занят болотом. На севере депрессию пересекает р. Кожим, на юге — р. Кос-ю. К югу от впадения ручья Дурной-ёль-южный в р. Кос-ю продолжением депрессии служит общая долина р. Кос-ю и левого истока р. Кос-ю, а еще дальше на юг — трог верхнего течения р. Янгиней.

В структурно-тектоническом отношении депрессия отвечает громадной синклинали (А. А. Чернов и Г. А. Чернов, 1940), тогда как окружающие ее хребты (Обе-из и Саледы) имеют антиклинальное строение. Восточный борт вышеописанной депрессии образован хребтом З. Саледы (1000—1300 м), в сложении которого главную роль играют сиреневые кварцито-песчаники.

В структурно-тектоническом отношении хребет является северо-северо-восточным продолжением антиклинали г. Колокольни (так же как хр. Обе-из является продолжением антиклинали г. Маяка и западного крыла Курсомбоя). Северный переклиналиый конец хребта, известный под названием Джагал, срезается широтным течением р. Кожима, который протекает в глубоком эрозионном ущелье. Западный склон хребта сложно расчленен многочисленными ручьями, стекающими в депрессию Дурной-ёль. Восточный склон, ограниченный долиной Хамбал-ю, тянется однообразной, почти прямой стеной, в которую врезано до десятка небольших нивально-ледниковых каров. Вершинная поверхность хр. В. Саледы плоска и постепенно понижается к северу и югу от истоков р. Хамбал-ю ступенями нагорных террас. Мелкоступенчатая линия гребня лишь в одном месте прерывается глубокой выемкой, образующей единственный удобный проход из долины Хамбал-ю в депрессию Дурной-ёль. Это перевал Корова-рузь. Вершина и склоны хребта покрыты каменными россыпями.

Долина Хамбал-ю, отделяющая хр. З. Саледы от хр. В. Саледы и его северного отрога Хамбал-нырд, представляет собой глубокую ящикообразную ложбину шириной 3—6 км и длиной около 40—45 км. На севере она сливается с поверхностью Кожим-Лёмвинского амфитеатра. Средней частью этой ложбины пользуется в своем течении р. Хамбал-ю. Продолжением долины Хамбал-ю к югу являются верхние участки долин правого и левого истоков р. Недысей. Склоны долины р. Хамбал-ю в двух верхних третях круты, имеют прямой или слабо выпуклый профиль и почти сплошь покрыты кучевыми курумами сиреневых кварцито-песчаников. Небольшие нивально-ледниковые кары и множество мелких эрозионных рытвин, лишенных постоянных водотоков, несколько оживляют прямолинейность и однообразие склонов. В нижней трети склон резким вогнутым перегибом переходит в пологий (5—6°), незаметно сливающийся с плоским дном долины. Вдоль линии излома профиля склона в устьях эрозионных рытвин расположены конусы выноса временных потоков, сливающиеся в единый пролювиальный шлейф. Река Хамбал-ю протекает прямолинейно посередине депрессии, врезав свое русло в валунно-галечниковые и валунно-щебенчатые наносы на глубину нескольких метров. Характерно полное отсутствие в депрессии свежих холмисто-моренных образований (за исключением небольших фирновых морен в устьях каров), в то время как соседние (к востоку) долины (Роща-вож и Лимбеко-ю) буквально завалены моренными отложениями.

Участки свежих, хорошо выраженных холмисто-моренных форм встречаются также на продолжении депрессии к югу по

долине р. Недысей. Можно дать следующее объяснение этого факта. В заключительную фазу древнего оледенения по долине Хамбал-ю, которая представляла тогда единую долину от истоков р. Недысей до слияния с Кожим-Лёмвинским амфитеатром, спускался ледник. Сокращение его шло, повидимому, очень быстро, и он не успел оставить больших нагромождений морены. С исчезновением ледника, в период последующего температурного максимума, развитие рельефа шло, в основном, под влиянием эрозионных процессов. Благодаря более энергичному врезанию р. Недысей верховья р. Хамбал-ю были перехвачены ею и присоединены к бассейну р. Манараги. Современный водораздел между реками Хамбал-ю и Недысеем представляет бывшее дно долины пра-Хамбал-ю. Во время карово-долинного оледенения, связанного с последним ухудшением климата, небольшие альпийские ледники спускались из цирков бывших истоков р. Хамбал-ю по долинам р. Недысей и его притоков, оставив здесь следы своего пребывания в виде хорошо сохранившихся разнообразных моренных образований. Последним свидетелем этого оледенения является каровый ледник Недысей.

В современной долине Хамбал-ю, отрезанной от высоких, глубоко расчлененных горных массивов, где было возможно накопление мощных толщ фирна, в это время ледники отсутствовали. Поэтому здесь нет свежих моренных образований, а морены древнего оледенения размыты. Мелкие ледники и снежные пятна покрывали лишь верхние части склонов долины Хамбал-ю, оставив следы своего пребывания в виде каров и фирновых морен в их устьях. Высказанное предположение прекрасно согласуется с морфологией участка, о котором идет речь.

Тектонически долина Хамбал-ю отвечает синклинали, крылья которой сложены кварцито-песчаниками, а ядро глинисто-серицито-кварцитовыми сланцами. К востоку от описанной долины расположен хр. В. Саледы (1300—1565 м), смыкающийся на юге с г. Манарагой. Хребет сложен, в основном, сиреневыми кварцито-песчаниками и имеет антиклинальное строение. Склоны его глубоко изрезаны многочисленными карами, цирками и короткими трогами. В южной части над гребнем хребта поднимаются зубчатые пики — карлинги. На север хребет понижается, и островершинных гор здесь уже нет: вершинная поверхность хребта плоска и несет на себе серии нагорных террас. Северный конец хребта раздваивается долиной ручья Роща-вож, образуя отроги Хамбал-нырд и Яптик-нырд с террасированной вершинной поверхностью.

В карах восточного склона хр. В. Саледы мы обнаружили несколько каровых ледников, ранее не известных. Есть основание предполагать наличие ледников и в ряде других каров и цирков этого склона, которые нами не были посещены. Хребет

на всем протяжении совершенно безлесен. Отроги Хамбал- и Яптик-нырд понижаются к северу уступами нагорных террас. Разделяющая их долина ручья Роцца-вож в верховьях представляет собой типичный трог, замкнутый на юге цирком с ледничком и озером на дне цирка. К северу долина расширяется до 5 км и сливается с долиной Лимбеко-ю. Ручей Роцца-вож впадает в р. Хамбал-ю, которая режет отрог Хамбал-нырд по контакту сиреневых кварцито-песчаников с глинисто-серицито-кварцитовыми сланцами. При слиянии ручья Роцца-вож с р. Хамбал-ю расположена группа моренных холмов. Ниже р. Хамбал-ю имеет стремительное течение. Русло ее завалено крупными валунами кварцита, кварцито-песчаника, кварцитового конгломерата, гранита и других массивных пород, часть которых в коренном залегании в современном бассейне Хамбал-ю неизвестна. При выходе в долину р. Лимбеко-ю, р. Хамбал-ю прорезает высокую моренную грядку (до 40—50 м высотой и до 0,5 км шириной), ниже которой до слияния с р. Лимбеко-ю вдоль правого берега тянется 3—5-метровая терраса. Встречаются фрагменты 8—10-метровой террасы. Обе террасы сложены песчано-галечниковыми материалами и перемытым валунником.

С востока хр. В. Саледы ограничен долиной р. Лимбеко-ю, которая протягивается в северо-восточном направлении (15—20°) между хр. В. Саледы, с одной стороны, и хр. Малды — с другой. Ширина долины от 5—6 до 12—15 км. Плоское дно ее покрыто нагромождениями моренных холмов и гряд с озерами и болотами между ними. Река Лимбеко-ю и ее притоки блуждают в этом лабиринте, разделяясь на множество рукавов и протоков. Река Лимбеко-ю образована слиянием трех истоков: 1) Лимбеко-ю-правого, берущего начало с нагорного плато к северу от г. Народы и текущего в глубоко крутостенном трогге, который отделяет хр. Сыня-рузь от хр. Малды; 2) Лимбеко-ю-среднего, начинающегося в карах восточного склона южной части хр. В. Саледы и текущего в глубоком трогге, который через сквозную ледниковую долину общается верховьями с долиной р. Манараги; 3) Лимбеко-ю-левого, начинающегося на водоразделе с р. Недысеем и прокладывающего путь среди морен в пределах расширенного участка долины р. Лимбеко-ю.

После слияния всех трех истоков р. Лимбеко-ю становится сравнительно большой горной рекой. В нижнем течении она имеет очень крутое падение, низвергаясь в долину р. Кожима стремительным потоком. Плоское дно долины р. Лимбеко-ю лежит на высоте 520—750 м, повышаясь с севера на юг. К югу от устья р. Лимбеко-ю-левого долина почти безлесна. Небольшие редкостойные лиственничники встречаются лишь на защи-

щенных от сильных ветров и лучше обогреваемых южных склонах. Тектонически долина Лимбеко-ю отвечает синклинали, в ядре которой выходят нижнесилурийские известняки (устье р. Хамбал-ю), а крылья образованы более древними кварцито-песчаниками.

Дальше к востоку между долинами рек Лимбеко-ю и Болбан-ю расположен хр. Малды (1300—1550 м). Его вершинная поверхность наименее расчленена по сравнению со всеми другими хребтами высокогорной зоны, представляя собой выровненную поверхность с сериями нагорных террас. Над выровненной поверхностью поднимаются отдельные гребешки и вершинки, сложенные более прочными породами (обычно кварцитами). К окружающим долинам хр. Малды обрывается очень круто. Склоны расчленены незначительно и почти сплошь покрыты курумами. На юго-восточном склоне расположено несколько нивально-ледниковых каров с озерами на дне и снежниками на склонах. Снежников много и на открытых склонах восточной экспозиции, где они обычно фиксируют уступы нагорных террас. Долина р. Болбан-ю, отделяющая хр. Малды от Россомахи, тектонически отвечает синклинали. Морфологически это типичный трог. Свежие холмисто-моренные образования распространяются по долине Болбан-ю несколько ниже оз. Болбан-ты, которое является плотинным (подпружено мореной). Ниже по течению свежие следы оледенения отсутствуют.

Еще дальше на восток, между долиной Болбан-ю и Кожимской депрессией, расположена горная область (северный конец хр. Исследовательского), являющаяся продолжением осевой зоны главного антиклинория. Антиклинальное строение этой области выступает с исключительной четкостью в северной части г. Россомахи, где ось антиклинала круто погружается и молодые породы переклиналино огибают более древние. Рельеф этой области сильно расчленен и, благодаря сложному геологическому строению и разнообразию петрографических разновидностей пород, изобилует вершинками, гребешками и другими формами типа эрозионных останцов.

Наиболее замечательной чертой этой части нагорья является эрозионный характер расчленения рельефа, яркое проявление современных мерзлотно-солифлюкционных процессов и полное отсутствие свежих следов оледенения. Нигде к северу от горы Старик-из нами не было встречено ни моренных холмов и озер ни каров и цирков, несмотря на то что горы достигают здесь значительной высоты (1200—1400 м над у. м.). Интересно в этом отношении сравнить г. Россомаху (1300—1450 м), где каров нет совершенно, с хр. Обе-из (около 1000 м), в пределах которого встречены хорошо сформированные кары. Рас-

положены они приблизительно на одной широте, но Обе-из представляет собой крайний западный хребет, принимающий первым влагу, которую несут зимние юго-западные ветры, а г. Россомаха расположена уже к востоку от орографической оси Урала, в пределах которой осадки поглощаются целой системой высоких хребтов, занимающих в ширину около 60 км, и, естественно, количество снега, приходящееся на долю восточных хребтов, не могло быть достаточным, чтобы вызвать здесь образование ледников во время сравнительно незначительного ухудшения климата в период последнего оледенения.

Древние поверхности выравнивания¹

О древних поверхностях выравнивания на Северном Урале нет единого мнения. Одни исследователи устанавливают несколько разновозрастных поверхностей выравнивания, образующих так называемую предгорную лестницу (Варсанофьева, 1932, 1948), другие, наоборот, отрицают их существование и относят образование плоских вершинных поверхностей за счет морозно-солифлюкционной пенеппенизации в позднеледниковый и современный периоды (Боч и Краснов, 1943, 1946). Наши полевые наблюдения и анализ новейших картографических материалов позволяют с полной определенностью выделить в Приполярном Урале несколько сильно выровненных обширных поверхностей с остатками древних долин, расположенных в настоящее время на разных гипсометрических уровнях и расчлененных современной гидрографической сетью. Здесь выделяется тот же комплекс древних поверхностей выравнивания, который был выделен Варсанофьевой для Северного Урала. Самая низкая из них в настоящее время обнаруживается лишь в ископаемом состоянии под мощной толщей рыхлых отложений третичного и четвертичного возраста в приуральской части Западно-Сибирской низменности.

Следующая поверхность выравнивания отвечает холмисто-увалистой полосе восточного склона и предгорной равнине западного склона, располагаясь на высоте 200—350 м. В эту поверхность врезаны глубокие эрозионные долины современных рек, стекающих с Урала.

Третья, более древняя поверхность выравнивания фиксируется плоскими вершинами и нагорными долинами области среднегорья восточного склона и вершинами парм западного склона, на высоте 500—800 м над у. м.

Четвертая, еще более древняя поверхность выравнивания

¹ Интересному и практически важному вопросу о древних поверхностях выравнивания на Приполярном и Полярном Урале автор намерен посвятить особую работу, поэтому здесь дается лишь самая общая характеристика.

выражена очень отчетливо на уровне вершин нагорных плато и днищ древних долин высокогорного пояса, на абсолютных высотах от 1000 до 1300 м. Над ней поднимаются наиболее высокие гребни и вершины Урала. Некоторые из них представляют собой останцы селективной эрозии, одновозрастные с поверхностью четвертого уровня, но сложенные наиболее прочными породами (кварцитами), другие же, очевидно, являются обрывками пятой, самой древней денудационной поверхности, сильно измененной последующими процессами (оледенение, солифлюкция и пр.). Примером такого типа возвышенности является массив Непрístupный (1650—1800 м над у. м.), расположенный в истоках рек Вангыра, Парнука, Хобе-ю и левых притоков Манараги.

Переход от выровненной поверхности одного уровня к поверхности другого в различных частях района различен, в зависимости от структурно-геологических условий и петрографического состава пород. В южной и особенно в северо-западной части района, где имеет место региональное погружение главной антиклинальной структуры Урала, поверхности нижних уровней в виде обширных долин и депрессий вдаются далеко в глубь центрального горного массива верхнего уровня. Там, где граница между двумя соседними уровнями совпадает с выходом пласта особенно прочных пород, уступ очень крут и высок (именно таков переход от среднегорного (III уровень) к высокогорному (IV уровень) поясу рельефа на восточном склоне Приполярного Урала, где кварцитовая цепь чендеров крутым уступом высотой до 600—700 м поднимается над поверхностью Сланцевой депрессии). Наоборот, в районах, сложенных более однородными, по сопротивляемости, породами, переход от одного уровня к другому осуществляется более плавно, и границы между ними стираются.

Наконец, в некоторых случаях уступ между соседними поверхностями разных уровней подчеркнут линиями тектонических разрывов. Такой разрыв, в частности, фиксируется по границе восточной увалистой полосы с полосой среднегорного рельефа в северо-восточной части Приполярного Урала.

Однако, отмечая зависимость ряда черт рельефа современного Приполярного Урала от структурно-тектонических особенностей и петрографического состава пород, мы все же считаем, что указанные выше поверхности выравнивания, представляющие основные макроформы рельефа описываемого района, были созданы эрозионно-денудационными процессами при прерывистом поднятии Урала и являются разновозрастными, фиксируя этапы истории континентального развития Урала. Для датировки «абсолютного» возраста каждой из этих поверхностей собранный материал пока еще не достаточен.

ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА

Климат является одним из главных факторов, определяющих характер и интенсивность денудации в Приполярном Урале. Именно своеобразием климатических условий высокогорной зоны (как современных, так и недавнего прошлого) обусловлено господство здесь денудационных процессов нивально-солифлюкционного цикла и созданных ими морфологических ландшафтов. Понятно поэтому, какое большое значение имеет для нас изучение климата района как одного из решающих факторов морфогенеза.

К сожалению, территория Приполярного Урала в этом отношении почти совершенно не освещена. Единственная в горах метеорологическая станция Верхний Щугор, существующая с 1936 г. как горная станция, расположена неудачно. Площадка метеорологической станции занимает небольшую поляну среди густого хвойного леса в глубокой долине р. Щугор на высоте 270 м над у. м. По данным этой станции можно составить некоторое представление о климатических условиях горно-таежного пояса, но они ни в какой мере не могут характеризовать климат высокогорной зоны Приполярного Урала. Наблюдения двух временных метеорологических станций, организованных экспедицией II МПГ, одна из которых расположена у восточного подножия г. Сабли близ ледника Гофмана, на высоте 450 м над у. м. и вторая — в долине р. Народы в нескольких километрах восточнее ледников Манси и Югра, на высоте 760 м над у. м., дает очень небольшой материал, потому что эти наблюдения были разовыми и распространялись всего лишь на 2 летних месяца: в районе г. Сабли с 28 июля по 8 сентября 1932 г. и в районе г. Народы — с 17 июля по 17 сентября 1933 г. Этим и ограничиваются стационарные метеорологические наблюдения в Приполярном Урале.

Наиболее полный материал, характеризующий климат высокогорного пояса, получен ст. Ра-из, расположенной на вершине одноименной горы, на высоте 890 м над у. м. Но эта

станция находится довольно далеко к северу от описываемого района. Поэтому нам казалось полезным, с целью выяснения основных закономерностей климатического режима высокогорного пояса Приполярного Урала, использовать не только стационарные, но и экспедиционные наблюдения. Кроме того, в этом отношении могут помочь: 1) аналогия с более южными частями Урала, обеспеченными сравнительно густой сетью метеорологических станций; Приполярный Урал, при всем его своеобразии, является составной частью единой горной системы, и поэтому важнейшие закономерности, установленные для климата смежных частей Урала, можно распространить и на его территорию (с внесением, разумеется, соответствующих поправок на более высокоширотное положение района, большую абсолютную высоту и более сложный рельеф); 2) использование данных метеостанций, расположенных в приуральских частях Печорской и Западно-Сибирской низменностей; 3) наблюдения над характером и распределением растительности и некоторых форм микрорельефа, свойственных определенным климатическим условиям. Ниже мы даем краткую характеристику некоторых особенностей климата и погоды Приполярного Урала, поскольку это позволяет современное состояние изученности.

Климат Приполярного Урала обусловлен, в основном, тремя факторами: во-первых, высокоширотным географическим положением, определяющим общую суровость климата с продолжительной морозной зимой, коротким и прохладным летом; во-вторых, значительной абсолютной и относительной высотой и шириной горной полосы, глубоким и сложным расчленением ее. Этим определяется типично-горный характер климата с вертикальной сменой климатических поясов и значительной изменчивостью климатических элементов на коротких расстояниях. И, в-третьих, меридиональной вытянутостью Урала, перпендикулярно к господствующему направлению воздушных потоков (с запада на восток), что обуславливает различие в климатических условиях европейского и азиатского склонов Урала, особенно в отношении распределения атмосферных осадков.

Ветры, влажность, осадки

По климатическому районированию Б. П. Алисова (1947) Приполярный Урал занимает пограничное положение между восточно-европейским и западно-сибирским районами Атлантико-Арктической области, располагаясь целиком в зоне влияния атлантического переноса воздушных масс. Алисов считает, что Урал нельзя рассматривать как самостоятельную климати-

ческую область или район. «Уральский хребет,— пишет Алисов,— только отделяет европейские климатические районы от азиатских, но не своим влиянием создает различия между ними... Не наличие Уральского хребта кладет видимый предел распространения океанического влияния на восток, а общие крупного порядка термические соотношения между Евразией и Атлантикой предопределяют пути, формы и размеры переноса морского воздуха на континент» (1947, стр. 138). Но и этот автор, склонный недооценивать роль подстилающей поверхности в процессе формирования климата, должен был признать, что «если Урал и не создает климатических границ в том смысле, как было сказано, то он обостряет их. На западных склонах Урала замечается существенное усиление осадков и летом и зимой, благодаря обострению фронтов в приходящих с запада циклонах; обратный эффект наблюдается на восточных склонах... В Западной Сибири зима холоднее потому, что континентальный азиатский воздух холоднее европейского, но Уральский хребет и в этом отношении нарушает постепенность перехода». И далее: «Однако климатические условия горных районов Урала имеют немало особенностей не только в смысле хода отдельных метеорологических элементов, но и в отношении погоды, которая при одних и тех же общециркуляционных условиях может быть различной на западных и восточных склонах, на хребтах и в долинах. Кроме того, наблюдается большое разнообразие микроклиматических участков, зависящее от форм рельефа и характера растительности. Микроклиматические различия на Урале могут быть весьма значительными в силу общей континентальности климата» (там же, стр. 138—139).

На разницу в климатических условиях восточного и западного склонов Урала впервые обратил внимание великий русский климатолог А. И. Воейков. Отмечая преобладание в Приуралье западных ветров, он ставил в зависимость от них большую облачность и большее количество атмосферных осадков на западном склоне Урала по сравнению с восточным (Воейков, 1948). «Особенно справедливо это в отношении зимних осадков, когда облачность ниже и даже невысокий Уральский хребет может их задержать». Далее он пишет: «Западный склон Урала и холмистая местность к западу от него богаче снегом, чем восточный склон. Вследствие большего количества снега развитие растительности весной начинается недели на 2—3 позже на западном склоне Урала, чем на восточном; последний беднее снегом потому, что преобладающие зимой западные ветры являются уже сухими на восточном склоне» (стр. 504), и в другом месте: «Относительно температуры зимы Уральские горы имеют значение границы — к вос-

току от них она холоднее, лето приблизительно одинаково, а весна, особенно май, вероятно на востоке теплее вследствие меньшего количества снега: он быстро тает и следовательно не требует большой затраты тепла» (стр. 474). Эти положения подтверждают и другие исследователи.

А. А. Каминский и Е. С. Рубинштейн (1925) в очерке климата Уральской области пишут: «На всем пространстве Уральской области во все сезоны преобладают ветры западных румбов и этим определяется различие климатических особенностей на западной и восточной стороне Уральского хребта. Влияние хребта простирается на западе на несколько десятков километров, на востоке — до 200 и больше км...» «...На западном склоне Уральского хребта и к западу от него относительная влажность и облачность больше, чем под той же широтой к востоку от хребта. Осадков выпадает значительно больше на западной стороне, чем на восточной, но, главным образом, лишь в осенний и зимний сезоны. В зависимости от этого и высота снежного покрова на западной стороне больше, чем на восточной. Благодаря меньшей облачности на восточной стороне, снежный покров недели на 2 раньше начинает оседать, чем на западной, но сходит одновременно».

Указанная закономерность, установленная для среднего Урала, в Приполярном Урале не только сохраняется, но выражена еще более ярко, в связи со значительно большей высотой хребта и более низкой облачностью во все времена года. Из приведенной ниже таблицы повторяемости ветра по румбам для трех среднеуральских станций (табл. 1) видно, что по мере движения с юга на север преобладание и постоянство ветров западных румбов не снижается, но, наоборот, возрастает, причем во все времена года преобладают юго-западные ветры и лишь на самой северной станции (Богословск) в июле и августе преобладающими становятся ветры северо-западного направления. Преобладание юго-западных ветров особенно ярко выражено в холодное время года.

Преобладание во всем Приуралье ветров с западной составляющей отчетливо видно также на картах изобар и направлений господствующих ветров.

В Северном Приуралье явно преобладают юго-западные ветры. Особенно ярко выражено преобладание ветров этого направления осенью и зимой, что очень хорошо видно на розах ветров для ст. Петрунь, составленных по сезонам (фиг. 4).

Указанная закономерность находит еще более отчетливое выражение в горной части района, причем ветры здесь достигают более значительных скоростей, а штили почти совсем не наблюдаются. На ст. Ра-из ($66^{\circ}57'$ с. ш., $65^{\circ}28'$ в. д.) в течение круглого года преобладают юго-западные, северо-

Четверть горизонта с наибольшей повторяемостью ветра¹

Станции Месяцы	Пермь (ныне Молотов) 58°01' с. ш., 56°16' в. д.		Бисер 58°31' с. ш., 58°49' в. д.		Богословск 59°49' с. ш., 60°45' в. д.	
	направлен- ность	повторяе- мость	направлен- ность	повторяе- мость	направлен- ность	повторяе- мость
I	Ю—3	45	Ю 55 3	57	Ю 71 3	59
II	Ю—3	44	Ю 50 3	57	Ю 70 3	51
III	Ю 35 3	46	Ю 52 3	59	Ю 68 3	55
IV	Ю 45 3	43	Ю 59 3	54	Ю 73 3	45
V	Ю 67 3	39	Ю 68 3	53	Ю 85 3	41
VI	Ю 61 3	35	Ю 60 3	42	Ю 83 3	34
VII	Ю 79 3	33	Ю 64 3	46	С 68 3	33
VIII	Ю 72 3	35	Ю 60 3	44	С 83 3	38
IX	Ю 62 3	43	Ю 57 3	57	Ю 75 3	40
X	Ю 62 3	43	Ю 63 3	60	Ю 75 3	53
XI	Ю 50 3	46	Ю 50 3	61	Ю 86 3	57
XII	Ю 37 3	45	Ю 54 3	55	Ю 72 3	58
Год	Ю 55 3	40	Ю 56 3	52	Ю 75 3	46

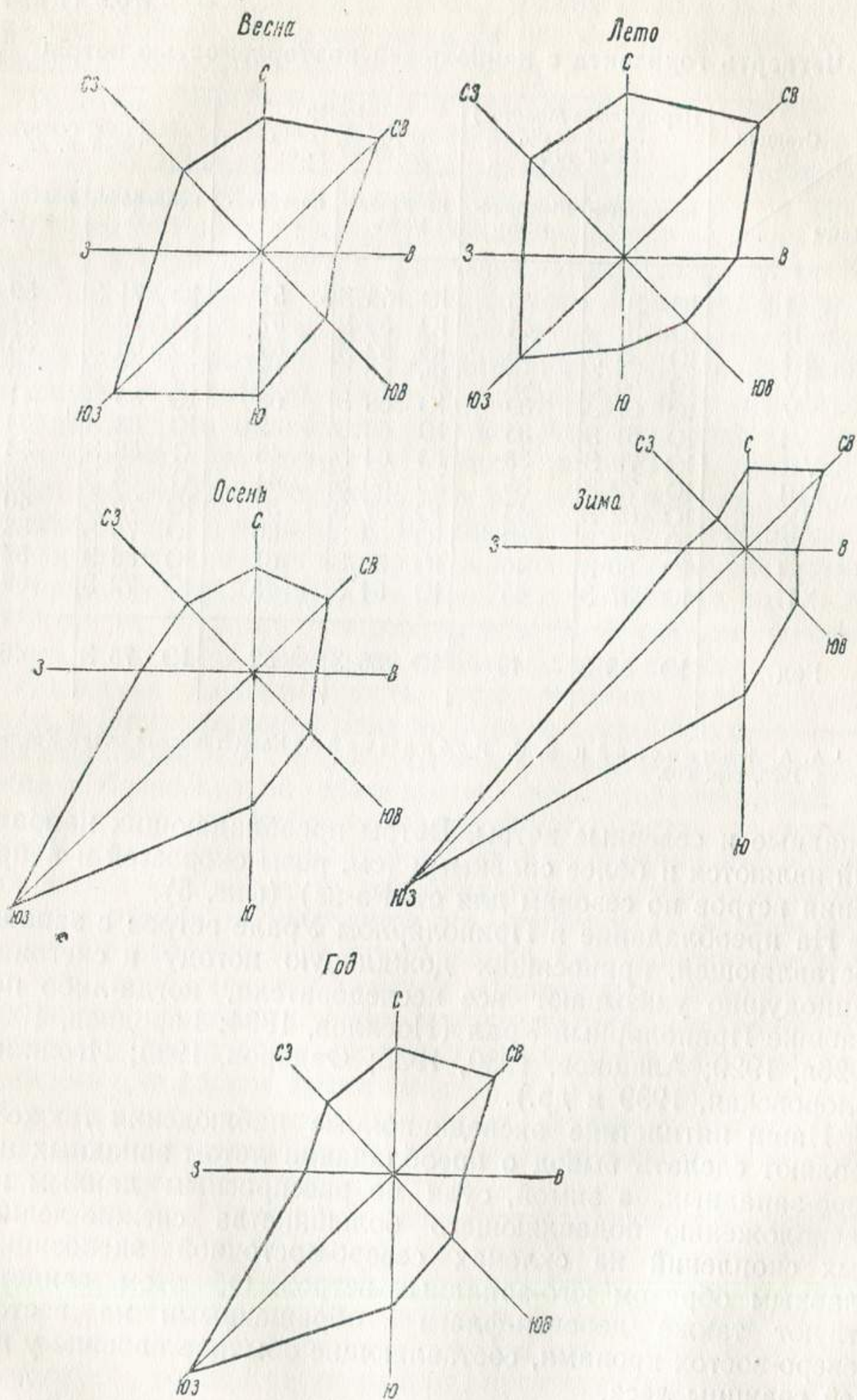
¹ А. А. Каминский и Е. С. Рубинштейн. Климатический очерк Уральской области, 1925, стр. 609.

западные и северные ветры. Ветры преобладающих направлений являются и более сильными (см. розы скоростей и направления ветров по сезонам для ст. Ра-из) (фиг. 5).

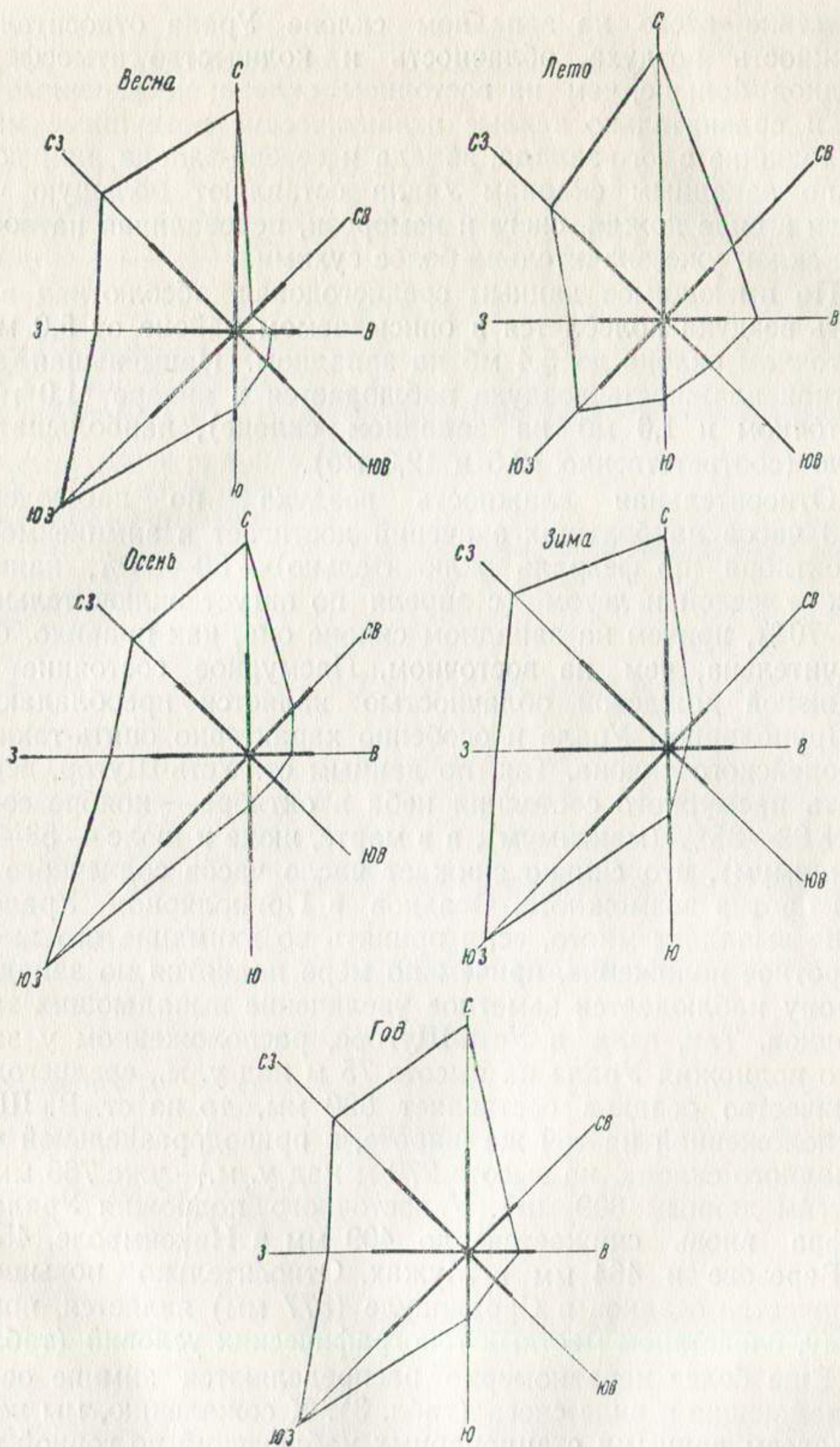
На преобладание в Приполярном Урале ветров с западной составляющей, приносящих дождливую погоду и снегопады, единодушно указывают все исследователи, когда-либо посещавшие Приполярный Урал (Носилов, 1884; Городков, 1926 и 1926а, 1929; Алешков, 1930, 1935; Федоров, 1935; Игошина и Флоровская, 1939 и др.).

Наши пятилетние экспедиционные наблюдения также позволяют сделать вывод о преобладании летом западных и северо-западных, а зимой, судя по расспросным данным и по расположению подавляющего большинства снежно-ледниковых скоплений на склонах северо-восточной экспозиции,— главным образом юго-западных ветров. Об этом свидетельствуют также деревья-флаги с обращенными на восток и северо-восток кронами, составляющие обычное явление у верхней границы леса.

Таким образом, главным направлением воздушных потоков в Приполярном Урале является направление с северо-запада на юго-восток, а зимой — с юго-запада на северо-восток. Как



Фиг. 4. Розы ветров ст. Петрунь. Повторяемость направлений ветра по сезонам в процентах.



Фиг. 5. Розы ветров ст. Ра-из по сезонам. Тонкий контур — повторяемость направлений ветра в процентах. Жирные линии — средняя скорость ветров по румбам в м/сек.

следствие этого на западном склоне Урала относительная влажность воздуха, облачность и количество атмосферных осадков больше, чем на восточном склоне; насыщенные влагой и сравнительно теплые атлантические воздушные массы, приходящие с юго-запада, запада и северо-запада, при подъеме по западным склонам Урала оставляют большую часть влаги в виде дождя, снега и изморози, переваливая на восточный склон уже значительно более сухими.

По имеющимся данным среднегодовая абсолютная влажность воздуха колеблется в описываемом районе от 5,0 мб на восточном склоне до 5,4 мб на западном. Наименьшая абсолютная влажность воздуха наблюдается в январе (1,0 мб на восточном и 1,6 мб на западном склоне), наибольшая — в июле (соответственно 12,5 и 12,3 мб).

Относительная влажность воздуха по наблюдениям в 13 часов наибольших значений достигает в зимние месяцы (с октября по февраль включительно) — 80—85%, наименьших — весной и летом (с апреля по август включительно) — 56—70%, причем на западном склоне она, как правило, более значительна, чем на восточном. Пасмурное состояние неба с низкой дождевой облачностью является преобладающим в Приполярном Урале и особенно характерно опять-таки для европейского склона. Так, по данным ст. Усть-Щугор, вероятность пасмурного состояния неба в октябре — ноябре составляет 83—85% (максимум), а в марте, июне и июле — 58—59% (минимум), что сильно снижает число часов солнечного сияния против возможного. Осадков в Приполярном Урале вообще выпадает много, если принять во внимание его высокоширотное положение, причем по мере поднятия по западному склону наблюдается заметное увеличение выпадающих за год осадков. Так, если в Усть-Щугоре, расположенном у западного подножия Урала на высоте 75 м над у. м., среднегодовое количество осадков составляет 520 мм, то на ст. В. Щугор, расположенной на той же широте, в приводораздельной части западного склона, на высоте 270 м над у. м. — уже 765 мм (по другим данным 809 мм). У восточного подножия Урала эта цифра вновь снижается до 409 мм в Няксимволе, 455 мм в Березове и 464 мм в Мужах. Относительно повышенное количество осадков в Саранпауле (577 мм) является, повидимому, следствием местных топографических условий (табл. 2).

Еще более неравномерно распределяются зимние осадки, выпадающие в виде снега (табл. 3). К сожалению, мы не располагаем данными стационарных наблюдений по горной части района, в частности по ст. В. Щугор, но наши экспедиционные наблюдения в долинах рек Торговой, Щугора и Нямги позволяют считать, что средняя высота снежного покрова в

Среднемесячные и годовые осадки (в мм)

Станции и годы наблюдений	Месяцы												За сезон		Год
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	За сезон		
													холодный (XI—III)	теплый (IV—X)	
П р и у р а л ь е															
Усть-Шугор (64°16' с. ш., 57°37' в. д., 75 м над у. м.) 1895—1935	27	19	20	21	39	55	71	76	62	57	40	33	139	381	520
Усть-Кожва (65°09' с. ш., 56°59' в. д., 60 м над у. м.) 1898—1906, 1930, 1932—1934	25	17	18	21	31	45	86	69	58	45	37	30	127	355	482
Петрунь (66°26' с. ш., 60°46' в. д., 60 м над у. м.) 1903—1906, 1910, 1915—1918, 1925—1935	23	17	17	17	28	46	45	59	59	49	35	29	121	303	424
У р а л															
В. Шугор (64°03' с. ш., 59°26' в. д., 270 м над у. м.) 1936—1941, 1943—1944	38	27	28	32	59	83	108	116	94	87	56	37	186	579	765
Ра-из (66°57' с. ш., 65°28' в. д., 890 м над у. м.) 1939	21	19	21	25	26	64	109	50	57	35	31	29	121	366	487
З а у р а л ь е															
Няксимволь (62°26' с. ш., 60°52' в. д., 60 м над у. м.) 1933—1935	19	11	27	32	38	51	61	57	41	38	19	15	91	318	409
Березов (63°56' с. ш., 65°06' в. д., 41 м над у. м.) 1891—1908, 1910—1913, 1915—1916, 1920, 1924—1926, 1928—1932, 1935	20	13	20	34	41	58	69	66	46	42	25	21	99	356	455
Саранпауль (64°17' с. ш., 60°53' в. д., 48 м над у. м.) 1928—1932	16	15	26	44	41	96	133	70	50	45	25	16	98	479	577
Мужи (65°23' с. ш., 64°43' в. д., 42 м над у. м.) 1938—1939	12	14	12	40	58	68	82	54	58	22	32	12	82	382	464

Высота снежного покрова

Станции и годы наблюдений	Сентябрь			Октябрь			Ноябрь			Декабрь			Январь		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Усть-Щугор 1896—1908, 1910— 1918, 1931—1936	0	0	◇	◇	4	9	18	24	33	41	50	57	63	69	77
Березов 1890—1891, 1911— 1916, 1920—1936	0	0	0	◇	◇	6	13	18	27	30	33	34	38	41	45

¹ Знак ◇ означает, что снег наблюдался менее чем в 50% зим.

приводораздельной части западного склона Приполярного Урала превышает 1,5 м, а местами и 2 м, тогда как у западного подножия гор она составляет в среднем 96 см (Усть-Щугор), а у восточного подножия падает до 63—64 см (Саранпауль, Березов).

Следует также отметить резкое колебание высоты снежного покрова по годам, о чем дает ясное представление помещенная ниже таблица повторяемости зим с различной высотой снежного покрова (по ст. Усть-Щугор).

Таблица 4

**Повторяемость зим с различной высотой снежного покрова
(ст. Усть-Щугор)**

Высота снежного покрова (в см)	51—60	71—80	81—90	91—100	101—110	121—130	131—140	141—150
Повторяемость зим с данной высотой снежного покрова (в %)	10	19	19	14	14	14	5	5

Как видно из этой таблицы, амплитуда колебаний высот снежного покрова в различные зимы достигает величины, приблизительно равной средней наибольшей высоте снежного покрова за зиму по многолетним данным (90—100 см). В горной части района эти колебания, повидимому, еще более значительны.

Табл. 5 свидетельствует о преобладании в Приполярном Урале морозящих осадков. Сильные ливни бывают сравнительно редко. В горах они обычно связаны с западными втор-

по декадам (в см)¹

Февраль			Март			Апрель			Май			Июнь			Средняя наибольшая декадная высота за зиму
I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	
61	84	84	89	92	92	87	72	46	24	14	◇	0	0	0	96 см (рейка защищена)
46	49	53	50	55	54	51	48	31	20	5	◇	0	0	0	64 см (рейка защищена)

жениями атлантических циклонов. Зимой часто повторяются метели, которые в горах достигают иногда силы урагана. Так например, станцией Ра-из только в течение двух зимних месяцев января и февраля 1948 г. было отмечено 4 случая жестоких штормов, когда сила ветра превышала 40, а временами и 50 м/сек (2, 4, 27 января и 19—20 февраля 1948 г.). Эти штормы так описываются в журнале станции: «4 января 1948 г. с 14 час. 20 мин. до 21 час. 50 мин. жестокий шторм. Ветер северный. Тяжелая доска флюгера держится выше 7 штифта, стоять на месте невозможно», «27/I 1948 г. Жестокий шторм с северо-западным ветром. С большим трудом удалось добраться до площадки; на твердом снегу невозможно держаться, приходится ползти на четвереньках, сила ветра ориентировочно взята 50 м/сек, но порывы значительно боль-

Таблица 5

Число дней с осадками

Осадки Месяцы	0,5 мм	1,0 мм	2,0 мм	5,0 мм	10,0 мм	20,0 мм
	Усть-Щугор (1895—1900, 1909—1911, 1914, 1916—1917, 1921, 1925—1935)					
Январь	14	10	6	1	—	—
Февраль	10	7	3	—	—	—
Март	10	7	3	1	—	—
Апрель	10	7	4	1	—	—
Май	11	9	7	3	1	—
Июнь	12	10	8	4	1	—
Июль	12	10	8	5	2	—
Август	12	10	8	5	2	1
Сентябрь	13	11	8	4	2	—
Октябрь	17	14	10	4	1	—
Ноябрь	15	10	8	2	—	—
Декабрь	15	10	6	1	—	—
Г о д	151	117	79	31	9	1

*

Месяцы \ Осадки	Осадки					
	0,5 мм	1,0 мм	2,0 мм	5,0 мм	10,0 мм	20,0 мм
В. Шугор (1933—1941; 1943—1944)						
Январь	13	10	7	2	—	—
Февраль	8	6	3	1	—	—
Март	11	9	6	2	1	—
Апрель	11	9	6	2	2	—
Май	11	11	7	3	1	—
Июнь	11	10	8	6	1	1
Июль	12	11	9	6	4	1
Август	13	12	10	7	3	1
Сентябрь	16	14	12	8	3	1
Октябрь	18	18	14	9	3	—
Ноябрь	16	14	10	4	2	—
Декабрь	13	10	7	2	—	—
Г о д	153	134	99	52	20	4

ше». «Во время шторма 19—20/II 1948 г. в психрометрической будке ветром разбило минимальный термометр; максимальный термометр был сорван. Его обнаружили на дне будки, в щели».

В табл. 6 приводится число дней с метелями для равнинных станций Приуралья и Зауралья и для горной ст. Ра-из. Эта таблица свидетельствует о том, что в горах число дней с метелями значительно больше, чем на равнине, а следовательно, и роль метелевого переноса снега в распределении снежного покрова здесь резко возрастает (табл. 6).

Таблица 6

Число дней с метелью

Станции	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Год
Приуралье:											
Усть-Шугор	—	1	3	4	5	5	4	1	—	—	23
Петрунь	—	3	8	9	9	9	8	5	2	—	53
Полярный Урал:											
Ра-из	—	15	15	13	21	13	17	16	10	1	121
Зауралье:											
Мужи	—	4	10	7	5	5	9	3	1	—	44

На прилегающих равнинах отмечается преобладание жидких осадков над твердыми. По мере поднятия в горы количество последних заметно увеличивается как благодаря большей продолжительности холодного периода и более обильным снегопадам, так и за счет изморози и гололеда, образующихся в больших количествах при переваливании через Урал влажных и сравнительно теплых воздушных потоков. Интенсивное образование изморози в высокогорной зоне Приполярного Урала мы наблюдали неоднократно как во время летних метелей, так и зимой.

25 и 26 октября 1948 г. исключительно интенсивное нарастание гололеда было отмечено метеостанцией Ра-из. На столбе гелиографа наросты льда достигали 1 м. Образование гололеда было связано с юго-западным ветром.

Температурные условия

Термический режим прилегающих низменностей и горно-таежного пояса Приполярного Урала в известной мере характеризуется приведенными ниже табличными данными (табл. 7, 8, 9). Эти данные свидетельствуют о том, что общей характерной чертой для климата всего района является преобладание холодного времени года над теплым и в среднегодовом выводе — отрицательный тепловой баланс, а для высокогорного пояса — резко отрицательный. Из сравнения данных приуральских и зауральских станций видно, что климат к востоку от Урала континентальнее, чем к западу от него (зима в Зауралье холоднее, а лето и весна теплее, чем в Приуралье), но это различие сравнительно невелико.

Температурные условия в горной части района испытывают более значительные изменения, в зависимости от высоты над уровнем моря и местных топографических условий. Это хорошо видно из сравнения данных по станциям Усть-Щугор и В. Щугор. Первая из них расположена на высоте 75 м над у. м. у западного подножия Урала, вторая — в водораздельной части хребта, на высоте 270 м над у. м. Несмотря на незначительное различие по высоте (200 м), среднегодовая температура воздуха в В. Щугоре ниже, чем в Усть-Щугоре на 1,6°, а за июнь, июль и август на 2°. Безморозный период в В. Щугоре составляет в среднем 58 дней, — почти на 2 недели меньше, чем в Усть-Щугоре (70 дней) и на целый месяц меньше, чем в Саранпауле (92 дня).

Сравнение температурных данных по станциям Петрунь (Приуралье), Ра-из (Полярный Урал) и Мужи (Зауралье) обнаруживает очень интересную картину. Лето на Ра-изе значительно холоднее, чем в Приуралье и Зауралье. Средняя температура июля на ст. Ра-из (890 м над у. м.) на 8° ниже,

Средняя месячная и годовая температура воздуха

Станции и годы наблюдений	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
Приуралье													
Усть-Шугор (64°16' с. ш., 57°37' в. д., 75 м над у. м.) 1895—1918; 1920— 1921; 1925—1935	-19,7	-17,5	-11,9	-2,8	3,8	11,6	15,3	12,4	6,4	-1,7	-11,0	-17,6	-2,7
Петрунь (66°26' с. ш., 60°46' в. д., 60 м над у. м.) 1904—1906, 1911; 1914— 1918; 1925—1938	-20,0	-18,6	-15,3	-8,1	-1,1	7,7	13,7	10,9	5,1	-3,2	-12,6	-18,0	-4,9
Урал													
В. Шугор (64°03' с. ш., 59°26' в. д., 270 м над у. м.) 1933—1941	-21,0	-18,6	-13,1	-3,9	2,3	9,6	13,6	10,7	4,8	-3,2	-13,2	-19,1	-4,3
Ра-из (66°57' с. ш., 65°28' в. д., 890 м над у. м.) 1945, 1947, 1948, 1949	-16,4	-20,2	-17,3	-8,6	-5,4	2,2	5,7	7,1	0,1	-6,1	-14,8	-17,8	-7,6
Зауралье													
Няксимволь (60 м над у. м.) 1935— 1940	-21,4	-16,0	-9,8	-1,7	5,6	12,2	16,3	13,3	7,2	-1,4	-12,5	-19,1	-2,3
Березов (63°56' с. ш., 65°06' в. д.) 1881—1920, 1923—1924, 1926, 1928— 1932, 1935	-22,4	-18,7	-13,0	-5,1	2,5	10,6	15,9	13,0	6,7	-2,6	-13,9	-20,4	-4,0
Саранпауль (64°17' с. ш., 60°53' в. д., 48 м над у. м.) 1936—1940	-22,1	-19,1	-12,4	-4,5	3,4	10,9	15,9	13,3	6,8	-2,3	-14,4	-20,8	-3,8
Мужи (65°23' с. ш., 64°43' в. д., 42 м над у. м.) 1932—1940	-22,9	-20,4	-15,8	-7,6	-0,4	8,7	14,4	11,5	5,4	-3,2	-14,5	-20,3	-5,4

Средние и абсолютные минимумы температуры воздуха

Станции и годы наблюдений	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Год
---------------------------	--------	---------	------	--------	-----	------	------	--------	----------	---------	--------	---------	-----

Средние минимумы

Усть-Щугор 1896—1917, 1925— 1935	-24,4	-23,3	-19,1	- 9,1	-1,2	5,8	9,2	7,2	2,7	-4,5	-14,7	-21,5	-7,8
Петрунь 1904—1906, 1914—1915, 1925—1938	-24,7	-22,9	-21,1	-13,8	-4,7	2,7	7,8	6,2	1,9	-5,8	-16,5	-22,6	-9,5
В. Щугор 1933—1941; 1943— 1944	-24,2	-23,8	-19,4	- 9,7	-2,7	3,2	7,2	6,0	1,4	-6,1	-17,1	-22,8	-9,0
Саранпауль 1936—1940	-27,1	-24,6	-18,8	-10,4	-0,3	5,8	9,9	8,0	2,6	-5,9	-18,4	-25,5	-8,8

Абсолютные минимумы

Усть-Щугор 1896—1917, 1925— 1945	-55	-54	-51	-36	-19	-5	-2	-5	-18	-32	-49	-55	-55
В. Щугор 1933—1941; 1943— 1945	-52	-52	-47	-36	-20	-6	-2	-6	-20	-35	-52	-54	-54
Саранпауль 1936—1940	-48	-47	-45	-30	-19	-6	-2	-7	-13	-28	-40	-53	-53
Петрунь 1904—1906, 1914— 1915, 1925—1945	-50	-54	-50	-36	-25	-12	-1	-3	-12	-33	-41	-52	-54

Первый и последний морозы и продолжительность безморозного периода

Станции и годы наблюдений	Первый мороз			Последний мороз			Продолжительность безморозного периода		
	средняя дата	самый ранний	самый поздний	средняя дата	самый ранний	самый поздний	средняя	наибольшая	наименьшая
Усть-Шугор 1896—1917, 1925—1926, 1928—1940	24/VIII	27/VII	29/IX	14/VI	25/V	22/VII	70	115	—
Петрунь 1905, 1915, 1926—1940	24/VIII	—	—	17/VI	—	—	67	100	—
В. Шугор 1933—1941, 1943—1944	20/VIII	—	—	22/VI	—	—	58	—	—
Березов 1891—1895, 1897—1920, 1923, 1925— 1932, 1935	11/IX	4/VIII	9/X	2/VI	30/IV	25/VI	100	137	59
Саранпауль 1936—1940	5/IX	—	—	4/VI	—	—	92	—	—

чем на ст. Петрунь (60 м) и почти на 9° ниже, чем в Мужах (42 м). Зимой же, наоборот, в горах даже несколько теплее, чем на прилегающих к Уралу равнинах. Так, средняя температура января на ст. Ра-из на 3,6° выше, чем на ст. Петрунь, и на 6,5° выше, чем в Мужах. По другим зимним месяцам эта разница менее значительна, но во всяком случае в холодное время года нормального падения температуры с высотой не наблюдается совершенно. Это, несомненно, является следствием температурных инверсий, широко распространенных в горных районах севера.

О наличии температурных инверсий в Приполярном Урале свидетельствует, кроме того, широкое распространение инверсий растительных поясов. Подтверждается это также и расспросными данными. По рассказам саранпаульских и щёкуринских оленеводов, пасущих свои стада на Урале, в горах (до верхней границы леса) зимой часто бывает теплее, чем на равнине. О более теплой зиме на Урале по сравнению с Саранпаулем рассказывали нам и сотрудники экспедиции треста № 13, которые зимовали на базах, расположенных близ водораздельной части хребта (С. Народа, Пуйва, Торговая, Парнук и др.). Так например, сотрудник этой экспедиции Марков, зимовавший на базе «Северная Народа»¹ в 1943—1944 и 1944—1945 гг., рассказал, что во время обеих зимовок

¹ База «Северная Народа» расположена на высоте 600—650 м над у. м. у верхней границы леса в долине р. С. Народы.

в районе базы было значительно теплее, чем в Саранпауле. В декабре 1943 г., зима которого была особенно мягкой, наблюдались оттепели с дождями. меховую одежду зимовщики надевали только тогда, когда нужно было ехать в Саранпауль. Снегу выпало так мало, что на охоту всю зиму ходили без лыж. В марте появились проталины и первые комары. Затем вновь наступило похолодание, и зимний режим продержался до второй половины мая.

Температурный градиент за летние месяцы. По данным станции II Международного полярного года в долине р. Народы на высоте 760 м над у. м. средняя температура августа 1933 г. составляла $8,2^{\circ}$, тогда как среднемесячная августовская температура того же года в Саранпауле (80 м над у. м.) равнялась $11,5^{\circ}$. Таким образом, на каждые 100 м подъема температура воздуха понижалась приблизительно на $0,5^{\circ}$.

Игошина и Флоровская (1939) указывают, что в мае 1937 г. среднемесячная температура в Саранпауле была на $3,4^{\circ}$ выше, чем на восточном склоне Народо-Итъинского хребта на высоте 500 м над у. м. Температурный градиент в данном случае равен $0,8^{\circ}$. По данным тех же авторов, с 29 июня по 15 августа 1937 г. в лощине р. З. Селем-ю, на высоте 600 м над у. м. среднесуточная температура была ниже саранпаульской на $3,1^{\circ}$ (температурный градиент $0,5^{\circ}$).

Из сравнения многолетних данных по станциям Усть-Щугор и Саранпауль с данными положительных среднемесячных температур горной ст. В. Щугор за пять месяцев (с мая по сентябрь включительно) вертикальный температурный градиент составляет $0,8^{\circ}$ на каждые 100 м подъема.

Температурный градиент, вычисленный по 4 месяцам с положительными среднемесячными температурами (июнь, июль, август, сентябрь) для станций Петрунь — Ра-из составляет $0,7^{\circ}$ на каждые 100 м подъема (для июля около 1°).

Пользуясь этим градиентом, можно приближенно вычислить средние температуры летних месяцев в высокогорном поясе, опираясь на данные станций, расположенных в более низких поясах гор и у их подножия. Определенная таким способом средняя температура самого теплого месяца (июля) на высоте 1300—1400 м над у. м. (средняя высота хребтов высокогорной зоны) составит около 5° , а на уровне высочайших вершин Приполярного Урала (1600—1800 м над у. м.) не более $2,5$ — 3° . О крайне суровых температурных условиях теплого сезона в высокогорном поясе свидетельствуют также состав и характер растительности, представленной арктическими пустынями и пятнистыми тундрами, и широкое распространение полигональных грунтов и курумов. В этом поясе в

Установление и сход снежного покрова;

Станции и годы наблюдений	Начало снежного покрова			Установление устойчивого снежного покрова			Установление санного пути		
	средняя дата	самое раннее	самое позднее	средняя дата	самое раннее	самое позднее	средняя дата	самое раннее	самое позднее
Усть-Щугор 1896—1908, 1910—1918, 1931—1942	10/X	12/IX	28/X	22/X	25/IX	12/XI	3/XI	3/X	27/XI
Петрунь 1934—1944	5/X	11/IX	25/X	17/X	17/IX	16/XI	1/XI	8/X	2/XII
Ра-из 1938— 1943 . . .	25/IX	—	—	27/IX	—	—	—	—	—
Няксимволь 1936—1943	10/X	—	—	26/X	—	—	—	—	—
Саранпауль 1935—1943	5/X	—	—	16/X	—	—	31/X	—	—

любом из летних месяцев возможны заморозки и снежные метели.

Зимний климатический режим с отрицательными среднесуточными температурами и снежным покровом на прилегающих к Приполярному Уралу равнинах длится около семи, а в высокогорном поясе (выше 1000 м) не менее девяти месяцев. Если в Саранпауле установление устойчивого снежного покрова приходится в среднем на вторую декаду октября (табл. 10), то в высокогорном поясе снежный покров, как правило, ложится уже в середине сентября (на ст. Ра-из 27 сентября), а снежные метели обычны и в августе. Так, в 1939 г. в истоках р. Торговой (600—700 м над у. м.) снежный покров установился 10 сентября. В ночь с 7-го на 8-е начался холодный дождь со снегом при резком юго-западном ветре, перешедший затем в снежную метель. К утру 10-го тучи рассеялись и подморозило (температура воздуха в 13 часов была -3°). Мощность снеж-

установление и прекращение санного пути

Прекращение санного пути			Окончание устойчивого снежного покрова			Сход снежного покрова			Число дней со снежным покровом
средняя дата	самое раннее	самое позднее	средняя дата	самое раннее	самое позднее	средняя дата	самый ранний	самый поздний	
9/V	21/IV	29/V	12/V	22/IV	29/V	19/V	24/IV	31/V	212
16/V	25/IV	1/VI	26/V	6/V	11/VI	29/V	10/V	18/VI	225
—	—	—	2/VI	—	—	15/VI	—	—	260
—	—	—	22/IV	—	—	15/V	—	—	196
27/IV	—	—	30/IV	—	—	17/V	—	—	208

ного покрова в долине р. Торговой достигла 40—45 см. Местами намело огромные сугробы. Этот снег не стоял и «ушел в зиму».

В 1945 г., лето которого было необычно сухим и теплым, хребты высокогорной зоны покрылись снегом 16—17 сентября. Экспедиция треста № 13, ведущая разведочно-добычные работы на пьезокварц в Приполярном Урале уже ряд лет, обычно в первых числах сентября бывала вынуждена прекращать работы в высокогорной зоне из-за сильных снежных метелей. Городков для южной части Полярного Урала указывает, что в 1926 г. наиболее высокие вершины серебрились от свежесвыпавшего снега уже в начале августа, а снежные метели бывали и в июне. «Таким образом,— заключает он,— снег на Большом Урале не выпадает лишь в течение 1—1½ месяцев» (1929, стр. 22).

Зимний режим устанавливается в горах на 25—30 дней раньше, чем на равнине, и приблизительно на такой же срок дольше удерживается весной. Если в Саранпауле средней датой окончания устойчивого снежного покрова является 30 апреля, а полностью снежный покров сходит к 17 мая, то в высокогорной зоне валовое таяние снежного покрова приходится на конец мая и первую половину июня, когда происходит распад сомкнутого снежного покрова и обособление снежников, таяние которых растягивается до поздней осени. По описанию Гофмана, 15 июня 1850 г. «Все окрестности в истоках р. Сед-ю были еще покрыты снегом глубиной по крайней мере в 3 фута, но вода так уже проникла и размягчила его, что он не выдерживал даже тяжести легко ступающих оленей. Холодный ветер дул нам навстречу через широкое снежное поле, и мы должны были кутаться от него в свои олени шубы» (Гофман, 1856, стр. 18). Алешков (1933) указывает, что в половине июня 1932 г. в водораздельной части хребта снежный покров занимал до 40—50% площади.

По нашим наблюдениям в середине июня 1939 и 1940 гг., когда в окрестностях Саранпауля наблюдалось массовое цветение черемухи и багульника, вершины высокогорного Урала все еще были покрыты снежными шапками. Как упоминалось выше, на р. Печоре и ее правых притоках, берущих начало с Урала, во время весеннего паводка наблюдается два пика: один в мае — от таяния снегов на равнине и в предгорьях и второй в июне — от таяния снегов в горах (Близняк и др., 1945).

Таким образом, в высокогорной зоне Приполярного Урала теплый сезон, характеризующийся положительными среднесуточными температурами и отсутствием устойчивого снежного покрова, длится не более 3 месяцев в году (с половины июня до начала сентября), причем заморозки и снежные метели возможны в любом из летних месяцев. Так, метеостанцией II МПГ в долине р. Народы в 1933 г. были отмечены снегопады 31 августа, 5, 6 и 15 сентября (В. П. Федоров, 1935). В 1939 г. за 2 месяца (с 15 июня по 10 сентября) нами отмечено 6 случаев, когда вторжение с запада и северо-запада холодных и влажных воздушных потоков сопровождалось снежными метелями (19—22 июля, 8—10, 16—17, 28—30 августа, 4, 8—10 сентября). Летом 1947 г. снежные метели были обычны как в июле, так и в августе.

В течение почти всего теплого времени года имеют место частые переходы температуры через 0°, что является крайне благоприятным условием для интенсивного морозного выветривания и мерзлотно-солифлюкционной денудации.

Приполярный Урал, поднимаясь над окружающими равнинами до 1400—1800 м абс. высоты, представляет нагорье с отчетливо выраженной сменой вертикальных растительно-климатических поясов. А. А. Григорьев (1946) выделяет в горных районах Субарктики три вертикальных температурных пояса.

Н и ж н и й, в котором температура зимой, весной и осенью, а на наклонных поверхностях также и летом выше, чем на соседних равнинах вследствие температурной инверсии; осадков выпадает больше, чем на равнинах. Обилие талых вод и летних осадков обуславливает значительное расчленение склонов, благодаря чему хорошо дренируемые участки здесь широко распространены. Таким образом, условия для развития растительности здесь лучше, чем на соседних равнинах. В связи с этим в нижнем вертикальном поясе растительный покров несколько богаче, чем на соседних равнинах, а у верхней его границы он близок к растительному покрову этих равнин.

С р е д н и й, в котором температуры воздуха ниже, чем на соседних равнинах, но они все еще выше, чем должны были бы быть при нормальном падении с высотой в атмосфере. Эти температурные условия сочетаются с увеличением напряжения солнечной радиации у земной поверхности в летние месяцы, что улучшает тепловой режим растительного покрова, по сравнению с температурными условиями на высоте метеорологической будки. Во втором поясе расчленение склонов слабее, чем в первом, мелкозема и снега меньше. Растительный покров второго пояса беднее, чем на соседних равнинах, приближаясь к растительному покрову более северной горизонтальной подзоны (или зоны), но несколько богаче, чем там.

В е р х н и й, который находится уже вне сферы влияния температурной инверсии, почему температуры здесь быстро понижаются. «Верхний пояс резко отличается от остальных двух и рядом других особенностей. Здесь очень велика скорость ветра, поэтому зимой снег энергично сдувается и сносится в более низкие пояса, в связи с чем он распределяется особенно неравномерно, и количество обнажающихся от него участков очень велико. Это чрезвычайно способствует интенсивному развитию механического выветривания и образованию каменных россыпей, но крайне затрудняет зимовку растений. Летнее таяние снега, наступающее здесь поздно, дает лишь ограниченное количество талых вод, почему расчленение склонов невелико. Летние осадки, падая на склоны, покрытые каменными россыпями, стекают, по большей части, не собираясь в ручьи и речки, что содействует выносу

Схема вертикальных растительно-климатических поясов в Приполярном Урале ¹

Вертикальные климатические пояса	Характер растительности		Характер геоморфологических процессов
	Европейский склон	Азиатский склон	
<p>А. Северная подзона таежной зоны</p>	<p>Печорская низменность: еловый заболоченный лес с примесью березы и пихты (парма). Обильны сфагновые и сфагново-осоковые болота. Характерно отсутствие кедра.</p>	<p>Ляпинская депрессия: заболоченные леса из ели, кедра, лиственницы и березы (кедрово-болотная подзона по Горюхову). Характерно галлейное расположение лесов вдоль водных артерий. На водоразделах располагаются обширные бугристые и грядово-мочажинные вечномерзлые торфяные болота. Гряды обычно покрыты древесной растительностью. На сухих речных террасах и на болотах распространена сосна</p>	<p>Заболачивание. Процессы мерзлотного пучения на вечномерзлых болотах (образование бугристых торфяников) термокарст. На реках Ляпинской депрессии аккумуляция материала, выносимого с гор, преобладает над размывом</p>
<p>Б. Горно-таежный пояс (от 200 до 400—650 м). 1. Нижний пояс хвойных лесов с преобладанием ели (в этом поясе температурные условия и дренаж лучше, чем на равнинах)</p>	<p>Еловые и елово-березовые леса с примесью пихты с высокотравьем на обильно увлажненных почвах. В предгорьях пользуются распространением осоковые, гипновые и сфагновые болота. К югу от истоков р. Торговой появляется кедр</p>	<p>Смешанные леса из ели, кедра, березы, пихты и лиственницы большей частью на сухих горнотаежных почвах. Местами встречаются чистые кедровники. В верхней части пояса количество лиственницы возрастает, а все другие хвойные породы изреживаются. Болота не характерны</p>	<p>Преобладают водно-эрозийные процессы. Эрозия интенсивнее проявляется на западном склоне за счет большего количества атмосферных осадков. Массовые движения коры выветривания затруднены густой корневой системой растительности и не играют такой большой роли, как в вышележащих поясах гор</p>

2. Верхний пояс лиственничных лесов и паркового редколесья с высокотравными лужками.

(Температурные условия в этом поясе близки к температурным условиям на равнине, но количество осадков много больше, а дренаж лучше)

3. Переходный пояс кустарничковых тундр и горных лугов (от 450—550 до 650—750 м)

В. Пояс горных тундр и гольцов.

1. Нижний пояс моховых и лишайниковых тундр и высокогорных лугов (от 550—750 до 800—1200 м)

На западном склоне, наряду с чистыми лиственничниками, верхнюю границу леса образуют парковые рощицы из ели, березы и лиственницы, чередующиеся с высокотравными лужайками

На западном склоне повсеместным распространением пользуются субальпийские высокотравные луга, наряду с кустарничковыми и кустарничково-моховыми тундрами

На западном склоне преобладают травянисто-моховые ассоциации. Значительным распространением пользуются высокогорные луга

На восточном склоне в большинстве случаев верхняя граница леса образована чистыми лиственничниками с полярной березкой и можжевельником в кустарничковом ярусе.

В напочвенном покрове преобладают лишайники. С высотой лес изреживается и сходит на-нет, но в кустарничково-травянистом ярусе и наземном покрове изменений не происходит

На восточном склоне резко преобладают кустарничковые и кустарничково-лишайниковые ассоциации; участки высокотравных лугов встречаются лишь там, где залеживаются навейные снежники

На восточном склоне преобладают лишайниковые и лишайниково-моховые тундры. В местах снежных наносов образуются альпийские лужайки, а ниже по склону — сфагновые болота

Курумы пользуются ограниченным распространением; у верхней границы зоны скапливается много снега.

Наряду с эрозионными процессами приобретают заметное значение нивальные процессы

Преобладают водно-эрозионные процессы. Благодаря обилию снежных пятен, таяние которых затягивается до второй половины лета, роль нивации и солифлюкции значительна

В сравнении с предыдущей зоной роль морозного выветривания и нивации возрастает. Большое значение приобретают мерзлотно-солифлюкционные процессы.

Окончание схемы см. сл. стр.

Вертикальные климатические пояса	Характер растительности		Характер геоморфологических процессов
	Европейский склон	Азиатский склон	
<p>2. Верхний гольцовый пояс, представленный арктическими пустынями и каменными россыпями (выше 800—1200 м). В этом поясе располагаются многочисленные снежники-перелетки, фирновые снежники и небольшие леднички, преимущественно на склонах и в карах восточной и северо-восточной экспозиции</p>	<p>Преобладают каменные россыпи, структурные и полигональные почвы. Растительность не образует сплошного покрова, занимая небольшие площадки среди каменных россыпей или образуя узкие бордюры вокруг обнаженных мелкоземлистых пятен полигональных грунтов. Среди лишайников преобладают накипные. Кустарниково-травянистая растительность угнетена. Встречаются обширные площади каменных россыпей, совершенно лишенных растительности</p>		<p>Этот пояс целиком отвечает верхнему температурному поясу гор Субарктики, выделенному акад. А. А. Григорьевым, и является царством морозного выветривания мерзлотно - солифлюкционных и нивальных процессов</p>

мелкозема, но в свою очередь неблагоприятно для эрозионного расчленения склонов». «Растительный покров в верхнем вертикальном поясе представлен отдельными клочками мохово-лишайниковой или лишайниковой тундры, затерянными среди каменных россыпей, часто покрытых накипными лишайниками, и среди пространств, почти лишенных всякой растительности» (Григорьев, 1946, стр. 144—153).



Фиг. 6. Высокотравные лужайки среди кедрово-березово-лиственничного леса в долине р. Торговой (фото автора).

Смена вертикальных климатических поясов, установленная для горных районов Субарктики, находит отражение и в Приполярном Урале, но здесь картина несколько сложнее, что обусловлено более южным положением района, при значительной высоте гор. В Приполярном Урале можно выделить 5 вертикальных поясов растительности, отражающих смену климатических условий по мере поднятия от подножий гор к их вершинам (см. схему).

В дополнение к приведенной выше схеме следует отметить инверсию растительных поясов, которая имеет место в речных долинах и межгорных депрессиях высокогорной зоны. Сочава (1930), изучавший леса Приполярного Урала, указывает, что лес проникает по долинам рек в глубь хребта по

защищенным местам на склонах долин, тогда как долинные террасы, ныне не заливаемые, в сильно наветренных местах безлесны. Эти безлесные ассоциации в более защищенных местах переходят в изреженные лиственничники, которые на самих склонах сменяются хвойными лесами с преобладанием ели. Безлесие дна долин Сочава объясняет тем, что они круглый год почти совсем лишены снежного покрова, потому что снег выметается господствующими здесь сильными ветрами. В связи с этим нарушается водный баланс. Кроме того, ветры оказывают и непосредственное пагубное влияние на древесную растительность. Инверсию растительных поясов мы наблюдали во многих местах (долины рек Торговой, Лимбеко-ю, Народы, Щёкурьи, Кожима и др.). Нам кажется, что одного пагубного влияния ветров недостаточно для объяснения этого факта. По-видимому, здесь, кроме того, находит отражение и температурная инверсия.

Некоторые особенности погоды по экспедиционным наблюдениям

Погода в горной части Приполярного Урала в летне-осенний сезон характеризуется непостоянством и резкими переходами от одного состояния к другому. Смена «хорошей» погоды на «плохую» почти всегда происходит под влиянием западных ветров, с которыми связаны не только низкая сплошная облачность и осадки, но и резкое понижение температуры воздуха. Восточные и юго-восточные ветры, наоборот, приносят сухую и теплую погоду с преобладанием кучевых облаков. Осадки в этом случае выпадают в виде коротких ливней, сопровождающихся грозами. В качестве примера может служить состояние погоды в долине р. Народы (восточный склон Приполярного Урала) с 13 по 23 июля 1939 г.

С 13 по 19 июля в пределах Ляпинской депрессии и восточной увалистой полосы стояла жаркая погода со слабым юго-восточным ветром и кучевой облачностью. Временами наблюдались сильные грозы. Температура воздуха колебалась от 15° ночью до 28° в полдень. Температура воды в р. Народе 14,5°. Утром 19-го наступил перелом: подул сильный юго-западный ветер, все небо затянуло сплошной серой пеленой облаков; температура воздуха снизилась до 12°, начал моросить дождь. Всю ночь с 19-го на 20-е и весь следующий день почти не переставая лил холодный дождь, сопровождавшийся сильным северо-западным ветром. К вечеру 20-го температура воздуха упала до 6°, река вздулась и вышла из берегов. Наш лагерь, расположенный в устье ручья Мань-Саран-шор на 2¹/₂-метровой террасе, начало заливать, и его пришлось перенести на

более высокое место. Река Народа, несущая обычно хрустально чистую воду, превратилась в мутный бурлящий поток, с грохотом перекатывавший гальку и валуны. Ночью 21-го непогода достигла кульминационного пункта: штормовые порывы ветра несколько раз срывали нашу палатку; в лесу то и дело слышался шум падения вырванных с корнем деревьев. К утру температура воздуха упала до 2°, воды — до 4° и держалась на этом уровне весь день. К вечеру, когда дождь прекратился и тучи рассеялись, на северо-западе показались вершины гор Народы, Карпинского и др., которые белели свежеснеженным снегом, спускавшимся по склонам до горизонтали 900—1000 м.

22 июля ветер стих, температура воздуха поднялась утром до 8°, к вечеру до 13°. Вода продолжала оставаться холодной (5°). Снег на горах быстро таял, но уровень воды в реке начал спадать почти тотчас же, как прекратился дождь. К вечеру 23-го вода в р. Народе вернулась к меженному уровню. С гор сходили последние пятна свежеснеженного снега.

24-го в верховьях р. Народы (700 м над у. м.) стояла прекрасная солнечная погода. В 19 часов температура воздуха была 18°. Тихо. На небе ни облачка. Воздух хрустально чист и прозрачен, как это может быть только на крайнем севере. В полночь мы любовались закатом. Громадный огненно-красный диск солнца медленно приближался к горизонту, а затем долго чертил по нему, все более и более сплюсываясь и вытягиваясь. Огненная лента заката заполнила собой всю северную часть горизонта. Но вот и она погасла. Горы сразу стали как будто выше. Величественные черные силуэты их, четкие, как вырезанные по кости, поднялись к светлому беззвездному небу, окрашенному в нежные палево-розовые и оранжевые тона... Наступила очаровательная белая ночь. Но любоваться восходом солнца нам уже не пришлось. Сразу же после заката вновь поднялся западный ветер, нагнавший низкие тяжелые тучи; пошел дождь. Все вокруг потускнело, стало серым и неприглядным.

Ливень 20—23 июля оставил свои следы. В долине р. Народы и на конусе выноса «Ручья Экспедиции» 24-го мы наблюдали следующую картину: участки лугов на пойме р. Народы, галечниковые сухие русла, стволы упавших деревьев и отдельные валуны были покрыты свежим слоем несортированного щебня и дресвы. Трава местами совершенно забита этими наносами и вся полегла вниз по склону. Нижние части стволов деревьев до высоты 1—1½ м от земли с западной и северо-западной стороны сильно повреждены, на некоторых из них пробковый слой коры почти полностью содран. В россыпях и осыпях склонов заметны свежие подвижки камней. На дне долины встречаются свежесколотые крупные каменные

глыбы, скатившиеся со склонов. В лесу много свежего ветровала, причем все упавшие деревья лежат вершинами на восток.

Аналогичный ливень был зарегистрирован метеостанцией II МПГ в долине р. Народы в ночь с 11 на 12 августа 1933 г. «В 7 часов утра при отсчете осадков в 41,5 мм уровень р. Народы достиг 198 см. Река представляла бушующий поток, двигавший громадные камни, на склонах гор появились сотни ручьев. К 19 часам уровень упал до 169 см, а на следующий день до 77 см» (Федоров, 1935, стр. 47).

Район истоков рек Народы и Болбан-ю мы посетили дважды — в августе 1939 и 1945 гг., что позволяет сделать некоторые сравнения. 8 августа 1939 г. я вышел в маршрут по восточному склону хр. Малды к истокам рек Болбан-ю и Лимбеко-ю. Еще накануне поднялся холодный северо-западный ветер, нагнавший тяжелые, дождевые облака. Временами моросил дождь. 8 августа в долине р. Болбан-ю у подножия горы Старуха-из, на высоте 700 м над у. м., в 11 часов температура воздуха равнялась 3°. К 13 часам она упала до 0,7°. Дождь сменился мокрым снегопадом. На вершине хр. Малды в истоках ручья Поднича-шор (1350 м над у. м.) в 17 часов термометр показывал уже —1,5°. Вначале снег при соприкосновении со скалами таял, но затем на поверхности скал и глыб россыпей начали образовываться наросты из обледенелого снега, сделавшие передвижение по незакрепленным курумам не только затруднительным, но и опасным. Метель все усиливалась; окрестности потонули в белесой мгле, сквозь которую смутно просвечивали лишь самые близкие предметы. Резкий, порывистый северо-западный ветер все усиливался. В долине р. Болбан-ю метель была слабее. Снег, соприкасаясь с растительностью и скалами, таял.

На следующее утро (9-го) потолок нашей палатки прогнулся под тяжестью 15-сантиметрового слоя снега. Термометр показывал —2°. Снег продолжал идти, и к вечеру мощность снежного покрова достигла 20—25 см. Ночью ветер стих, и метель прекратилась. 9 августа к 23 часам температура воздуха поднялась до 2°, а утром 10 августа до 7°. Снегопад сменился мелким дождем. Снежный покров в долине р. Болбан-ю полностью стаял, но выше 1100 м он удерживался еще несколько дней. Сотни мелких ручьев шумели по склонам. Река превратилась в мутный бурлящий поток.

В 1945 г., наоборот, первая половина августа в этом районе отличалась тихой, теплой и солнечной погодой. 8 и 9 августа в полдень на высоте 800—900 м над у. м. жара доходила до 22—25°, но по ночам было прохладно (5—6°). Погода этих дней поразительно напоминала майскую погоду северного Крыма.

10, 11 и 12-го по ночам небо заволакивалось тонкой пеленой слоистых облаков и моросил дождь, но уже к 9—10 часам утра тучи рассеивались и дни стояли теплые и солнечные.

Утром 13-го поднялся сильный юго-западный ветер, нагнавший густые темные тучи, которые окутали все соседние вершины. Начался холодный проливной дождь, прекратившийся лишь к утру следующего дня. Но затем вновь в течение 3 дней стояла солнечная, хотя и прохладная погода. В ночь с 15-го на 16-е отмечен первый иней.

С 17-го по 30-е в районе г. Россомахи держалась переменная погода. Порывистый юго-западный ветер почти не прекращался все это время, то и дело нагоняя тяжелые дождевые тучи. Дождь то начинал моросить то прекращался по нескольку раз в день. Интересно, что в течение всего этого времени над Кожимской депрессией, защищенной с юго-запада хр. Россомаха (1300—1450 м), держалось окно чистого неба. На восточном склоне всю первую половину сентября стояли густые туманы с моросью. 17-го, когда туман и облака рассеялись, хребты и вершины высокогорной зоны сплошь были покрыты снегом.

Наши экспедиционные наблюдения свидетельствуют о том, что лето на западном склоне Приполярного Урала значительно холоднее, пасмурнее и дождливее, чем на восточном склоне. Это опять-таки связано с преимущественным северо-западным направлением воздушных течений, а также с большей абсолютной высотой возвышенностей европейского склона. Большое влияние на понижение температуры лета и повышение влажности воздуха к западу от водораздела оказывает также таяние огромных скоплений снега, залеживающихся здесь до поздней осени, тогда как на азиатском склоне Урала снежный покров (за исключением каровых снежников и ледников) полностью стает уже к концу июня. Климатический переход от холодного и дождливого европейского склона к более сухому и теплему азиатскому — очень резкий. Приведу несколько примеров.

13 августа 1939 г. наш отряд переваливал с западного склона на восточный, с верховьев р. Пеленгичея в долину р. Народы. На западном склоне, на высоте 800 м над у. м., в 12 часов температура воздуха равнялась 2°. Порывистый северо-западный ветер и холодный проливной дождь, сменявшийся временами мокрым снегопадом, сопровождали нас до вершины перевала. Но как только мы миновали перевал, картина резко изменилась. Здесь стояла тихая солнечная погода. В долине р. С. Народы, на высоте 650—700 м над у. м., в 17 часов температура воздуха достигала уже 15°. Гигантский вал темных туч клубился над главным водоразделом, остановленный невидимой преградой, и лишь изредка косматые клочья

облаков отрывались от этого вала и быстро неслись на восток. Но, пройдя 1—2 км, они постепенно рассеивались и исчезали.

Алешков, прошедший этим же путем в 1933 г., пишет: «Необычайно резкую перемену в природе мы наблюдали 14 сентября при перевале с западного склона Болбан-ю и Сура-ю на р. Народу: на западе — снежный покров и пронизывающий ветер, на востоке — зеленый ковер, затишье и теплая погода» (1935, стр. 160).

31 августа 1945 г., вновь переваливая с западного склона в долину р. Народы, мы увидели знакомую картину: на западе сильный северо-западный ветер с холодным дождем и снежной крупой. На перевале ветер достигал такой силы, что трудно было держаться на ногах, а в долине р. Народы в это время было тихо и тепло. Оленеводы, пасущие стада в этом районе, как правило, в первых числах сентября откочевывают с западного склона на восточный в связи с тем, что на западе начинаются снежные метели с сильными северо-западными ветрами. тогда как в долине р. Народы еще недели 2—3 держится хорошая погода.

Интересно отметить, что по долине р. Народы лесная растительность наиболее высоко поднимается в горы, даже выше, чем в районе р. Торговой, расположенной более чем на градус широты южнее. Это станет вполне понятным, если взглянуть на топографическую карту — именно район к востоку от г. Народы лучше всего защищен высокими горными цепями от западных, северо-западных и северных ветров, приносящих с собой непогоду.

Однако указанная закономерность характерна не только для верховий Народы, она является общей для всего Приполярного Урала. Так, 28 августа 1939 г. с вершины горы Кефталык (1350 м над у. м.), расположенной в истоках р. Пуйвы, мы наблюдали следующую картину: к западу от г. Кефталык над хребтами и горными вершинами в истоках рек Торговой, Нямги и Кобыла-ю небо было затянуто низкими темными тучами, и там, на западе, свирепствовала жестокая снежная метель; но стоило повернуться на 180°, и перед взором открывались широкие просторы мягко-волнистых возвышенностей восточного склона, залитых ярким солнечным светом; облака, как бритвой, срезались восточными цепями высокогорной зоны. Стоя на гребне водораздела между двумя карами, обращенными один на восток, другой на запад, можно было видеть, как ветер с громадной силой вырывался из глубины наветренного кара, выметая оттуда весь снег. Снежные вихри со свистом проносились над водораздельным гребнем; у задней стенки восточного кара они закручивались вниз, скорость ветра над каром резко снижалась, и снег падал на землю, устилая дно

и склоны кара тем более мощным слоем, чем ближе к его задней стенке. К востоку от водораздельного гребня метель распространялась не более как на 2—3 км.

Аналогичная метель и также с западным ветром застала нас на вершине г. Пыртиндырмы (1436 м) 4 сентября того же года. Здесь удалось наблюдать образование курчавых наростов из обледенелого снега на поверхности скал и глыб россыпи, аналогичных отмеченным мной на хр. Малды 8 августа 1939 г. (см. выше) и Алешковым на г. Хайме 25 августа 1933 г., который так описывает это явление: «Во время снежного непогоды 25.VIII на вершинах Хаймы и на верхней части западных склонов образовались ледяные курчавые наросты, достигавшие местами толщины в 15—20 см. На следующий день они, подтаивая, шумно обваливались». Здесь же автор указывает, что, «когда на Хайме свирепствовали ветры, сопровождаемые дождем и снегом, на восточном склоне хребта, за Ляпинским массивом, стояла хорошая солнечная погода. Даже на Грубе-ю в 7—8 км от водораздела — пастухи оленьих стад могли работать в одних рубашках, тогда как для Хаймы требовалась меховая одежда» (1935, стр. 160).

Образование ледяных наростов на скалах — явление, по видимому, обычное во время летних метелей в Приполярном Урале. Своим возникновением эти наросты, как нам кажется, обязаны внезапно наступающей резкой разнице в температурных условиях поверхности скал и воздуха, притекающего извне.

При холодных западных ветрах снег, попадая на нагретую поверхность камней, вначале полностью стаивает, затем, по мере их охлаждения, наблюдается лишь частичное стаивание снега и, наконец, наступает момент, когда пропитанная водой снежная оболочка смерзается в плотную ледяную корку. Дальнейшее нарастание ледяной корки происходит уже при обратном соотношении температурных условий, когда на сильно охлажденную и уже обледенелую поверхность скал падает мокрый снег и капли дождя, которые тут же и смерзаются. Но это не единственный способ образования твердых налетов в Приполярном Урале. Не меньшее значение имеет непосредственная конденсация влаги из воздуха на охлажденных поверхностях скал в виде изморози. В 1947 г. во время снежной метели 22—25 августа нам удалось непосредственно наблюдать интенсивное образование изморози на вершине г. Неройки. 21-го стояла прохладная солнечная погода с порывистым западным ветром. В воздухе держалась туманная дымка, но вершину Неройки было отчетливо видно. Снежный покров на ней отсутствовал, за исключением одного снежника-перелет-

ка, узкой и длинной лентой спускавшегося по ложине восточного склона горы.

В ночь с 21-го на 22-е западную половину горизонта затянули тяжелые темные тучи, которые клубились над вершинами Неройского гребня в течение нескольких дней (с 22-го по 26-е). И в течение всего этого времени над водоразделом и к западу от него шумела непогода. Резкий порывистый западный ветер сопровождался вначале холодным дождем, который затем сменился слепящей снежной метелью. В то же самое время в 2—3 км восточнее стояла теплая и тихая, без осадков погода; высоко в небе плыли редкие кучевые облака.

22 августа при подъеме по восточному склону Неройки наблюдалась следующая смена микроклиматических условий.

1) В долине р. Щёкурьи на высоте 600 м над у. м. в 16 часов температура воздуха равнялась 14° , облачность 0,8, порывистый западный ветер, морозящий дождь.

2) В устье кара северо-восточного склона Неройки на высоте 1160 м над у. м. в 18 часов температура воздуха $2,5^{\circ}$. Холодный морозящий дождь. Западный ветер временами сменяется порывами обратного направления.

3) На восточном склоне Неройки на высоте 1400 м над у. м. температура воздуха $-0,8^{\circ}$; мокрый снегопад. Умеренный ветер, дующий порывами то с востока снизу вверх по склону то с запада сверху вниз.

4) Вершина Неройки (1722 м над у. м.) в 20 часов. Температура воздуха $-3,5^{\circ}$. Обильный сухой снегопад. Снизу, из каров западного и северо-восточного склонов, вырываются снежные вихри. Порывы ветра, внезапно налетающие после короткого затишья то с запада то с северо-востока, грозят сбросить в пропасть. Одежда, промокшая при подъеме, превратилась в ледяной панцирь и стесняет движения.

Начиная с высоты 1450—1500 м над у. м. и до вершины Неройки на поверхностях скал и глыб россыпи с наветренной стороны происходит интенсивное образование изморози. «Перья» изморози растут навстречу ветру, перпендикулярно к поверхности скал, образуя густую снежно-ледяную щетку.

Северный и северо-западный склоны Неройки обрываются отвесными скалами на сотни метров. Эти скалы были сплошь усеяны «перьями» изморози. Каждое такое перо или веточка изморози — это снежно-ледяной нарост удлиненной формы. Длина наростов обычно в $2\frac{1}{2}$ —3 раза больше их ширины, а ширина вдвое больше толщины. В основании нарост изморози представляет собой сравнительно тонкий ледяной стержень, торцом прочно припаянный к поверхности скалы; затем он постепенно расширяется и утолщается, оканчиваясь по краям и на конце зубчиками, заостренными вперед, навстречу

ветру. По форме это образование ближе всего напоминает перо. Бородка пера является гофрированной ледяной пластинкой, которая с поверхности опущена снежными кристаллами. Все перо в целом и рисунок на его поверхности обнаруживают поразительное сходство со снежными узорами на стеклах, знакомыми каждому. Но, в отличие от них, это — объемные образования, растущие перпендикулярно к поверхности конденсации.

В поперечном разрезе перо изморози имеет форму сильно сдавленного эллипса с зазубренными краями. В разрезе видно, что бородка пера состоит из нескольких снежно-ледяных слоев, объемлющих центральную ледяную пластинку, причем чем ближе к поверхности, тем слой снега менее плотен. Линии контакта соседних слоев имеют извилистые очертания. Количество слоев от 2—3 до 5—6, в зависимости от величины наростов. 4 часа спустя после начала метели перья изморози достигали в длину 10—16 см при ширине до 6—7 см и соответствующей толщине. После нашего посещения метель продолжалась еще 3 суток с неослабевающей силой. Если предположить, что в течение всего этого времени изморозь образовывалась с той же интенсивностью, что и в начале метели, то к концу ее снежно-ледяной налет должен был достичь 1—1½ м мощности.

Первоначально перья изморози появляются в одиночку и небольшими группами, затем их становится все больше и больше, каждое из перьев растет как в длину, так и в ширину, и, наконец, они сливаются в сплошную массу, налегая одно на другое, подобно плиткам черепицы. Преимущественным местом образования изморози являются вертикальные скалистые обрывы или очень крутые склоны.

Стоя на склоне Неройки, у края глубокого кара, врезанного в ее северо-восточный склон, мы могли наблюдать, как клочья облаков и снежные вихри вырывались вверх из кара противоположного склона и проносились над гребнем водораздела. Пройдя 1—2 км, они закручивались вниз и косматыми завесами двигались в обратном направлении, в глубь кара, но уже со значительно меньшей скоростью. При приближении к задней стенке кара скорость ветра вновь увеличивалась, и воздух со свистом устремлялся вверх, поднимаясь за несколько минут на высоту 500—700 м. В этом круговороте условия, благоприятные для образования изморози, создаются дважды: влажные воздушные массы, притекающие к водораздельному гребню с запада по широким и глубоким долинам, встретив на своем пути 1000-метровую стену главного водораздела, устремляются вверх с такой силой, что не успевают достаточно охладиться и при соприкосновении с поверхностью

скал, имеющих отрицательную температуру, отдают часть влаги в виде изморози (естественно, что при подъеме будет происходить также обильное выпадение снега или дождя); перевалив на восточный склон, воздушный поток скатывается вниз, нагревается и уходит от точки росы; но в дальнейшем, когда он изменит направление на обратное и по склонам кара, теперь уже восточной экспозиции, вновь устремится вверх, холодные скалы опять отнимут у него часть влаги. Таким образом, хотя общее направление движения воздушного потока в данном случае было однообразно (с запада на восток), но вследствие вихревого движения отдельных струй при перевале через водораздел образование изморози происходило на склонах не только западной экспозиции, но и восточной.

Аналогичную картину образования изморози мы наблюдали на перевале через Народо-Итьинский хребет из долины Тель-рузь в долину р. Саранзеды 24 ноября 1948 г. В данном случае образование изморози было связано с южным влажным ветром. Щетка из перьев изморози покрывала с наветренной стороны все выдающиеся предметы. На скалах близ вершины перевала наросты изморози достигали 35—40 см.

Приведенные факты достаточно убедительно свидетельствуют о том, что непосредственная конденсация влаги из воздуха в виде ожеледи и изморози даже в летнее и осеннее время играет заметную роль в балансе атмосферных осадков Приполярного Урала, не говоря уже о зимнем сезоне, когда изморозь образуется в громадных количествах, как это было установлено нами при восхождении на вершину Косвинского камня в январе 1939 г. (Долгушин, 1940). С вершины Неройки мы спускались уже по снегу толщиной 14—20 см. Снегопад был настолько густ, что за несколько шагов невозможно было разглядеть спутников. С трудом добрались мы до узкого и длинного снежника-перелетка, лежащего в лощине восточного склона Неройки, и по нему буквально в несколько минут скатились к ее подножию. В 22 часа 45 минут мы были уже на базе «Неройка». Термометр показывал 3°; изредка моросил дождь; с запада попрежнему дул резкий, порывистый ветер.

Следующие два дня в районе базы стояла холодная с западным ветром погода. Термометр не поднимался выше 4°. Мокрый снегопад неоднократно сменялся дождем. Вечером 24-го августа мы перевалили на западный склон в верховья р. Б. Патока (700 м над у. м.). Здесь нас встретила снежная метель. Временами снег был настолько густ, что не было видно вокруг ничего, кроме белых крутящихся вихрей. К вечеру 25-го метель стала стихать, и мы двинулись дальше, к истокам р. Маньи. Шли без тропы, по сплошному снежному полю. Снег достигал в среднем 12—15 см. В 17 часов на вершине

перевала температура воздуха была -2° . Через 20 минут мы были уже в глубокой долине Маньи. Картина резко изменилась. Здесь стояла тихая и теплая (7°) погода, с запада изредка забрасывало обрывки туч, падавший снег таял в воздухе, достигая земли в виде мелкой мороси.

26 августа метель прекратилась и на западном склоне. Выглянувшее солнце залило ослепительным светом пики и гребни высокогорной зоны, убранные в белоснежный наряд.

У восточного подножия высокогорной зоны (600—700 м над у. м.) с 26-го по 29-е стояла переменная погода. Температура в полдень достигала $10-16^{\circ}$, по утрам и к вечеру снижалась до $6-7^{\circ}$, временами моросил дождь.

С 30-го наступило резкое похолодание. В ясные ночи температура воздуха опускалась ниже 0° , а поверхность почвы охлаждалась до $-1,5, -2^{\circ}$. По утрам иней. На западе в это время вновь бушевала метель. Наши неоднократные попытки перевалить из долины р. Хобе-ю в долину р. Манараги не увенчались успехом. Метель в ущелье Хобе-ю достигала такой силы, что двигаться против ветра было почти невозможно. На перевале тропа была совершенно замечена снегом, и мы ежеминутно рисковали поломать ноги лошадям в предательски замаскированных курумах.

29 и 30-го августа на восточном склоне хр. Непрístupного (ок. 1800 м над у. м.) и в каре фирника Хобе вновь наблюдалась та же картина, что и на Неройке 22 августа, нарисованная выше. Это еще лишний раз свидетельствует о том, что описанные там явления типичны для Приполярного Урала.

В ночь с 6-го на 7 сентября 1947 г. с вершины хр. Хобе-из впервые в этом году мы любовались полярным сиянием, полыхавшим с 11 часов вечера до 4 часов утра. Ночь была морозная (температура воздуха $-2,5^{\circ}$) и тихая. К утру собрались облака, и повалил густой снег. С этого дня сполохи играли почти каждую ясную ночь, становясь все ярче и величественнее.

Осень 1948 г. в Приполярном Урале была необыкновенно затяжной. Глубокие оттепели неоднократно сменялись морозами. Период неустойчивого снежного покрова продолжался около 2 месяцев. В долине р. Торговой в течение первой недели сентября стояла пасмурная дождливая погода, вначале с северо-восточным, а затем с восточным и юго-восточным ветрами. Температура воздуха не опускалась ниже $4,5^{\circ}$; максимум за эти дни $15,3^{\circ}$.

В ночь с 7-го на 8 сентября тучи рассеялись, и наступило резкое похолодание. Вниз по склонам в долину р. Торговой стекал холодный воздух. Минимум ночью $-2,9^{\circ}$, утром — иней. В 9 часов температура поднялась выше нуля, а в

13 часов достигла $10,8^{\circ}$. Днем небольшая слоисто-кучевая облачность. К вечеру облака рассеялись, и температура вновь понизилась до $-1,5^{\circ}$. Такого типа погода продержалась 3 дня (табл. 11).

10-го сухая, теплая днем и морозная ночью погода сменилась ненастьем. К полудню средневысотные слоисто-кучевые облака затянули все небо. Из-за хребтов правобережья р. Торговой выползают низкие матово-белые снежные тучи. Облака верхнего яруса движутся с северо-запада на юго-восток, нижнего — с юго-запада на северо-восток, а по долине р. Торговой тянет слабый юго-восточный ветер. Всю вторую половину дня моросил дождь. К вечеру тучи нижнего яруса начали скатываться в долину. Окрестности потонули в серой пелене тумана.

Следующие три дня держалась ненастная с прояснениями погода с сильным юго-западным ветром; то и дело брызгал холодный дождь, иногда со снегом. Минимальная температура была в устье р. Торговой: 11-го $2,2^{\circ}$, 12-го $2,7^{\circ}$, 13-го $-0,4^{\circ}$; в Саранпауле: 11-го $7,7^{\circ}$, 12-го $0,5^{\circ}$, 13-го $-0,3^{\circ}$.

13-го перевалили из долины р. Щугор, через хр. Суммах-нёр в верховья р. Вольи. К концу дня небо очистилось от облаков и только над Тельпосским хребтом продолжали клубиться свинцово-серые тучи. На Суммах-нёр поднимались по оленьей «ворге», идущей сквозь дремучий елово-кедровый лес с примесью пихты и березы. На верхнем пределе лес изреживается, и деревья приобретают форму флага, нередко с двойной кроной: нижней — подснежной, плотно прижимающейся к земле, до высоты 45—60 см, и верхней, в виде флага, обращенного на восток. Их разделяет участок ствола длиной 50—80 см, совершенно лишенный ветвей. Такая форма деревьев свидетельствует, во-первых, о том, что мощность снежного покрова здесь редко превышает 60 см (высота нижней кроны), и, во-вторых, что господствующими ветрами являются ветры западной четверти горизонта (флаги обращены на восток). Оголенная часть ствола над подснежной кроной является следствием корродирующего воздействия снега при поземках.

У верхней границы леса ветви и стволы деревьев с западной стороны были покрыты густой щеткой изморози. На вершине водораздела с теневой стороны кочек и глыб россыпи лежат пятна мокрого снега (температура воздуха около 0°). По мере спуска в долину р. Вольи каменистая тундра вначале сменяется кустарничковой тундрой, а затем парковым березовым криволесьем с полярной березкой и можжевельником в подлеске. В нижней трети склона к березе примешивается ель. Ели высокие, стройные, с хорошо развитой симметричной кроной. Ветви начинаются почти от самой земли, а их концы

Сравнительная характеристика условий погоды в долине р. Торговой и в Саранпауле за 8, 9 и 10 сентября 1948 г.

Место наблюдения	Дата	Температура							Облачность	Осадки	Ветер, м/сек
		1 ч.	7 ч.	13 ч.	19 ч.	средняя	мин.	макс.			
Долина р. Торговой (устье р. Пыртиндырмы) 400 м над у. м.	8 сентября	2,0	-2,4	10,8	3,9	3,6	10,8	-2,9	1 Cs	0	0
Саранпауль (48 м над у. м.)	8 "	6,4	3,1	14,2	9,0	8,2	15,4	0,7	1 Ac—Cs	0	ССЗ 1
На Торговой температура ниже, чем в Саранпауле, на:		4,4	5,5	3,4	5,1	4,6	4,6	3,6	—	—	—
Долина р. Торговой (там же)	9 "	-1,5	-1,8	10,0	4,5	3,1	10,0	-2,7	Утром—0, вечером 3—4 Sc	0	ССЗ 2
Саранпауль	9 "	4,6	3,7	11,7	8,5	7,1	12,2	1,8	4—8 Sc—Cs	0	ВЮВ 3
На Торговой температура ниже, чем в Саранпауле, на:		6,1	5,5	1,7	4,0	4,0	1,2	4,5	—	—	—
Долина р. Торговой (устье р. Педы, 300 м над у. м.) .	10 "	-1,1	3,8	11,0	6,4	5,0	11 0	-2,4	5—10 Cs—Sc	Моросящий дождь	ЗСЗ 3
Саранпауль		0,7	1,0	9,5	12,2	5,8	15,5	-0,7	5—6 Ac—Sc	0	ЮВ 2
На Торговой температура ниже, чем в Саранпауле, на: .		1,8	-2,8	-1,5	5,8	0,8	4,5	1,7	—	—	—

низко опущены. Зимой в верховьях р. Вольи, повидимому, часто бывает затишье, и на деревьях образуется мощная навесь снега — кухта, которая и пригибает ветви к стволам.

14-го в долине р. Вольи при пересечении ее оленьей воргой (400—450 м над у. м.) ночной минимум -3° , в 7 часов температура 0° (в Саранпауле соответственно $2,5^{\circ}$ и 3°). Слоисто-кучевая облачность с разрывами, тихо.

Вершина увала, разделяющего истоки рек Вольи и Б. Турупьи, поднимается выше лесной границы. Здесь, так же как и на главном водоразделе, кусты и деревья покрыты изморозью. С увала открывается прекрасный вид на запад, где громоздятся вершины Тельпосского хребта и правобережья р. Торговой, окутанные снежной пеленой.

15 сентября. Долина р. Б. Турупьи у западного подножия г. Харасюр. Ночь была ясная и морозная. Суточный минимум $-9,6^{\circ}$ (в Саранпауле $-1,5^{\circ}$). Утром все вокруг побелело от инея. Штиль. На дым нашего костра слетелось множество косачей. Пойманные накануне хариусы, весом около 1 кг каждый, за ночь промерзли насквозь. В 7 часов утра термометр показывал еще $-4,4^{\circ}$, но уже в 9 часов, как только в долину заглянуло солнце, температура поднялась выше нуля, и иней быстро стаял. В полдень с юго-запада надвинулась серая пелена низких дождевых туч, пошел дождь, временами со снежной крупой.

Дождливая и пасмурная погода со среднесуточными температурами от 4 до 6° продержалась до 18-го. Преобладали слабые западные и юго-западные ветры. В течение следующих 56 дней (с 21 сентября по 15 ноября) наблюдалась многократная смена холодной и теплой, сухой и влажной погоды. Температура воздуха за это время переходила через 0° не менее 20 раз.

Характеристика погоды за период с 21 сентября по 15 ноября 1948 г. дана в табл. 12, приведенной ниже. Среди выделенных в этой таблице периодов особенно замечательны глубокие оттепели 20—26 октября и 7—8 ноября, имевшие место уже после того, как, казалось бы, установился окончательно зимний режим с отрицательными среднесуточными температурами (средняя за 5 дней с 15 по 19 октября $-3,8^{\circ}$) и устойчивым снежным покровом (17-го высота снежного покрова достигала 16 см при плотности 0,16). На р. Ляпине уже 10-го появилась шуга, и температура воды в реке понизилась до 0° . 19-го обширные забереги закрыли почти половину поверхности реки. Шуга шла сплошной массой; 20-го ожидали ледостав. Но в ночь с 19-го на 20-е погода резко изменилась: подул юго-западный ветер, и температура воздуха за несколько часов поднялась с -6° до 8° . Началось бурное таяние снега. Уже к вечеру 20-го река

полностью очистилась от шуги. 21 и 22-го температура воздуха была несколько ниже 0°, шел переохлажденный дождь. На поверхности почвы образовался слой льда до 2—3 см, сильно обеспокоивший оленеводов.

С 23-го вновь наступило резкое потепление, продолжавшееся до 26-го включительно. Среднесуточные температуры поднялись до 5—7°. На открытых местах снег полностью стаял. Река вздулась (по данным Саранпаульского водомерного поста уровень воды в Ляпине с 21 по 28 октября 1948 г. поднялся на 86 см). 24 и 25 октября по Ляпину густо шел лед. Вскрывались замерзшие ранее участки р. Хулги и ее притоков, а также взламывались забереги, достигавшие уже 5—6 см толщины. К вечеру 25-го река полностью очистилась ото льда, а 26-го температура воды в Ляпине у Саранпауля поднялась до 2°.

28-го утро было ясное, солнечное. Хорошо был виден Урал. В пределах среднегорной зоны снежный покров, как и в Ляпинской депрессии, сошел почти полностью, но хребты высокогорья были покрыты мощными снежными шапками. На р. Ляпине вновь появилась шуга. 28-го из Саранпауля в Сосьвинскую культбазу последним рейсом ушел катер «Культурник». Это самый поздний рейс моторного судна по Ляпину, насколько помнят старожилы. Начавшееся похолодание все усиливалось. С 1 на 2 ноября температура упала до $-13,1^{\circ}$, всю ночь играли сполохи полярного сияния, с реки доносился гул и скрежет идущей шуги. К утру шум прекратился: река замерзла. Морозная, почти без осадков погода продержалась до 6 ноября, когда вновь началось резкое потепление. 7-го температура воздуха поднялась до 5°, снег в поселке и на полях полностью стаял. Уровень реки вновь начал повышаться, вода хлынула поверх льда и залила его слоем в 15—20 см. И только 9-го ноября подморозило, и на этот раз уже окончательно установился зимний режим.

Условия погоды в Приполярном Урале от года к году изменяются очень сильно.

Так, В. П. Федоров (1935) указывает, что из 60 дней наблюдений метеостанции II МПГ в долине р. Народы с 17 июля по 17 сентября 1933 г. с дождем было 44 дня, со снежным покровом 5 дней, ясных дней было всего 2. Станцией отмечены снегопады 31 августа, 5, 6 и 15 сентября. Погода тех же месяцев в 1939 г. была еще более ненастной. Всего за 2 месяца 1939 г. (с половины июля по начало сентября) нами зарегистрировано шесть случаев, когда вторжение с запада и северо-запада холодных и влажных воздушных масс сопровождалось в высокогорной зоне Приполярного Урала снежными метелями (19—22 июля, 8—10, 16—17, 28—30 августа, 4, 8—10 сентября), а без осадков за это время было не больше 3—4 дней.

Характеристика погоды в районе Саранпауля

Даты наблюдений	Общая характеристика периода	Температура воздуха					Преобладающее направление и средняя скорость ветра
		средняя	максимальная	минимальная	абсолютная максимум	абсолютная минимум	
21 — 25/IX	Теплый и влажный	8,4	13,7	4,9	19,3 21/IX	0,5 25/IX	ЮЮВ 2
26 — 30/IX	Холодный и влажный	1,8	7,0	-1,5	10,5 27/IX	-2,1 27/IX	ЮЮВ 2
1 — 6/X	Теплый и влажный	2,3	5,8	0,0	7,4 2/X	-4,2 3/X	1—3/X ЗЮЗ 5 4—6/X ЮЮВ
7 — 12/X	Холодный и сухой	-0,9	2,8	-3,3	4,9 8/X	-9,7 12/X	7—9/X ЗЮЗ 3 10—11/X ССВ 12
13 — 14/X	Теплый и сухой	1,8	5,3	-0,2	7,6 14/X	-0,5 14/X	ЗЮЗ 4
15 — 19/X	Холодный и влажный	-3,8	-1,6	-5,4	0,0 15— 16/X	-10,0 19/X	СВ 4
20 — 26/X	Теплый и влажный	2,6	6,0	-0,8	9,8	-6,0	20—22/X ССВ 2 24—26/X ЮЮВ 4
27/X — 6/XI	Холодный и сухой	-3,9	-0,4	-6,7	3,1 6/XI	-13,1 2/XI	ЗЮЗ 5 ЗСЗ 4
7 — 8/XI	Теплый и сухой	3,0	4,8	0,9	5,1 7/XI	0,5 8/XI	ЮЮЗ 7
9 — 15/XI	Холодный и сухой	-4,8	-2,7	-8,3	0,8	-8,5	ЮЗ 5

Лето 1945 г. уже резко отличалось от лета 1933 и 1939 гг. В течение 2 месяцев (июль и август) даже на западном склоне не было ни одной снежной метели, а в первую половину августа и дожди здесь были редким явлением. Погода стояла сухая и теплая. Я почти весь август проработал в рубашке и ни разу не надевал накомарника. Комары — неизбежное зло севера — почти полностью исчезли.

(64°17' с. ш., 60°53' в. д.) с 21 сентября по 15 ноября 1948 г.

Относительная влажность (%)			Характер облачности и преобладающая форма облаков	Осадки		Снежный покров	
7 ч.	13 ч.	19 ч.		мм	число дней с осадками	максимальная высота (см)	продолжительность залегания
91	79	78	Переменная As, As, Sc	8,8	3	0	—
98	85	94	Переменная As, Sc, Ns (1—3/X)	9,1	3	0	—
91	69	80	Переменная As, As, 4—6/X, сплошная, низкая Ns, Sc	15,2	4	0	—
81	62	75	Переменная высокая As, As, Ci	1,1	2	2	с 7 по 8/X с 11 по 13/X
70	64	77	Переменная высокая As, As, Sc	0	0	0	—
91	92	91	Сплошная, низкая, Ns, Frnb, Sc	17,3	3	16	с 16 по 25/X
91	84	86	Сплошная, низкая, с редкими просветами As, St, Cb, Sc, Frnb, Ns	13,9	4	0	—
90	76	77	Переменная высокая As, As, Cs, Sc	1,8	4	2	—
81	78	91	Переменная As, Sc, Frnb	0,1	1	0	—
77	70	75	Переменная, высокая As, As	4,1	—	2	—

Теплое и сухое лето 1945 г. с предшествовавшей ему мало-снежной зимой сильно изменило обычный вид высокогорной зоны. Снежники-перелетки почти все стаяли уже к началу августа, растаяли и многие многолетние снежники, а оставшиеся сильно сократились и в размерах и в мощности. Поверхность большинства каровых ледников к концу августа полностью освободилась от снежного покрова, ледники дегра-

дировали. Уровень озер понизился, а многие мелкие бессточные озера и совсем пересохли, как и многие ручьи, питавшиеся за счет снежников. Болота высохли настолько, что там, где раньше с трудом пробирался пешеход, можно было спокойно ехать на лошади.

Лето 1947 г. также не походило на предыдущие годы. Предшествовавшая ему зима была очень многоснежна. Снежные метели в высокогорной зоне и на западном склоне не прекращались и летом. Многие вершины в этом году так и не успели освободиться от сезонного снежного покрова. В долинах и карах лежали громадные скопления снега; со склонов сыпались снежные лавины. Ледники были завалены настолько толстым слоем снега, что даже на самом большом из них, Манси, в сентябре лед нигде не выступал на поверхность. Однако и на этот раз климатический контраст между восточным и западным склонами сохранялся: в то время как на западе почти без перерыва стояло ненастье и шумели метели, на восточном склоне всю вторую половину лета стояла хотя и прохладная, но сухая, солнечная погода.

Приведенный выше материал со всей очевидностью свидетельствует о большом своеобразии климата и крайней изменчивости условий погоды Приполярного Урала как во времени, так и в пространстве, что, безусловно, должно учитываться при предстоящем хозяйственном освоении края. Поэтому необходимо в самом срочном порядке наладить систематические гидрометеорологические наблюдения не только в предгорьях, но и в осевой полосе Приполярного Урала, которая в ближайшее время станет ареной крупного транспортного и промышленного строительства.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ, СНЕЖНИКИ, КАРОВЫЕ ЛЕДНИКИ И ИХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Распределение и динамика снежного покрова

В горах Приполярного Урала период со среднесуточными отрицательными температурами и устойчивым снежным покровом длится не менее $8\frac{1}{2}$ —9 месяцев. Снежный покров по элементам рельефа распределяется очень неравномерно. Вследствие этого в период весенне-летнего снеготаяния происходит обособление большого количества снежников, таяние которых растягивается до поздней осени. Естественно, что в этих условиях снег (снежный покров и снежники) приобретает важное значение в едином процессе развития физико-географической среды. Недостаточность стационарных наблюдений лишает нас возможности дать развернутую характеристику распределения и динамики снежного покрова и снежников и их геоморфологической роли. Поэтому мы вынуждены ограничиться выяснением лишь тех закономерностей, которые удалось подметить в процессе экспедиционных работ.

В горах распределение снежного покрова, его динамика, степень и характер геоморфологического воздействия зависят не только от климатических условий, но в громадной степени также и от особенностей рельефа, которые при анализе указанных вопросов обязательно должны учитываться. В распределении снежного покрова по территории Приполярного Урала наблюдается определенная закономерность: западная и юго-западная части района значительно богаче снегом, чем восточная и северная, что является следствием преобладания в зимний сезон влажных юго-западных и западных ветров.

По данным станций и экспедиционных наблюдений средняя максимальная мощность снежного покрова по широтному профилю Усть-Щугор — Саранпауль составляет: в приуральской части Печорской низменности около 90 см; у западного подножия Урала — 120—130 см; на западном склоне Урала

в приводораздельной части (долины рек Щугора и Торговой) более 150 см; на восточном склоне и в пределах Ляпинской депрессии около 60 см.

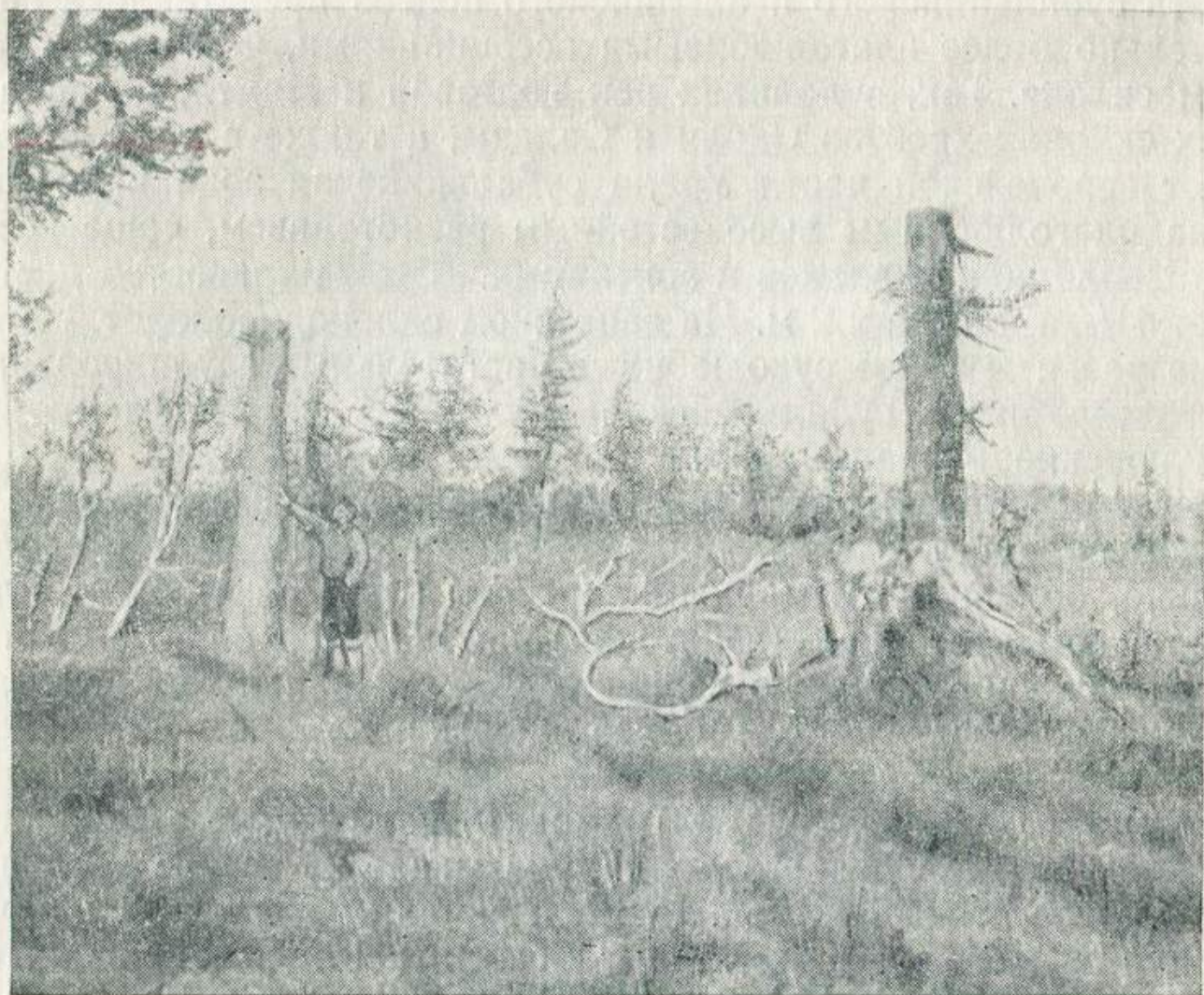
По рассказам оленеводов на восточном склоне Урала в бассейнах рек Народы и Хобе-ю снега не бывают глубокими. Выпас оленьих стад в этом районе нередко производится всю зиму. Зимой 1944/45 г. мощность снежного покрова в указанном районе в среднем не превышала 45—50 см. Экспедиции, постоянно работающие в Приполярном Урале, забрасывают основные грузы из Саранпауля в горы зимним путем с помощью не только оленьего, но и конно-санного транспорта. В пределах восточного склона снежный покров в этом отношении не представляет препятствия.

Наоборот, на западном склоне мощность снежного покрова достигает громадной величины. В долине р. Торговой (на высоте 600—650 м над у. м.) в марте — апреле 1940 г. производилась заготовка леса для строительства базы одной из геологических экспедиций. Заготовщики, приехав на место, не нашли облюбованной еще летом березово-лиственничной рощи, — она оказалась погребенной под многометровым снежным покровом, над которым поднимались лишь наиболее высокие лиственницы. Вершины этих лиственниц и пришлось пилить, выкапывая в снегу глубокие воронки вокруг стволов. После схода снежного покрова оказалось, что высота оставшихся пней в ряде мест достигает 3—4 м (фиг. 7).

Об огромных снежных заносах в этой части Урала в 80-х годах прошлого столетия писал И. С. Левитов по поводу сооружения Сибиряковского тракта с Оби на Печору: «Зимний переезд через волок (уральский перевал) был настолько трудным, что поездка от Ляпина до Щугора (150 верст) длилась одиннадцать суток, несмотря на то, что Сибиряков славится в Сибири быстротой своей езды, так как он в какие-нибудь 2 месяца делает иногда 12 000 верст колесного пути. Главное затруднение заключалось в глубине снега, доходившей до одной сажени. Путь на Аранец бывает завален еще более глубоким снегом, доходящим до 4-х сажень» (Левитов, 1887, стр. 3—4). И в другом месте: «Зыряне провозили зимою хлеб на оленях через Уральское ущелье, но перевозка эта сопряжена была с опасностью. Целые обозы гибли от снежных заносов. Пути, которыми пользовались зыряне для провоза хлебных запасов на Печору, усеяны и до сих пор скелетами погибших в пути оленей» (там же, стр. 1).

Городков (1929) на основании исследований в верховьях рек Войкара, Сыни и Ляпина указывает, что европейский склон Урала значительно богаче осадками и особенно зимними, чем азиатский. В этом он видит причину «...разительного различия

между лесистым азиатским и безлесным европейским склоном». Далее он пишет: «Наиболее характерными отличиями тундр западного и восточного склона служит преимущественное развитие на первом мокрых травянисто-моховых и кустарниковых ассоциаций на тундровых болотных почвах, а на втором — лишайниково-моховых на менее заболоченных грунтах.



Фиг. 7. Пни лиственниц в долине р. Торговой, спеленных в марте 1940 г., — свидетели громадной мощности снежного покрова (фото Н. Фомина).

Водораздельные высоты занимают среднее положение. Причина этого различия лежит в том, что лишайники и мхи не выносят продолжительного лежания снегового покрова и связанного с этим избыточного увлажнения проточными водами» (стр. 24).

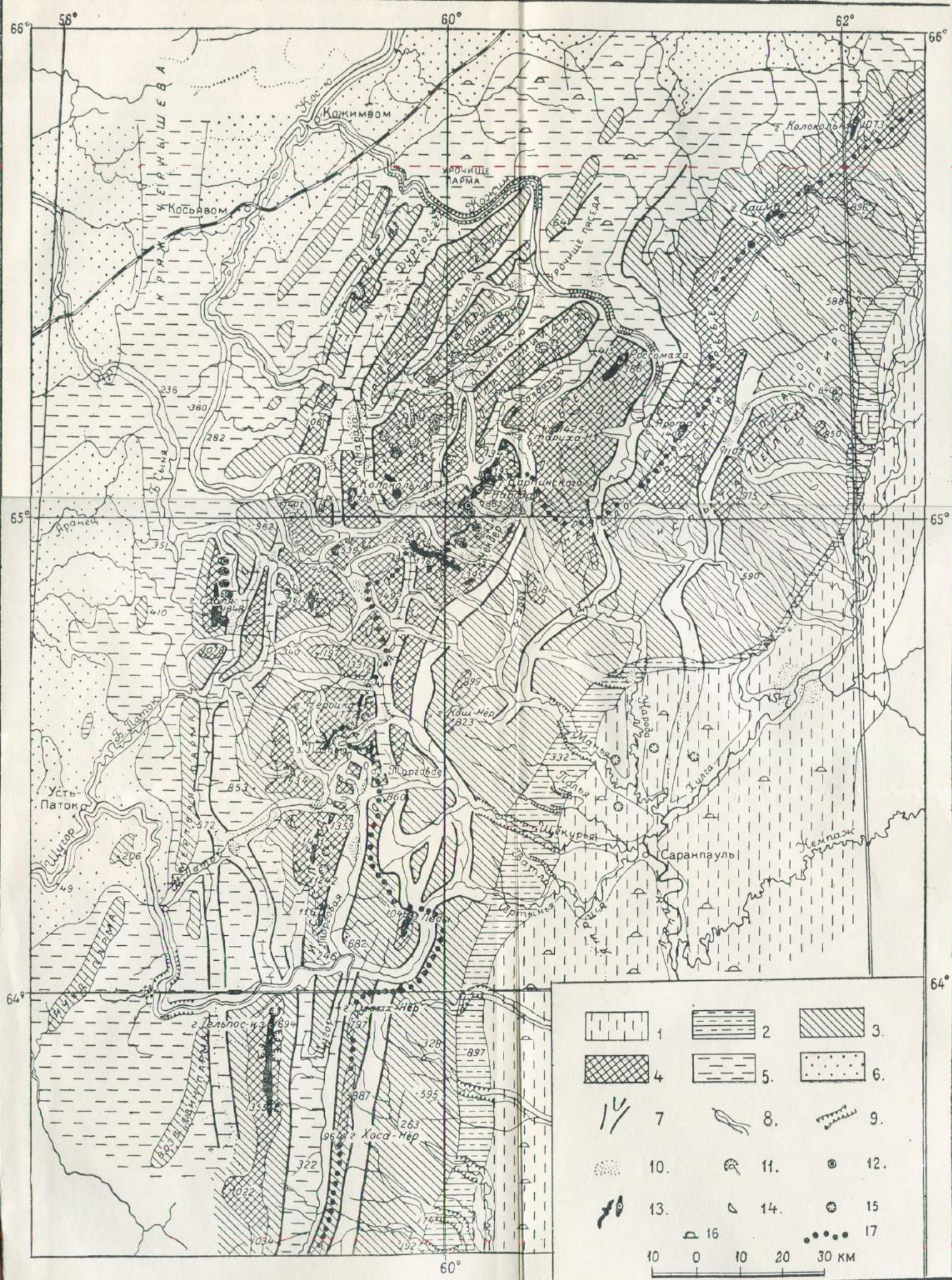
В описываемом районе оба склона Урала облесены до высоты 450—650 м. Однако к западу от орографической оси хребта верхняя граница леса, как правило, значительно снижена в сравнении с восточным склоном. Эта разница составляет 100—150 м, а местами и больше. Причина понижения верхней границы леса на западном склоне также обусловлена

чрезмерным увлажнением, главным образом за счет скопления громадных масс снега у верхней границы леса, а также тем, что лето к западу от водораздела является значительно более холодным и сырым, чем к востоку от него. Сказывается, повидимому, и непосредственное воздействие на древесную растительность сильных западных ветров. В общем, на западном склоне как лесная растительность, так и растительность субальпийского и альпийского поясов представлена значительно более влаголюбивыми ассоциациями, чем на восточном склоне. Так, в долинах рек Торговой и Нямги, на западных склонах хребтов Сабли и Саледы, а также в ряде других мест европейской части Урала субальпийская зона представлена влаголюбивым высокостойным разнотравьем, чаще всего с преобладанием злаков и зонтичных. Высота травостоя достигает $1\frac{1}{2}$, а иногда и 2 м. На азиатском склоне, наоборот, в этой зоне развиты более сухолюбивые растительные группировки, а высокотравные субальпийские лужайки встречаются как исключение (Сочава, 1930).

Таким образом, западная (европейская) часть Урала в целом обладает более мощным снежным покровом и, следовательно, бóльшим суммарным запасом влаги на единицу площади, чем восточная (азиатская) часть¹. Это обстоятельство обуславливает большую величину стока к западу от водораздела, а следовательно, и более энергичную эрозионную деятельность водотоков во время весенне-летнего снеготаяния.

Д. Л. Соколовский (1943), характеризуя гидрометеорологические условия Среднего Урала, указывает на резкое различие в величине стока рек восточного и западного склонов Урала. Причину этого он видит: 1) в константности величины испарения с поверхности бассейна в Предуралье и в Зауралье и 2) в понижении сумм осадков в Зауралье. Однако не столько годовых, сколько осадков за холодный сезон. «Таким образом,— пишет он,— оказывается, что невысокая Уральская гряда задерживает главным образом холодные воздушные массы, имеющие небольшую вертикальную мощность, теплые же воздушные течения трансформируются хребтом лишь в незначительной степени. Так как в образовании стока участвуют, в основном, осадки холодного периода, то этим, наряду с устойчивой величиной испарения с поверхности бассейна и обуславливается отмеченная резкая разница в величине стока на западном и восточном склонах Урала» (стр. 17).

¹ Исключение в этом отношении представляет Кожим-Лёмвинский амфитеатр, отличающийся очень малоснежными зимами, что связано с его защищенностью от южных, юго-западных и западных влажных воздушных потоков хребтами: Исследовательским, Малды, Саледы, Обе-из и Пяседа, а с востока — Народо-Итьинским хребтом.



Фиг. 24. Схематическая геоморфологическая карта Приуралья. Составил Л. Д. Долгушин.

1. Липинская предгорная депрессия. 2. Холмисто-увалистый рельеф восточного склона (восточная увалистая полоса). 3. Рельеф среднегорного типа. 4. Высокогорный рельеф альпийского типа с мерзотно-солифлюкционными и гляциальными формами. 5. Повышенная предгорная равнина западного склона с элементами останцово-грядового рельефа. 6. Печорская депрессия. 7. Древние долины и эрозионно-тектонические депрессии. 8. Современные долины. 9. Эрозионные ущелья. 10. Участки холмисто-моренного рельефа. 11. Кары и карстовая изменчивость. 12. Каровые ледники. 13. Наиболее высокие гребни и пики. 14. Районы широкого распространения мерзотно-солифлюкционных форм микро- и мезорельефа. 15. Участки распространения термокарста. 16. Районы распространения форм мерзлотного пучения. 17. Линия водораздела.

Средняя годовая испарения с поверхности бассейна весьма устойчива на территории всего Среднего Урала и составляет около 300 мм. Это обстоятельство может быть использовано для приближенного установления величины среднего стока для неисследованных бассейнов, если известна средняя годовая сумма осадков.

В Приполярном Урале на западном склоне атмосферных осадков выпадает также больше, чем на восточном склоне, причем эта разница даже более значительна, чем на Среднем Урале, и, следовательно, закономерность, установленная Соколовским для Среднего Урала, должна найти отражение и в Приполярном Урале. Действительно, применяя уравнение Соколовского (осадки — испарение = сток) для Приполярного Урала (приняв величину испарения равной 300 мм), мы получим следующее соотношение. Западный склон Приполярного Урала (Верхний Щугор): 770 мм (осадки) — 300 мм (испарение) = 470 мм (сток). Восточное подножие Приполярного Урала (Саранпауль): 580 мм (осадки) — 300 мм (испарение) = 280 мм (сток). Таким образом, согласно этому расчету, величина стока к западу от водораздела превышает величину стока к востоку от него почти в два раза¹.

Этот факт имеет большое не только гидрологическое, но и геоморфологическое значение, обуславливая при прочих равных условиях более энергичную водно-эрозионную деятельность на западном склоне, а следовательно, и более глубокое и сложное эрозионное расчленение его по сравнению с восточным склоном, если указанное распределение осадков существует длительное время.

В самом деле, реки западного склона Приполярного Урала значительно полноводнее, сильнее разветвлены и обычно глубже врезаны, чем реки восточного склона. Благодаря более энергичной регрессивной эрозии западных рек они во многих местах прорезали орографическую ось хребта, перехватили верховья восточных рек и отодвинули тем самым линию водораздела к востоку².

Снег в отличие от жидких атмосферных осадков уже после выпадения из атмосферы может на некоторое время вновь вовлекаться в общее с ней движение и переноситься на новые

¹ Несмотря на малую точность и примитивность этого расчета общую закономерность он отражает правильно.

² Глубина эрозионного расчленения зависит, разумеется, не только от мощности водотоков, но и от амплитуды и скорости вертикальных движений данного участка земной коры. Однако у нас пока нет оснований говорить о большой разнице в амплитуде и темпах новейших поднятий восточного и западного склонов Приполярного Урала, тогда как большая эрозионная активность рек западного склона совершенно очевидна.

места с мест первоначального отложения. Способность свежесвыпавшего снега к переносу очень значительна. Уже при скорости ветра в 4 м/сек начинается перенос снега, быстро увеличивающийся с нарастанием скорости ветра (Рихтер, 1945).

На перевевание снега с северо-западных склонов Полярного Урала на юго-восточные впервые обратил внимание Городков (1926, 1929), придающий большое значение этому явлению как географическому фактору.

Указанную закономерность подтверждают и другие исследователи. Так, Боч (1946) пишет: «На западных склонах Урала осадков выпадает больше, чем на восточных, между тем снегонакопление интенсивней на восточных склонах гор» (стр. 209). Это положение требует уточнения. Когда мы говорим о большем количестве атмосферных осадков (в том числе и снежных) на западном склоне по сравнению с восточным склоном Урала, то речь идет об Урале в целом, о его западной (европейской) и восточной (азиатской) частях. Когда же мы говорим о перевевании и переотложении снега под влиянием господствующих ветров западной четверти, то речь может идти лишь об экспозиции склонов отдельных хребтов и возвышенностей, но не о восточном и западном склонах Урала в целом. Ширина горной полосы Приполярного Урала составляет 120—150 км при высотах до 1400—1800 м над у. м. Рельеф характеризуется глубоким и сложным расчленением с колебаниями относительных высот до 500—1000 м. Линия главного водораздела здесь, как правило, смещена к востоку относительно орографической оси Урала.

Вследствие этого большая часть хребтов высокогорной зоны расположена в пределах европейского склона. Влагоприносящие воздушные массы, идущие с запада, прежде чем достичь главного водораздела, должны преодолеть целый ряд высоких хребтов, разделенных глубокими долинами. При этом они теряют большую часть принесенной ими влаги в виде снега и изморози. Снег, сдуваемый с верхних частей западных склонов и с вершинных поверхностей отдельных хребтов и массивов, отлагается на их восточных склонах, а также в долинах непосредственно следующих за ними, оставаясь в основной своей массе к западу от водораздела. На азиатский склон перевевается лишь тот снег, который выпадает в непосредственной близости к главному водораздельному гребню. Благодаря резко расчлененному рельефу, расстояния, на которые переносится снег, не могут быть очень большими, и, следовательно, влияние этого переноса на соотношение общих балансов влаги европейского и азиатского склонов Урала невелико. Во всяком случае, перевевание снега не нарушает указанного выше резкого преобладания стока к западу от водораздела по сравнению с восточ-

ным склоном, оно лишь несколько смягчает разницу, которая при отсутствии переноса была бы еще более значительной.

Таким образом, европейский склон Приполярного Урала, в целом, оказывается богаче азиатского не только нормально выпадающими атмосферными осадками, но также и навейными снегами, причем эти последние, естественно, скапливаются главным образом на склонах восточной и северо-восточной экспозиции, потому что преобладающими ветрами, приносящими осадки, являются ветры западной четверти горизонта.

Перераспределение снежного покрова под влиянием ветра и лавин в гольцовой зоне Приполярного Урала имеет большое геоморфологическое значение. Скорости зимних ветров здесь очень велики, а снег благодаря низким температурам отличается большой подвижностью, что, при постоянстве ветров одного направления и наличии глубоко расчлененного рельефа, приводит к крайне неравномерному распределению снежного покрова.

Нам пришлось наблюдать установление снежного покрова осенью 1939 г. в южной, а в 1948 г. в северной части Приполярного Урала. В обоих случаях, уже в самом начале формирования, снежный покров распределялся очень неравномерно по элементам как микро-, так и мезорельефа.

В 1948 г., с 20 по 27 ноября, нами было проделано маршрутное пересечение Приполярного Урала с юго-востока на северо-запад, от п. Саранпауль (Ляпинская депрессия) через Народо-Итьинский хребет, Кожим-Лёмвинскую депрессию и урочище Пяседа — до ст. Инта Печорской ж. д., общим протяжением около 400 км. По маршруту проводились снегомерные наблюдения.

20-го мощность снежного покрова на льду р. Ляпина у Саранпауля составляла 4—5 см, в прибрежном лесу 12—15 см¹. В 9 км выше Саранпауля оленья ворга свертывает со льда р. Ляпина в лес и далее идет почти прямолинейно на север, пересекая последовательно водораздел рек Ляпин — Манья и Манья — Налима-ю по обширным мокрым сфагновым и осоковым болотам с массой больших и малых озер. Среди болот до высоты 5—8 м поднимаются многочисленные бугры и гряды, покрытые кедровыми, кедрово-еловыми и, реже, сосновыми лесами с багульником, полярной березкой, брусникой и голубикой в кустарничковом ярусе, с подушками зеленых мхов и кустистых лишайников — в наземном покрове. На льду озер и низинных болот мощность снежного покрова составляет 6—8 см; на буграх и грядах, под лесом — 15—25 см. Максималь-

¹ Каждая из приведенных здесь и ниже цифр мощности снежного покрова является средней из 25—30 промеров.

ной величины она достигает на водоразделе рек Манья и Налима-ю среди кочковатого болота с полярной березкой и багульником и редко разбросанными угнетенными елями и соснами (30—35 см).

На восточном склоне Народо-Итьинского хребта в долине р. Тынагота, среди елово-лиственничного редколесья с ерником мощность снежного покрова колебалась от 20—25 до 40—45 см, причем там, где ерник выше и гуще, и снежный покров выше. Максимальная мощность снежного покрова отмечена на перегибе склона к плоскому дну долины (48—60 см), высота ерниковой заросли в этом месте составляла 70—90 см.

Разрез снежного покрова очень прост: толстый слой пушистого свежавыпавшего снега лежит на твердой смерзшейся снежно-ледяной корке мощностью до 5—6 см, которая сильно затрудняет оленям добывание подснежного корма.

Начавшаяся утром 23-го метель по мере подъема на главный водораздел становится все сильнее и сильнее. Ветер южный. Близ гребня водораздела на наветренной стороне скал, кочек и отдельных камней, на ветках ерника и ивняка, словом, на всех выступающих предметах навстречу ветру растут массивные снежные перья изморози, аналогичные описанным нами в 1947 г. на г. Неройке и в 1939 г. на Косьвинском камне. Длина перьев изморози на перевале достигает 25—30 см. Под перевалом средняя мощность снежного покрова 45—50 см, а в отдельных сугробах нередко до 1—1,5 м. Снег уплотнен ветрами настолько, что во многих местах выдерживает оленя и человека, но тяжело груженые нарты то и дело глубоко проваливаются. Поэтому подъем хотя и не очень крут, но тяжел. Олени, подгоняемые громкими криками ямщиков, ударами хореев и яростным лаем собак, рвутся из последних сил и, наконец, с нашей помощью, втягивают нарты на перевал.

Перевал через Народо-Итьинский хребет представляет собой ящикообразную выемку, соединяющую истоки реки Б. Тынаготы и ручья Тыла-шор. Борты перевальной выемки скалистые, высотой 25—40 м.

По мере спуска с перевала в долину р. Саранзеды (правый приток р. Кожима) на первых же 2—3 км мощность снежного покрова упала до 18—20 см. Долина р. Саранзеды широкая, склоны пологие, контуры окружающих возвышенностей мягкие, сглаженные. Заросли низкорослого ерника чередуются с участками мохово-лишайниковой и осоковой тундры. На тундровых участках толщина снежного покрова 8—10 см; в зарослях ерника 15—20 см. Встречаются участки пятнистой тундры: присыпанные щебнем пятна мелкозема, имеющие обычно овальную форму (малый диаметр 40—60, большой 80—120 см), или совершенно оголены от снега или же покрыты тонкой коркой

обледенелого наста, тогда как промежутки между пятнами-медальонами, поросшие тундровой растительностью и несколько пониженные, заполнены рыхлым снегом толщиной 8—15 см. В долине р. Хальмер-ю много наледей и на дне и на склонах. Метель продолжается попережнему с южным ветром, но здесь изморози на растительности и скалах уже нет.

С 23-го на 24-е переночевали в истоках небольшого ручья, правого притока р. Кожима. Правый склон ручья (южная экспозиция) покрыт строевым елово-лиственничным лесом, в подлеске можжевельник и полярная березка. Поражает почти полное отсутствие сухостоя и признаков угнетения, обычных для уральских лесов на их верхнем пределе. В лесу мощность снежного покрова составляла 38—42 см. Кроны деревьев покрыты снежными шапками (кухта). В долине ручья, заросшей полярной березкой и ивняками, очень рыхлый снег с массой пустот лежит слоем в 45—50 см, тогда как на безлесном склоне северной экспозиции толщина снега нигде не превышает 25 см.

24-го перевалили в верховья ручья Покойник-шор и по нему спустились в долину р. Кожима, к восточному подножию г. Россомахи. Дует сильный южный ветер, температура воздуха в полдень —9°. Береговые обрывы террас местами совершенно лишены снежного покрова и несут явные следы золотой обработки. Мощность снежного покрова в долине р. Кожима в среднем не превышает 5—8 см. Всюду видны пятна оголенной земли; много наледей. Наледные бугры и лед на реке в большинстве случаев обнажены от снежного покрова и их поверхность до зеркального блеска отполирована снегом и песчаниками, с большой быстротой несущимися по ветру. Ходьба по такому льду в обычной обуви совершенно невозможна. Олени, которые уверенно и спокойно бегут по чистому ровному льду лесных рек и озер, в данном случае скользили и падали на каждом шагу. Чтобы переправиться на другой берег реки, пришлось топорами рубить зарубки во льду от одного берега до другого.

Переход от г. Россомахи до урочища Пяседы (25 ноября) был самым интересным на всем пути. Обширная Кожим-Лёмвинская депрессия представляет собой слегка всхолмленную равнину, покрытую заболоченной тундрой, по преимуществу моховой и мохово-осоковой, реже мохово-лишайниковой и ерниковой. Склоны пологих холмов поросли редкостойными лиственничниками с ивняками и ерником. На этом участке пути обширные площади заняты пятнистой тундрой: лишенные растительности круглые или овальные пятна мелкозема, со слегка выпуклой поверхностью, присыпанной щебнем и

галькой, окружены бордюрами мохово-лишайниковой растительности со стелющейся полярной березкой и ивой и вересковыми. Пятна голой земли возвышаются над бордюрами на 10—20 см.

Снег с них снесен, и они подвергаются развеванию и корродирующему воздействию песчинок, кусочков мерзлого грунта и льда, несущихся по ветру с большой скоростью. Снег, сметенный с пятен — полигонов, набивается в промежутки между ними, а также уносится за пределы поля, скапливаясь мощными сугробами у каждого более или менее заметного препятствия (куст, холм, валун и т. д.). Оленеводы рассказывают, что снега здесь никогда не бывают глубокими и потому этот район используется ими как зимнее пастбище для оленей. Пятна — полигоны обычно оголены всю зиму, а весной, еще до начала массового снеготаяния, в солнечные дни раскисают, а ночью замерзают. Осенью они раньше сковываются мерзлотой, чем разделяющие их участки с растительным покровом. Повидимому, пятнистые тундры этого типа есть результат совместного действия мерзлотно-солифлюкционного пучения и зимней эоловой деятельности.

Часть холмов Кожим-Лёмвинской депрессии представляет собой эрозионные останцы древних речных и флювиогляциальных террас, сложенных песчано-галечниковым материалом. Наветренные склоны этих холмов обнажены от снега, почвенно-растительный слой в таких местах полностью содран, всюду видны следы развевания. Особенно сильному развеванию подвергаются торфяные бугры. Нам неоднократно в течение этого дня приходилось видеть еще не замерзшие наледи на озерах и болотах, забитые мелкорастертой торфяной массой до 2—3 см толщиной, вследствие чего они резко выделялись черными пятнами на мозаичном оранжево-коричневом фоне сфагновых болот, припудренных снегом. К вечеру достигли Пяседы. Это почти меридионально вытянутая плоская возвышенность с пологим восточным и более крутым и высоким западным склоном, в который врезаны узкие крутосклонные овраги. Снежный покров на Пяседе лежит очень неравномерным слоем от 20—25 см до 1 м и более. Снег сильно уплотнен. Местами ветровая доска выдерживает тяжесть оленей и груженых нарт. В глубоких, крутобортных долинах западного склона набиты многометровые сугробы.

26-го по северному склону Пяседы спустились к Печорской низменности. Склон Пяседы покрыт елово-березовым лесом, а у северного и западного подножий ее расстилаются необозримые просторы крупнобугристых и грядовых торфяников и низинных осоковых болот с многочисленными «окнами». Гряды обычно покрыты лесом. Снег на болоте едва прикрывает

землю. Вершины торфяных бугров обнажены и подвергаются развеванию, а у их оснований лежат сугробы снега.

На террасах в долине р. Инты растет высокоствольный еловый лес с примесью березы и лиственницы. Мощность снежного покрова в лесу 20—22 см. Под снегом во многих местах стоит вода. Повидимому, сильных морозов к западу от Пяседы еще не было.

На основании наблюдений по пройденному маршруту, а также расспросных данных устанавливается повышенная мощность снежного покрова на хребтах, ограничивающих Кожим-Лёмвинский амфитеатр с востока (Народо-Итъинский хребет), юга (Исследовательский и др. хребты) и запада (Пяседа)¹, и почти полное его отсутствие в пределах собственно Кожим-Лёмвинского амфитеатра. Причиной тому орографические условия: хребты, окружающие Кожим-Лёмвинскую депрессию с востока, юга и запада, перехватывают основную массу зимних осадков.

В 1939 г. снежный покров в гольцовой зоне установился очень рано. К 10 ноября мощность снежного покрова в долине р. Торговой достигла в среднем 40—45 см. Снег сплошной пеленой окутал все окружающие возвышенности, и даже на отвесных стенках каров и цирков темные пятна скал, лишенных снежного покрова, были немногочисленны и занимали ничтожную площадь. Группа сотрудников экспедиции, работавшая в верховьях р. Торговой, оказалась отрезанной от базы. Я был направлен на выручку товарищей с 5 рабочими на 20 вьючных лошадях. Предстояло пройти от Саранпауля (восточное подножие Урала) до верховьев р. Торговой (западный склон) и обратно (всего около 180 км). Первая часть пути проходила через обширное топкое болото, отделяющее Саранпауль от гор. Осенние дожди и мокрые снегопады переполнили его. Знаменитый Сибиряковский тракт превратился в месиво из жидкого торфа и снега, в котором плавали обломки гати, пни и корни деревьев.

Из Саранпауля вышли сопровождаемые мокрым снегопадом. Свежевыпавший снег замаскировал опасные, худые, по местному выражению, места, что доставило нам немало неприятностей. Мощность снежного покрова составляла 15—20 см. К вечеру 27-го наш караван добрался до Саранхап-нёра. Дальнейший путь шел вверх по долинам рек Щёкурьи и Пуйвы, в пределах среднегорной зоны восточного склона. Снегопад прекратился. Подморозило. Рыхлый снежный покров, мощностью 35—40 см, не служил препятствием для передвиже-

¹ О мощных снежных заносах на юго-западе Приполярного Урала уже говорилось выше.

ния. Некоторое затруднение составляли многочисленные переправы через реки: довольно широкие забереги не выдерживали тяжести лошадей, и лед, проламываясь, резал им ноги. По рекам Щёкурье и Пуйве шла шуга. В этом году снег выпал раньше, чем кончился листопад, и сейчас хвоя лиственниц и листья берез оранжево-желтой мозаикой лежали на снегу.

Утром 29-го мы оставили долину Пуйвы и поднялись на вершину главного уральского водораздела (ок. 800 м абс. выс.). По мере подъема из долины р. Пуйвы по восточному склону водораздельной возвышенности мощность снежного покрова постепенно нарастала, причем выше границы леса увеличилась и его плотность. Близ резкого перегиба от крутого восточного склона к слабо выпуклой поверхности водораздела образовался многометровый снежный карниз с закрученным вниз козырьком. Снег в этом сугробе был уплотнен уже настолько, что почти всюду выдерживал тяжесть человека. Потребовалось несколько часов работы, чтобы пробить траншею в этом сугробе и выбраться с караваном на поверхность водораздела. Стояла солнечная морозная погода, слабый западный ветер гнал поземку. На западе и северо-западе громоздились белоснежные хребты и вершины высокогорной зоны. Глыбовая россыпь, занимающая вершину водораздела, нигде не выступала из-под снега. Уступы мелких солифлюкционно-натечных балконов, сплошь покрывавших верхние выположенные части склонов, также не были видны. Перед нами лежала ровная снежная пелена, испещренная мелкой ветровой рябью. Мощность снежного покрова на водоразделе составляла в среднем 35—40 см. У уступов натечных балконов она увеличивалась до 1—1,5 м, на положительных формах микрорельефа, наоборот, резко снижалась до 8—10 см, а местами и до нуля. По мере спуска с водораздела в долину р. Торговой (западный склон) мощность снега стала постепенно нарастать, а плотность его уменьшаться. Полоса максимальной мощности располагалась приблизительно на середине склона у верхней границы редкостойного лиственничного леса. Здесь снег лежал очень рыхлым слоем толщиной около 1—1,2 м.

Таким образом, уже в самом начале формирования снежного покрова все неровности микрорельефа оказались сглаженными, а на поверхности снега образовалась плотная корка ветрового наста. С этого момента происходит значительное улучшение условий для перевевания вновь выпадающего снега за счет уменьшения трения. В дальнейшем, при наличии сильных и постоянных ветров, нарастание мощности снежного покрова на открытых поверхностях водораздельных плато прекратится, потому что выпадающий здесь снег будет сдуваться и отлагаться в ветровой тени подветренных склонов.

Сдувание снега с плоских водораздельных плато ставит их в совершенно особые условия выветривания и денудации. Мощность снежного покрова здесь всегда много меньше той, какая должна бы быть при отсутствии сдувания. Снег на этих поверхностях обычно заполняет лишь промежутки между глыбами каменных россыпей и отрицательные формы микро-рельефа; положительные микроформы или прикрыты очень тонким слоем плотного ветрового наста или же совершенно обнажены от снега. Вследствие этого создаются очень благоприятные условия для глубокого промерзания грунта и накопления холода в почве в виде «вечной» мерзлоты. Значительной мощности снежные забои достигают лишь у уступов нагорных террас. В связи с этим «вечная» мерзлота в Приполярном Урале имеет островное распространение, причем острова «вечномерзлого» грунта приурочены именно к плоским вершинным поверхностям и к тем участкам днищ трогов и депрессий, откуда сдувается снежный покров. Наоборот, на склонах и в долинах, где снежный покров достигает большой мощности, «вечная» мерзлота отсутствует¹.

В снежном покрове вершинных поверхностей вследствие его малой мощности запасы влаги малы, таяние идет медленно, склоны очень пологи,— все это приводит к тому, что эрозия и смыв не играют сколько-нибудь заметной роли. Вследствие этого на плоских водоразделах происходит накопление не только грубообломочных, но и мелкоземистых и коллоидальных продуктов выветривания, которые поглощают основную массу талых и дождевых вод. Близкая к поверхности мерзлота создает водоупор, способствуя переувлажнению деятельного слоя и переходу его в пльвунное состояние. В результате на плоских водоразделах, нагорных плато и на площадках нагорных террас создаются очень благоприятные условия для проявления мерзлотных и солифлюкционных процессов. В соответствии с этим указанные элементы рельефа отличаются исключительно слабым эрозионным расчленением, а формы мерзлотно-солифлюкционной скульптуры и аккумуляции находят здесь классическое проявление.

Весной тонкий снежный покров сходит с плоских вершинных поверхностей значительно раньше, чем со склонов, где мощность его всегда более значительна. Ранний сход снега

¹ Это позволяет считать, что существование «вечной» мерзлоты в горах Приполярного Урала обусловлено современными климатическими и орографическими условиями, в отличие от «вечной» мерзлоты на равнине (Ляпинская депрессия), где она является реликтовой и в настоящее время деградирует.

приводит и к более раннему развитию растительности в области высоких вершин по сравнению с нижележащими склонами. Городков (1935) пишет по этому поводу: «Вегетационный период на высоких горах начинается уже в начале июня, благодаря тому, что снега на них почти нет. В первых числах июля, когда в лесах и субальпийских кустарниках Приполярного Урала еще нередко лежит снег, высокогорные тундры покрыты массой цветов, часть которых уже отцвела» (стр. 184). С другой стороны, сдувание снега с вершинных поверхностей резко ухудшает условия перезимовки растений, вследствие чего растительность представлена здесь низкорослыми и стелющимися арктическими формами и не образует сомкнутого покрова (пятнистые тундры), значительные площади нередко совершенно лишены высшей растительности (курумы).

Снега, перевеваемые с наветренных склонов и водораздельных пространств на подветренные склоны, скапливаются там в виде мощных сугробов, распределяясь при этом крайне неравномерно, в зависимости от крутизны склона, степени и характера его расчленения.

Среди навейных снежных скоплений мы различаем снежные забои и снежные карнизы. Снежные забои представляют собой скопления навейного снега, образующиеся в ветровой тени у подножия любого более или менее заметного препятствия (скалы, уступа нагорной или речной террасы, опушки леса и т. п.) или заполняющие небольшие отрицательные формы рельефа (западины холмисто-моренного рельефа, карстовые воронки, эрозионные рывины на склонах и т. п.). Таяние снежных забоев происходит на месте их первоначального образования и, в зависимости от мощности забоя, растягивается на более или менее длительное время. Тающий снежный забой (снежник) производит большую работу по моделировке занятого им углубления (тем большую, чем дольше лежит снежник).

Снежные карнизы образуются в верхней части подветренных склонов и в отличие от снежных забоев представляют собой висячие образования. Снежные карнизы на крутых склонах очень неустойчивы и периодически, в процессе зимнего снегонакопления, и особенно во время весеннего снеготаяния обрушиваются и лавинами скатываются вниз, увлекая за собой не только снег, но и продукты выветривания горных пород, слагающих склоны. Лавинные конусы образуют так называемые снежники подножий или регенерированные снежники, которые, располагаясь на сотни метров ниже питающих их карнизов, подвергаются более интенсивному таянию, чем если бы это происходило на месте первоначального накопления снега.

Снежные скопления этого типа обладают обычно очень большой мощностью, что обеспечивает длительное существование их в стадии обособленных снежников. Это обстоятельство в сочетании с предыдущим обуславливает особенно большую морфогеническую активность снежников подножий (лавинных конусов и валов), подрубающих склон снизу. Кроме того, они способствуют более интенсивному удалению продуктов выветривания как с выше-, так и с нижележащих склонов. Удаление продуктов выветривания с вышележащего склона происходит благодаря увеличению крутизны склона «подрубанием» снизу, а также вследствие того, что соскальзывание обломочных масс по поверхности обледенелого снежника происходит легче, чем по поверхности почвы. Тающий снежник способствует удалению продуктов выветривания с нижележащего склона путем усиления процессов смыва, а также мерзлотно-солифлюкционной денудации, поскольку он является источником непрерывного и постепенного увлажнения деятельного слоя.

Особенно благоприятные условия для накопления снега создаются в карах и цирках подветренных склонов. Снежные скопления на дне многих каров достигают громадной мощности, образуя многолетние фирновые снежники и небольшие каровые ледники. Алешков (1935), на основании наблюдений за интенсивностью таяния снега на поверхности ледника Гофмана, считает, что мощность снега, ежегодно отлагающегося в карах восточного склона Сабли, должна составлять 15—20 м. Введенский (1934) называет еще более внушительную цифру. Он пишет, что зимой в районе Сабли часто бывают сильные бури. Мощность навейного на дно кара снега составляет 50 м. Моренный вал высотой 50 м заносится снегом до верхушек деревьев (4—5 м), а котловина к востоку от него сплошь заполняется снегом. С подветренной стороны за одну ночь навеваются сугробы мощностью до 4 м. Боч (1946) считает, что в карах и на местах снежных забоев мощность выпадающего в течение зимы снега не превышает 10—12 м.

Все эти данные в известной мере гадательны, потому что они не основываются на непосредственных снегомерных наблюдениях. Кроме того, условия снегонакопления, как и снеготаяния, от года к году очень сильно меняются, и поэтому наблюдения одного сезона не могут дать правильного представления об общем характере и масштабе явления.

В настоящее время мы можем с уверенностью утверждать лишь следующие общие положения: 1) мощность снега, ежегодно скапливающегося в карах, очень велика и в отдельных карах и за отдельные годы более значительна, чем может стаять за один теплый сезон; 2) количество снега, скапливаю-

щегося в карах, подвержено резким колебаниям во времени и пространстве в зависимости от общеклиматических и местных топографических условий и экспозиции; 3) снежный покров внутри кара распределяется неравномерно. Максимальной мощности он достигает у подножия задней стенки кара, резко уменьшаясь к устью кара и на его склонах, что связано с условиями снегонакопления и снеготаяния.

У Алешкова (1935) мы находим следующее объяснение скопления большого количества снега в карах восточного склона хр. Сабли: «при быстром поднятии по западному склону Сабли воздушных масс на высоту в 1000—1400 м они охлаждаются, вследствие чего происходит энергичное выделение осадков. Сложный рельеф восточного склона Сабли способствует образованию местных течений воздуха. Полые и глубокие формы рельефа — кары и цирки, защищенные гребнем Сабли от северо-западных ветров, представляют относительно застойные воздушные мешки, которые создают благоприятные условия для выпадения в них осадков. Там же в воздушных мешках происходит отсадка сдуваемого с вершин Сабли и переносимого ветрами снега. Однообразие в направлении ветров способствует отложению переносного снега в одних и тех же местах, без повторных переносов его и переотложения» (стр. 71). Эта мысль была поддержана и другими исследователями (Введенский, 1934; Калесник, 1937; Боч, 1935).

По нашим наблюдениям, процесс снегонакопления в подветренных карах несколько сложнее. Наряду с более благоприятными условиями выпадения здесь снега из атмосферы и «отсадки» навейного снега, каровые снежники и ледники получают очень значительное пополнение за счет снежных лавин. Материалом для них служат навейные снежные карнизы, снег, непосредственно выпадающий на склонах, а также изморозь, которая образуется в громадном количестве на крутых склонах каров и цирков.

О геоморфологической работе снежников

Благодаря тому, что снежный покров в Приполярном Урале распределяется крайне неравномерно по элементам рельефа и различно экспонированным склонам, во время весенне-летнего снеготаяния происходит распад сомкнутого снежного покрова на множество обособленных снежных пятен различной формы, размеров и мощности.

В зависимости от топографического положения, экспозиции, морфологических особенностей и мощности долговечность снежников различна, а следовательно, различен и эффект их геоморфологического воздействия.

Маломощные снежные пятна, занимающие понижения микрорельефа открытых склонов и плоских вершин, стаивают довольно быстро (весенние снежники, по Н. А. Солнцеву, 1949). Благодаря кратковременности существования весенние снежники производят сравнительно небольшую геоморфологическую работу на единицу площади, но суммарный эффект этой работы в Приполярном Урале, повидимому, велик, потому что снежники этого типа занимают наиболее обширные площади и, кроме того, время их существования падает на сезон, когда колебания температуры воздуха и почвы вокруг точки замерзания повторяются наиболее часто.

Таяние мощных снежных скоплений в карах, ущельях и оврагах, у уступов нагорных террас, а также лавинных снежников подножий растягивается до поздней осени (летние снежники), а некоторые из них так и не успевают растаять за теплый сезон (снежники-перелетки). Наконец, там, где местные условия снегонакопления особенно благоприятны, а снеготаяние затруднено (карты и ущелья северо-восточной экспозиции), огромные массы снега, накапливаясь из года в год, дают начало многолетним фирновым снежникам и небольшим каровым ледникам.

Длительно лежащие снежники оказывают и более заметное геоморфологическое воздействие на свое ложе, а также на выше- и нижележащие склоны. Механизм этого воздействия будет уже довольно существенно отличаться от воздействия быстро стаивающих весенних снежников, в связи с тем, что при длительном залеживании снежников процесс нивации интенсивно протекает не только по периферии снежного пятна, но и под ним, чего обычно не наблюдается в начальной стадии снеготаяния.

При превращении многолетнего снежника в ледник, характер его морфогенического воздействия вновь изменяется, потому что к действовавшим ранее процессам денудации присоединяется новый мощный геоморфологический агент — активное поступательное движение льда.

При выяснении геоморфологической роли снежников, кроме возраста, необходимо также иметь в виду их топографическое положение, особенности морфологии и преобладающий способ снегонакопления, ибо характер, интенсивность и степень геоморфологического воздействия снежников находятся в теснейшей зависимости от того или иного сочетания всех этих факторов.

В приведенной ниже схеме мы делаем попытку классификации современных снежно-ледниковых скоплений Приполярного Урала с учетом вышеуказанных особенностей.

Схема классификации современных снежно-

Генетические типы	Способы образования и питания	Состав
Снежники Весенние	Навеянные	Из мало уплотненного и слабо перекристаллизованного снега
Летние и перелетки	Навеянные и лавинные	Из сильно уплотненного, но слабо перекристаллизованного снега с примесью каменного обломочного материала. Перелетки содержат ядро из старого слоистого фирна
Ледники Фирновые	Навеянно-лавинные В питании принимают участие навеянные, нормально выпадающие и лавинные снега, в том числе за счет изморози и ожеледи	Состоят, в основном, из старого фирна и слоистого фирнового льда с примесью моренного материала
Настоящие	Преобладает лавинное питание	Из слоистого льда (полосы мутного фирнового льда чередуются с полосами прозрачного глетчерного льда). На глубине, повидимому, лед полностью перекристаллизован в глетчерный. Количество морены значительно

Морфологические типы	Характер движения и геоморфологического воздействия
<p>Снежники, заполняющие неровности микрорельефа плоских вершин, пологих склонов и днищ долин, мало-мощные снежные карнизы</p> <p>Снежники: террасовые, долинно-русловые, ущелий, снежные карнизы, снежники подножий (лавиновые конусы и валы), каровые</p>	<p>Внутренне неактивные. Способствуют мерзлотно-солифлюкционной планации поверхностей водоразделов и днищ долин, являясь источниками переувлажнения деятельного слоя; усиление морозного выветривания по периферии снежного поля вследствие быстрого перемещения края снежника не может привести к заметному геоморфологическому эффекту</p> <p>Расширяют свои вместилища, увеличивая крутизну склонов и выравнивая дно. Процессы морозного выветривания усиленно протекают не только по периферии снежника, но и под ним. Располагаясь на вогнутых перегибах склонов, способствуют их обострению. Снежники, расположенные у подножий склонов, облегчают освобождение от продуктов выветривания как вышележащей части склона (по поверхности обледенелого снега обломочный материал соскальзывает значительно легче, чем по открытым каменистым частям склонов), так и нижележащей — за счет усиления солифлюкции и смыва. Снежники могут перемещаться вниз по склонам или в виде катастрофических обвалов (лавин) или путем просадок и медленного скольжения. В том и другом случае они производят работу по денудации склона</p>
<p>Каровые, карово-висячие (крупные, лавинные конусы), висячие</p>	<p>Внутренне слабо активные. Передвигаются за счет просадок и скольжения. Роль «истечения» незначительна. Способны не только расширять свое вместилище, но и несколько переуглублять его</p>
<p>Каровые, каровые с языком</p>	<p>Внутренне активные. Перемещаются скольжением и истечением. Производят наиболее значительную рельефобразующую работу. Расширяют и переуглубляют свое ложе. Процесс выветривания склонов под воздействием ледника аналогичен тому, какой производит снежник, но вынос продуктов выветривания здесь происходит энергичнее, потому что в нем принимают участие не только талые воды и солифлюкция, но и активно движущийся лед. Денудация склонов под воздействием лавин и обвалов также усиливается</p>

¹ В основу классификации положен возрастной ряд Солнцева (1949) «Снежник-ледник».

В связи с тем, что снежник представляет собой и з о л и р о в а н н о е и т а ю щ е е образование, его воздействие на подстилающую поверхность коренным образом отличается от воздействия сомкнутого снежного покрова. Снежный покров, как известно, предохраняет подстилающую поверхность от выветривания и денудации, консервируя подснежный рельеф, тогда как обособленный тающий снежник усиливает выветривание (и физическое и даже химическое) и денудацию, производя большую геоморфологическую работу, которая приводит к энергичному расчленению рельефа в одних условиях и к его планации — в других.

Огромное влияние снежников на рельеф впервые было отмечено русским геологом И. П. Толмачевым в 1899 г. В результате исследований в Кузнецком Алатау он пришел к выводу, что такие характерные формы высокогорного рельефа, как кары и цирки, «есть явление от ледников независимое и для своего объяснения их присутствия не требующее». Их образование идет непрерывно в горных местностях под влиянием мощных снежных скоплений на подветренных и теневых склонах гор, которые усиливают выветривание (главным образом механическое), а необходимую механическую работу для удаления продуктов выветривания производят подснежные ручьи. Снежные скопления особенно часты на северной или вообще более снежной и холодной стороне гор, отличающейся в горных местностях более резкими явлениями выветривания, чем южная. Поэтому северные склоны отличаются преобладанием обрывистых вогнутых форм рельефа, особенно резким выражением чего являются цирки, которые не представляют по своему происхождению чего-нибудь особенного от общего рельефа страны, а тесно с ним связаны и обусловлены одной общей причиной — более интенсивным выветриванием на стороне гор, наиболее богатой снегом.

В другой, более поздней работе Толмачев (1902) развивает и конкретизирует это положение. Указав на асимметрию подветренных (восточных) и наветренных (западных) склонов (первые из которых отличаются большей крутизной и малой эрозионной расчлененностью, а вторые более пологи и глубоко расчленены эрозией), он дает следующее объяснение этому явлению: «Под стеною восточной стороны гольца даже на сравнительно умеренных высотах лежит почти целое лето, а на более высоких местах и круглый год, мощная залежь снега. Снеговая вода, циркулирующая под снегом день и ночь, а в особенно мощных залежах может быть и большую часть года, производит сильное разрушающее действие на покрытые снегом породы. ...Результат такого разрушения будет, конечно, особенно заметен на отвесной стене, так как здесь при-

соединяется в сильной степени влияние силы тяжести, вследствие которого разрушаются значительно большие массы пород, чем на горизонтальной поверхности. Точно так же участки стены, лежащие выше снежного поля, постепенно лишаются опоры и мало-помалу обрушиваются вниз. Снежное поле, таким образом, как бы подрезает стену снизу. Одновременно обычное выветривание обрушивает целые скалы с отвесной стены и постепенно разрушает ее, но продукты разрушения не скопляются у подножия стены и не образуют защитительной осыпи, которая могла бы изменить весь характер этой работы и из отвесной стены выработать постепенно более или менее пологий склон, но... продукты разрушения попадают на снежное поле, по наклону которого и катятся вниз до его конца, где образуют мощные скопления, целые валы в несколько десятков метров вышины, постоянно доставляющие новый материал размыванию... Продукты разрушения, остающиеся под снегом, выносятся подснежной водою. Суммарное действие этих явлений и производит то, что стена, будучи подрезаема снизу и обрушиваясь сверху, постепенно отодвигается назад, передавая действию размывания все новые и новые участки, с которыми оно, так сказать, не успевает справиться тем более, что одновременно идет постоянное образование наносов. Таков процесс горного выветривания» (стр. 398—399).

Из приведенной цитаты видно, насколько широко и принципиально правильно ставил вопрос о рельефобразующем воздействии снежников наш соотечественник Толмачев, который незаслуженно забыт некоторыми исследователями, отдающими пальму первенства американцу Matthews.

Рассматривая геологическую работу тающего снежного пятна, Matthews (1900) пришел, в общем, к тому же выводу, что и Толмачев, но в значительно более узких рамках. Его основной вывод сводится к тому, что смачивание поверхности горных пород водой, в условиях частого колебания температуры вокруг точки замерзания, приводит к усилению морозного выветривания по периферии сокращающегося в размерах снежника. Этот процесс он назвал нивацией. В представлении Matthews и его последователей нивация складывается из разрушения горных пород морозным выветриванием по периферии снежного пятна и удаления продуктов выветривания струйками талых вод. Удаляется только очень мелкий материал; крупные обломки остаются на месте до тех пор, пока они не будут разрушены до состояния «снежникового мелкозема». Отсюда делается вывод, что нивация — процесс очень медленный.

В последнее время в работах как русских; так и зарубежных исследователей нивации отводится все более и более круп-

ная рельефобразующая роль, и в этом свете пересматриваются господствовавшие прежде взгляды на формирование высокогорного рельефа: «Можно без преувеличения сказать, что высокогорный (альпийский) рельеф, в основном, обязан своими формами в первую очередь снежникам и во вторую — ледникам» (Рихтер, 1948).

Обширный материал, свидетельствующий о большой геоморфологической роли снежников, приводится в интересной сводной работе Солнцева (1949), а также в статье Боча (1946). Наши наблюдения в Приполярном Урале также позволяют сделать заключение о большом размахе и интенсивности процесса нивации в формировании рельефа района¹.

Места, где снежники залеживаются более или менее длительное время, всегда резко выделяются как своей морфологией, так и характером покрывающего их обломочного материала.

Каменные россыпи в местах лежания снежника всегда представлены обломками меньших размеров, чем рядом лежащие россыпи. Обломки камней, вышедшие из-под снежника, грубо округлены, а их поверхность имеет мелкооздреватый, изъеденный вид даже в таких прочных породах, как кварциты и кварцито-песчаники.

На крутых склонах, освободившихся из-под снежников, мелкозем из россыпи вымыт почти полностью. Нескрепленная мелкоземом россыпь лежит очень рыхло и от малейшего внешнего воздействия приходит в движение, сползая и обрушиваясь вниз по склону. Выходы коренных пород более часты под снежниками, чем на окружающих склонах. Эти выходы обычно представлены скалами со сглаженными углами и ребрами. В таких местах поверхность скал свободна от покрова накипных лишайников, начисто отмыта, и на ней рельефно выступают все детали структуры породы: прекрасно видна мельчайшая гофрировка микросланцев, косая слоистость в кварцито-песчаниках и т. п.

«Корка выветривания» на скалах, в местах длительного лежания снежников обладает большей мощностью, чем на свободных от снега поверхностях, что свидетельствует об усилении снежником не только физического, но и химического выветривания. Нам приходилось неоднократно наблюдать это явление во многих местах северо-западной части Приполярного Урала (хребты Россомаха, Старик-из, Малды и др.). Занимаясь поисками белых облицовочных кварцитов, мы тщательно осматривали все выходы кварцитов, привлекав-

¹ Нивацию мы понимаем как процесс сложный, объединяющий весь комплекс частных процессов выветривания и денудации, связанных с присутствием снежника.

шие внимание своим чисто белым цветом, и почти каждый раз приходилось разочаровываться: на поверку оказывалось, что белоснежные с поверхности скалы в действительности имели светлосерую, голубовато-серую или серо-зеленую окраску. Они лишь с поверхности были покрыты тонкой (от нескольких миллиметров до 4—5 см) коркой выветривания белого цвета, образовавшейся за счет выщелачивания окрашивающих минералов. Как правило, скалы кварцита с более мощной коркой выветривания были приурочены к местам длительного залеживания снежников, а на окружающих скалах вне снежникового ложа корка выветривания была в несколько раз тоньше или совсем отсутствовала. Это явление было отмечено также и Бочем (1946, стр. 213).

На пологих склонах, на днищах долин, в перевальных выемках и нивальных нишах каменные россыпи под воздействием снежников приобретают вид искусно выложенной мостовой. Глыбы плитчатой отдельности обычно уложены на плоскую грань. Промежутки между крупными камнями заполнены обломками меньших размеров, щебнем и мелкоземом. Верхние грани камней, независимо от их петрографического состава и размеров (за исключением очень крупных), образуют совершенно ровную поверхность, которая так не гармонирует с беспорядочными нагромождениями каменных россыпей на окружающих склонах. Мелкозем, заполняющий промежутки между камнями «нивальной мостовой», обычно переувлажнен, и, если снежник еще продолжает таять, между камнями тонким слоем струится вода. Обособленные ручейки наблюдаются лишь на сравнительно крутых склонах (12—15°), но в этом случае «нивальная мостовая» уже начинает терять свою идеальную выровненность¹.

При понижении температуры, когда таяние снежника приостанавливается, ручейки иссыкают, и площадка осушается. Наоборот, потепление или дождь резко увеличивают сток и соответственно усиливают вынос мелкозема. В качестве примеров нивальных площадок описанного типа могут служить: площадка долинно-руслового снежника, расположенного по ручью Глетчерному у подножия одного из ригелей в его русле, дно зачаточного кара на восточном склоне хр. Малды, а также ложе многолетнего снежника, занимавшего дно горного перевала Корова-рузь (хр. З. Саледы), ныне стаявшего. Ложе этого снежника интересно и в том отношении, что здесь, на поверхности нивальной площадки, только что вышедшей из-под

¹ Боч (1946) указывает, что в Приполярном Урале даже склоны крутизной до 30° имеют вид «естественной мостовой», чего нам ни разу не приходилось наблюдать.

покрова многолетнего фирна, нам удалось наблюдать прекрасно сформированные каменные многоугольники. Этот факт представляет большой интерес и заслуживает более детального описания.

Горный перевал Корова-рузь — это глубокая ящикообразная выемка, прорезывающая хр. З. Саледы приблизительно посередине. Высота склонов ок. 250 м, угол 25—35°. Склоны выемки покрыты крупноглыбовой каменной россыпью. Дно выемки представляет собой плоскую, слабо наклонную площадку шириной 200—300 м и длиной около 500 м, большая часть которой до 1945 г. была занята многолетним снежником, являвшимся продолжением фирника Конус, расположенного на северо-восточном склоне перевала Корова-рузь. По свидетельству оленеводов дно перевальной выемки в течение многих лет не освобождалось от снега, хотя размеры и очертания снежника почти ежегодно менялись. У нижнего края фирника Конус, там, где крутой склон выемки сменяется плоским дном и где наблюдается максимальное увлажнение талыми водами, «нивальная мостовая» приобретает сетевидный рисунок, формируясь в каменные многоугольники и полосы. Размеры каменных многоугольников значительны: они колеблются от 2—3 до 8—10 м в диаметре. Бордюры колец сложены крупными камнями, которые, однако, не выступают над общей поверхностью «мостовой», потому что уложены на плоскую грань и вдавлены в мелкозем. Внутренние части колец сложены мелкоземом, смешанным с дресвой и щебнем. Мелкозем сильно переувлажнен. Во время таяния снежника между камней струится вода. Рядом, в совершенно аналогичных условиях рельефа, на поверхности дна выемки, не несущей свежих следов пребывания снежника, каменные кольца также распространены и по размерам сходны с описанными, но выглядят иначе: здесь камни, образующие бордюр, поставлены на ребро, возвышаясь в виде забора над внутренней мелкоземистой частью кольца, которая представляет собой участок сухой или заболоченной пятнистой тундры.

Образование каменных многоугольников, каменных полос и солифлюкционных натеков вдоль отступающего края снежных пятен нам неоднократно приходилось наблюдать и в других местах (долины рек Торговой, Пыртиндырмы, Болбан-ю, Народы и др.). Наблюдения показывают, что формирование каменных многоугольников, полос и солифлюкционных оплывин происходит как по периферии снежника, так и под ним.

В свете этих фактов нам представляется, что в планации нивальных площадок принимают участие не только текущие воды и морозное выветривание, «срезающее» выступы каменных глыб, но также и мерзлотно-солифлюкционные про-

цессы (укладка глыб россыпи на плоскую грань, формирование каменных полос и колец, оплывин и др.). При этом нижняя поверхность снежника служит верхним уровнем планации (снежник, опираясь всей своей тяжестью на выступающие глыбы камней, вдавливают их в плавун).

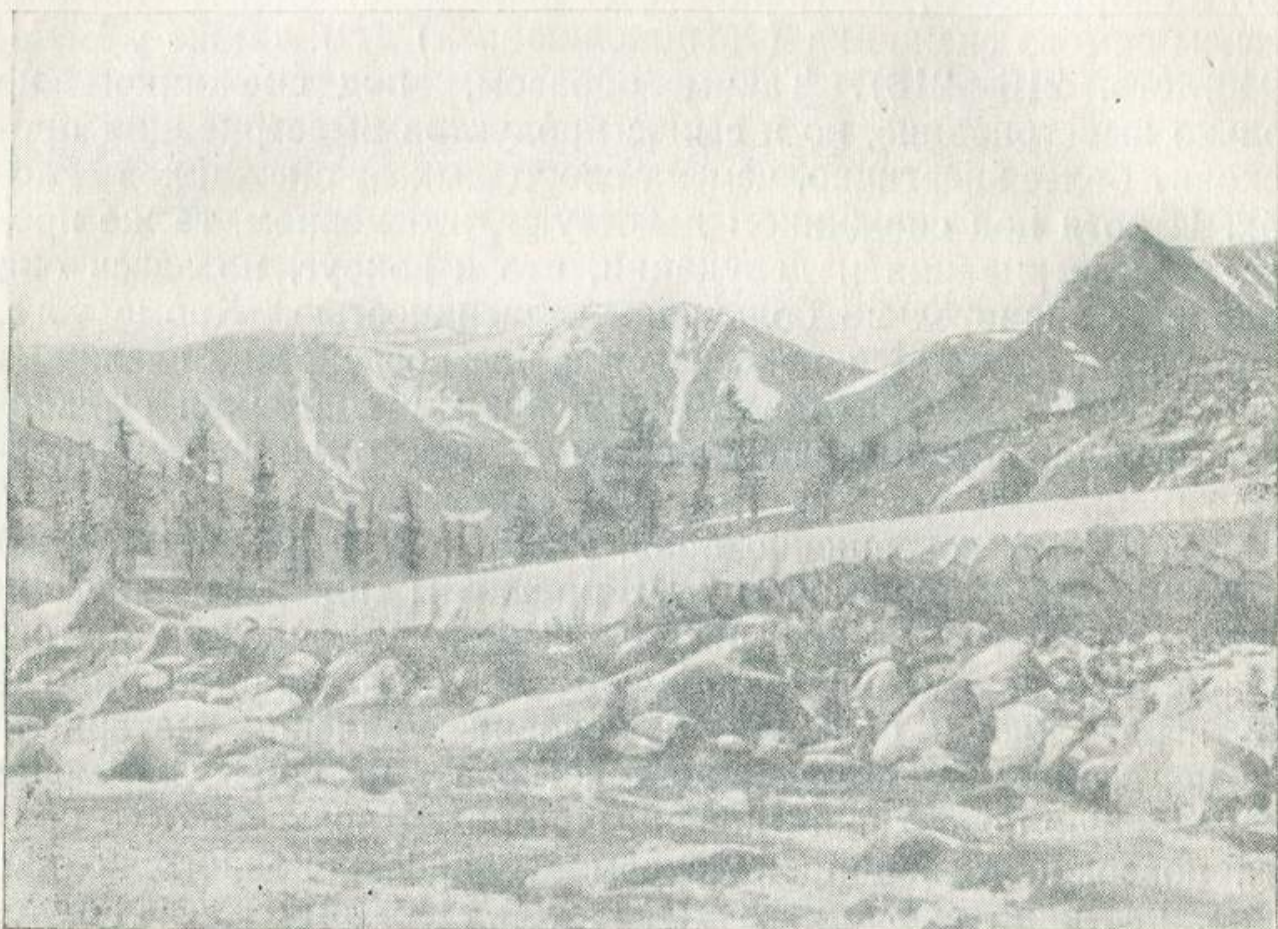
Перемещаясь относительно друг друга, продукты морозного выветривания перемещаются и относительно коренного ложа вниз по склону и не только мелкие, но и крупные, и не только текучими водами, но и с помощью солифлюкции и мерзлотных процессов, а также под непосредственным воздействием самого снежника («выдавливание») (см. также у Боча, 1946, стр. 216—218). Таким образом, под снежником не только выветривание, но и вынос продуктов выветривания происходит более энергично, чем на свободных от снежников склонах. И хотя под снежником действуют, в основном, те же процессы выветривания и денудации, что и вокруг, но здесь они обладают значительно большей интенсивностью. Кроме того, к ним присоединяется непосредственное воздействие снежника на свое ложе. Именно поэтому снежник в состоянии выработать на склоне отрицательную форму рельефа или, заняв какое-либо понижение, расширить и моделировать его.

Боч (1946) совершенно прав, утверждая, что условия для морозного выветривания будут различны вдоль нижнего и верхнего краев снежника, расположенного у подножия крутого склона или занимающего нишу: «у верхнего края ниши, где крутизна склона большая и условия удаления материала лучше, выветривание будет воздействовать на более или менее обнаженную поверхность коренных пород. Вдоль нижнего края эта поверхность защищена слоем «солифлюкционного коллювия», частично скованного мерзлотой. Поэтому здесь будет иметь место дальнейшее измельчение поступающего сверху обломочного материала, но не разрушение коренных пород. Отсюда становится понятным повсеместно наблюдающийся факт, что снежные вместилища развиваются по преимуществу в горизонтальном направлении и очень мало растут в глубину». Вследствие этого характерной особенностью развивающихся снеговместилищ является наличие крутых склонов и плоского дна.

Характер и интенсивность нивального процесса различны, в зависимости от морфологии снеговместилищ и стадии развития снежника. Так, если в начале таяния интенсивное морозное выветривание идет только по краю снежника, то впоследствии, с образованием подснежных пустот, оно не менее интенсивно протекает и под ним.

Как только сомкнутый снежный покров распадется на отдельные снежники, таяние их будет идти не только сверху, но

и с краев, а затем и снизу. Таяние снежника, расположенного на нерасчлененном склоне, при отсутствии сосредоточенного подснежного водного потока, идет по периферии интенсивнее, чем в центре за счет теплового излучения открытой земной поверхности. В результате поверхности снежника как верхняя, так и нижняя становятся выпуклыми. В процессе таяния обе поверхности снежника приобретают ячеистое строение (фиг. 8).



Фиг. 8. Снежник-перелеток в долине ручья Оловоносного. Видна подснежниковая полость и ячеистая структура нижней поверхности снежника (фото автора).

По краю снежника условия для морозного выветривания горных пород более благоприятны, чем на лишенных снега поверхностях, так как, именно здесь, по линии контакта снега с обнаженной земной поверхностью, температурные колебания достигают максимальной амплитуды, а переход температуры через 0° происходит чаще, чем где-либо. К этому добавляется непрерывное увлажнение грунта талыми водами. Край снежника вначале отступает очень быстро. Затем, когда снежник окончательно локализуется, края становятся массивнее, и отступление их замедляется.

Понятно, что быстро отступающий край маломощного снежника не в состоянии произвести значительной разрушительной работы, потому что зона оптимальных условий выветривания будет непрерывно и быстро перемещаться. Тающий снежник большей мощности произведет и большую разрушительную работу на единицу площади, независимо от его горизонтальных размеров вследствие более медленного отступления его краев и большей продолжительности периода снеготаяния. Сказанное в равной степени относится и к разным краям одного и того же снежника, если мощность одного края будет больше, чем мощность другого. В последнем случае разрушительная работа снежника по одному краю будет более значительной, чем по другому, и приобретет, таким образом, одностороннюю направленность.

В процессе таяния между снежником и его ложем образуется воздушная полость. Величина промежутка между снежником и подстилающей поверхностью колеблется от нескольких миллиметров до полуметра и больше. Максимальной ширины этот промежуток достигает в том случае, если снежник прислонен к крутому склону или занимает впадину с крутыми бортами.

При неровном, усеянном крупными камнями ложе снежника через некоторое время окажется как бы в подвешенном состоянии, опираясь на вершины выступающих глыб россыпи в сравнительно небольшом числе точек. Время от времени он проседает или всей своей массой, или, что значительно чаще, разламываясь на части. В снежниках ущелий, русловых снежниках и снежниках склонов, прорезанных эрозионными рывками, где подснежная абляция очень значительна и зачастую превышает поверхностную, образуются многочисленные пустоты и гроты. Своды гротов по мере таяния обрушиваются, и снежник дробится на ряд мелких снежничков, цепочкой вытянутых вдоль бортов долины, которые, в свою очередь, раскалываются на части, оседают или обрушиваются, увлекая за собой продукты выветривания склонов (фиг. 9).

Температура во всей толще тающего снежника держится около 0° . Талые поверхностные воды в очень малой степени стекают по поверхности снежника. Большая часть их просачивается сквозь снег. С нижней поверхности снежников во время таяния наблюдается непрерывная капель. Таким образом, талые воды поверхностной и подснежной абляции, в основном, стекают под снежником. Сток дождевых вод, собирающихся с вышележащих склонов, также происходит под снежником. Будучи значительно более теплыми, они резко усиливают подтаивание снежника снизу и растапливают на некоторую глубину мерзлоту почвы. С прекращением таяния подснежные ручейки иссыкают, а вода, проникшая в трещины и поры породы,

замерзая, рвет ее. Переход температуры через 0° по периферии снежного пятна и под ним в условиях высокогорного пояса Приполярного Урала происходит очень часто в течение всего теплого сезона. В процессе попеременного замерзания и оттаивания порода дробится все мельче и мельче. Мелкие продукты разрушения выносятся струями талых и дождевых вод.



Фиг. 9. Снежник-перелеток в долине правого истока р. Хобе-ю. Видны сезонная слоистость фирна и глыбы каменной россыпи, соскальзывающие по поверхности снежника в русло ручья (фото автора).

Крупные обломки перемещаются вниз по склонам во время оседания снежников, снежных обвалов и т. п., а также принимают участие в общем солифлюкционном потоке деятельного слоя под снежником и особенно по периферии его нижнего края.

Ледники ¹

Первые исследователи Приполярного Урала считали, что ледников на Урале нет и быть не может в силу незначительной высоты хребта и континентальности климата. Однако новейшие исследования показали, что ледники на Урале есть, хотя они и не достигают значительных размеров.

¹ Здесь даются только основные положения и выводы. Фактический материал более подробно изложен в специальной статье «Новые данные о современном оледенении Урала», опубликованной в 15 сборнике «Вопросов географии» за 1949 г.

О ледниках Урала впервые упоминается в книге С. В. Керцелли (1911), где он приводит рассказ оленевода Е. Терентьева, не оставляющий сомнения в том, что речь идет о настоящих, хотя и небольших ледниках. Но на это указание в свое время не обратили внимания, и только после открытия Алешковым каровых ледников на восточном склоне г. Сабли (Алешков, 1930) начал проявляться интерес к вопросам современного оледенения Урала.

Комитет по проведению II Международного полярного года организовал Уральскую ледниковую экспедицию, обследовавшую в 1932 г. ледники хр. Сабли, а в 1933 г. — район г. Народы. Всего было зарегистрировано и описано 16 каровых и висячих ледников, общей площадью около 3 км² (Алешков, 1931, 1934, 1935; Боч, 1935; Введенский, 1933, 1934).

В дальнейшем число ледников, известных на Урале, постепенно росло. В 1932 г. Говорухин (1940) описал два небольших каровых ледника, расположенных в карах истоков рек В. и Н. Грубе-ю. Хабаков (1945) указывает на распространение каровых ледников в северной части Полярного Урала.

«Мы встретили эмбриональные леднички, подобные известным из Приполярного Урала, на берегах Хадатинского озера в истоках Усы и в верховьях р. М. Щучьей. Вероятно, они найдутся и в других местах, особенно в хребте Уна-Юра. В. Н. Андреев обнаружил эмбриональный ледничок в истоке р. Лонгот-Югана. Иногда леднички обладают слабым собственным движением, т. е. воздвигают нечто вроде моренного вала, но в современных климатических условиях они лишены достаточного питания».

В южной части Полярного Урала (истоки рек Тан-ю и Юнь-яга) несколько каровых ледников отмечено Г. П. Софрониным (1945).

В 1945 г. нами был обнаружен новый очаг карового оледенения в хр. В. Саледы. Зарегистрировано 6 каровых ледников и довольно много крупных фирновых снежников. Собранный материал позволяет критически пересмотреть ряд выводов предшественников и в частности главный из них — о неподвижности и малой морфогенической активности современных ледников Урала.

Ниже мы даем краткую характеристику особенностей современных каровых ледников Приполярного Урала. Морфометрические данные об этих ледниках сведены в табл. 13, а их положение показано на прилагаемой карте (фиг. 24).

С. В. Калесник (1937), обобщая материалы Уральской ледниковой экспедиции, пришел к следующим выводам: 1) размеры ледников ничтожны; 2) все ледники тесно связаны

Ледники Приполярного

Название ледников	Экспозиция	Длина, м	Площадь, км ²	Абсолютная высота, м		Скорость движения, м/год	Тип ледника
				нижнего края ледника	огибающих вершин		

Р а й о н

Манси . . .	В—С—В	650	0,36	1200	1795	12—15	Каровый
Югра . . .	В—С—В	650	0,21	1000	1550	—	Каровый с отмирающим языком
II МПГ . . .	В	—	0,20	1150	1600	—	Каровый
Манарага . . .	В	550	0,23	1160	1500	—	”
Лимбеко . . .	С—В	120	0,12	1200	1500	—	Висячий фирник
Болбан . . .	С—В	—	0,02	1200	1500	—	Каровый
Пывсян . . .	С—С—В	—	0,20	1000	1700	—	”
Хобе . . .	Ю—В	650	0,20	1000	1700	—	Карово-висячий фирник

Р а й о н х р. С а-

Рихтера . . .	В	500	0,23	1200	1560	—	Каровый
Воейкова . . .	С—В	500	0,16	1000	1450	—	Карово-висячий
Григорьева . . .	В	500	0,21	950	1300	—	Каровый
Борзова . . .	С—В	—	0,15	1000	1300	—	”
Сале . . .	В	80	0,01	800	—	—	Карово-висячий
Хамбал . . .	С—С—В	—	0,20	1000	1400	—	Каровый
Конус . . .	С—В	300	0,10	900	1250	—	Висячий фирник

Урала (на 1 января 1948 г.)

Местонахождение	Кем и когда описан	Дополнительные сведения
г. Н а р о д ы		
Северо-восточное подножие г. Манси-нёр	Алешков, 1932; Боч, 1933; Долгушин, 1939, 1945, 1947	Предположительная мощность 75—80 м. Измеренная глубина трещин 21 м
Истоки р. Народы	То же	Предположительная мощность 50—60 м. Измеренная глубина трещин 23 м
То же	Боч, 1933	—
Южная оконечность хр. Сыня-рузь	Алешков, 1932; Боч, 1933	—
То же	То же	—
Водораздельное плато в истоках рек Болбан-ю и Манараги	Алешков, 1932; Боч, 1933	—
Исток ручья Пивсяншор, левого притока р. Манараги	Долгушин, 1939	—
Кар левого истока р. Хобе-ю	Долгушин, 1947	—
л е д ы -- М а л д ы		
С.-в. подножие г. Брус в хр. В. Саледы	Долгушин, 1945	Предположительная мощность около 50 м. Измеренная глубина трещин 21 м
Левый исток ручья Глетчерного (хр. В. Саледы)	То же	—
Хр. В. Саледы, левый борт долины Лимбеко-ю	То же	Предположительная мощность 60—70 м. Средняя минимальная мощность в фронтальной части 35 м
Левый исток р. Недысей	То же	—
Хр. Саледы (точное положение неизвестно)	Алешков, 1932	—
Исток ручья Роща-вож	Долгушин, 1945	—
Перевал Корова-рузь (З. Саледы)	То же	—

Название ледников	Экспозиция	Длина, м	Площадь, км ²	Абсолютная высота, м		Скорость движения, м/год	Тип ледника
				нижнего края ледника	около вершин		
Малды	В	300	0,25	1300	1500	—	Висячий фирник
Малыш	В	—	0,10	1000	1400	—	Каровый висячий

Р а й о н г. С а б л и

Фирновый ледник № 1	С—В	450	0,18	750	1400	—	Карово-висячий
„ № 2	В	300	0,14	800	1400	—	„
„ № 3	Ю	600	0,25	650	1648	—	Каровый
Гофмана (№ 4)	С—В	1000	0,37	600	1648	3—4	Каровый с языком
Фирновый ледник № 5	С—В	350	0,07	650	1300	—	Каровый висячий
„ № 6	В	200	0,12	800	1400	—	„
„ № 7	С—В	900	0,25	750	1400	—	Каровый

Р а й о н г.

Городкова	В	300	0,06	950	1500	—	Карово-висячий
Варсановской . . .	В	300	0,03	—	—	—	Каровый с языком
Комарова	В—С—В	—	0,05	—	—	—	Каровый

Примечание. Площадь 27 известных в настоящее время ледников Приполярного Урала, которые в таблицу не вошли, составит, по видимому, около 6—7 км². Обнаружение и восточных склонов г. Манараги и хр. Саледы. Кроме того, лишь в обследованной части занимающих кары преимущественно восточной и северо-восточной экспозиции. Число мелких уступов нагорных террас, значительно более велико. Определить общую площадь, покрытую безусловно, значительна, хотя и сильно изменяется от года к году.

с рельефом и условиями затенения, залегая только в карах или на склонах северо-восточной и восточной экспозиций; 3) они сложены (за исключением ледника Гофмана) целиком фирновым льдом; 4) дифференциация областей питания и стока отсутствует; 5) уральские ледники, в сущности, неподвижны и вряд ли могут быть названы ледниками в собственном смысле слова.

Имеющийся в нашем распоряжении значительно больший фактический материал, чем тот, которым располагал Калесник, позволяет дать следующую характеристику каровых ледников Урала.

Местонахождение	Кем и когда описан	Дополнительные сведения
Восточный склон хр. Малды против устья р. Пеленгичея	Алешков, 1932; Долгушин, 1945	—
Северо-восточный склон хр. Малды	Долгушин, 1945	—
(по Алешкову)		
Вост. склон хр. Сабли	Алешков, 1929, 1932	
То же	То же	
" "	" "	
" "	" "	
" "	" "	
" "	" "	
" "	" "	
" "	" "	
Х а й м ы		
Восточный склон г. Хаймы	Алешков, 1933	—
Исток левого притока р. В. Грубе-ю	Говорухин, 1932	—
Исток р. Н. Грубе-ю	То же	

Урала равняется 4,7 км². Общая площадь оледенения Урала вместе с ледниками Полярного новых ледников на Приполярном Урале возможно в хр. Курсомбой, в карах северо-восточных Приполярного Урала нами было зарегистрировано около 50 крупных фирновых снежников, снежников-перелетков, расположенных на склонах хребтов и долин, в ущельях и у подножий «летующими» снегами, в Приполярном Урале пока не представляется возможным, но она.

1. Уральские ледники, несмотря на миниатюрные горизонтальные размеры, обладают большой мощностью, что является важной предпосылкой для их активного движения.

2. Они расположены в глубоких карах и цирках на многие сотни метров ниже не только теоретической снеговой границы, но и своего фактического снегосбора, что также обуславливает их подвижность и морфогеническую активность. В питании каровых ледников принимают участие: 1) нормально выпадающие снежные осадки (условия для снегопадов над карами подветренных склонов особенно благоприятны); 2) навейные снега, сдуваемые с окружающих вершин и наветренных скло-

9*

нов, и 3) лавины, возникающие как за счет обрушения навесных карнизов, так и обильной изморози и ожеледи, образующихся на склонах каров. Таким образом, по способу питания — это навесно-лавиновые ледники.

Теневое положение каровых ледников описываемого района, разумеется, имеет значение, но это значение не может быть решающим для их существования, потому что в Приполярном Урале очень велики облачность и влажность воздуха, а число часов солнечного сияния мало (следует иметь в виду также очень низкое положение солнца над горизонтом). В этих условиях, естественно, роль прямой солнечной радиации в таянии ледников и снежников не может быть очень большой. Следовательно, и влияние затенения будет невелико. Снеготаяние здесь идет главным образом под воздействием конвекции. Ледники существуют на Урале на сотни метров ниже климатической снеговой границы не потому, что здесь мало снеготаяние (наоборот, оно весьма значительно), а потому, что очень велико снегонакопление. Это положение коренным образом меняет прежние взгляды на уральские ледники как на очень малоподвижные, инертные образования, поскольку известно, что чем больше величина аккумуляции в фирновом бассейне и чем больше абляция в области стока, тем больше и энергия движения ледников (Шумский, 1947).

3. Характерной особенностью уральских ледников является отчетливая полосчатость их поверхности, отражающая слоистое строение льда. Наши наблюдения 1945 г. позволяют говорить о двухступенной полосчатости ледников Приполярного Урала: полосчатость первого порядка — чередование слоев голубовато-белого фирнового льда, мутного от обилия пузырьков воздуха (мощность слоев от 60—70 см до 2—3 м), с слоями меньшей мощности (от 15—20 до 50 см), сложенными плотным прозрачным льдом с ничтожным содержанием воздуха. Это типичный глетчерный лед: бесцветный в небольших кусках, в значительных массах он имеет голубой цвет; на обтаявшей поверхности кусков льда ясно выступает его зернистое строение — оплавленные, неправильной формы зерна прочно спаяны между собой таким образом, что выступы одних зерен входят в выемки других. Наряду с фирновым и глетчерным льдом в сложении ледников известная доля принадлежит также и льду водного происхождения, образовавшемуся за счет промерзания заполненных водой трещин, ледниковых колодцев и надледниковых озер.

Вследствие чередования слоев льда разного состава, а также загрязнения плоскостей наслоения полосчатость первого порядка выражена очень отчетливо. Полосчатость второго по-

рядка мелкая и менее отчетливая, наблюдается внутри отдельных пластов мутного льда. Мощность слоев колеблется от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Слои обычно разделены тонкой корочкой прозрачного льда с загрязненной поверхностью. На обнаженной от снега и морены поверхности ледников полосы выделяются в виде плавных дуг, провисающих по направлению общего движения льда одним или несколькими фестонами (огивы). На разных ледниках насчитывается от нескольких десятков до 120 полос.

Алешков (1930) связывает полосчатость уральских ледников с сезонной периодичностью снегонакопления. По его представлению каждый слой фирна или льда отвечает величине одногодичного накопления снега. Отсюда делается вывод, что по числу ледниковых полос можно определить число лет существования ледника.

Нам представляется, что определение абсолютного возраста ледников по числу ледниковых полос лишено достаточных оснований, хотя общая связь полосчатости льда с периодичностью снегонакопления и снеготаяния несомненно существует.

Каровые ледники Урала, будучи расположены много ниже климатической снеговой границы и обладая небольшими размерами, очень чувствительны даже к незначительным изменениям условий питания и таяния. Вследствие этого с момента своего зарождения и до наших дней они многократно то увеличивались в размерах и мощности, то сокращались, оставляя конечные морены и цепочки озер, а временами, возможно, и совсем исчезали, в зависимости от периодических колебаний климатических условий. Наряду с колебаниями климата, достигавшими значительной амплитуды и продолжительности, приводившими к значительному сокращению или росту ледников, повидимому, имели место и кратковременные (измеряемые несколькими годами или десятилетиями) колебания климатических условий, которые не могли вызвать таких крупных изменений в жизни ледников, как первые. Однако и они не прошли бесследно, будучи зафиксированы в теле самих ледников в виде чередующихся полос льда различного состава и мощности.

4. Дифференциация областей питания и абляции у каровых ледников Приполярного Урала, вследствие незначительных размеров и своеобразной формы выражена менее четко, чем у долинных ледников, но не отсутствует, как это считал Калесник (1937). Отсутствие морфологически выраженного ледникового языка не является доказательством отсутствия дифференциации областей питания и абляции. В типичном «безязыковом» каровом леднике периодически обнажающаяся от снега поверхность полосчатого льда, несущая явные

признаки активного движения и являющаяся по преимуществу областью абляции, может рассматриваться как чрезвычайно укороченный аналог ледникового языка, тогда как тыльная часть ледника, примыкающая к стенкам кара, представляет собой область преимущественной аккумуляции фирна и его метаморфизации до пластичного состояния, т. е. отвечает фирновому бассейну типичного глетчера. Следует также иметь в виду большую роль навевания и лавин в питании ледников Урала, значительно расширяющих площадь снегосбора по сравнению с морфологически выраженным фирновым бассейном.

Таким образом, несмотря на укороченные размеры, каровые ледники Приполярного Урала сохраняют основные признаки типичного ледника, являясь своеобразной «жизненной формой» ледниковых образований в условиях с большой отрицательной разностью оледенения.

Каровые ледники Урала выносят большое количество моренного материала, что свидетельствует об их значительной морфогенической активности.

Наиболее типичным является следующее распределение моренных образований: крупные скопления морены в виде конечных гряд, продольных валов, конусов деградации и холмисто-моренных образований встречаются почти исключительно в нижней трети ледников; в средней части поверхность полосчатого льда большей частью обнажена от скоплений морены, которая представлена здесь немногочисленными продольными грядками, отдельными валунами, щебенкой и грязью, и, наконец, в верхней трети на круто поставленные лавинные конусы ложатся конусы осыпей, сгружающие продукты разрушения склонов в краевые трещины и на поверхность ледника. Загрузка трещин происходит главным образом в конце теплого сезона и особенно в годы с отрицательным ледниковым балансом, когда имеют место оптимальные условия для их образования, с одной стороны, и для наиболее энергичного обрушения стенок кара — с другой. Обломочный материал, попадающий в трещины, сразу же погружается на значительную глубину, питая внутреннюю и нижнюю морены. Принимая участие в общем движении льда, этот моренный материал, описав кривую подледникового ложа, выносится к фронту ледника. Осыпи, которые ложатся непосредственно на поверхность льда, дают начало поверхностной морене. Встреча поверхностного и глубинного моренных «поточков» происходит у нижнего края ледника, где они сливаются в единый конечно-моренный вал. Значительная роль в накоплении конечно-моренных валов, особенно в висячих каровых ледниках и снежниках, принадлежит лавинам и обвалам, во время кото-

рых обломочный материал беспрепятственно соскальзывает по поверхности ледника или снежника, скапливаясь у его нижнего края.

5. Калесник (1937) считал, что уральские ледники «в сущности неподвижны». Наши наблюдения позволяют сделать противоположное заключение: запрокидывание ледниковых слоев с изменением залегания от горизонтального в фирновом бассейне до вертикального — в фронтальной части, наблюдавшееся на леднике Григорьева, провисание огив в осевых зонах всех без исключения ледников, образование конечно-моренных валов и моренных гряд и поддержание склонов каров в чрезвычайно свежем состоянии, образование трещин разрыва в боковых и тыльных частях ледников и, наконец, непосредственные измерения скорости движения ледника Манси (15 м в год), — все это свидетельствует об активном внутреннем движении и большой морфогенической активности уральских ледников.

Каровые ледники обладают сложным движением. Они перемещаются как за счет скольжения и просадок, сопровождающихся трещинами разрыва, так и путем «истечения» льда вследствие его пластичных свойств. Характер движения каровых ледников обусловлен своеобразной морфологией вмещающих ванн и самих ледников, а также особыми условиями снегонакопления и абляции. Вследствие преобладающего значения в питании каровых ледников навевания и лавин максимальная аккумуляция снега будет происходить непосредственно у подножия задних стен кара, резко уменьшаясь к его фронту. Абляция же, наоборот, будет наибольшей в фронтальной части ледника. Соответственно мощность ледника близ задней стенки кара будет иметь постоянную тенденцию к нарастанию и в каждый данный момент будет более значительной, чем мощность ледника у его края, а следовательно, и величина взаимного давления частиц в толще ледника и величина давления всего ледника в целом на свое ложе в тыльной части кара будет большей, чем в фронтальной, что неизбежно скажется на характере и скорости движения ледника и моделировке его ложа.

Схематически каровый ледник можно представить в виде плоско- или двояковыпуклой линзы, прислоненной под некоторым углом к задней стенке кара. При увеличении нагрузки на тыльную часть линзы, за счет накопления новых масс снега, и уменьшении ее в фронтальной части — в результате ставания ледник будет соскальзывать по задней стенке кара, запрокидываясь «на себя» вследствие сферически вогнутой формы своего вместилища. Скорость этого движения на глубине будет более значительной, что вызовет изменения в зале-

гании ледниковых слоев, от горизонтального в тыльной части до вертикального — в фронтальной, с одновременным ложкообразным смятием их, выметание со дна кара обломочного материала, переуглубление и шлифовку коренного дна. Напряжения в поверхностном слое ледника вызовут образование трещин разрыва и ступенчатые сбросы по этим трещинам. Однако одного несоответствия в величине давления на фронтальную и тыльную части ледника еще не достаточно для того, чтобы он пришел в движение. Большое значение имеет сила сцепления тела ледника с подледниковым ложем, а также частиц льда между собой. В холодный сезон, когда ледник примерзает ко дну и склонам кара, возможность скольжения полностью устранена, а низкие температуры в теле ледника резко снижают его пластичные свойства.

В теплый сезон подвижность ледника сильно возрастает. Таяние льда идет не только с поверхности, но и снизу (подледниковая абляция). В подтаивании ледника снизу существенная роль принадлежит талым и дождевым, значительно более теплым, водам, стекающим с расположенных выше склонов и прокладывающим себе пути под ледником. Действием подледниковой абляции связь ледника с ложем в значительной мере нарушается, что благоприятствует его поступательному движению.

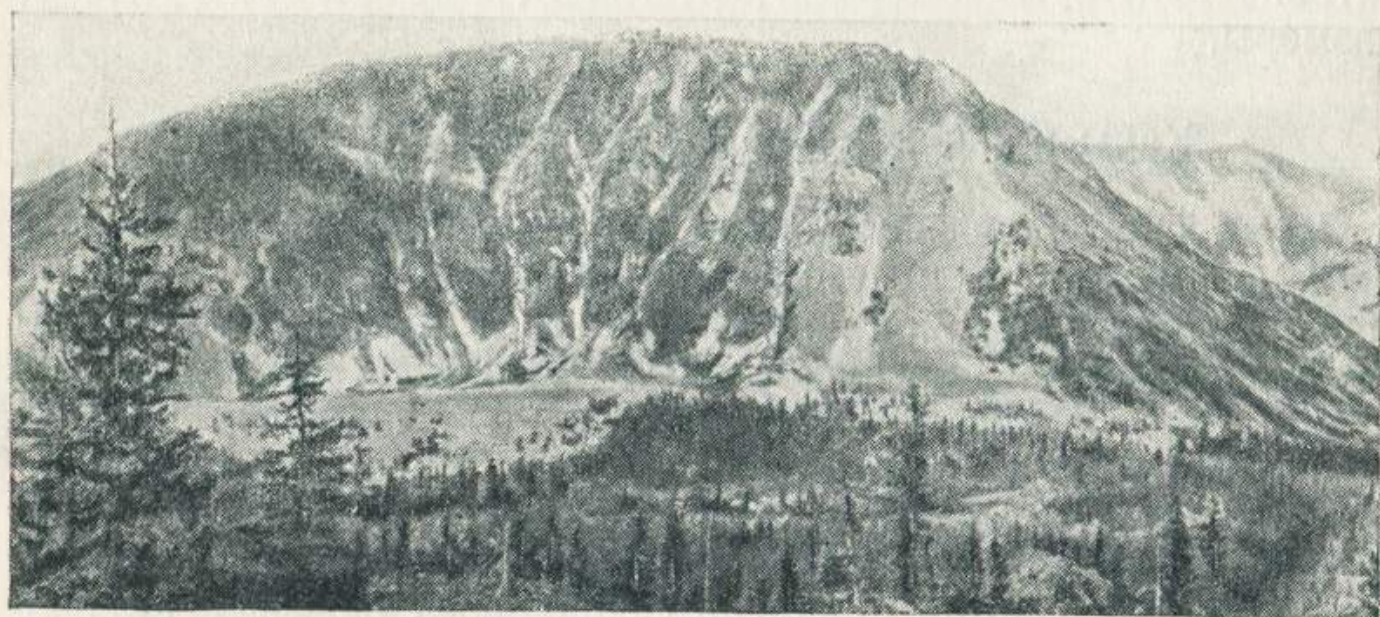
Тающий ледник имеет температуру, близкую к точке плавления, и содержит в себе большое количество жидкой воды, что усиливает его пластичные свойства и способствует более энергичному поступательному движению путем «истечения». Максимальное нарушение связи ледника с подледниковым ложем и внутренних связей в толще ледника достигается ежегодно в конце теплого сезона, но особенно большой подвижностью ледник будет обладать в годы с теплым и сухим летом. Наоборот, в многоснежные годы с прохладным летом эти связи нарушаются незначительно, и условия для движения ледника остаются неблагоприятными в течение круглого года. Таким образом, движение ледника происходит толчками, в зависимости от сезонных и периодических колебаний условий питания и таяния.

Итак, каровые ледники Приполярного Урала обладают движением, которое складывается, с одной стороны, из периодического соскальзывания ледника со стенок на дно кара, сопровождающегося трещинами разрыва и смещениями отдельных блоков относительно друг друга по типу мелких ступенчатых сбросов и просадок, и с другой — из поступательного движения льда, которое обусловлено его пластичными свойствами.

При допущении для каровых ледников указанной схемы движения становится легко объяснимой характерная форма

днищ ледниковых каров, переуглубленных в центре и перегороденных в устьевой части скалистым порогом — ригелем, который обычно бывает прикрыт мореной.

В настоящее время можно считать установленным, что зачаточный кар, т. е. ниша на склоне горы с крутыми склонами и плоским дном, может возникнуть под влиянием не только ледника, но и снежника (при условии очень длительного лежа-ния) и даже по нижнему его краю может скопиться вал «мо-рены», образовавшийся путем скатывания продуктов разру-шения склонов по поверхности снега, но неподвижный снежник



Фиг. 10. Склон долины р. Народы со следами воздействия снежных лавин (фото Н. Фомина).

не способен переуглубить свое скалистое ложе. Дно снежного кара в конечной стадии развития может стать плоским, но центральная часть его не может углубиться в коренные поро-ды ниже устьевой части, потому что агентами удаления продуктов выветривания в данном случае являются текучая вода и процессы солифлюкции, для проявления которых обя-зателен уклон (Боч, 1946).

В отличие от снежника каровый ледник не только выносит из кара продукты выветривания склонов, но и способен корро-дировать его дно, причем, в силу особенностей своей морфоло-гии и характера движения, максимальную корродирующую ра-боту ледник произведет в тыловой и центральной частях кара, потому что именно эти части подледникового ложа испытыва-ют наибольшее давление (ледник достигает здесь максималь-ной мощности). По мере убывания мощности льда к фронту ледника давление будет ослабевать, а следовательно, умень-шится и разрушительная работа ледника. В результате центральная часть кара будет переуглублена, тогда как перед

фронтом ледника сохранится скалистый порог — ригель. Продукты разрушения склонов, поступающие в краевую трещину, а также продукты разрушения подледникового ложа в процессе движения будут выноситься к переднему краю ледника, образуя, наряду с внутренней и поверхностной моренами, его конечно-моренное окаймление.

6. Генетически современные ледники Урала представляют собой остаточную фазу «послексеротермического» карово-долинного оледенения. Но это не остатки мертвого льда, не успевшие растаять с момента поствюрмского оледенения, а активно действующие глетчеры, несмотря на их миниатюрные размеры.

Кары и закономерности их распространения

В высокогорной зоне Приполярного Урала трудно назвать такие формы микро- и мезорельефа, в формировании и моделировке которых снежники не принимали бы прямого или косвенного участия (расширение речных ущелий и уплощение их днищ, интенсификация мерзлотно-солифлюкционных процессов, создающих соответствующие формы микрорельефа, образование «псевдоморен» и «псевдотеррас», активное участие в формировании нагорных террас и т. п.). Однако основной элементарной формой нивально-ледникового рельефа высокогорной зоны является кар. По вопросу о карах и их происхождении существует большая литература, обзор которой не входит в нашу задачу. Отметим лишь, что единства взглядов по данному вопросу еще не достигнуто. Одни говорят о решающем значении тектоники и суффозии в формировании каров, другие приписывают им водно-эрозионное происхождение, третьи — ледниковое, четвертые — нивальное и т. д. Мы разделяем точку зрения сторонников нивально-ледникового происхождения каров.

Согласно этой точке зрения, любая западина рельефа, независимо от ее происхождения, с того момента как в ней начнет скапливаться снег, будет преобразовываться в нивальную нишу с крутыми склонами и плоским дном. По мере развития ниши условия снегонакопления будут постепенно улучшаться, и, наконец, наступит момент, когда снежник превратится в ледник, обладающий активным движением. С этого момента развитие кара будет идти не только вширь, но и вглубь, причем вследствие своеобразного механизма движения карового ледника максимальное корродирующее воздействие его будет оказано на центральную часть дна кара и минимальное — на устьевую. В результате дно кара будет переуглублено, а в устье сохранится скалистый порог — ригель.

Таким образом, развитие кара начинается под воздействием снежника, но окончательное оформление его производит активно движущийся каровый ледник. Это обстоятельство следует подчеркнуть, потому что кары, созданные в стадии снежниковой деятельности, морфологически существенно отличаются от каров, в образовании которых принимал участие активно движущийся лед. Как установлено, снежник, создавая благоприятные условия для выветривания и выноса продуктов выветривания, может выработать на склоне нишу, которая будет обладать крутыми или даже отвесными склонами, но дно такой ниши может быть только плоским, а не вогнутым, так как вынос продуктов разрушения текучими водами и мерзлотно-солифлюкционным путем возможен лишь при наличии уклона, хотя бы самого ничтожного. Наоборот, каровый ледник, возникший или в зачаточном снежном каре или в водосборной воронке ручья, не только в состоянии расширить и углубить, но и переуглубить свое ложе. Следовательно, типичный кар, с переуглубленным дном и скалистым устьевым порогом, может быть создан только деятельностью карового ледника, а не неподвижного снежника, хотя процесс разрушения стен кара принципиально в том и другом случае будет одним и тем же¹. Разница — в способе транспортировки материала, причем при транспортировке льдом происходит не только вынос продуктов выветривания склонов и дна кара, но и непосредственное корродирующее воздействие ледника на свое ложе. Величине этого воздействия отвечает величина переуглубления дна. Поэтому типичные кары с переуглубленным дном и скалистым порогом — ригелем мы считаем нивально-ледниковыми образованиями в отличие от зачаточных каров, которые мы называем нивальными нишами.

В высокогорной зоне Приполярного Урала у гребней хребтов и в истоках рек и ручьев нивальные ниши, кары и цирки являются наиболее характерной и широко распространенной формой нивально-ледникового рельефа. Верховья долин большинства рек, берущих начало в водораздельной части хребта, замыкаются карами и цирками (фиг. 11).

Кары Приполярного Урала впервые были описаны Гофманом (1856). Это описание, очень яркое и образное, мы позволим себе привести полностью.

«Прежде нежели мы достигли собственно кегля Шадмахи (гора Кефталык.— Л. Д.), мы должны были пройти через небольшое возвышение, за которым в круглой, как котел, долине

¹ В устье ниши, занятой снежником, может образоваться (и часто образуется) насыпной порог за счет скатывания по снежнику продуктов выветривания склонов, но в этом случае подснежниковая денудация будет стремиться заполнить образовавшееся понижение и вновь выровнять дно.



Фиг. 11. Кары восточного склона Неройского гребня.
На переднем плане — р. Щёкурья (фото Н. Фомина).

лежало озеро. Три стороны этой котловины образованы крутыми склонами Шадмахи; четвертая имеет открытый вид. Горные породы опровергают всякую мысль о древнем кратере и однакож как эта, так и многие другие виденные нами в течение дня долины, ограниченные, все без исключения, котловидными утесистыми берегами, поднятыми на 1000 и более футов, живо напомнили мне старые кратеры со стремнистыми краями, виденные мною часто на островах Южного океана. Обыкновенно дно такого котла бывало покрыто озером, которого сток находился на открытой стороне. Вода, чистая и прозрачная, как кристалл, вблизи, кажется с некоторого отдаления голубою» (стр. 102). И в другом месте: «Совершенно особый вид имеют встречающиеся довольно часто котловинообразные долины, которые почти все одинаковой формы и равной величины. Обыкновенно глубокая и узкая трещина, окруженная отвесными скалами, вдается в самую гору и оканчивается у котловинообразного расширения, отвесные стены которого достигают до самой вершины горы, возвышаясь до тысячи и более футов. Нередко на дне расширения находится озеро, имеющее исток через самую трещину» (там же, стр. 256).

Наши наблюдения позволяют разделить полые формы нивально-ледниковой скульптуры Приполярного Урала, объединяемые обычно под общим названием каров, на три основные группы, каждая из которых знаменует определенную стадию их развития.

Нивальная ниша или зачаточный кар. Наиболее характерной отличительной чертой является плоское дно и отсутствие скалистого устьевого порога. Размеры нивальных ниш сравнительно невелики. Своим формированием они обязаны длительному воздействию снежников.

Нивально-ледниковый кар или собственно кар, в формировании которого принимал участие не только снег, но и активно движущийся лед. Отличительной чертой нивально-ледникового кара является сферически вогнутое дно и наличие скалистого устьевого порога (фиг. 12). Устьевой порог с поверхности обычно покрыт чехлом морены (сам по себе «моренный» вал, окаймляющий устье кара, не может служить доказательством ледникового происхождения кара, потому что образование такого вала может произойти не только ледниковым путем, но и путем соскальзывания продуктов выветривания склонов по поверхности неподвижного снежника). Вогнутое дно кара после освобождения от фирна и льда очень часто бывает занято озером, которое может быть спущено, если эрозия пропилит ригель. Нивально-ледниковые кары Приполярного Урала имеют близкие между собой размеры

(0,5—1,0 км в диаметре) и правильные очертания. Высота стен каров колеблется от 200—300 до 600—700 м; крутизна — от 30—40 до 90°, в зависимости от степени свежести кара и петрографического состава пород. Располагаются кары главным образом у гребней гор, открываясь непосредственно на склоне, но встречаются также кары, врезанные в борта долин и открывающиеся на уровне их дниц.



Фиг. 12. Ригель, замыкающий кар в истоках р. Манараги, прорезанный молодой эрозионной долинкой; каровое озеро частично спущено. Вдоль правого борта трога р. Манараги видны короткие висячие трогии ее притоков. Снято из кара с юга на север (фото автора).

Ледниковый цирк или просто цирк. Это морфологически сходное с каром чашевидное крутостенное расширение, которым заканчивается в верховьях большинство долин — трогов. Генетически это фирновые бассейны бывших здесь некогда горно-долинных ледников. Размеры ледниковых цирков Приполярного Урала колеблются в пределах от 1 до 4—5 км в поперечнике; некоторые из них образовались за счет слияния нескольких каров, другие представляют преобразованные фирном и льдом водосборные воронки.

В результате сближения задних стенок каров и цирков противоположных склонов под воздействием снежников и ледников, хребты приобретают вид узких зубчатых гребней, а отдель-

ные вершины превращаются в карлинги. Если при скрещении задних стенок каров водораздельный гребень будет полностью разрушен, образуется сквозная нивально-ледниковая долина. Возрастая в числе, сквозные долины, в конце концов, расчленяют хребет на отдельные изолированные блоки. В Приполярном Урале мы встречаем зафиксированными в рельефе все стадии этого процесса от одиночных каров на склонах обширных плосковершинных плато до ландшафта карлингов и островных гор, разделенных сквозными долинами.

В период последнего карово-долинного оледенения, предшествовавшего современному, условия для развития каров и цирков в Приполярном Урале были более благоприятными, чем современные. Об этом свидетельствует факт деградации многих каров и цирков (выполаживание склонов, заполнение каровых впадин продуктами выветривания склонов, спуск каровых озер и эрозионная переработка днищ и пр.). Однако значительная часть каров Приполярного Урала продолжает развиваться и в настоящее время под воздействием современных каровых ледников и снежников.

По степени свежести кары и цирки Приполярного Урала можно разделить на 3 основные группы.

1. Д е я т е л ь н ы е к а р ы, занятые ледниками и многолетними снежниками, формирование и развитие которых продолжается в настоящее время.

2. З а м и р а ю щ и е к а р ы, занятые озерами, но лишённые ледников и многолетних снежников; относительная свежесть склонов поддерживается длительно лежащими сезонными снежниками, сгружающими обломочный материал в озерную ванну и тем самым подготавливающими ее исчезновение.

3. Д е г р а д и р у ю щ и е к а р ы. Склоны кара и его очертания еще сохраняют характерную форму, но каровое озеро уже спущено, и в дно кара врезана молодая эрозионная долина. Эти кары и цирки стоят на грани уничтожения. Они постепенно превращаются в обычные водосборные воронки.

Из 150 каров, учтенных нами в осевой зоне Приполярного Урала (см. ниже), на долю деятельных приходится 69, или 46% (из них 24 заняты ледниками), замирающих 42, или 28%, и деградирующих 39, или 26%. Таким образом, почти половина всех каров этой части Урала относится к числу деятельных, продолжающих развиваться под воздействием каровых ледников и снежников, тогда как другая, несколько бо́льшая часть их находится в той или иной стадии деградации.

В распространении каров по территории Приполярного Урала наблюдается определенная закономерность. Все кары и цирки описываемого района сосредоточены в пределах высокогорной зоны на абсолютной высоте от 600—700 до

1200—1300 м (отметка устья кара), причем к западу от водораздела кары открываются на более низких уровнях, чем к востоку от него, независимо от высоты хребтов, на склонах которых они расположены. Так например, большинство каров г. Сабли открывается на высоте 600—800 м, в то время как устья каров в районе г. Народы не опускаются ниже 1000 м. Западные хребты, едва достигающие 1000—1200 м, несут на себе хорошо сформированные кары, тогда как восточные хребты, имеющие такую же или даже большую высоту, совершенно лишены их. К востоку от хр. Чёндер нивально-ледниковые кары не встречаются совершенно даже и в том случае, если вершины хребтов этого района превышают нижний предел их распространения на западном склоне. В соответствии с этим, а также благодаря общему смещению высокогорной зоны к западу от водораздела, подавляющее большинство нивально-ледниковых каров и цирков расположено к западу от водораздела. В период последнего карово-долинного оледенения единого ледникового центра в Приполярном Урале не существовало. Ледники группировались в нескольких местных центрах с наиболее благоприятными орографическими условиями. По распространению каров и цирков и связанных с ними комплексов моренных ландшафтов достаточно четко выделяются следующие ледниковые очаги.

1. Саледы-Манарагский, включающий хребты В. и З. Саледы и г. Манарагу с разделяющими их долинами ручья Капкан-вож, р. Недысей, р. Лимбеко-ю и др.

2. Народинский, охватывающий истоки рек Народы, Болбан-ю, Манараги и ее левых притоков.

3. Курсомбойский — хр. Курсомбой и г. Колокольня.

4. Парнукский, охватывающий верховья рек Парнука, Вангыра, Хобе-ю и Мань-Хобе-ю.

5. Сабельный — хр. Сабля.

6. Неройско-Нямгинский — г. Неройка, истоки рек Кобыла-ю, Выра-ю, Нямги, Торговой и Пуйвы.

7. Тельпосский — хр. Тельпос-из.

8. Народо-Итьинский — центральная часть Народо-Итьинского хребта.

При наблюдении в поле бросается в глаза резко неравномерное распределение каров на склонах различной экспозиции. Такое расположение каров находится в непосредственной зависимости от условий снегонакопления в период их формирования.

Ниже мы приводим таблицу экспозиции каров осевой зоны Приполярного Урала, которая составлена по топографической карте масштаба 1 : 100 000 с исправлениями и дополнениями на основании личных полевых наблюдений. Для составления таб-

лицы были использованы данные по хребтам: 1) Исследовательскому, Малды, В. Саледы, Курсомбою и Сабле. За недостаточностью данных в таблицу не вошли кары хребтов: Народо-Итьинского и З. Саледы, Харота-Вангырского и Вангыр-Патокского отрогов. Однако, судя по описаниям Алешкова (1935) и Говорухина (1940), а для хребтов З. Саледы и Обе-из по личным наблюдениям автора, в распределении каров сохраняется, в общем, та же закономерность, что и для хребтов, данные о которых помещены в табл. 14.

Таблица 14

Распределение каров в высокогорной зоне Приполярного Урала по склонам различной экспозиции

Экспозиция Кары	ЮВ		СВ	С	ЮВ В СВ С	СЗ	З	ЮЗ	Ю	СЗ З ЮЗ Ю	Количество	Всего
	ЮВ	СВ	С	ЮВ В СВ С	СЗ	З	ЮЗ	Ю	СЗ З ЮЗ Ю			
Деятельные	3	29	24	9	65	3	1	1	1	4	Число %	69 100
	4	42	35	13	94	4	1	1	2	6		
Замирающие	7	7	8	7	29	7	1	4	2	13	Число %	42 100
	16	17	19	16	68	17	1	10	5	32		
Деградирующие	6	8	4	1	18	8	5	6	2	21	Число %	39 100
	15	21	10	—	46	21	13	15	5	54		
Общее количество каров	16	44	36	16	112	18	5	10	5	38	Число %	150 100
	11	30	24	11	76	12	3	6	3	24		

¹На склонах указанной экспозиции кары данной группы не обнаружены.

Из табл. 14 следует, что для Приполярного Урала характерно резко асимметричное расположение каров на склонах восточных и западных румбов: на склоны восточной и северо-восточной экспозиции приходится 54% общего числа каров, а на склоны западной и юго-западной — лишь 9%.

Еще более резкая асимметрия наблюдается в расположении деятельных каров. Из 69 деятельных каров 53, или 78%, приходится на склоны восточной и северо-восточной экспозиции. Это свидетельствует о том, что во время формирования каров, восточные склоны были в более благоприятных условиях снегонакопления, чем западные. Иными словами, в период последнего карово-долинного оледенения, как и теперь, господствовали западные ветры, перевеивавшие снег с западных склонов на восточные. Интенсивность разрушения каров современной эрозией также находится в известной зависимости от их экспозиции (табл. 15).

Степень сохранности каров в зависимости от экспозиции

Экспозиция Кары	ЮВ, В, СВ, С		СЗ, З, ЮЗ, Ю	
	количество	%	количество	%
Деятельные	65	58	4	11
Замирающие	29	26	13	34
Деградирующие . .	18	16	21	55
Всего	112	100	38	100

Из табл. 15 ясно видно, что в настоящее время на склонах с западной составляющей процесс деградации каров идет значительно интенсивнее, чем на склонах с восточной составляющей. Причина этого, с одной стороны, в более благоприятных условиях снегонакопления на склонах восточных румбов по сравнению с западными склонами (перевевание) и, с другой — в более интенсивной водноэрозионной деятельности на западных склонах за счет обилия жидких осадков.

Указанная выше закономерность в распределении каров особенно наглядно выступает, когда склоны находятся в прочих равных условиях. В качестве такого примера может служить хр. Сабля, представляющий высокий обособленный, меридионально вытянутый гребень, ограниченный с запада Печорской низменностью, а с востока долиной Сед-ю. Из 12 деятельных каров Сабли, отмеченных Алешковым, 11 расположены на восточном склоне и один на южном. На западном склоне Сабли каров нет. Он «представляет относительно однообразную, изрезанную крутыми логами и покрытую россыпью горных пород поверхность со средними углами уклона» (Алешков, 1935), в то время как восточный склон Сабли круто обрывается к долине Сед-ю и несет массу крутостенных каров и цирков с фирновыми снежниками и ледниками.

Не менее показательна в этом отношении долина р. Лимбеко-ю, преобразованная в широкую долину — трог. Начинаясь обширным ледниковым цирком в высокогорном узле Манарага — Сыня-рузь, она протягивается в северо-восточном направлении до слияния с Кожим-Лёмвинской депрессией, разделяя хребты В. Саледы и Малды. Относительные высоты обоих хребтов приблизительно равны (1400—1500 м). В структурно-геологическом отношении их склоны, представляющие борта долины Лимбеко-ю, также находятся в равных условиях: тот и другой сложены плотными сиреневыми кварцито-песчани-

ками нижнего силура, образующими крылья Лимбекской синклинали. Однако, несмотря на это, юго-восточный склон хр. В. Саледы в морфологическом отношении резко отличен от северо-западного склона хр. Малды. Он дальше отступил от тальвега долины, в нижней части выположен и загроможден свежими холмисто-моренными образованиями с массой бессточных озер и заболоченных западин; выше склон изрезан многочисленными глубокими карами и короткими висячими трогами, которые неизменно замыкаются крутостенными цирками с озерами на дне, с ледниками и фирновыми снежниками у подножия задних стен каров и конечно-моренными валами в устье.

На юго-восточном склоне хр. В. Саледы в долину Лимбеко-ю открывается 15 крупных каров и цирков восточной и северо-восточной экспозиций, и почти все они являются деятельными. Совершенно другой характер имеют северо-западные склоны хребтов Малды и Сыня-рузь. Они круто спускаются к долине Лимбеко-ю, изрезаны мелкими эрозионными ущельями и почти не несут на себе нивально-ледниковых образований. Ледники и крупные снежники на них полностью отсутствуют. Всего на северо-западных склонах хребтов Малды и Сыня-рузь отмечено три небольших кара, причем два из них заполнены озерами.

Еще один пример: в южной части Приполярного Урала, между верховьями рек Нямги и Торговой, протягивается меридиональный хр. Торговой-из, сложенный зелеными метаморфическими сланцами, а в северной части — гранитами. Высота хребта 1200—1300 м. Долина р. Торговой, ограничивающая хребет с востока, представляет собой типичный трог, с серией стадияльных морен севернее устья р. Пыртиндырмы, и с флювиогляциальными террасами — к югу от него. В широкое и плоское дно трога р. Торговая врезала свое русло всего на несколько метров. Начало она берет в одноименном озере, расположенном в обширном полуразрушенном цирке, у западного подножия г. Кефталык на высоте 784 м. В нескольких километрах к северо-западу от оз. Торгового на высоте 822 м расположено оз. Паток, которое служит истоком р. Нямги, ограничивающей хр. Торговой-из с запада. Начинаясь почти на одной высоте с р. Торговой, Нямга имеет значительно более крутое падение, врезав в дно трога глубокую эрозионную долину. Уже в 20—25 км от истока уровень р. Нямги на 180—200 м ниже, чем уровень р. Торговой в том же месте.

Морфология водораздела Торговая — Нямга очень характерна. Восточный склон хребта круто спускается к долине р. Торговой, будучи прорезан глубокими, но короткими крутостенными трогами, плоские и широкие днища которых заняты

озерами. Берега озер частью каменисты, частью заболочены. Эти долины прорезают водораздельный гребень насквозь и замыкаются невысокими циркообразными скалистыми барьерами уже на западной стороне гребня.

Сквозные долины генетически представляют собой нивально-ледниковые образования: каровые ледники, зародившиеся на восточном склоне хребта, постепенно углубились в него и, наконец, прорезали насквозь. От истоков р. Торговой до г. Пыртиндырмы насчитывается 4 сквозных долины. Кроме того, на восточном склоне хребта на том же отрезке расположено 12 хорошо сохранившихся каров с озерами на дне и фирновыми снежниками на склонах. Западный склон хребта резко отличается от восточного. Против сквозных нивально-ледниковых долин, прорезавших хребет с востока, по западному склону к Нямге стекают небольшие ручьи, врезавшие в склон узкие эрозионные щели, постепенно углубляющиеся вниз по течению. С борта эрозионной долины р. Нямги эти ручьи срываются живописными каскадами.

На всем протяжении от истоков р. Нямги до г. Пыртиндырмы западный склон лишен нивально-ледниковых образований, за исключением двух каров со спущенными озерами на северо-западном склоне г. Пыртиндырмы.

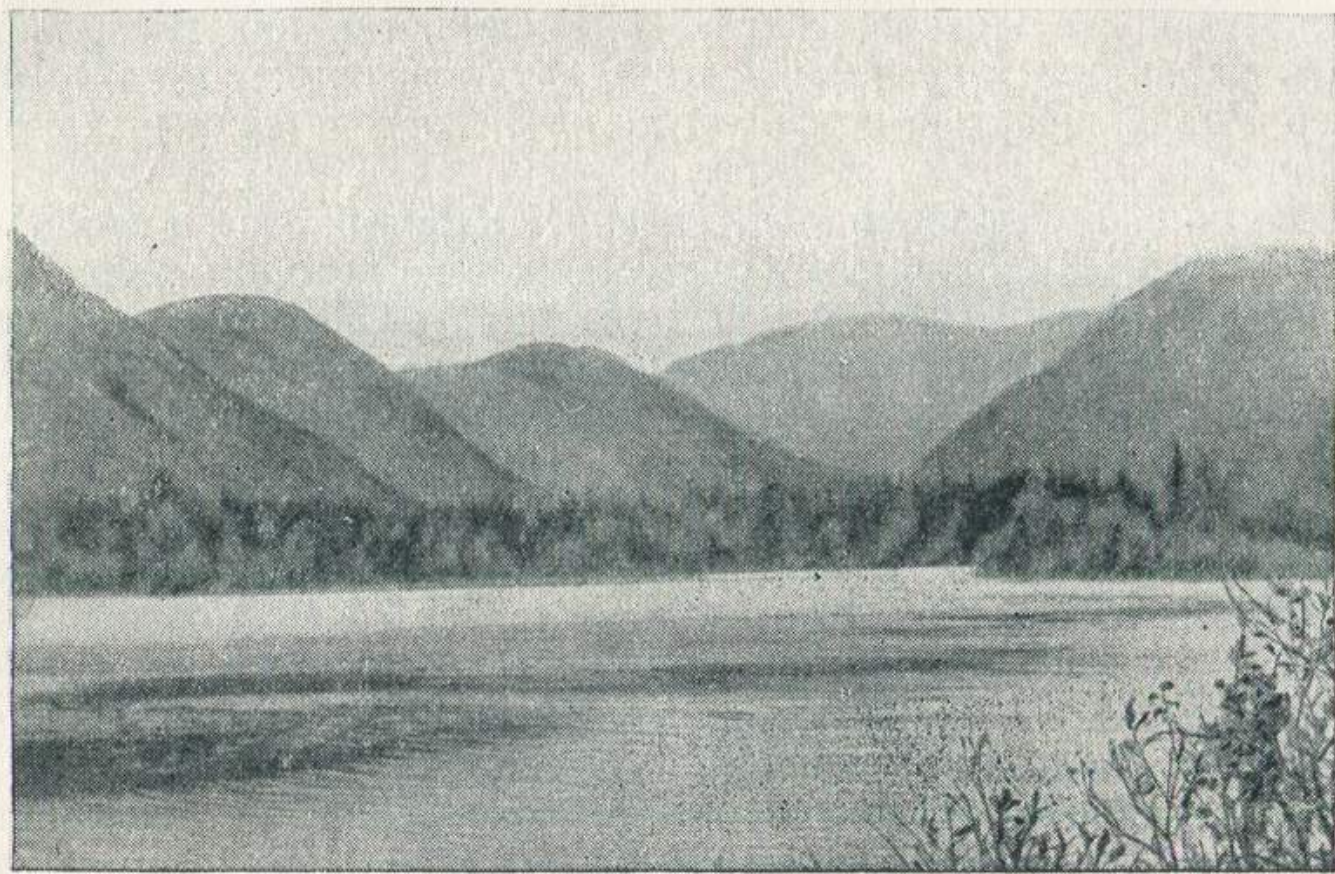
Если обратиться к рассмотрению долины р. Нямги в целом, то окажется, что и здесь ее левый (западный) склон прям и короток и прорезан мелкими эрозионными долинками, тогда как все правые притоки р. Нямги текут в глубоких и сравнительно длинных висячих трогах, замкнутых ледниковыми цирками и карами восточной, юго-восточной и северо-восточной экспозиций. Кары и цирки здесь прекрасно сохранились; многие из них, наряду с озерами, заняты крупными фирновыми снежниками.

Таким образом, и здесь большинство нивально-ледниковых каров расположено на склонах восточной экспозиции, а на западных склонах преобладают эрозионные формы.

Некоторые сведения о каровых озерах Урала

Одним из характернейших элементов ландшафта высокогорного пояса Приполярного и Полярного Урала являются небольшие по площади, но весьма многочисленные озера, расположенные в глубоких карах и цирках, на днищах трогов и перевальных седловин. Генетически эти озера теснейшим образом связаны с последним карово-долинным оледенением и за пределами его распространения не встречаются (фиг. 13). Изучение высокогорных озер Урала может дать очень интересный материал для познания истории формирования современной физико-географической среды района. Кроме того, при

широком хозяйственном освоении края эти озера, несомненно, приобретут и практическое значение. Между тем до последнего времени они ускользали от внимания исследователей, которые в лучшем случае ограничивались лишь указанием на их наличие в данном районе. О самих же озерах, об их глубинах, морфологии вмещающих ванн, характере озерных отло-



Фиг. 13. Ледниковое озеро в долине р. Нямги. Западный склон Приполярного Урала (фото автора).

жений, об их флоре и фауне ничего не было известно. Учитывая это, мы в программу своих геоморфологических наблюдений летом 1947 и 1948 гг., наряду с другими объектами, включили также выборочное обследование высокогорных озер Приполярного Урала.

В связи с маршрутным характером работ и относительной труднодоступностью этих озер (к большинству из них можно пробраться только пешком) это обследование было далеко не столь обстоятельным и полным, как того хотелось бы. Точность наблюдений снижалась также примитивностью оборудования, которым приходилось пользоваться. Наше «лимнологическое оборудование» состояло из надувной резиновой лодки, в которой из-за тесноты можно было работать лишь в одиночку; длинного прочного шнура, размеченного на метры, с помощью которого производились промеры глубин; лотом служил обрезок водопроводной трубы, приспособленный для взятия проб грунта. Температура воды измерялась с помощью обычного

родникового термометра в металлической оправе; эта оправка служила и для определения прозрачности. Основным угломерным инструментом являлся горный компас, реже — буссоль Шмалькальдера.

Положение лодки при промерах определялось засечками с берега и с лодки, а также глазомерно.

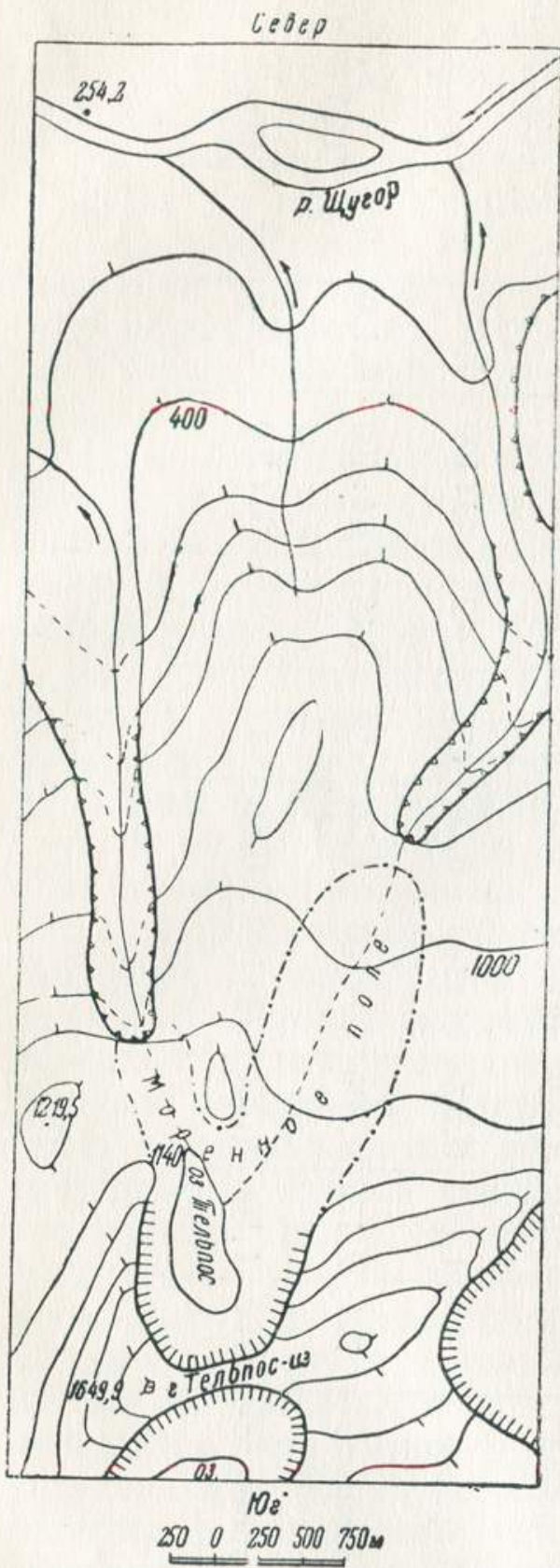
Собранный нами материал хотя и не отличается большой точностью, все же заслуживает внимания, так как позволяет дать характеристику морфологических особенностей каровых озер Урала, впервые основанную на непосредственных измерениях.

Нами было детально обследовано 5 каровых озер в различных частях Приполярного Урала, каждое из которых является типичным представителем той или иной разновидности озер данного типа. Основные морфометрические данные об этих озерах сведены в табл. 16, а их описание приводится ниже.

Озеро Тельпос (фиг. 14, 15) расположено в каре северного склона г. Тельпос-из (1650 м) на высоте 1140 м над у. м. и 800 м над урезом р. Щугор, огибающей подножие г. Тельпос-из с севера. Кар открывается на север и северо-восток. К устью кара примыкает мелковсхолмленная, но, в общем, плоская поверхность, заваленная глыбами камней (кварциты и кварцито-песчаники, слагающие г. Тельпос-из). Моренное происхождение этих нагромождений не вызывает сомнений. Ширина моренного поля около 1¹/₂—2 км. Его поверхность двумя широкими лопастями, разделенными небольшой вершинкой, постепенно понижается от устья кара на север и северо-восток к верховьям двух безымянных ручьев, врезавших в крутой северный склон г. Тельпос-из глубокие эрозионные ущелья. Эти ручьи питаются не только дождевыми, конденсационными и талыми водами, собирающимися с моренного поля и вышележащих склонов, но и водами озера, которые фильтруются сквозь морену (от озера к истокам обоих ручьев протягиваются слабо выраженные долинообразные понижения; под камнями слышно журчание воды). С юга, юго-запада и запада озеро ограничено крутыми, в ряде мест отвесными, скалистыми склонами, поднимающимися над поверхностью озера на 400—500 м. В расщелинах склонов и кое-где у их подножий 24 августа 1948 г. белело несколько небольших снежников. Длина озера около 700—750 м, наибольшая ширина 250—300 м. Форма яйцеобразная. Озеро вытянуто длинной осью с юга на север. Средняя глубина озера около 22 м, максимальная — 49,5 м. Это самое глубокое из измеренных каровых озер Урала. Вода в озере очень чистая; прозрачность — 9 м, цвет бирюзовый. Температура воды в поверхностном слое 5,5°.

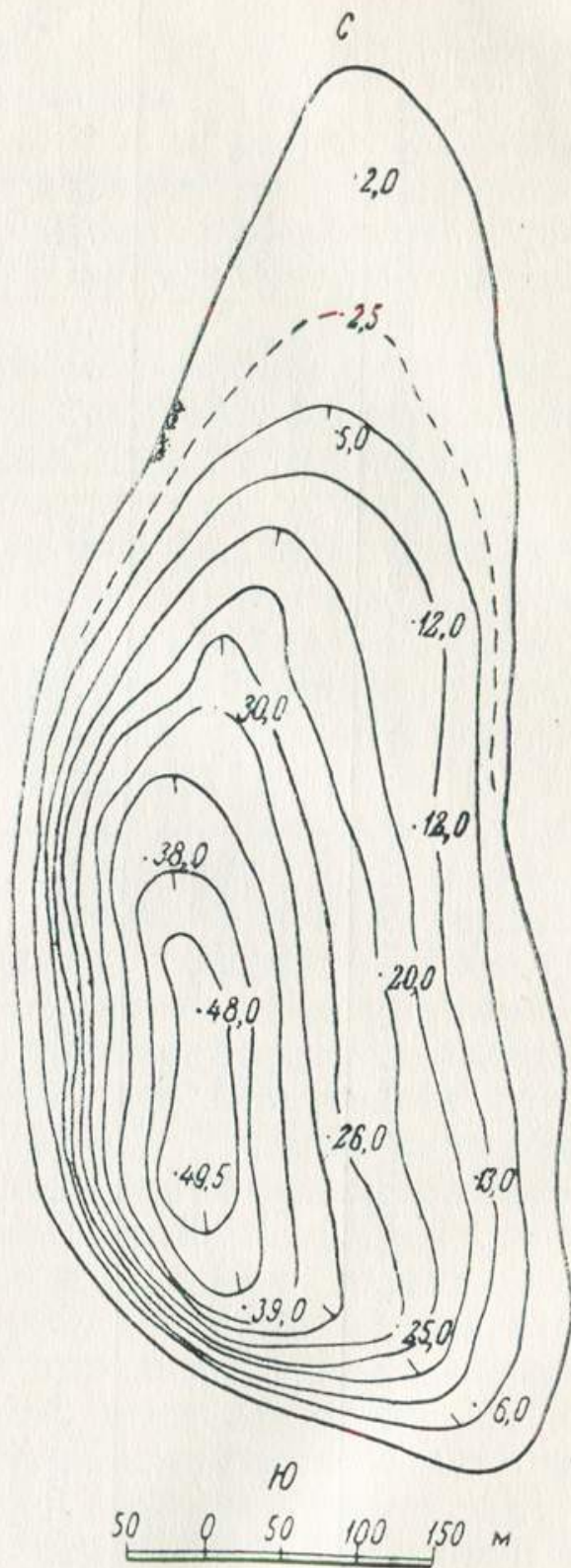
Морфометрическая характеристика горно-ледниковых озер Приполярного Урала

Названия озер	Тип озер	Абсолютная высота, м	Наибольшая длина, км	Наибольшая ширина, км	Отношение наибольшей ширины к длине	Площадь, км ²	Наибольшая глубина, м	Средняя глубина, м	Отношение средней глубины к наибольшей	Объем, км ³	Прозрачность, м	Температура воды в поверхностном слое в день наблюдения
Манси (верхнее)	Карово-долинное с ледником	1200	0,850	0,350	41 : 100	0,20	38	18	47 : 100	0,004	8	2,3° (1/IX 1947)
Тельпос	Каровое	1140	0,750	0,300	40 : 100	0,18	49,5	22	44 : 100	0,004	9	5,5° (24/VIII 1948)
Голубое (нижнее)	Каровое	1180	1,600	0,500	31 : 100	0,60	28	12	43 : 100	0,007	—	3,0° (4/IX 1947)
Торговое	Карово-долинное	784	2,175	0,850	39 : 100	1,55	28	18	64 : 100	0,190	8	8,2° (14/VIII 1948)
Длинное	Карово-долинное	700	1,500	0,350	23 : 100	0,65	14	9	64 : 100	0,006	8	10,8° (18/VIII 1947)



----- 1. 2. 3.

Фиг. 14. Схематическая карта северного склона г. Тельпос-из:
1 — границы моренного поля; 2 — кары;
3 — эрозионные ущелья.



Шобаты проведены через 5м

Фиг. 15. Батиметрическая карточка оз. Тельпос.

Батиметрическая карточка, составленная по 15 промерам (фиг. 15), достаточно верно отражает основные морфологические черты бассейна. Это глубокий котел с плоским дном, с очень крутыми склонами в тыльной части кара и значительно более пологими в его устьевой части. Дно озера с глубины 6—7 м и ниже устлано очень тонким мучнистым илом. Какова его мощность, сказать трудно. Обрезок водопроводной трубы, опущенный в качестве лота, врезывается в ил на глубину до 10—12 см. Берега озера в зоне прибоя совершенно лишены растительности. Выше скалы покрыты накипными лишайниками. Каково животное население озера, выяснить не удалось.

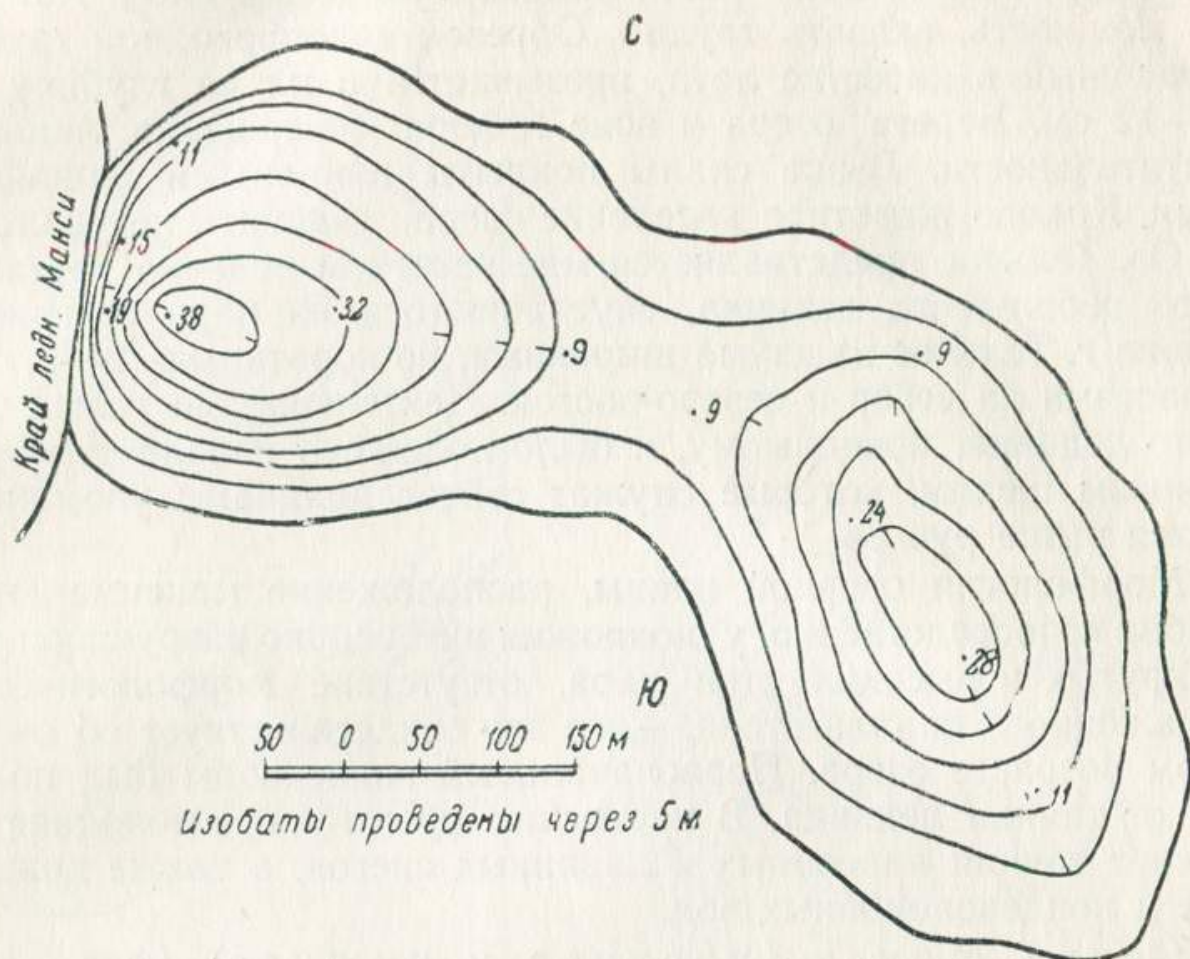
Оз. Тельпос представляется мне остатком недавно растаявшего небольшого ледника, спускавшегося из кара северного склона г. Тельпос-из двумя широкими, но короткими (2—3 км) лопастями на север и северо-восток. Деятельностью талых вод этого ледника, повидимому, и было положено начало тем эрозионным щелям, которые служат сейчас долинами упоминавшихся выше ручьев.

Морфология озерной ванны, расположение максимальных глубин непосредственно у подножия интенсивно разрушающихся крутых и высоких стен кара, отсутствие морфологически выраженного канала стока,— все это свидетельствует об очень юном возрасте озера. Первоначальный запас воды был получен от таяния ледника. В настоящее время озеро пополняется за счет таяния навесных и лавинных снегов, а также дождевых и конденсационных вод.

Озера Манси (верхнее и нижнее) (фиг. 16). Из группы озер в истоках Народы были исследованы озера Манси (верхнее и нижнее), кратко описанные мной ранее (Долгушин, 1949, стр. 168—169). Эти озера занимают дно короткого висячего трога, прорезающего восточный склон г. Манси-нёр и замкнутого на западе глубоким крутостенным каром, в котором расположен ледник Манси. Передний край ледника обрывается непосредственно в верхнее озеро. На приведенной батиметрической карточке хорошо видно, что впадина, занятая верхним озером, состоит из двух котловин, разделенных подводным порогом. Глубина верхней котловины в непосредственной близости к фронтальному краю ледника 32—38 м, глубина второй (восточной) котловины 24—28 м. Средняя глубина озера (по 11 промерам) 18 м. Объем воды в озере 0,004 км³. Характерной чертой морфологии этих котловин является плоское дно при очень крутых вогнутых склонах. Дно озера затянуто тонким илом, из-под которого местами выступают острые ребра крупных каменных глыб. Берега, за исключением западного ледяного, сложены каменными россыпями. Каменные россыпи без заметных следов водной обра-

ботки слагают и подводную часть склонов в пределах видимости.

Цвет воды в озере интенсивно бирюзовый. Прозрачность 7—8 м. Температура воды в поверхностном слое у края ледника составляла 2° , у нижнего конца озера $2,3^{\circ}$ (1/IX 1947 г.).



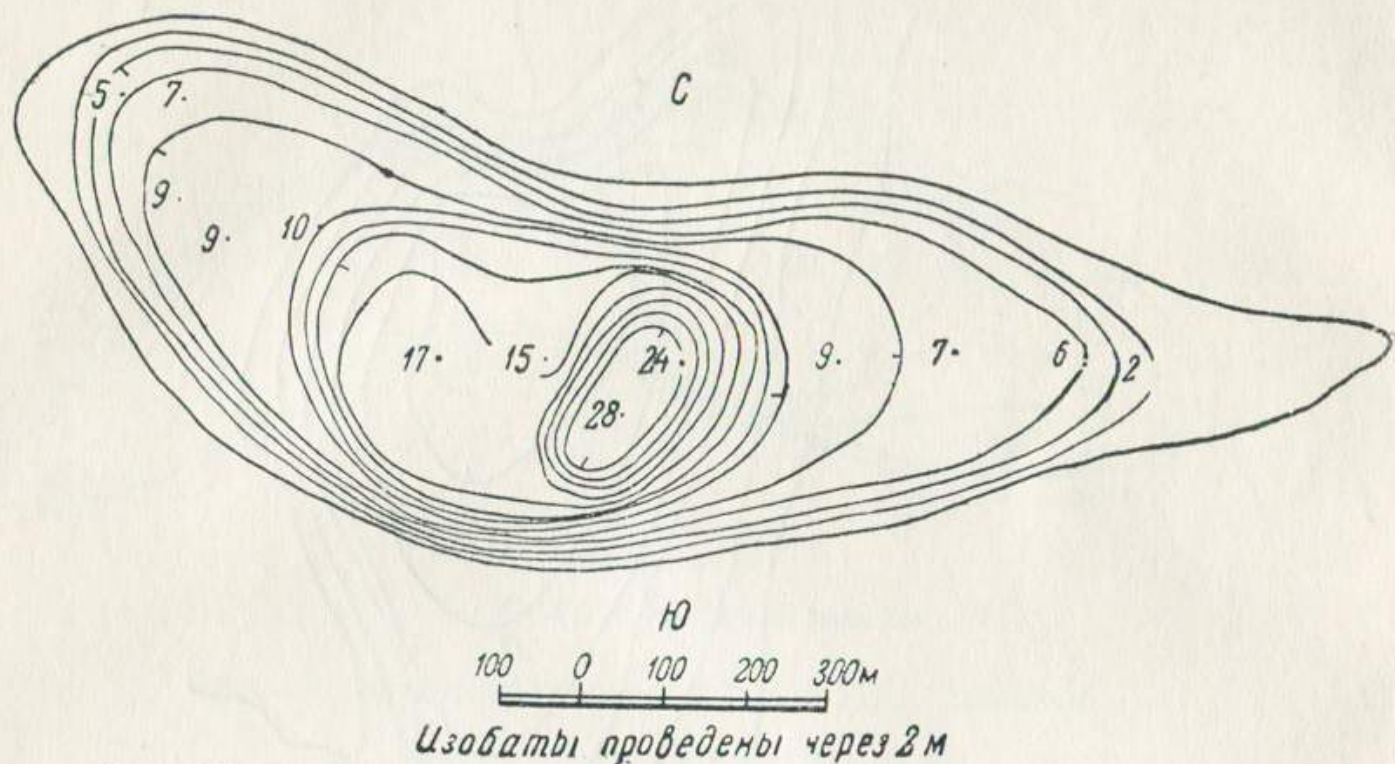
Фиг. 16. Батиметрическая карточка оз. Манси (верхнего).

Второе, нижнее озеро имеет несколько меньшие размеры и значительно мельче верхнего (глубины до 8—10 м). Ниже второго озера склон крутым и высоким уступом обрывается к долине правого истока Народы. Ручей, вытекающий из озера, прорыл в этом уступе узкую крутопадающую ступенчатую долинку. Нижнее озеро окаймлено нагромождениями морены, которые спускаются по склону до подножия уступа, где из-под моренного материала с преобладанием валунов метаморфических сланцев, слагающих г. Манси-нёр, выступают сглаженные скалы гранита.

Нам представляется, что моренные нагромождения в устье всякого трога ручья Манси, перемычка между нижним и верхним озерами и подводный порог, разделяющий восточную и западную котловины верхнего озера, фиксируют этапы задержек в процессе сокращения ледника Манси до его современных размеров.

Озера лежат на высоте 1200 м над у. м.

Голубые озера лежат на дне обширного кара, разделяющего две высочайшие вершины Урала — г. Народу и г. Карпинского. Голубые озера (их два) служат истоком ручья Карпин-шор, левого притока Народы. Верхнее озеро, расположенное в западной (тыловой) части кара, небольшое, имеет округлые очертания и отделено от нижнего озера невысокой скалистой перемычкой. Измерить глубину верхнего озера нам не удалось. Нижнее озеро имеет довольно значительные размеры. Его длина превышает 1,5 км, ширина — около 0,5 км. Средняя глубина озера (по 13 промерам) 12 м, максимальная глубина 28 м (фиг. 17).



Фиг. 17. Батиметрическая карточка оз. Голубого (нижнего).

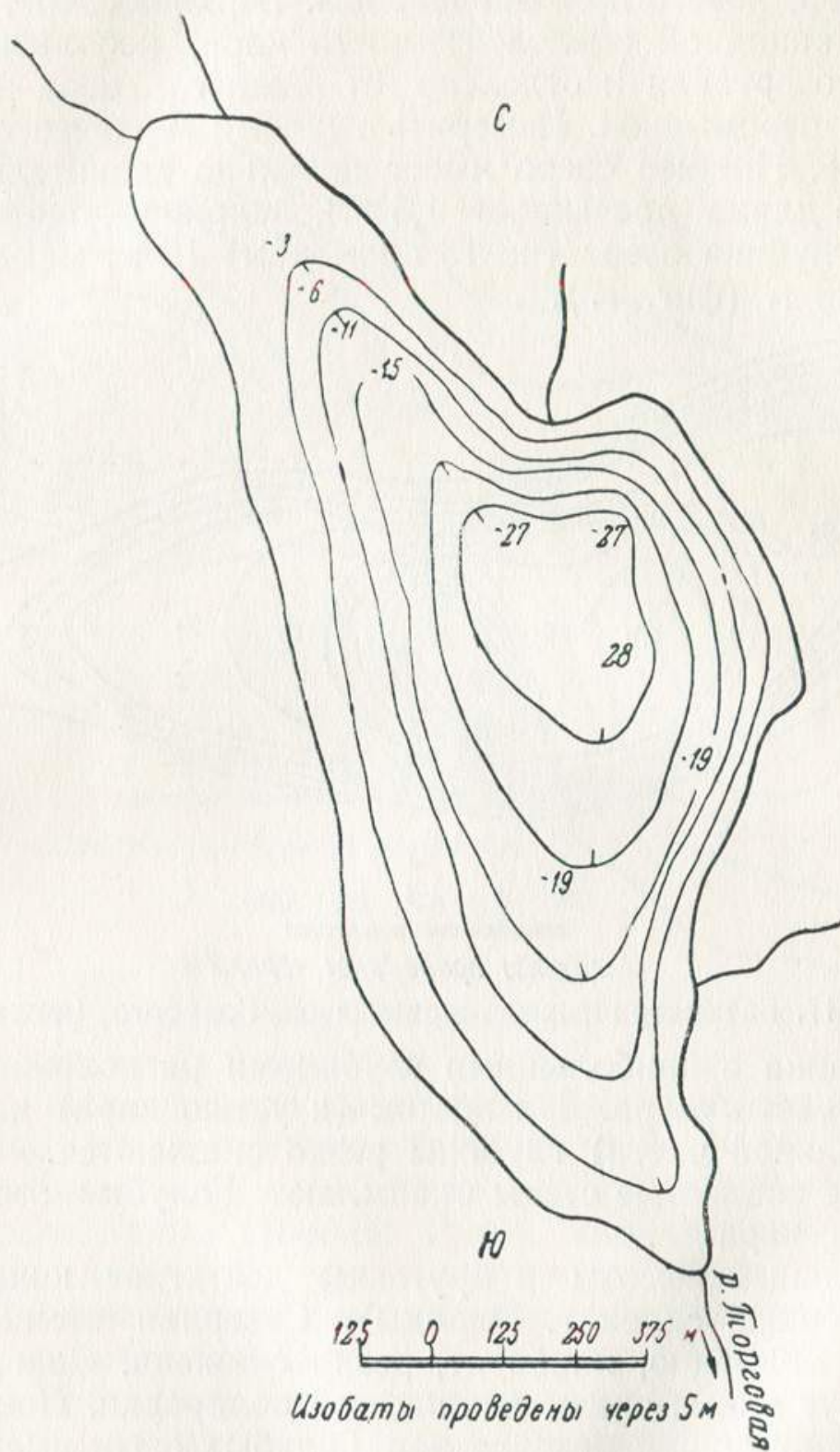
Котловина с наибольшими глубинами расположена в центральной части озера. На восток (к устью кара) и на запад (к его тыльной части) глубины резко снижаются.

Крутые скалистые стены окаймляют Голубые озера с юга, запада и севера.

Наибольшей высоты и крутизны достигает южная стена кара (северный склон г. Народы). Северная стенка против истока р. Болбан-ю, наоборот, резко снижена. Слагающие ее скалы несут явные следы ледниковой полировки. Повидимому, ледник, занимавший некогда кар Голубых озер, имел сток не только на восток в долину ручья Карпин-шор, но и на север — в долину р. Болбан-ю.

Ручей Карпин-шор, вытекающий из нижнего озера, на протяжении первых двух-трех километров прокладывает себе путь по широкому плоскому дну долины, заваленному крупными кварцитовыми глыбами. Ниже по течению падение резко увеличивается, и ручей уходит в глубокую эрозионную щель. Глубина эрозионного вреза в верховьях ручья 15—20 м, вниз по тече-

нию она возрастает. Берега озера на большем их протяжении представлены каменными россыпями и скалами, совершенно лишенными растительного покрова, за исключением накипных

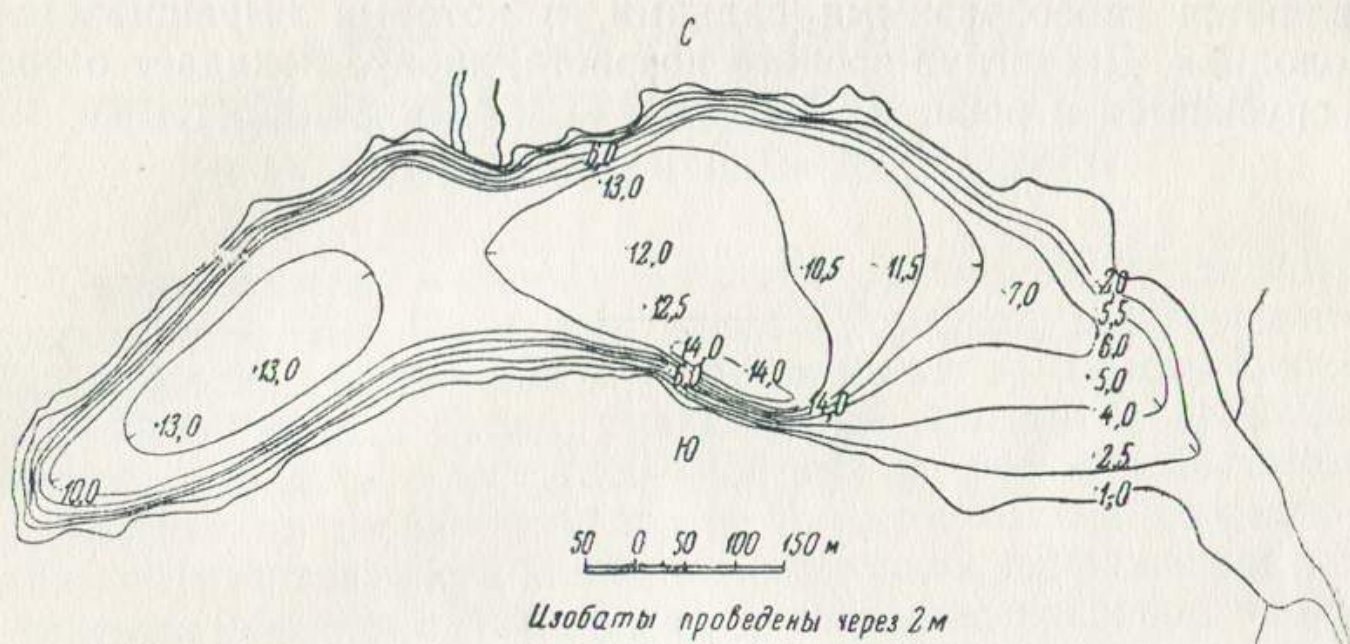


Фиг. 18. Батиметрическая карточка оз. Торгового.

лишайников, и только на восточном отлогом берегу встречаются участки горно-тундровой растительности. В прибрежной зоне нет никаких признаков зарастания озера и совершенно не было встречено ни галечниковых, ни песчаных отложений. Крупные угловатые глыбы камней и с глубины 3—4 м очень

тонкий ил — этим, собственно, и ограничивается фациальный состав грунтов озерной ванны. Грубообломочный материал большей частью, очевидно, моренного происхождения, а частью получен и пополняется в настоящее время за счет осыпей и обвалов со склонов. Илистые осадки образуются смешанным путем и состоят из мелкообломочных продуктов выветривания горных пород, сносимых в озеро струями талых и дождевых вод и ветром. Некоторая часть илистых отложений, возможно, имеет органогенное происхождение. К сожалению, мы не имели возможности провести анализы этих илов.

По рассказам оленеводов в озере водится рыба (хариус).



Фиг. 19. Батиметрическая карточка оз. Длинного.

Озера Торговое и Длинное. Озера Торговое и Длинное, в отличие от озер, описанных выше, расположены не в карах, а на днищах глубоких сквозных долин, образовавшихся путем «слияния» каров противоположных склонов. Оз. Торговое, являющееся главным истоком одноименной реки, занимает обширный цирк юго-западного склона г. Кефталык, который двумя сквозными ледниковыми долинами соединяется с верховьями рек Нямги и Кобыла-ю. Озеро подпружено мореной. Ниже озера широкая долина р. Торговой на протяжении нескольких километров сплошь усеяна холмисто-моренными нагромождениями, в понижениях между которыми разбросаны многочисленные озерки и болотца. Река причудливо извивается в этом лабиринте гряд и холмов. Она то широко разливается в спокойные озеровидные плёсы, то, резко суживаясь, стремительно мчится среди громадных валунов «кефталыкского гранита», загромождающих русло.

Оз. Длинное занимает дно сквозной долины, прорезывающей хр. Торговой-из против истоков ручья Кефталык-шор. Оно также подпружено холмисто-моренными образованиями.

Оба описанных озера обладают довольно значительными размерами, но глубина озер по сравнению с молодыми каровыми озерами менее значительна (средняя глубина оз. Торгового 18 м, Длинного 9 м). Морфология озерных ванн хорошо видна на прилагаемых батиметрических карточках. В том и другом озере дно с глубины 5—6 м устлано тонким илом (фиг. 18, 19).

В обоих озерах водится рыба (хариус). Интересно, что в этих озерах преобладает мелкий хариус (до 150—200 г), тогда как по Торговой идет хариус только крупный (от 700 г до 1,2 кг). Повидимому, озера Торговое, Длинное и другие являются своеобразными садками, в которых выращивается молодняк. Достигнув зрелого возраста, хариус покидает озера и спускается в реки.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ДЕНУДАЦИИ В УСЛОВИЯХ «ВЕЧНОЙ» МЕРЗЛОТЫ

Южную границу «вечной» мерзлоты к западу от Урала проводят обычно близ Полярного круга (Городков, 1932); к востоку от Урала эта граница опускается на юг до широты Березова ($63^{\circ}56'$ с. ш.). Столь значительное смещение границы «вечной» мерзлоты к югу (300—350 км) на очень небольшом протяжении по долготе связано не только с общим возрастанием континентальности климата в восточном направлении, но и главным образом с более мощным снежным покровом вдоль западного подножия Урала, препятствующим глубокому промерзанию грунта. Следует, однако, отметить, что «вечная» мерзлота у западного подножия Приполярного Урала (64 — 66° с. ш.) отсутствует лишь в минеральных грунтах. Торфяные болота, среди которых широким распространением пользуются бугристые и грядовые торфяники, в большинстве случаев являются «вечномерзлыми». У восточного подножия Приполярного Урала, в пределах Ляпинской депрессии, крупнобугристые и грядовые «вечномерзлые» торфяные болота пользуются еще большим распространением. В береговых обрывах рек Ляпинской депрессии в ряде мест обнажаются ископаемые льды. Широко распространены провальные формы термокарста.

Приведу описание одного из обнажений ископаемого льда, встреченного нами 14 июля и подробно обследованного 21 сентября 1939 г. Обнажение расположено на левом берегу р. Маньи в 5 км ниже устья Народы. Здесь к берегу реки подходит невысокая плосковершинная гряда, вытянутая с северо-востока на юго-запад. Юго-западный конец гряды, непосредственно подмываемый рекой, оборван циркуобразным оползнем, зеркало скольжения которого и представляет собой обнажение. Длина обнажения 25—30 м, высота над урезом

воды 8—9 м. Поверхность гряды покрыта редкостойным кедровым лесом с багульником и брусникой в кустарничковом ярусе. В наземном покрове преобладают зеленые мхи.

В обнажении наблюдалась следующая смена слоев (сверху вниз):

	Мощность
1. Растительный слой, состоящий из слабо разложившихся остатков мхов и корневых сплетений	10 — 12 см
2. Тонкий синевато-серый глинистый песок со следами оподзоливания на глубине до 20 — 25 см	45— 50 см
3. Торф, среднеразложившийся, слоистый, с остатками древесных корней и стволов, особенно обильных в основании слоя	65— 70 см
Торфяной пласт нависает карнизом над нижележащими слоями.	
4. Среднезернистый песок серого цвета с ржавыми примазками. Изредка встречаются небольшие кварцевые гальки	130—140 см
5. Лед с прослойками синевато-серой глины. Короткие и неправильной формы линзы льда мощностью от 5 до 45 см разделены прослойками глины значительно меньшей мощности (от 0,5 до 12 см). Вследствие этого обтаявшая стенка обнажения имеет ячеистое строение	4—4,5 м
6. Ниже, до уреза воды склон покрыт сильно переувлажненными продуктами сноса с обнажения, сползающими в реку. В русле реки, непосредственно у подножия обнажения, расположена яма глубиной 4—5 м, образование которой, повидимому, связано с вытаиванием ископаемого льда	

Вследствие интенсивного таяния льда обнажение постепенно отступает от реки: 14 июля 1939 г. ледяная стенка отстояла от русла Маньи на 2—3 м, а к 21 сентября того же года она отодвинулась от берега уже на 10—12 м; конус выноса был завален глыбами торфа и стволами деревьев, свалившихся с обрыва. Глубина протаивания мерзлоты сверху к 21 сентября составляла 75—80 см. При посещении этого пункта в сентябре 1947 г. мы уже не нашли описанного обнажения: оно отступило от русла реки на 20—25 м и было засыпано таким толстым слоем песка и торфа, что таяние ископаемого льда прекратилось, а конус выноса зарос густой щеткой ивняка до 1½—2 м высотой.

Аналогичные обнажения «вечномерзлых» ископаемых торфяников, под которыми залегают линзы льда, переслоенные тонкой синевато-серой глиной, были встречены нами по р. Манье в ряде мест ее нижнего течения, а также в береговых обрывах р. Ляпина (Хулги) ниже п. Саранпауль до впадения р. Ляпина в р. С. Сосьву. Водораздельные пространства в этих местах представлены крупнобугристыми и грядовыми торфяными болотами, причем линзы ископаемого льда в большинстве случаев вскрываются в ядрах бугров и гряд там, где они вплотную подходят к реке и подрезаются ею. В таких обнажениях

хорошо видно, что пласты ископаемого торфяника, покрывающего их суглинка, а местами и современной торфяной покрывки, изогнуты в виде пологого купола; минерально-ледяные ядра бугров и гряд поднимаются над современным меженным уровнем рек на несколько метров, тогда как в междугрядовых понижениях слой синей глины и льда почти нигде не поднимается выше уреза воды. Указанные факты свидетельствуют о том, что бугры и гряды Ляпинской депрессии представляют собой формы морозного пучения, образовавшиеся уже после того, как отложение ископаемого торфяника было закончено. Результаты послойного пыльцевого анализа ряда обнажений также свидетельствуют о молодом возрасте «вечной» мерзлоты Ляпинской депрессии: слой ископаемого торфяника, содержащий до 3% пыльцы теплолюбивых широколиственных пород, в настоящее время скован «вечной» мерзлотой. Боч (1938а) связывает появление «вечной» мерзлоты в Ляпинской депрессии с субатлантическим ухудшением климата на том основании, что культурный слой землянки ископаемого человека (век бронзы), расположенной близ п. Саранпауль, оказался мерзлым. В самое последнее время «вечная» мерзлота в Ляпинской депрессии деградирует, о чем свидетельствуют многочисленные провальные формы термокарста.

До недавнего времени существовало мнение, что «в горных условиях Северного Урала (65°30' с. ш.— Л. Д.) в минеральных грунтах совершенно нет вечной мерзлоты» (Говорухин, 1936, стр. 154). Однако уже в 1938 г. в результате больших шурфовых работ, проводившихся Полярно-Уральской экспедицией треста № 13 по поискам пьезокварца, было установлено, что «вечномерзлые» грунты пользуются в Приполярном Урале выше 600 м над у. м. очень широким распространением (Боч, 1938а). Глубина залегания мерзлоты колеблется от 0,3 до 2,2 м. Боч отмечает нахождение мерзлоты в следующих пунктах: район г. Сабли и г. Хусьойки, водораздел рек Щёкурья — Б. Паток, г. Неройка, водораздел рек Парнук — Мань-хобе-ю, г. Сале-нёр, г. Чёндер, г. Сура-из, г. Лапча и др. Работами экспедиции треста № 13 за последние 10 лет эти материалы были значительно пополнены, но, к сожалению, остаются необработанными.

Шурфовые работы, проводившиеся нашей экспедицией в среднем и верхнем течении Торговой в 1939, 1940 и 1948 гг., показали, что на склонах долины до высоты 600—700 м над у. м. вечная мерзлота в минеральных грунтах отсутствует, но выше указанных отметок, на водораздельных плато, она имеет повсеместное распространение. Торфяные болота, встречающиеся на дне долины р. Торговой, в верховьях р. Нямги, в верховьях р. Сале-яха, на перевальной седловине Торговая —

Кефталык-шор, а также в пределах Кожим-Лёмвинского амфитеатра, с глубины 40—60 см скованы мерзлотой.

Судя по ряду косвенных признаков, «вечная» мерзлота грунта очень широко распространена на водораздельных плато и площадках нагорных террас хребтов Малды, Сыня-рузь В. и З. Саледы, Обе-из, Торговой-из, Паток-из, Вангыр-из, Курсомбой, гор Манараги, Россомахи и др.

В расположении участков «вечномерзлого» грунта наблюдается известная закономерность. Они приурочены преимущественно к плоским вершинам хребтов и нагорных плато, к площадкам нагорных террас, к плоским перевальным седловинам и другим формам рельефа, с которых сильные зимние ветры сдувают снежный покров, что способствует их глубокому промерзанию. На склонах возвышенностей и долин, обеспеченных более мощным снежным покровом, «вечная» мерзлота обычно отсутствует. Таким образом, в Приполярном Урале имеет место двухъярусное расположение «вечномерзлых» грунтов по вертикальному геоморфологическому профилю, разделенных довольно широким поясом горных склонов с талыми грунтами. «Вечная» мерзлота широко распространена на высотах выше 600—700 м над у. м.; на возвышенностях и горных склонах ниже этого уровня в минеральных грунтах она отсутствует, а на примыкающих к Уралу равнинах (Ляпинская депрессия) появляется вновь, что находится в прямой зависимости от особенностей климатического режима послеледниковой эпохи.

Значительное преобладание холодного времени года над теплым, низкие температуры теплого периода, частые переходы температуры через 0° , наличие в грунте постоянного источника холода в виде «вечной» мерзлоты, преобладание твердых осадков над жидкими и крайне неравномерное распределение их по элементам рельефа и различно экспонированным склонам, преобладание летом морозящих осадков над ливневыми, что при наличии близкого водоупора (мерзлоты) способствует переувлажнению надмерзлотного слоя, отсутствие древесной, а зачастую и всякой растительности,— все это вместе взятое создает в высокогорной зоне Приполярного Урала такие условия, когда главным способом выветривания горных пород (но не единственным) становится морозное выветривание, а основным способом денудации склонов — мерзлотно-солифлюкционный процесс.

Оптимальные условия для морозного выветривания (разрушение пород путем попеременного замерзания и оттаивания воды, проникающей в трещины и поры породы) создаются частыми переходами температуры через 0° при избыточном увлажнении. Как известно, вода при замерзании расширяется приблизительно на 0,09 первоначального объема. Замерзая

в трещинах, она раздвигает их стенки. Уже 11—12-кратного замерзания и оттаивания достаточно, чтобы ширина трещины увеличилась вдвое. В высокогорной зоне Приполярного Урала замерзание и оттаивание в поверхностном слое грунта в течение года сменяют друг друга не один десяток раз.

Понятно, что в этих условиях морфогенический эффект морозного выветривания будет огромен. При этом следует помнить, что процесс морозного выветривания идет широким фронтом, захватывая почти всю территорию высокогорной зоны, хотя интенсивность процесса и подвержена довольно резким колебаниям, в зависимости от характера рельефа и местных микроклиматических условий. Во влажных грунтах интенсивность морозного выветривания будет тем больше, чем чаще температура переходит через 0° . Наряду с морозным выветриванием в высокогорной зоне имеет место и собственно температурное выветривание (разрушение горных пород в результате изменения объема при резких колебаниях температур). Этим способом легче выветриваются темные, сильнее нагреваемые породы и породы, состоящие из минералов, коэффициенты расширения которых значительно разнятся между собой. Температурное выветривание в Приполярном Урале играет меньшую роль, чем морозное, потому что в теплое время года, когда большая часть поверхности земли доступна для его воздействия, колебания температур не настолько быстры, а их амплитуды не так велики, чтобы вызвать необходимые изменения объема (Варсанофьева, 1932). Зимой температурное выветривание идет более интенсивно, но фронт его воздействия резко суживается, ограничиваясь острыми пиками и отвесными склонами каров и цирков, на которых снег не задерживается, да выступающими из-под снега скалами. На всю остальную поверхность распространяется умеряющее влияние снежного покрова, под которым условия для температурного выветривания неблагоприятны.

Роль биохимических процессов в выветривании горных пород в высокогорной зоне, повидимому, менее значительна. Период с отрицательными среднесуточными температурами длится здесь около 8—9 месяцев в году. В течение этого времени активность биохимических процессов резко снижается. Летом их развитию препятствуют низкие температуры воздуха и грунта. Тем не менее наличие коллоидальных продуктов выветривания на поверхностях водораздельных плато, «корки выветривания» на скалах, образование почв, хотя и зачаточных, — свидетельствуют об известной роли химических и биохимических процессов в выветривании горных пород высокогорной зоны. Однако ведущая роль все же остается за морозным выветриванием.

Процесс выветривания горных пород — всегда избирательный процесс. Его эффективность, при прочих равных условиях, будет различна в зависимости от степени сопротивляемости пород. А эта последняя обуславливается минералогическим составом, структурой и текстурой породы, характером трещиноватости и т. д. Различие в степени сопротивляемости пород выветриванию приводит к обособлению в рельефе отдельных форм. В условиях описываемого района наиболее стойкими против выветривания породами являются кварциты, кварцитовые конгломераты и кварцито-песчаники, — очень однородные по минералогическому составу, имеющие массивное или толстослоистое сложение. При выветривании порода распадается по трещинам и плоскостям наслоения на крупные блоки (до нескольких метров в диаметре) толстоплитняковой или кубической отдельности. Породами кварцитового состава сложены самые высокие хребты Приполярного Урала и почти все наиболее выдающиеся вершины.

К следующей по сопротивляемости выветриванию группе пород относятся граниты, гнейсограниты, гранодиориты, кварцевые порфиры и другие породы изверженного комплекса, развитые в высокогорной зоне. Возвышенности, сложенные этими породами, обычно ниже соседних кварцитовых вершин. Там, где кварциты не пользуются распространением, высшие хребты района сложены породами данной группы. Граниты и гнейсограниты при выветривании распадаются на глыбы толстоплитняковой или так называемой матрацевидной отдельности. Широким распространением пользуются среднеглыбовые россыпи этих пород, причем в россыпях глыбы имеют вид грубоокатанных валунов с притупленными и закругленными углами и ребрами.

Округленность глыб в россыпи, характерная для гранитов, иногда наблюдается и у других пород, но всегда в меньшей степени. Варсанофьева, указывая на округленность глыб серицито-кварцитового сланца в россыпях склонов Яны-Пупу-Нера на Северном Урале, считает ее результатом взаимного трения обломков в осыпях и каменных реках. В процессе сползания вниз по склону обломки трутся друг о друга, «стираются» и «закругляются» (1932).

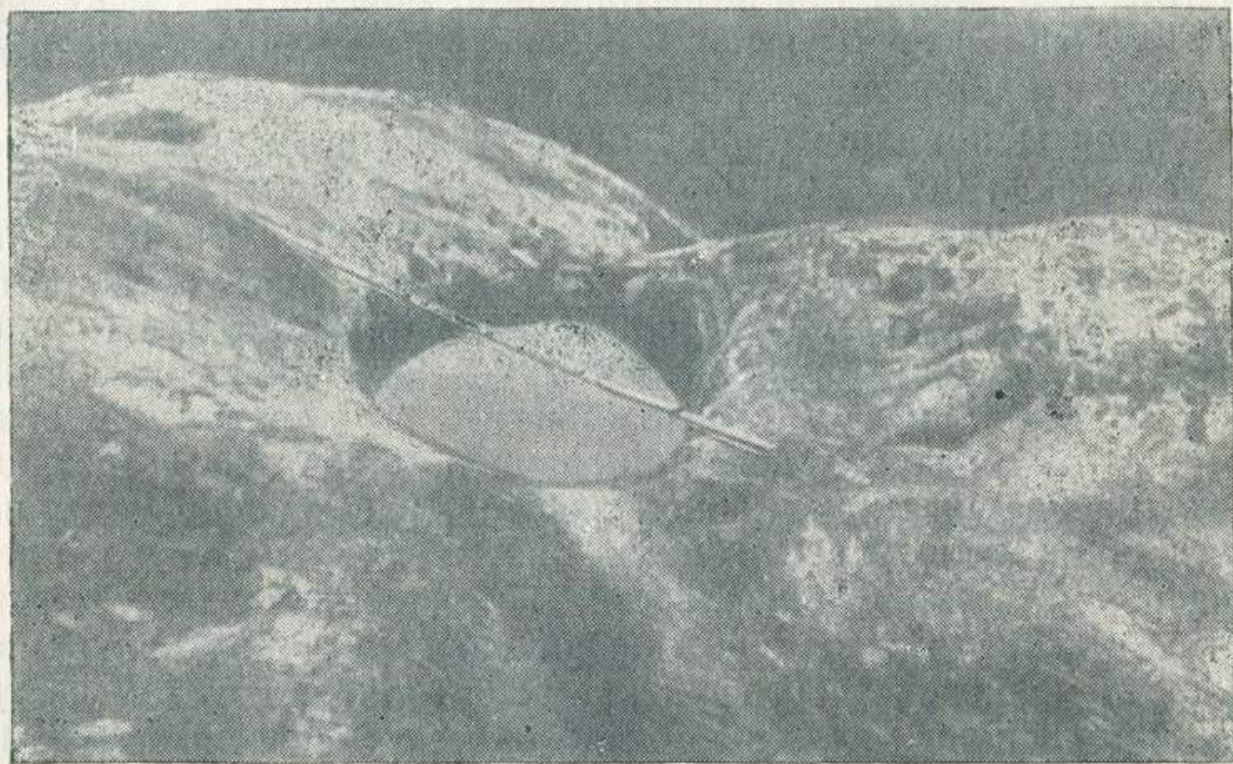
В нашем представлении «окатанность» глыб в каменных россыпях горных вершин и склонов Приполярного Урала стоит в связи с их минералогическим составом и обусловлена главным образом воздействием агентов выветривания, но не механического «стирания» при движении. После того, как данная глыба отделится от скалы, более интенсивному выветриванию будут подвержены выступающие углы и ребра ее, и в меньшей степени — плоские гладкие грани. В результате углы будут

притупляться, и глыба приобретет округлые очертания, стремясь в пределе к наиболее выгодной сферической форме (наименьшая площадь при данной массе). Подвижность глыб в россыпи только способствует процессу «морозного окатывания», облегчая отпадение выветрелых частиц, но не определяет его. Нам приходилось неоднократно наблюдать «окатанные» россыпи гранита на совершенно плоских площадках вершин и нагорных террас, где «истирание» не могло иметь места (г. Кефталык, плато к востоку от г. Народы, хр. Малды и др.). То, что гранитные глыбы сравнительно легко приобретают округлые очертания при выветривании, обусловлено характером отдельности их (близкой к кубической), полиминеральным составом и равномерно-зернистым строением.

Кварциты и кварцито-песчаники, близкие к гранитам по форме блоков, более однородны минералогически и поэтому дольше сохраняют угловатые очертания, а куски мягких филлитовых и кварцито-сланцевых сланцев, имеющих тонкоплитчатое и нередко листоватое сложение, рассыпаются в мелкоплитчатую щебенку раньше, чем успеют закруглиться их ребра. В этой связи интересно отметить, что древние эрратические валуны кварцитового или гранитного состава, встречающиеся на вершинах и склонах хребтов, где текучие воды не могли принимать участия в их окатывании, всегда прекрасно «окатаны» с поверхности, независимо от их удаленности от коренного месторождения. Но если такой валун погружен в мелкоземистый грунт, то защищенные грунтом части валуна сохраняют угловатые очертания. Очевидно, что валуны были округлены уже после того, как передвижение их прекратилось и, следовательно, «окатывание» не может быть отнесено за счет воздействия принесшего их ледника. Кроме того, на поверхности крупных эрратических валунов нам неоднократно приходилось наблюдать круглые, замкнутые углубления до 60—70 см в диаметре и до полуметра глубиной, по форме поразительно напоминающие нивально-ледниковые кары.

Сходство усиливается тем, что здесь, как и в большинстве настоящих каров, дно «микрокара» обычно занято «озерком» (фиг. 20). Своим образованием микрокары обязаны процессам селективного выветривания. Продукты выветривания выносятся частью дождевыми водами через пониженный край микрокара, частью ветрами, когда озерко пересыхает. Процесс, врезающий микрокар в гранитный валун, мог, безусловно, закруглить и его ребра. Округлые очертания выступающих ребер характерны не только для валунов, но в ряде случаев и для коренных выходов гранитов и некоторых других пород, приобретающих вид «курчавых скал». Таким образом, курчавые скалы могут являться следствием выветривания, усиленного

присутствием снежника, а не только корродирующим воздействием ледника, как это принято считать. О ледниковом происхождении курчавых скал можно говорить лишь в том случае, если будут обнаружены и другие признаки ледниковой деятельности (надвинутая на скалы морена, ледниковые царапины и борозды и др.), или же если сглаженными окажутся такие породы, которые нормально в процессе выветривания не могут приобрести округлых очертаний (например тонкослоистые слюдяно-кварцитовые и филлитовые сланцы).



Фиг. 20. «Микрокар» с озерком на гранитном валуне. Долина р. Торговой (фото автора).

Среди пород метаморфического комплекса наименее стойкими являются слюдисто-кварцитовые, кварцево-сланцевые и филлитовые сланцы, которые слагают обычно пониженные участки рельефа. Особенно разительный контраст высот и характера рельефа наблюдается там, где мягкие сланцы непосредственно контактируют с кварцитами или гранитами. Примером может служить так называемая Сланцевая депрессия, протягивающаяся по границе среднегорной зоны с высокогорной от истоков С. Народы на севере до южной границы описываемого района. Эта депрессия приурочена к полосе распространения мягких сланцев метаморфической толщи. Высоты в ее пределах очень однообразны и редко превышают 500—600 м над у. м., тогда как расположенная непосредственно к западу цепь кварцитовых хребтов Б. и М. Чёндеров поднимается до 1350 м, хр. Сале-нёр (граниты) до 1200—1400 м,

горы Шатмага и Кефталык (граниты) до 1000—1350 м, Торговой-из (граниты, зеленые вулканогенные сланцы) до 1200—1300 м.

Столь значительный контраст высот (более 500 м) в данном случае, повидимому, обусловлен не только различной стойкостью пород, слагающих хребты и депрессию, но и тем, что перечисленные хребты относятся к более древней и выше поднятой поверхности выравнивания, чем депрессия. Однако с востока Сланцевая депрессия также ограничена более значительными высотами: хр. Хобе-из (гнейсограниты) 800—900 м, г. Кош-нёр (граниты) 823 м и др., которые, бесспорно, относятся к одновозрастной с ней поверхности денудации. Изолированные выходы стойких пород возвышаются в виде живописных останцов.

Филлитовые, слюдисто-кварцитовые и кварцево-слюдяные сланцы при выветривании распадаются в мелкоплитчатую россыпь, которая быстро обогащается мелкоземистыми коллоидальными продуктами выветривания и, благодаря этому, приобретает очень значительную подвижность, легко формируясь на плоских поверхностях в полигональные почвы, а на склонах в разнообразные натечно-солифлюкционные формы микрорельефа. Многочисленные разности других метаморфических пород (кварцево-хлорито-слюдистые микросланцы, кварцево-хлоритовые, альбито-эпидото-хлоритовые сланцы и др.) по стойкости против выветривания занимают промежуточное положение между породами второй и третьей групп. Россыпи этих пород состоят из угловатых с «занозистыми» очертаниями глыб различных размеров и форм, но всегда более или менее уплощенных (фиг. 21).

Карбонатные породы (мраморы и известняки), развитые преимущественно в западных предгорьях и в северо-западной части района, неизменно слагают наиболее пониженные участки современного рельефа. Повидимому, именно благодаря большей податливости выветриванию известняков и известковистых сланцев, слагающих ядра синклиналей, по сравнению с кварцитами и кварцито-песчаниками, которыми сложены ядра антиклинальных поднятий, древняя складчатая структура северо-западной части района нашла столь яркое выражение в современном рельефе. На участках распространения известняков отмечены формы как открытого, так и закрытого карста.

Чтобы выветривание могло произвести ощутительный эффект, необходимо непрерывное возобновление экспозиции, т. е. удаление продуктов выветривания (собственно денудация). На очень крутых склонах эта функция целиком принадлежит силе тяжести в ее непосредственном проявлении

(обвалы и осыпи). Такой склон в верхней части остается скалистым, а у его подножия образуются конусы осыпей. К склонам данного типа в Приполярном Урале относятся стенки каров и цирков, отдельные участки бортов трогов и сквозных долин последнего оледенения и склоны островершинных пиков — карлингов. В деятельных карах морозное выветривание достигает максимальной величины у подножия склона по линии контакта льда и фирна со стенками кара. Склон как бы подрубается снизу. Продукты разрушения непрерывно удаляются



Фиг. 21. Россыпь слюдяно-кварцитовых сланцев. Район г. Народы (фото автора)

талыми водами и льдом, а склон, отступая, сохраняет предельную крутизну. Именно совершенством и непрерывностью возобновления экспозиции коренных пород обусловлено чрезвычайно энергичное «вгрызание» нивально-ледниковых каров в глубь горных массивов. Но как только удаление продуктов выветривания от подножия склона замедлится или прекратится, начинается его выполаживание. Осыпь распространится до вершины склона и образуется так называемый осыпной склон с углами естественного откоса для данной породы. При углах склона меньше естественного откоса (а такие склоны преобладают в описываемом районе) одной силы тяжести для удаления продуктов выветривания уже недостаточно. Необходи-

дима «помощь» извне. В высокогорной зоне Приполярного Урала такую помощь оказывают: «вечная» мерзлота грунта и вода, причем последняя не только в свободном состоянии, но и в адсорбированном грунтовыми коллоидами виде. Соответственно главным способом денудации склонов становятся мерзлотно-солифлюкционные процессы.

Значение «вечной» мерзлоты в геоморфологическом процессе огромно: «Наличие постоянного источника холода в верхних частях литосферы в виде вечной мерзлоты накладывает на отдельные гидрологические и геоморфологические процессы особенно глубокую печать» (Григорьев, 1946). «Вечная мерзлота является одним из важнейших факторов формирования рельефа в области высоких широт. Наличие ее сказывается на всех процессах, протекающих в поверхностных толщах земной коры» (Щукин, 1938).

Влияние «вечной» или длительной сезонной мерзлоты на ход денудационного процесса сказывается в следующем:

1) мерзлота создает близкий к поверхности водоупор (влажные грунты, скованные мерзлотой, практически водонепроницаемы), что способствует переувлажнению надмерзлотного (деятельного) слоя и переходу его в пльвунное состояние даже в том случае, если поступающее извне количество влаги и невелико; 2) мерзлые грунты, оттаивая, служат источником поддержания надмерзлотного слоя в увлажненном состоянии. Смоченная поверхность мерзлого грунта сильно облегчает скольжение по ней обломочно-пльвунного материала; 3) мерзлота является постоянным источником холода, поддерживая температуру нижних частей деятельного слоя в состоянии, близком к 0° . Имеет значение и так называемая нулевая завеса — задержка нулевой температуры на каком-либо одном уровне в течение длительного времени (Сумгин и др., 1940). Это также увеличивает подвижность надмерзлотного слоя, потому что подвижность смоченных водой почвенных коллоидов с понижением температуры повышается и, при прочих равных условиях, достигает максимума при температуре близкой к точке замерзания воды; 4) мерзлота играет роль брони, предохраняя скованные ею горизонты от выветривания и денудации, а также роль прочного упора при проявлении в замерзающем деятельном слое динамических и гидростатических напряжений, обуславливая тем самым появление на поверхности разнообразных микрорельефных форм морозного пучения.

Ведущая активная роль в выносе продуктов выветривания принадлежит воде. Текучие воды (талые и дождевые) осуществляют вынос главным образом мелких продуктов выветривания (плоскостной смыв), который при грубообломочном составе делювия распадается на две фазы: 1) «вмывание» мелко-

зема с поверхности в глубь деятельного слоя и 2) «вымывание» и унос его из нижних горизонтов делювиальной россыпи. Однако после сильных ливней, а также во время весеннего снеготаяния временные водные потоки (сели) могут выносить громадное количество не только мелкого, но и крупного обломочного материала, производя большие разрушения. 3) Вода, пропитывая всю толщу деятельного слоя, увеличивает вес грунта и одновременно переводит его в плавунное состояние. В результате грунт деятельного слоя приобретает способность стекать всей своей массой по поверхности мерзлого слоя или коренных пород, пользуясь уклонами рельефа. Переувлажненный грунт очень подвижен. Многочисленные наши наблюдения и наблюдения предшественников свидетельствуют о том, что в высокогорной зоне Приполярного Урала деятельный слой обнаруживает совершенно явные следы истечения на поверхностях с ничтожными углами уклона (2—3°). Кроме увеличения веса и уменьшения трения, имеют значение также и увеличение объема коллоидов при смачивании (Варсанофьева, 1932), а также уменьшение плотности воды при температуре между 0 и 4°. 4) Вода, пропитывающая грунт, при переходе из жидкого состояния в твердое, увеличивается в объеме и тем самым вызывает напряжения, которые не только усиливают движение грунта вниз по склону, но и вызывают целый ряд поверхностных деформаций деятельного слоя (разнообразные формы пучения), причем, в процессе кристаллизации почвенной воды в данной точке, будет происходить (большее или меньшее, в зависимости от конкретных условий) подсосывание свободной влаги извне, что значительно увеличивает морфогенический эффект процесса (Сумгин и др., 1940).

Влияние колебаний температуры вокруг точки замерзания во влажных грунтах очень велико не только в процессе выветривания, но и в перераспределении обломочного и плавунного материала внутри деятельного слоя как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении (вымораживание валунов, образование структурных и полигональных грунтов и др.). При этом если процессы структурных почв протекают на наклонной поверхности, они также способствуют поступательному движению грунта по склону, хотя бы углы склона были совершенно ничтожны.

Совместное воздействие всех перечисленных факторов приводит к значительной подвижности продуктов выветривания не только на крутых, но и на очень пологих склонах (до 2—3°), обеспечивая тем самым возобновление экспозиции коренных пород и их дальнейшего выветривания. Этот процесс мы называем мерзлотно-солифлюкционным, объединяя в данном понятии собственно солифлюкцию (сползание плавунно-обло-

мочных масс грунта по уклонам рельефа под влиянием силы тяжести) с мерзлотными процессами, протекающими внутри деятельного слоя, о которых говорилось выше, а формы рельефа, генетически связанные с этим процессом, мерзотно-солифлюкционными. Мерзотно-солифлюкционный процесс складывается из разрушения горных пород выветриванием, переноса продуктов разрушения (солифлюкция, кристаллизационные силы) и отложения их в другом месте (образование разнообразных форм мерзотно-солифлюкционной аккумуляции).

Большой научный и практический интерес представляет вопрос об интенсивности мерзотно-солифлюкционной денудации. Специальных исследований этого вопроса не производилось, и мы пока еще не располагаем достаточным материалом для количественной характеристики явления. Это задача дальнейших стационарных и экспериментальных исследований. Но тот факт, что в субполярном климате формы мерзотно-солифлюкционной скульптуры и аккумуляции пользуются очень широким распространением, позволяет сделать вывод о большой интенсивности данного способа денудации в Приполярном Урале.

Боч (1939а) указывает, например, что им наблюдалось движение «солифлюкционного делювия», состоящего из продуктов разрушения слюдисто-хлоритово-кварцитовых сланцев, со скоростью от 0,4 до 2 и более метров в год. В зависимости от конкретных условий подвижность солифлюкционного делювия может варьировать очень сильно, от ничтожных подвижек до катастрофических грязевых потоков, напоминающих сели. Такими условиями являются: 1) степень увлажнения грунта (чем больше влажность грунта, тем он подвижнее)¹; 2) состав продуктов выветривания и соотношение мелкозема и грубообломочного материала в деятельном слое, а это, в свою очередь, зависит от петрографического состава пород, характера отдельности их и пр. (так например, солифлюкционный делювий, состоящий из продуктов выветривания слюдяно-хлоритовых сланцев, будет более подвижным, чем солифлюкционный делювий, образовавшийся от разрушения гранита или кварцита). Соответственно различными будут и формы микро-рельефа, созданные в процессе этого движения; 3) мощность деятельного слоя и температурный режим в нем (чем ближе положительные температуры к 0° и чем чаще температура переходит через 0°, тем больше подвижность грунта); 4) крутизна и морфология склона; 5) степень задернованности и характер растительного покрова.

¹ Прочие условия всюду предполагаются равными.

Оптимальные условия создаются при полном отсутствии растительности. Мохово-лишайниковая растительность большого препятствия для солифлюкции не представляет. Травянистая и древесная растительность несравненно более значительно снижает подвижность грунта. Однако солифлюкция в области распространения вечной мерзлоты имеет место и в лесной зоне (Качурин, 1939).

Наблюдаются сезонные колебания интенсивности мерзлотно-солифлюкционной денудации. Наиболее благоприятные условия для ее проявления создаются в период весенне-летнего снеготаяния, когда деятельный слой особенно сильно налит влагой за счет талых и дождевых вод. К концу лета интенсивность процесса снижается, вновь несколько повышаясь в период предзимья.

Формы проявления мерзлотно-солифлюкционных процессов в коре выветривания

Современная кора выветривания в процессе мерзлотно-солифлюкционной денудации принимает разнообразные формы микро- и мезорельефа. Сюда относятся натечно-солифлюкционные фестоны и балкончики склонов, курумы, полигональные грунты и разнообразные формы морозного пучения. Подробное описание каждой из перечисленных форм и механизма их формирования не входит в нашу задачу, так как они неоднократно являлись предметом специальных исследований и по этому вопросу существует большая литература. Следует лишь подчеркнуть их генетическую общность и набросать картину распространения этих форм в описываемом районе.

Курумы. Курумы или каменные россыпи пользуются в Приполярном Урале очень широким распространением. Мы различаем следующие разновидности образований этого типа.

1) **Моря скал** — крупноглыбовые каменные россыпи, покрывающие плоские вершинные площадки. Содержание мелкозема в россыпи незначительно. Имеет место зачаточная вертикальная дифференциация крупнообломочного и мелкоземистого материала («вмывание» мелкозема в нижние горизонты россыпи и частичный вынос его, а также «вымораживание» крупных камней на поверхность). Видимые признаки поступательного движения отсутствуют. Примером такого рода курума может служить кварцитовая россыпь, покрывающая вершину нагорного плато к востоку от г. Народы (фиг. 22).

2) **Полигонально-струйчатые курумы.** Процент мелкозема в россыпи более значителен. Дифференциация грубообломоч-

ных и мелкоземистых продуктов выветривания имеет место не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлении (полигональные грунты, каменные и земляные полосы). Каменные полосы — «струи» вытянуты вдоль уклонов, преобладающих в каждой данной части склона; плоские глыбы в этих струях, как правило, поставлены на ребро и плоской гранью ориентированы вдоль склона. Промежутки между каменными струями значительно богаче мелкоземом и щебнем



Фиг. 22. Поверхность нагорного плато к востоку от г. Народы, покрытая крупноглыбовой россыпью кварциат. На заднем плане — г. Карпинского (фото автора).

и обычно представлены слабо дифференцированной россыпью с грубо сформированными полигональными грунтами. Каменные полосы являются основными каналами стока дождевых, талых и конденсационных вод: под глыбами россыпи, особенно в первую половину лета, почти всюду слышно журчание ручейков. Полигонально-струйчатые курумы наиболее характерны для пологих и средней крутизны склонов ($2-15^\circ$). Распространены они очень широко.

3) Кучевые курумы — беспорядочные нагромождения каменных глыб, зачастую совершенно не скрепленных мелкоземом, который выносится из россыпи текучими (дождевыми и талыми) водами и отлагается у подножия крутых склонов

на поверхностях нижележащих нагорных террас или днищ долин и депрессий. Кучевые курумы образуются за счет как выветривания самого склона, так и «перемыва» обломочного материала, поступающего с вышележащих вершинных поверхностей. Скорость поступательного движения кучевых курумов очень изменчива в зависимости от крутизны и профиля склона, величины, формы и петрографического состава обломков и от обилия и режима стока талых и дождевых вод и т. д. Курумами этого типа покрыты почти все крутые склоны кварцитовых гребней Приполярного Урала.

4) Ступенчатые курумы склонов — разновидность натечно-солифлюкционных склонов в грубообломочных россыпях. По мере выполаживания склона и обогащения россыпи мелкоземом заметную роль в движении курума начинает играть солифлюкция. Эффект попеременного замерзания и оттаивания также усиливается, и кучевой курум преобразуется в ступенчатый. Ступенчатые курумы мы наблюдали на западном и восточном склонах хр. Торговой-из, на северном склоне хр. Малды, на хр. Обе-из.

5) Каменные потоки или каменные реки. Если курум пользуется в своем движении определенными линейными путями, его называют каменной рекой или каменным глетчером или же собственно курумом (народное сибирское название). Нам кажется целесообразнее употреблять название курум как родовое, а для данного случая оставить название каменная река или каменный ручей. Каменные ручьи в Приполярном Урале менее распространены, чем безрусловые курумы. Питаются они морями скал, кучевыми и струйчатыми курумами склонов. Прекрасно выраженные каменные ручьи были встречены мной на северном склоне г. Педы, на западном склоне водораздела рек Торговой — Хартес (в пределах лесной зоны), на северном склоне г. Тельпос-из и в ряде других мест. Независимо от размеров и формы курумы объединяются единством генезиса: «Морозное выветривание заготавливает материал для курума, пльвун сообщает ему движение, текучая вода, вынося мелкозем, придает ему окончательную форму». Это объяснение, предложенное впервые Андерсоном, остается в силе и по сей день.

Вопрос о корродирующем воздействии курума на коренное ложе мы оставляем открытым в связи с недостаточностью наблюдений. Однако нам оно не представляется столь значительным, как это предполагает, например, В. А. Варсанюфьева: «Большие потоки обломочного материала могут выпахивать очень широкие долины с совершенно ровным дном, лишенным следов какого бы то ни было русла. Такие долины, повидимому, встречаются в горах Северного Урала и иногда напоми-

нают собой трюги, с которыми их можно смешать» (1932, стр. 138). Во всяком случае ничего подобного нам наблюдать не приходилось. Лишь у каменных рек намечается некоторое подобие долин, но в какой степени эти долинообразные понижения обусловлены коррозией самого каменного потока, сказать трудно. Исходя из природы движения курума, вероятнее предположить, что корродирующее воздействие его на коренное ложе не может быть значительным.

Полигональные грунты. В высокогорной зоне Приполярного Урала, выше предела лесной растительности, полигональные грунты всех видов (каменные многоугольники и кольца, каменные и земляные полосы, каменные сети, каменные дуги, полигональные тундры и др.) являются наиболее распространенными формами микрорельефа плоских вершинных поверхностей, поверхностей нагорных террас, днищ межхребтовых депрессий и трюгов, морен, многих нивальных площадок и т. д. Для крутых склонов они не характерны, хотя как исключение встречаются и здесь, приобретая при этом или линейно-вытянутую форму (каменные и земляные полосы), или же форму ступенчато расположенных балкончиков.

Крупные каменные многоугольники (до 5—7 м в диаметре) широко распространены у подножий крутых склонов хребтов: Обе-из, В. и З. Саледы, Малды, Россомахи — при переходе их в слабо наклоненные днища межхребтовых депрессий. Каменные многоугольники меньших размеров (от 20—30 см до 1—2 м в диаметре) распространены по всей территории высокогорной зоны, главным образом на плоских вершинных поверхностях. Нами они были встречены на вершине хр. Торговой-из. Форма полигонов обычно круглая или овальная. Поверхность внутренней мелкоземистой части полигона, как правило, присыпана мелкой щебенкой. Бордюры состоят из глыб гранита от 5—8 до 20—30 см в диаметре. Аналогичные образования отмечены на г. Кефталык, г. Педы, на нагорном плато восточнее г. Народы, на хребтах Малды, Сура-из, Хобе-из, Сале-нёр, Россомахе, В. Саледы, в долинах рек Лимбеко-ю, Народы и Торговой.

Интересно нахождение отчетливо сформированных, хотя и единичных, каменных многоугольников на крутых склонах ($\angle 25\text{—}30^\circ$) среди грубообломочных кучевых курумов в трюге р. Болбан-ю, а также на морене современных каровых ледников Манси и Югра (Боч, 1935, стр. 140), на поверхности нивальных площадок (перевал Корова-рузь, ручей Поднича-шор, долина р. Торговой) и на дне пересохших моренных озер (долина р. Народы).

В устье кара, в истоках ручья Поднича-шор находится слегка выпуклая ($\angle 2\text{—}3^\circ$), выровненная действием снежника,

поверхность площадью около 150×400 м². С этой поверхности стекают мелкие ручейки как в сторону ручья Поднича-шор, так и в озеро, расположенное в каре. Поверхность площадки покрыта мелкоглыбовой россыпью гранита, частью задернованной. Верхние грани глыб сглажены на одном уровне, и вся поверхность напоминает хорошо уложенную булыжную мостовую. Между глыб гранита большое количество полигональных пятен мелкозема (размеры полигонов колеблются от 30×30 см до 2×3 м). Каменные бордюры частично заселены растительностью (мхи и лишайники), тогда как мелкоземистые полигоны полностью лишены ее.

На задней стенке кара расположен снежник (50×150 м), спускающийся в озеро (200×300 м). Непосредственно ниже нивальной площадки в истоках ручья Поднича-шор расположен второй снежник (150×500 м), который, повидимому, распространялся и на поверхность нивальной площадки, но к моменту наблюдения (9 августа 1939 г.) эта часть его уже стаяла.

Интересно, что даже на очень пологих склонах всюду, наряду с правильно сформированными каменными кольцами и многоугольниками, широко распространены каменные и земляные полосы, придающие россыпям струйчатое строение (Обе-из, Малды, Народа, Торговей-из и др.), что является одним из свидетельств активного поступательного движения россыпей на склонах с ничтожными углами падения.

Еще более широким распространением пользуются полигональные грунты, в которых дифференциация обломочного материала по крупности зерна выражена не столь совершенно, как в каменных многоугольниках. Примерами могут служить вершинная поверхность хр. Малды, морены долины Лимбеко-ю и трога, разделяющего горы Старик-из и Старуха-из, перевальная седловина в истоках рек Волоковки, Сертыньи и Хартеса.

В депрессии Лимбеко-ю полигональные грунты на морене выражены прекрасно. Пятна, лишенные растительности и присыпанные сверху щебенкой, покрывают вершины моренных холмов и протягиваются рядами поперек склонов. Форма полигонов обычно овальная. Диаметры их достигают 1—2 м. Пространство между пятнами покрыто сухой каменистой тундрой (мхи, кустистые лишайники, водяника); на склонах — стелющиеся формы карликовой березки и ивы, а также черника и другие кустарнички. На склонах каждый вышележащий ряд пятен возвышается над поверхностью нижележащего ряда на 20—30 см, образуя своеобразную лестницу. Интересно, что пятна не только вытянуты рядами поперек склона, но и своей длинной осью ориентированы в том же направ-

лении. Поверхность каждого пятна в отдельности выпукла (от нескольких до 15—20 см над окружающими задернованными полосами). Каменный бордюры вокруг пятен обычно отсутствует. В момент наблюдения (6 августа 1945 г.) поверхности пятен были совершенно сухими (лошадь со всадником оставляла едва заметные следы подков). Аналогичные формы наблюдались также на моренных холмах в долинах рек Торговой и Хобе-ю.

В тропе между горами Старик-из и Старуха-из пятна — полигоны имеют овальную и иногда круглую форму от 40—50 см до 2—3 м в диаметре. Средняя часть пятен сложена тонким, мучнистым синевато-серым суглинком со включениями мелкой щебенки, слегка выпукла и, как правило, покрыта корочкой бурых водорослей. Пятна обычно окружены бордюром из камней. В последнем случае промежутки между полигонами покрыты тундровой мохово-лишайниковой растительностью. При растаптывании пятно превращается в зыбун, в котором нога глубоко тонет.

Черенок геологического молотка на глубине от 40 до 80 см нащупывает твердый упор (мерзлота) (10 августа 1939 г.).

Приведу еще одно описание. Поверхность плосковершинных холмов и пологие склоны в пределах обширной депрессии, при слиянии р. Лимбеко-ю, ручья Роща-вож и р. Хамбал-ю, заболочены. Мокрые сфагново-лишайниковые тундры с полярной березкой и морошкой изредка сменяются низкорослыми редкостойными лиственничниками. Поверхность тундры представлена полигональными грунтами. Пятна голой земли в диаметре от 1—2 до 8—10 м чередуются с задернованными бордюрами. Под бордюрами почти всюду прощупываются камни. Открытые пятна представляют собой непроходимые топи. 10-километровый переход по этой тундре потребовал у нас целого дня — приходилось описывать причудливые зигзаги, пользуясь бордюрами для прохода между полигонами. На выпуклых вершинах моренных холмов пятна суше, присыпаны щебнем и более устойчивы. Близ склонов хребтов пятнистая тундра сменяется гигантскими каменными многоугольниками.

В долине р. Народы, там, где она прорезывает кварцитовую гряду хребтов Б. и М. Чендеров, расположен участок холмисто-моренного ландшафта. Еще в 1945 г. мы заметили, что некоторые из многочисленных здесь бессточных моренных озерков начали усыхать. На одном из них (площадь 60×90 м) 2 сентября 1945 г. кайма обнажившегося дна составляла около $\frac{1}{3}$ площади недавнего зеркала озера. В 1947 г. 1 сентября мы имели случай вновь побывать в этом районе. Озерко полностью высохло. В центральной части плоскодонной озерной ванны, там, где в 1945 г. еще стояла вода, были обнаружены пре-

красно сформированные каменные кольца. Бордюры колец сложены валунами различных размеров и формы, а центральные части полигонов состоят из тонкого мучнистого ила. Каменные бордюры несколько приподняты над краями мелкоземистых пятен, но с центральной выпуклой частью пятна составляют, в общем, один уровень. Размеры колец от 60—70 см до 1½ м в диаметре. Это наблюдение с полной очевидностью свидетельствует о том, что в благоприятных условиях формирование каменных многоугольников идет с поразительной быстротой.

Натечно-солифлюкционные образования (ступенчатые наплывы, фестончатые склоны). На склонах средней крутизны, при достаточном содержании мелкозема в деятельном слое, возникают своеобразные натечно-солифлюкционные формы микрорельефа, описанные на Урале под разными названиями (нагорные ступени у Алешкова, ступенчатые наплывы у Боча). Употреблять слово терраса в применении к этим формам рельефа не следует, чтобы не перепутать их с нагорными террасами, тем более что внешнее сходство этих натечных образований с террасой, как ее принято понимать, не так уж велико.

Ступенчатые наплывы Приполярного Урала подробно описаны Бочем (1939а, 1948). Автор указывает на их широкое распространение. Эти наплывы развиты на склонах с углом не менее 6—10° и не более 50—60°. Фронтальная сторона наплыва имеет вид дуги, радиусом от 0,3 до 2,4 м. Профиль уступа выпуклый или волнистый. Вверх от бровки идет ровная слабо задернованная площадка, нередко покрытая полигональными почвами. Площади отдельных террасок колеблются от 25—60 до 200—250 м². Угол наклона поверхности террасок всегда на 5—15° меньше угла склона. Иногда, сливаясь вместе, ряд террасок дает общий фестончатый контур с отдельными выступающими языками. В таком случае фронтальный уступ может быть прослежен без перерыва на расстоянии сотен метров (то, что мы называем фестончатыми склонами).

На основании большого шурфового материала Боч указывает:

1) на отчетливую ориентировку мелкообломочного материала — плоские удлиненные плитки сланцев лежат на боку среди мелкозема (песок, щебень и глинистые коллоидальные продукты);

2) на чередование щебневых прослоев с глинистыми или торфянистыми горизонтами. Иногда отдельные слои разорваны и смяты. Число гумусовых горизонтов, тянущихся без перерыва на десятки метров, достигает 5 (на глубине 0,3—1,5 м);

3) на напользание верхних наплывов на нижние: иногда под

наплывом на расстоянии 20—40 см находится свежая трава, продолжением которой служит гумусовый горизонт;

4) на связь ступенчатых натеков с легко выветриваемыми породами (слюдисто-хлорито-кварцитовыми и зелеными сланцами);

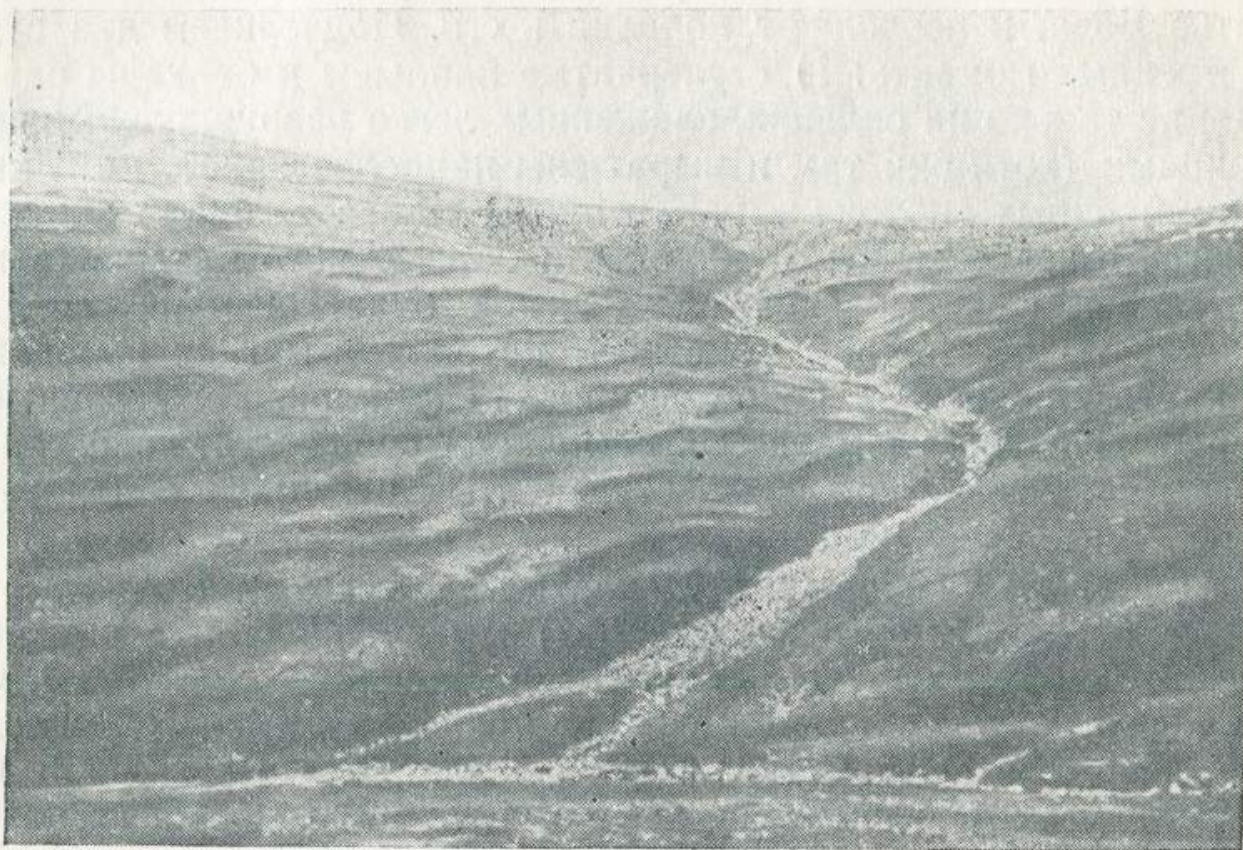
5) на отсутствие связи со структурными особенностями залегания коренных пород. Ступенчатые натеки Боч считает солифлюкционными.

Наши наблюдения подтверждают материал, изложенный в статье Боча, и позволяют пополнить его. Подчеркнем два существенных момента: 1) ступенчатые наплывы и балконы развиты не только на склонах, сложенных легко разрушающимися сланцами (хотя они там и выражены наиболее ярко), но и на таких прочных породах, как граниты и кварцито-песчаники, причем, в зависимости от крупности обломочного материала в деятельном слое, морфология натеков будет изменяться от фестончатых склонов и грязевых потоков в мягких породах до крутосклонных балконов, по виду напоминающих нагорные террасы, в грубообломочных россыпях; 2) существует непосредственная генетическая связь ступенчатых наплывов с полигональными образованиями.

Фестончатые склоны и ступенчатые наплывы в мягких породах (слюдяно-кварцитовые сланцы) мы наблюдали в районе рек Торговой и Хартеса, на восточном склоне хребтов Б. и М. Чёндеров, на западном склоне хребтов С. и Ю. Лезвия, в истоках Пеленгичея, Николай-шора, Хаталамбы, Ворга-шора и в ряде других мест. Фестончатые наплывы покрывают всю нижнюю часть западного склона хребта С. Лезвие и восточного склона хр. М. Чёндера (долина С. Народы). Здесь типичный наплыв имеет высоту бровки от 1 до 2 м. Фронтальная часть натека и по горизонтали, и по вертикали имеет обычно полукруглую форму. Уступ и его подножие местами покрыты влаголюбивой луговой растительностью и кустарниками полярной березки и ивы. Угол наклона площадки натека несколько меньше, чем крутизна всего склона в целом (около 8—10°). Поверхность натека покрыта мокрой мохово-лишайниковой тундрой с пятнами полигональных грунтов. Вдоль бровки уступа, параллельно ему, протягиваются в несколько рядов лишённые растительности валики, сложенные мелкоземом и щебнем. Размеры натеков: ширина 20—30 м (вдоль по склону), длина — от нескольких метров до ширины всего склона (фестончатый склон). Очень часто на поверхности крупного натека встречаются более мелкие ступеньки, с высотой бровки 20—25 см. Поверхность такого «микронатека» обычно оголена и представляет собой несколько слившихся пятен — полигонов или же одно

такое пятно. Подобного вида одиночные пятна — наплывы хорошо описаны для соседнего района Говорухиным (1936).

В истоках р. Пеленгичей склоны долины сплошь покрыты фестончатыми гирляндами солифлюкционных оплывин (фиг. 23). Высота бровок фестонов достигает 1—2 м. Поверхности фестонов на пологих склонах ($\angle 5\text{--}8^\circ$) покрыты мелкобугристой пятнистой заболоченной тундрой. Вдоль склона протягиваются мелкие узкие рытвинки — каналы стока. В результате



Фиг. 23. Фестончатые солифлюкционные склоны в верховьях р. Пеленгичей (фото Н. Фомина).

краевые валики оказываются разрезанными на отдельные бугорки, а поверхность натека получает микрогрядовое строение (ширина гряд 20—50 см, глубина разделяющих долинок 10—30 см). Аналогичные фестоны опоясывают также склоны рек Хаталамбы, Николай-шора, Ворга-шора и др.

Ступенчатые натеки обнаружены нами в глинистых («вишневых») сланцах на западном склоне хр. В. Обе-из. Здесь они более грубо сформированы, чем в долине р. Пеленгичей. Горизонтальные размеры их в несколько раз меньше, а высота уступов больше (до 3—4 м). Площади ступеней покрыты пятнистой тундрой, а бровка сложена грубообломочным материалом, частично задернованным. Ступенчатые натеки в гранитах были встречены на склоне долины ручья Поднича-шор. Профиль склона мелкоступенчатый. Участки с уклоном 3—5°, шириной

10—20 м и длиной от нескольких десятков до 100—150 м, чередуются с короткими и крутыми уступами. Высота уступов от 2 до 5—6 м. Склон покрыт мелкоглыбовой россыпью гранита и сланцев. На пологих площадках встречаются участки полигональных грунтов. Уступы между площадками сложены более грубым обломочным материалом, чем поверхности площадок. Балконы аналогичного типа мы наблюдали на северных концах хребтов Малды и В. Саледы (кварцито-песчаники), в истоках ручья Оловоносного (граниты) и в ряде других мест.

Генетически ступенчатые натеки и балконы нам представляются не просто солифлюкционными, а мерзлотно-солифлюкционными образованиями. Их можно рассматривать как формы морозного пучения на склонах. Теория морозного пучения разработана русскими мерзлововедами (Сумгин, 1937). Возьмем простейший, рассматриваемый Сумгиным случай — образование бугра пучения на горизонтальной поверхности. Если придать этой поверхности какой-то уклон, будет происходить односторонний подток воды и плавунных масс в пучину сверху. Напряжения, возникающие в деятельном слое в процессе смерзания сезонной и вечной мерзлоты, распространяются равномерно во все стороны, но вспучивание грунта будет происходить по линии наименьшего сопротивления, вверх, перпендикулярно к поверхности склона. При оттаивании пучина опадает. Опадание пучины происходит под влиянием силы тяжести, которая направлена вертикально вниз, т. е. под некоторым углом к склону. В результате в каждой данной точке поднятый пучением грунт ляжет не на прежнее место, а несколько сместится вниз по склону. Если к этому добавить стремление оттаявших плавунных масс к сползанию в том же направлении, то бугор пучения совершенно естественно приобретает, в конце концов, форму ступени — наплыва, который подминает под себя дернину, скрепляющую его фронтальный край. Мы наблюдали все переходы от одиночного полигона — балкончика до крупных ступенчатых наплывов и балконов, достигающих нескольких десятков и даже сотен квадратных метров, с высотой бровок до 3—4 м.

Для ступенчатых наплывов, бровки которых вытянуты иногда на многие метры поперек склона, лучше подходит название не бугор, а вал пучения, который как бы скатывается вниз по склону, подминая под себя свой передний край.

Типичные бугры пучения на горизонтальных или очень слабо наклонных поверхностях нами были встречены на перевальной седловине между р. Торговой и ручьем Кефтамыш-шор, в истоках р. Салеяха, в пределах Кожим-Лёмвинской депрессии и в большом количестве в приуральских частях Западно-Сибирской и Печорской низменностей.

На плоской поверхности днища перевальной седловины в истоках ручья Кефталык-шор среди мокрого пушицевого болота расположена группа торфяных бугров пучения высотой до $1\frac{1}{2}$ —2 м и от 8—10 до 25—30 м в диаметре. Каждый такой бугор обычно окружен канавой, заполненной водой. Поверхность бугров в средней части лишена растительности. Покрышка слабо разложившегося торфа представляет собой беспорядочные лохмотья. Мерзлота обнаружена на глубине 40—45 см (23 августа 1939 г.). Поверхность мерзлоты повторяет контуры поверхности бугра. С краев бугры разваливаются по трещинам: отвалившиеся куски торфа сползают в канаву. Мощность торфяной покрышки на буграх составляет 65—70 см. Ядра бугров сложены серым моренным суглинком с дресвой и гранитными валунами. Морфологически эти бугры очень близко напоминают торфяные бугры, описанные Рихтером (1934) для Кольского полуострова. Генезис этого типа образований подробно разобран в ряде работ А. А. Григорьева (1925, 1946 и др.). Большинство исследователей считает их буграми пучения.

Отметим еще одно интересное явление, которое нам пришлось наблюдать на том же болоте в истоках ручья Кефталык-шор и на торфянике в долине р. Торговой в 2 км ниже устья ручья Лабораторного. Здесь, наряду с крупными буграми пучения, встречались небольшие бугорки высотой до 1 м и в диаметре 2—3 м. Торфяная покрышка толщиной 30—40 см обычно бывала круто выпучена и прорвана или посередине или же ближе к какому-либо из краев. Под такими «вспучиваниями» торфа, вместо минерального ядра, состоящего из мерзлого пльвуна, характерного для бугров пучения, мы всюду обнаруживали крупные валуны. Образование торфяных бугров этого типа обязано, очевидно, вымораживанию валунов на поверхность, которые и поднимают торфяную покрышку. Этот процесс происходит, повидимому, только там, где мощность торфяной покрышки меньше, чем глубина оттаивания мерзлоты. На распространение торфяных бугров пучения в ряде других мест Приполярного Урала указывает также Боч (1948).

Все перечисленные формы мерзлотно-солифлюкционных поверхностных образований в деятельном слое связаны генетическим родством и по элементам микрорельефа распределяются вполне закономерно. Решающим моментом (при равенстве общеклиматических условий) для появления той или иной формы является крутизна склона и соотношение в деятельном слое грубообломочных и мелкоземисто-коллоидальных составных частей и степень увлажнения. Закономерный переход одних форм в другие, в зависимости от указанных условий, мы наблюдали на северном и северо-восточном склонах хр. Малды,

на юго-восточном склоне хр. З. Саледы, а также (хотя и менее полно) на склонах хребтов Обе-из, Хамбал-нырд и г. Россо-махи.

Плоская вершинная поверхность хр. Малды постепенно понижается на север и северо-восток. Приблизительно с высоты 1200—1300 м склон резким перегибом переходит в крутой ($25\text{—}40^\circ$). В нижней трети склон резким вогнутым перегибом сменяется пологим ($5\text{—}6^\circ$) и очень длинным склоном, который, постепенно снижаясь, достигает р. Кожима, режущего его поперек глубоким (50—80 м) эрозионным ущельем. Резкий вогнутый перегиб склона идет по контакту кварцито-песчаников, слагающих хр. Малды, с карбонатно-кварцитовыми сланцами и известняками, огибающими перекинутый конец хребта.

По этому профилю мерзлотно-солифлюкционные формы микрорельефа располагаются следующим образом: плоская вершина хр. Малды покрыта полигонально-струйчатыми курумами, чередующимися с участками пятнистой тундры и морями скал вокруг останцов. Крутой северный склон хр. Малды, обращенный к Кожим-Лёмвинской депрессии, от вершины и почти до подножия покрыт кучевым курумом. Близ подножия, там, где склон начинает выполаживаться, кучевой курум переходит в ступенчатый. Ниже, в тыльной части пологого склона, балконы ступенчатого курума постепенно преобразуются в гигантские каменные кольца (8—10 м в диаметре), средние части которых представляют собой участки полигональных грунтов значительно меньших размеров. По мере удаления от подножия крутого склона хр. Малды каменные многоугольники сменяются крупнопятнистой тундрой (бордюры, сложенные грубообломочным материалом, покрыты тундровой растительностью, а центральные части пятен представляют собой зыбун, сложенный тонкими мучнистыми продуктами выветривания с примесью щебня), и, наконец, эта последняя переходит в пятнистую кустарничково-мохово-лишайниковую тундру, где бордюры покрыты лишайниками, травянистой растительностью и кустарничками (водяника, черника, полярная березка и др.), а поверхности пятен представляют собой мокрые сфагновые болотца.

Таким образом, устанавливается единый генетический ряд: кучевой курум — ступенчатый курум — каменные многоугольники — полигональные грунты — пятнистая тундра. Указанная зональность наблюдается и в том случае, если курум в виде каменного потока вдается в расположение нижележащих зон. На аналогичную закономерность указывает также Говорухин (1936), проводивший исследования в соседнем районе.

Нагорные террасы

Нагорные террасы широко распространены в северо-западной, северо-восточной и южной частях Приполярного Урала и особенно ярко выражены в пределах Северного Урала, к югу от описываемого района, где они впервые были описаны Дюпарком (L. Duparc и F. Pearce, 1905), а затем Г. А. Падалкой (1928), Варсанюфьевой (1929, 1932), Бочем и И. И. Красновым (1943, 1946). На Полярном Урале они были отмечены О. О. Баклундом (1912), А. Н. Заварицким (1932) и некоторыми другими исследователями, на Южном Урале Л. Тюлиной (1931). Нагорные террасы Приполярного Урала изучал Алешков (1935). Он дает следующую классификацию «плоско-горизонтальных поверхностей ограничения», объединяемых им под общим названием «нагорные террасы».

1. Нагорные поляны — плоские вершины гор (площадь до 10 км²).

2. Нагорные плато — плоские вершинные поверхности горных массивов или высокогорные поверхности подножий горных краёв (площадь — десятки и более квадратных километров).

3. Нагорные долины — удлиненные, в несколько километров длиной и 1—3 км шириной «плоско-горизонтальные поверхности, располагающиеся вблизи верхнего предела леса или выше его» (стр. 273).

4. Нагорные площадки — или собственно нагорные террасы — плоско-горизонтальные поверхности, обычно удлиненные, террасовидно располагающиеся на горных склонах.

5. Нагорные ступени — мелкие балкообразные террасы (площадью несколько квадратных метров), располагающиеся на склонах линейно или в шахматном порядке.

Приведенная классификация Алешкова не может быть принята, так как в ней под именем нагорных террас объединяются такие формы, которые ни по масштабам, ни по форме, ни по генезису ничего общего с ними не имеют. Формы рельефа, которые Алешков называет нагорными плато, образованы пересечением плоских или слабоволнистых вершинных поверхностей (над которыми возвышаются местами останцовые вершины и хребтики), с крутыми склонами разделяющих их глубоких долин и депрессий. По нашим наблюдениям выровненные поверхности нагорных плато обычно приурочены к определенным гипсометрическим уровням, и отдельные фрагменты их могут быть увязаны между собой на протяжении многих десятков километров. Эти весьма характерные формы макрорельефа Приполярного Урала относятся нами к остаткам древних поверхностей выравнивания, преобразованных позднейшими эрозионными, ледниковыми и мерзлотно-солифлюкционными

процессами. Подробно останавливаться на этом вопросе в данной связи вряд ли необходимо после опубликования статьи Варсанюфьевой «К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или „поверхностей выравнивания“ на Северном Урале» (1948). Укажу лишь, что наши материалы позволяют с полным правом выделить в Приполярном Урале тот же комплекс древних поверхностей выравнивания, какой был выделен Варсанюфьевой (1932, 1948) на Северном Урале.

«Нагорные долины», к которым Алешков причисляет, например, Сланцевую депрессию, долину Сед-ю и др., также не имеют никакого отношения к нагорным террасам ни по форме, ни по происхождению. В подавляющем большинстве это древние эрозионные или эрозионно-тектонические долины, относящиеся к той или иной древней поверхности выравнивания. Они, безусловно, были очень сильно преобразованы позднейшими процессами нивально-ледникового и мерзлотно-солифлюкционного циклов, но не созданы ими. «Нагорные ступени» или «балконы» целиком сложены рыхлым материалом коры выветривания и генетически представляют собой мерзлотно-солифлюкционные натеки. Относить их к нагорным террасам также нет оснований. Таким образом, из всей классификации Алешкова только так называемые нагорные площадки могут быть названы нагорными террасами в общепринятом понимании этого термина (см. С. Обручев, 1937).

В настоящее время вопрос о происхождении нагорных террас в общих чертах выяснен (С. Обручев, 1937; Боч и Краснов, 1943, 1946), и нам кажется, что можно переходить к генетической терминологии. Мы, вслед за Бочем и Красновым, называем нагорные террасы Урала «морозно-солифлюкционными нагорными террасами».

Морозно-солифлюкционные нагорные террасы широко распространены в Приполярном Урале выше 500—600 м над уровнем моря. Число уступов террас на склонах варьирует очень значительно (от 1—2 до 10 и более), как и их размеры (высота уступов от 2—3 до нескольких десятков метров, площади — от нескольких сот до многих тысяч квадратных метров). Морозно-солифлюкционные нагорные террасы располагаются по территории района закономерно. Они пользуются сравнительно ограниченным распространением в очагах последнего карово-долинного оледенения, где преобладают формы нивально-ледниковой скульптуры (кары, карлинги, зубчатые гребни и т. п.), но широко развиты в промежутках между этими очагами и главным образом в пределах северных и южных отрогов высокогорных хребтов Приполярного Урала. При этом они лучше всего развиты там, где первичный рельеф уже до известной степени сглажен и характеризуется малыми углами уклонов (вершинные

поверхности нагорных плато). Довольно часто встречаются они на склонах со средними углами падения и очень редко и в зачаточной форме на крутых склонах.

Мы наблюдали нагорные террасы на вершинах гор Педы и Кефталык, на нагорном плато к востоку от гор Народы и Карпинского, на хребтах Малды, Сыня-рузь, Саледы (отроги Яптик-нырд и Хамбал-нырд), З. Саледы, Обе-из, Хобе-из, Саран-Хапнёр и Харасюр.

Алешков (1935) указывает их в истоках рек Сед-ю и Кожима, в Народо-Итьинском хребте, Чернов А. А. (1940) — в бассейне р. Кос-ю, Добролюбова и Сошкина (1935) — в бассейне рек Б. и М. Патоков. Наиболее интенсивно террасированными являются сравнительно узкие и длинные отроги, что, повидимому, стоит в связи с возможностью сгружать обломочный материал с поверхности террасы не только через бровку, но и в сторону окружающих долин. В качестве примера такого террасированного отрога можно привести северный конец хр. Сыня-рузь.

Хр. Сыня-рузь (1300—1608 м) сложен сиреневыми кварцито-песчаниками очень однообразного минералогического состава. По системе взаимно перекрещивающихся трещин порода распадается на крупные блоки правильных прямоугольных очертаний. С востока хр. Сыня-рузь ограничен глубоким трогом правого истока р. Лимбеко-ю, с запада — трогом среднего истока той же реки. Северный конец хребта обрывается к долине Лимбеко-ю и имеет вид гигантской лестницы. От подножия (600—650 м) до высоты 1000—1100 м склон крут (35—40°) и ступенчатость здесь мелкая. Размеры плоских площадок, покрытых грубообломочной россыпью, не превышают 20—30 м по ширине. Высота отвесных уступов составляет от 3—4 до 8—10 м. Обрывы уступов и их направление почти точно совпадают с одной из систем трещин в кварцито-песчаниках (простираение юго-восточное 110°, падение северо-восточное 80—90°), а поверхности площадок совпадают с другой системой трещин.

Выше отметки 1100 м линия гребня резко выполаживается. На юг, к высшей точке хребта, вершинная поверхность поднимается четырьмя широкими ступенями нагорных террас. Площадки трех нижних террас слабо наклонены к бровке, поверхность четвертой — от бровки к тыльной части террасы, и всех четырех — к долинам, ограничивающим хребет с востока и запада. Крутые склоны долин не террасированы.

Ширина площадок от 200 до 500 м, длина — от нескольких сот метров до 1—2 км, уклон поверхностей террас от 2—3 до 5—8°, высота уступов от 15 до 50 м. Угол склона уступов от 25 до 65°. Уступы террас покрыты крупноглыбовыми россыпями

кварцито-песчаника, среди которых в ряде мест выступают коренные породы. Направление уступа совпадает с одной из систем трещин отдельности.

В строении площадок террас наблюдается некоторая зональность. Тыльные части площадок (подножие уступа вышележащей террасы) сильно увлажнены и представляют собой чередование пушицевых болот с грубо сформированными каменными многоугольниками неправильной формы. Бордюры многоугольников состоят из глыб кварцито-песчаника, а внутренние части заняты мелкоземом, присыпанным дресвой и щебенкой тех же пород. Средняя часть террасы занята пятнистой мохово-лишайниковой тундрой с отдельными крупными камнями на поверхности. В фронтальной части, у бровки террасы, обычно имеется крупно-глыбовая россыпь, лишенная растительности или слабо задернованная. Ни напорных валов, о которых говорит С. Обручев (1937), ни более дробной зональности поверхности площадок террас мы не наблюдали.

Тот факт, что площадки террас имеют уклоны в сторону ограничивающих долин, а иногда даже обратный уклон, заставляет признать, что обломочный материал, поступающий с вышележащего обрыва на площадку террасы, сгружается не только и, пожалуй, не столько через ее бровку, сколько непосредственно в ограничивающие хребет долины. При возникновении обратного уклона площадки, вдоль подножия уступа образуются долинообразные понижения, которые служат временными «каналами стока» талых и дождевых вод в стороны долин. Со временем понижение у подножия уступа может углубиться настолько, что полностью отчленит площадку террасы от вышележащего уступа. В дальнейшем она будет развиваться уже самостоятельно, независимо от вышележащего склона и постепенно превратится в плосковершинный останец — тумп. Таким образом, единого «морозного пенеплена» в результате развития нагорных террас, о котором говорят Боч и Краснов (1943), в известных условиях может и не быть.

На северных концах хребтов Яптик-нырд, Хамбал-нырд и Малды развита серия нагорных террас в однородных кварцито-песчаниках. Нижний из уступов, наиболее резко выраженный, проходит по линии контакта сиреневых кварцито-песчаников с серыми слюдяно-кварцитовыми сланцами, одевающими чехлом переклиналиный конец хребта. Вершины отрогов хр. В. Саледы между ручьями Глетчерным, Пон-вожем и р. Лимбеко-ю-левым полого ($\angle 5-8^\circ$) понижаются в сторону долины Лимбеко-ю, представляя лестницу нагорных террас. У подножия уступов террас 8 августа 1945 г. еще сохранялись снежные забои. На восточном склоне хр. Яптик-

нырд развиты совершенно аналогичные террасовые уступы со снежными забоями у их подножий.

На западном склоне хр. Малды нагорные террасы (6—7) врезаны в однородную толщу сиреневых кварцито-песчаников. Местами устанавливается совпадение уступов террас с перегибами мелких складок в кварцито-песчаниках. На восточном склоне хр. Малды отмечены также террасовидные уступы, отвечающие смене пород различной сопротивляемости выветриванию.

На основании фактического материала, почерпнутого из работ Алешкова (1935), Варсанюфьевой (1929), Боча и Краснова (1943, 1946), а также личных наблюдений, можно дать следующую общую характеристику нагорных террас Урала: 1) террасы вырезаны в коренных породах; 2) обрывы террас в большинстве случаев имеют угол естественного откоса (более и менее крутые склоны встречаются значительно реже) и покрыты кучевым курумом или во всяком случае более грубым обломочным материалом, чем площадки террас, из-под которого местами выступают на поверхность коренные породы; 3) поверхности площадок террас слабо наклонены ($2-8^\circ$) в направлении общего падения склона и покрыты полигонально-струйчатыми грунтами, причем каменные и земляные полосы всегда ориентированы в направлении господствующего уклона. У вполне сформированных террас на узких горных отрогах обломочный материал сгружается с поверхности террасы не только через бровку, но и в стороны, параллельно линии уступа; 4) мощность плаща обломочных отложений на площадках террас в среднем составляет 1,5—2,5 м, нередко всего 0,5 м и не более 3,5—4 м; 5) с глубины 0,5—2 м площадки террас скованы мерзлотой. В течение большей части теплого времени года уровень мерзлоты располагается выше поверхности коренных пород и тем самым предохраняет их от выветривания. Вместе с тем мерзлота очень сильно увеличивает подвижность деятельного слоя, обогащенного мелкоземом. В обрывах террас, наоборот, уровень мерзлоты лежит обычно ниже поверхности коренных пород, и поэтому мерзлота не препятствует их интенсивному выветриванию.

Вопрос о происхождении нагорных террас, пользующихся широким распространением не только на Урале, но и в ряде других горных районов севера и северо-востока, имеет большое теоретическое и практическое значение.

Многочисленные попытки подойти к решению этого вопроса базировались в большинстве случаев на очень ограниченном материале беглых экспедиционных наблюдений, часто даже без учета внутреннего строения террас. Непосредственные наблюдения за развитием нагорных террас никем не ста-

вились. Поэтому, несмотря на более или менее значительный интерес, на большую или меньшую убедительность предложенных гипотез, все они по существу остаются в области догадок. Разбор большинства предложенных гипотез достаточно обстоятельно дан в статье С. Обручева (1937). Остановлюсь лишь на гипотезе самого С. Обручева, а также позднее высказанной гипотезе Боча и Краснова (1943, 1946), которые мне представляются наиболее состоятельными. Обе эти гипотезы сходятся на том, что нагорные террасы представляют собой современные образования, продолжающие активно развиваться в наши дни под влиянием своеобразных процессов денудации, свойственных горным областям с арктическим и субарктическим климатом. Однако в отношении механизма образования и развития нагорных террас они существенно расходятся.

С. Обручев называет свою гипотезу солифлюкционно-структурно-снеговой. В его представлении планация поверхности террасы происходит под воздействием солифлюкции и процессов формирования структурных почв. Обрыв террасы состоит из рыхлого обломочного материала, поступившего с вышележащей плоской поверхности. Уступ верхней террасы, по С. Обручеву, насыпной; он наступает на поверхность нижележащей террасы, поглощая ее. Верхние террасы расширяются за счет нижних. Развитая терраса должна представлять аккумулятивное образование, состоящее из рыхлых продуктов выветривания. Обрыв террасы поддерживается крутым вследствие консервации его снежным забоем. Роль снежника, активизирующая денудацию, состоит в увлажнении деятельного слоя на поверхности нижележащей террасы, что усиливает мерзлотно-солифлюкционные процессы. В отношении фактического материала следует сказать, что у С. Обручева подробно представлена геометрия и гипсометрия террас обследованного им района и описан общий вид их поверхности. Но фактический материал о строении террас, в частности о мощности рыхлых отложений, как в области обрыва, так и площадки отсутствует. Отсутствуют также и непосредственные наблюдения за поведением снежного забоя в период весенне-летнего снеготаяния и его геоморфологической работой. Представление Обручева о формировании плоских вершинных и террасовых поверхностей под влиянием мерзлотно-солифлюкционных процессов мы полностью разделяем, как и его мнение о том, что тающий снежник усиливает эти процессы на нижележащем склоне. Но в отношении строения и развития обрыва террасы его гипотеза вызывает существенные возражения.

Наблюдения Дюпарка (Dupauc, 1905), Алешкова (1935), Г. А. Падалки (1928), Варсановьевой (1929), Боча и Краснова

(1943, 1946) и наши личные наблюдения свидетельствуют о том, что нагорные террасы Урала вырезаны в коренных породах и лишь с поверхности прикрыты тонким слоем рыхлых продуктов выветривания. Только в том случае, когда с верхней площадки поступление обломочного материала превышает унос его с обрыва, обрыв несколько выдвигается вперед, имея угол естественного откоса или будучи положе его. Такой уступ долго сохраниться не может и вскоре выколаживается. Таким образом, террасы, фронтальные части которых состоят из обломочного материала, представляют собой лишь одну из стадий в процессе мерзлотно-солифлюкционного террасирования, притом заключительную стадию, когда активное развитие уступа уже прекратилось. С. Обручев совершенно правильно отмечает большую роль снежных забоев в формировании нагорных террас (на что обращали внимание и другие исследователи: Н. и В. Ламакины, 1930; Тюлина, 1936, и др.), но характер воздействия снежного забоя на обрыв террасы, нам кажется, он представляет себе неверно: «можно практически считать, что в то время как большая часть поверхности террасы подвергается ежедневно замерзанию и оттаиванию, обрыв и тыльная часть террасы (закрита снежным забоем) скованы морозом и представляют еще неподвижный прочный упор» (Обручев, 1937). Свое мнение о консервирующей роли снежного забоя он подкрепляет высказыванием Воейкова о том, что снежный покров уменьшает колебания температур и относительно и абсолютно. Здесь С. Обручев смешивает две разные вещи: тающий снежный забой и снежный покров. Как нам представляется, геоморфологическая роль снежного покрова и изолированного тающего снежника (снежного забоя) резко различна. В настоящее время можно считать уже точно установленным, что тающий снежный забой не предохраняет от выветривания свое ложе, но, наоборот, способствует интенсивному его выветриванию и денудации.

Указанное С. Обручевым положение действительно устанавливается на некоторое, очень непродолжительное время в самом начале снеготаяния, но затем на протяжении длительного времени до полного исчезновения забоя тающий снежник не предохраняет, а наоборот, разрушает обрыв террасы, подрезая его снизу и вызывая тем самым его попятное отступление. Если принять точку зрения С. Обручева по этому вопросу, то возникновение первичного уступа и его преобразование в нагорную террасу окажутся необъяснимыми.

Рассматривая далее климатические условия районов распространения нагорных террас, С. Обручев выводит специальный коэффициент устойчивости снежного покрова (отношение

суммы осадков за 8 зимних месяцев к сумме средних месячных силы ветра за те же месяцы в метрах в секунду), который якобы дает характеристику возможности образования террас. «развитие горных террас возможно там, где наш коэффициент около единицы и меньше» (Обручев, 1937, стр. 72).

Уже априори можно сказать, что, поскольку нагорные террасы формируются в определенных климатических условиях, должна существовать и пространственная связь между ними и климатом. Однако выведенный С. Обручевым «коэффициент устойчивости снежного покрова» является совершенно искусственным, не отражает физического смысла явления и поэтому не может служить основой для геоморфологического прогнозирования.

Основные положения морозно-солифлюкционной гипотезы Боча и Краснова (1943, 1946) сводятся к следующему: 1) нагорные террасы образуются в условиях вечной или длительной сезонной мерзлоты, при достаточном увлажнении, в арктическом и субарктическом климате; 2) образование нагорных террас не зависит от состава, условий залегания и строения коренных пород; 3) экспозиция склона и расположение снежных забоев решающего значения в образовании террас не имеют; 4) формирование нагорных террас — результат морозного выветривания и солифлюкции. Морозное выветривание вызывает попятное отступление обрыва, а солифлюкция обуславливает более медленное снижение поверхности террасы под воздействием планации рыхлых продуктов выветривания и сноса их от подножия террасы, где происходит наиболее интенсивное выветривание коренных пород вследствие большей увлажненности; 5) процессы морозно-солифлюкционного террасирования вызывают преобразование рельефа в сторону выработки ступенчатого профиля и общего снижения уровня горных массивов, лежащих выше нижней границы мерзлоты, стремясь в конечном итоге к выработке «морозного пенеплена»; 6) процессам террасообразования препятствуют эрозия, абразия и карообразование. Поэтому террасы развиваются преимущественно в перигляциальных областях на тех участках, где эрозия и другие факторы денудации еще не приобрели решающего значения (1946, стр. 67).

Гипотеза Боча и Краснова основана на большом шурфовом материале, характеризующем не только форму, но и внутреннее строение нагорных террас, что выгодно отличает ее от ряда других гипотез. Основные положения этой гипотезы нам представляются принципиально верными, но требуют уточнения и проверки стационарными исследованиями. Здесь же мы ограничимся лишь несколькими замечаниями. Боч и Краснов считают, что обрыв террасы только в том случае будет сохранять

свою крутизну, отступая «на себя», если выветривание у подножия склона будет более интенсивным, чем на бровке, и одновременно отрицают роль снежных забоев в процессе формирования нагорных террас, впадая в явное противоречие со взглядами самого же Боча, придающего снежникам громадное рельефобразующее значение (Боч, 1946).

В самом деле, если у подножия обрыва террасы будет происходить накопление снега (а это в высокогорной зоне Урала происходит почти всегда и не только на наветренных, но и на подветренных склонах), то в период весенне-летнего снеготаяния интенсивность выветривания у подножия склона резко повысится; одновременно повысится и интенсивность мерзлотно-солифлюкционной денудации на нижележащем склоне за счет переувлажнения деятельного слоя талыми водами. Вследствие этого будет происходить «подрубание» обрыва и его отступление. Всюду, где нам удавалось наблюдать нагорные террасы, оказывалось, что уступы, у подножия которых скапливаются длительно залеживающиеся снежные сугробы, при прочих равных условиях, всегда выражены более резко и процесс отступления их идет интенсивнее, чем там, где снежные забои почему-либо не образуются. Больше того, снежный карниз, возникший на подветренной стороне близ гребня первоначально прямого склона, постепенно может выработать уступ, морфологически аналогичный зачаточной нагорной террасе. Являются ли снежники главной причиной образования уступов нагорных террас, по недостаточности наблюдений сказать трудно, но во всяком случае их роль в этом процессе очень велика (см. также Солнцев, 1949).

В жизни нагорной террасы можно наметить три основных этапа. Первый этап, когда скорость подачи обломочного материала с обрыва и скорость уноса его с поверхности террасы нарушаются за счет увеличения скорости уноса (например вследствие образования снежника у подножия обрыва). В результате этого на поверхность выступают коренные породы, которые и подвергаются усиленному выветриванию, а склон будет стремиться стать более крутым.

Второй этап, когда интенсивность выветривания и скорость уноса материала равны на всем осыпном склоне от подножия до бровки. В этом случае уступ будет сохранять свою крутизну.

Третий этап, когда скорость уноса обломочного материала от подножия обрыва меньше, чем скорость поступления его. В этом случае уступ сгладится. Таким образом, решающее значение в сохранении и развитии уступа имеет интенсивность мерзлотно-солифлюкционной денудации на нижележащем склоне, а это опять-таки говорит в пользу большого значения

снежников в процессе морозно-солифлюкционного террасирования склонов как источника увлажнения.

Боч и Краснов отрицают всякую зависимость образования нагорных террас от состава, условий залегания и строения коренных пород. Это неверно. Такая зависимость существует. Несколько примеров тому было приведено выше. Естественно, что уступ легче может возникнуть в таких породах, как кварцито-песчаники, которые при выветривании сразу же дают первично-ступенчатый склон (хр. Саледы) и возникновение его будет затруднено в мягких слюдяно-кварцитовых сланцах (хр. Сура-из). Соответственно мы имеем в первом случае террасированные вершинные поверхности, а во втором — плоскую, срезанную под один уровень, вершину и более или менее крутые солифлюкционно-фестончатые склоны. На контакте пород различной сопротивляемости уступ возникает всегда легче, чем в однородных породах и т. д. Таким образом, полностью отрицать зависимость нагорных террас от субстрата, на котором они развиваются, нельзя.

Тем не менее, возникший по той или иной причине уступ разовьется в типичную нагорную террасу только в том случае, если климатические условия будут благоприятствовать процессу мерзлотно-солифлюкционной денудации. Именно такие условия существуют в настоящее время в высокогорной зоне Приполярного Урала, где продукты выветривания горных пород обладают большой подвижностью не только на крутых, но и на очень пологих склонах.

В субполярном климате с наличием длительной сезонной или «вечной» мерзлоты существует принципиальное различие в развитии крутых и пологих склонов. На крутых склонах, даже при одинаковом петрографическом составе пород, будет происходить формирование грубообломочной коры выветривания за счет выноса мелкозема текучими водами, тогда как на пологом склоне будут скапливаться мелкообломочные и коллоидальные продукты выветривания.

Решающее значение для внутренней подвижности деятельного (надмерзлотного) слоя принадлежит воде, пропитывающей его. С крутого склона, покрытого грубообломочной корой выветривания, талые и дождевые воды легче скатываются, и в грунт впитывается меньший процент их, чем на пологих склонах, обогащенных мелкоземом и коллоидами. В результате деятельный слой на пологом склоне будет более насыщен влагой, чем на крутом, а это, при наличии близкой к поверхности мерзлоты, делает его несравненно более подвижным, уменьшая коэффициент трения, с одной стороны, и увеличивая морфогенический эффект колебаний температуры вокруг точки замерзания — с другой. Таким образом, уменьшение угла

склона в данных климатических условиях не может вызвать прямого и пропорционального уменьшения скорости движения деятельного слоя, так как при этом, наряду с увеличением давления движущейся массы на основание, будет уменьшаться коэффициент трения.

В понятие крутого и пологого склонов мы вкладываем не только геометрический, но и морфогенический смысл. К крутым мы относим склоны, угол падения которых равен или больше угла естественного откоса для данной породы, а к пологим такие, угол падения которых меньше угла естественного откоса. На крутых склонах решающее значение имеет сила тяжести в ее непосредственном проявлении (обвалы и осыпи), а из факторов, способствующих движению, главным является текучая вода (осыпной склон). На пологих склонах решающим фактором ускорения денудации является мерзлотно-солифлюкционный процесс (мерзлотно-солифлюкционный склон). Слагающая сила тяжести, направленная параллельно склону, здесь мала, но мал и коэффициент трения.

Представим себе, что склоны этих двух типов располагаются один над другим. В этом случае будет иметь место резкий излом общего профиля склона: выпуклый, если солифлюкционный склон располагается над осыпным, и вогнутый, если осыпной склон возвышается над солифлюкционным.

Возьмем второй случай. При равенстве скоростей денудации оба склона будут сохранять первоначальную крутизну неизменной, а следовательно, и уступ между ними также сохранится без изменений. Но отступать «на себя» будет лишь верхний, крутой склон, так как на нижнем, пологом мерзлотно-солифлюкционные процессы только-только будут справляться с уносом материала, поступающего с верхнего крутого склона. Если скорость уноса материала с нижележащего мерзлотно-солифлюкционного склона окажется выше скорости поступления его с осыпного склона, то у подножия этого последнего выступят на поверхность коренные породы, а склон будет становиться все более и более крутым.

Мерзлотно-солифлюкционный склон, наоборот, будет еще больше выполаживаться, до тех пор пока вновь не установится равновесие между скоростями денудации на осыпном и мерзлотно-солифлюкционном склонах. При обратном соотношении скоростей будет происходить постепенное сглаживание уступа. Таким образом, в высокогорной зоне Урала, в современных климатических условиях существование ступенчатых склонов вполне естественно и закономерно. Чередование в продольном профиле склона участков, имеющих угол естественного откоса — предельная стадия развития осыпного склона, с почти горизонтальными площадками ($2-3^\circ$) — предельная стадия

развития мерзлотно-солифлюкционного склона,— может рассматриваться как нормальный профиль денудационных склонов в условиях субарктического и арктического климата.

Краткие выводы

1. Приполярный Урал отличается значительным своеобразием и при физико-географическом районировании Урала должен быть выделен в качестве самостоятельной области.

2. Главная геологическая структура Приполярного Урала представлена мощным нормальным антиклинорием, ось которого на параллели гор Сабли — Народы испытывает региональное воздымание, изменяя вместе с тем меридиональное простирание на северо-восточное. Соответственно расширяется полоса древних метаморфических пород, слагающих осевую зону антиклинория.

3. Рельеф Приполярного Урала обнаруживает тесную зависимость от геологической структуры. Вздутию главного антиклинория отвечают значительное расширение горной полосы (до 150—160 км) и максимальные для всего Урала высоты в ее центральной части (1400—1883 м). Погружение осей складок к северо-востоку вызывает затухание горных хребтов в том же направлении. Хребты и вершины сложены обычно более прочными породами, чем пониженные участки рельефа, что свидетельствует о длительном воздействии на рельеф селективной эрозии.

4. Рельефу Приполярного Урала свойственны две характерные особенности: ярусность и асимметрия европейского и азиатского склонов. Выделяются ярусы с вершинными поверхностями на уровне (снизу вверх): 250—350 м, 500—800 м, 1100—1300 м, 1500—1800 м.

Асимметрия европейского и азиатского склонов выражается в том, что западный склон выше и круче обрывается к низменности, чем восточный; глубина эрозионного и нивально-ледникового расчленения европейского склона также более значительна, чем азиатского. Это, повидимому, обусловлено: 1) большей амплитудой новейших тектонических поднятий в европейской части нагорья и 2) большей влажностью климата европейского склона в связи с преобладанием влагоприносящих ветров западных румбов. Соответственно, сток к западу от водораздела больше чем вдвое превышает сток к востоку от него, чем и обуславливается более значительное эрозионное расчленение западного склона и смещение водораздела к востоку.

Мы предлагаем следующую схему геоморфологического районирования Приполярного Урала: а) Ляпинско-Сосьвинская предгорная депрессия; б) восточная увалистая полоса;

в) зона рельефа среднегорного типа; г) зона высокогорного рельефа альпийского типа; д) холмистые предгорья западного склона с элементами останцово-грядового рельефа; е) Печорская низменность.

Краткая характеристика этих районов дана выше.

5. Приполярный Урал представляет собой нагорье с отчетливо выраженной вертикальной поясностью растительности. Здесь могут быть выделены следующие вертикальные растительные пояса (снизу вверх):

- 1) северная подзона таежной зоны (до 150—200 м);
- 2) горно-таежный пояс (от 200 до 400—650 м):
 - а) нижний пояс хвойных лесов с преобладанием ели,
 - б) верхний пояс лиственничных лесов и парковых березняков;
- 3) переходный пояс кустарничковых тундр и субальпийских лугов (от 450 до 650—750 м);
- 4) пояс горных тундр и гольцов (выше 650—750 м):
 - а) нижний пояс мохово-лишайниковых тундр и высокогорных лугов,
 - б) верхний гольцовый пояс арктических пустынь и каменных россыпей.

6. Климат высокогорной зоны Урала характеризуется резким преобладанием холодного времени года над теплым, низкими температурами теплого периода с частыми переходами температуры через 0° , преобладанием твердых осадков над жидкими и крайне неравномерным распределением их по элементам рельефа и различно экспонированным склонам, преобладанием в летнее время морозящих осадков над ливневыми. Все это при наличии вечной мерзлоты создает условия, при которых главным способом денудации становятся мерзлотно-солифлюкционные процессы.

7. В понятии мерзлотно-солифлюкционной денудации я объединяю собственно солифлюкцию с мерзлотными процессами, протекающими в деятельном слое и обуславливающими его внутреннюю подвижность (морозное пучение, морозная сортировка обломочного материала как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении и пр.), а формы рельефа, генетически связанные с этим процессом, называю мерзлотно-солифлюкционными формами. Своеобразие мерзлотно-солифлюкционной денудации состоит в том, что она может иметь место при ничтожных уклонах ($2-3^{\circ}$), когда другие способы денудации практически невозможны. Поэтому в результате мерзлотно-солифлюкционной денудации формируются почти идеально-плоские поверхности.

8. В климатической обстановке высокогорной зоны Приполярного Урала, где преобладает морозное выветривание и

мерзлотно-солифлюкционная денудация, создаются оптимальные условия для развития горных склонов двух типов: 1) крутых осыпных склонов с грубообломочной корой выветривания (угол склона равен или больше угла естественного откоса) и 2) пологих, мерзлотно-солифлюкционных склонов, с корой выветривания, обогащенной мелкоземистыми и коллоидальными продуктами (угол склона всегда меньше угла естественного откоса).

Рельеф высокогорной зоны на значительных площадях образован пересечением склонов этих двух типов. При равенстве скоростей денудации на крутом и пологом склонах уступ, образованный их скрещением, будет сохраняться до тех пор, пока соотношение скоростей не изменится. Таким образом, в горных районах с субполярным и полярным климатом ступенчатый профиль склона представляется своего рода «нормальным профилем» денудации. Наиболее типичной формой ступенчатого склона является нагорная терраса, причем площадка террасы развивается как мерзлотно-солифлюкционный склон, а развитие ее обрыва идет по типу осыпного склона.

9. В процессе мерзлотно-солифлюкционной денудации формируются также разнообразные аккумулятивные формы микро- и мезорельефа, образующие единый генетический ряд.

10. В высокогорной зоне Приполярного Урала благодаря обилию твердых атмосферных осадков и господству сильных ветров постоянного направления создаются условия, благоприятные для накопления в полых формах рельефа подветренных склонов мощных сугробов снега, которые дают начало как снежникам-перелеткам, так и небольшим каровым ледникам. Рельефобразующая роль снежников и ледников очень значительна. Снежники и каровые ледники способны интенсивно денудировать свое ложе, вырабатывая на склонах полые формы рельефа (нивальные ниши, кары) и моделируя заполненные ими понижения, имеющие любой другой генезис.

11. Основной элементарной формой нивально-ледниковой скульптуры является кар.

Кары пользуются в Приполярном Урале широким распространением и подразделяются нами на три основных типа: 1) нивальная ниша или зачаточный кар, 2) нивально-ледниковый кар, 3) ледниковый цирк. В настоящее время часть каров Приполярного Урала деградирует. По степени сохранности кары нашего района можно разделить на 1) деятельные, 2) замирающие, 3) деградирующие. Наблюдается замечательная закономерность в расположении каров по территории высокогорной зоны: они в подавляющем большинстве находятся к западу от водораздела, но преимущественно на склонах восточной и северо-восточной экспозиции. Особенно ярко эта

особенность сказывается в отношении деятельных каров. Причину асимметрии в распределении как современных снежно-ледниковых скоплений, так и нивально-ледниковых каров, оставшихся в наследство от последнего карово-долинного оледенения, автор видит в преобладании ветров западной четверти горизонта, перевевающих снега с западных склонов хребтов на восточные.

12. Приполярный Урал является очагом современного карового оледенения. В настоящее время здесь известно 27 небольших каровых и висячих ледников. Наблюдения показали, что каровые ледники Приполярного Урала, несмотря на незначительные размеры, являются активно действующими глетчерами, а не неподвижными скоплениями фирна, как это считалось до сих пор. Наблюдения на леднике Манси позволили определить скорость движения в поверхностных частях ледника равной 12—15 м в год (средняя за 12 лет). На глубине скорость должна быть более значительной. Вследствие своеобразных условий питания и абляции, а также благодаря своеобразной морфологии, вмещающей ванны, каровые ледники обладают сложным движением: истечение льда вследствие его пластичных свойств сопровождается соскальзыванием и просадками по трещинам разломов. Вследствие особого характера движения карового ледника происходит превращение плоскодонной нивальной ниши в типичный кар с переуглубленным дном и скалистым порогом в устье. Исторически современные ледники Приполярного Урала связаны с карово-долинным оледенением, имевшим место в период послексеротермического ухудшения климата, с которым, повидимому, совпало также и оживление новейших поднятий Урала. По способу питания каровые ледники Приполярного Урала относятся к наваянно-лавинным.

13. Рельеф высокогорной зоны Приполярного Урала, в целом, образован сочетанием форм нивально-ледниковой скульптуры и аккумуляции (кары, цирки, карлинги, зубчатые гребни, трюги, сквозные долины и разнообразные аккумулятивные образования) с нагорными плато, представляющими собой остатки древних поверхностей выравнивания, на которые наложены формы мерзлотно-солифлюкционной скульптуры и аккумуляции (нагорные террасы и вершинные площадки, «тумпы», нарки-пучины, каменные многоугольники и полигональные грунты, курумы и пр.).

Устанавливается закономерное распределение указанных форм мезорельефа по территории Приполярного Урала в зависимости от распределения и перераспределения твердых и жидких атмосферных осадков в современный и предшествовавший ему периоды: на восточном и северо-восточном склонах, где

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. Ляпинский край.— В кн.: Северный Урал. Предварит. итоги Северо-Уральской экспедиции Академии Наук и Урал-плана. Л. 1929 (Матер. КЭИ, вып. 7, серия уральская).
- Алешков А. Н. Открытие ледников на Северном Урале.— Природа, 1930, № 1.
- Алешков А. Н. О первых ледниках Северного Урала.— Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 23, 1931.
- Алешков А. Н. Северо-Уральская кварцевая экспедиция.— В кн.: Экспедиции Академии Наук в 1932 г. Л., 1933.
- Алешков А. Н. К открытию на Урале новых ледников.— Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 2, 1934.
- Алешков А. Н. О ледниках Урала.— Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 4, 1934а.
- Алешков А. Н. О нагорных террасах Урала.— В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Тр. Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- Алешков А. Н. В северной части Приполярного Урала.— Там же.
- Алешков А. Н. Горные породы района горы Народной.— Там же.
- Алешков А. Н. Гора Сабля и ее ледники.— Там же.
- Алешков А. Н. Обзор деятельности Уральской ледниковой экспедиции и характеристика Народно-Сабельного района.— Там же.
- Алешков А. Н. Геологический очерк района Сура-из.— В кн.: Приполярный Урал. М.—Л., 1937 (Тр. СОПС, серия уральская, вып. 6).
- Алешков А. Н. Геоморфологический очерк района г. Неройки.— Там же.
- Алисов Б. П. Климатические области и районы СССР. М., 1947.
- Баклунд О. О. Общий обзор деятельности экспедиции братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г.— Зап. Акад. Наук, серия VIII, 1911, т. 26, № 1.
- Баклунд О. О. Горные породы Полярного Урала.— Зап. Акад. Наук, серия VIII, 1912, т. 28, № 3.
- Бер А. Г. О направлении движения ледника максимального оледенения на Приполярном Урале.— В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1, М.—Л., 1948.
- Бер А. Г. Поверхности денудации на Приполярном Урале.— Там же.
- Берг Л. С. Физико-географические (ландшафтные) зоны СССР. Ч. 1. Изд. 2, Л., 1936.
- Берг Л. С. Основы климатологии. Изд. 2, Л., 1938.
- Берг Л. С. Климат и жизнь. Изд. 2, М., 1947.
- Боч С. Г. Геоморфологический очерк р-на г. Народной.— В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Тр. Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- Боч С. Г. Материалы к четвертичной геологии Ляпинского, Нижне-Сосьвинского и Кондинского края Западно-Сибирской низменности.— Тр. Комиссии по изучению четвертичн. периода, т. 5, вып. 1, 1937.

- Боч С. Г. О солифлюкционных террасах Приполярного Урала.— Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 70, вып. 3, 1938.
- Боч С. Г. О нахождении вечной мерзлоты на Северном Урале.— Природа, 1938а, № 5.
- Боч С. Г. О некоторых типах делювиальных отложений Приполярного Урала.— Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 17 (6), 1939.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения Приполярного Урала.— Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичного периода, вып. 4, М.—Л., 1939а.
- Боч С. Г., Громов В. И. и др. Краткая инструкция по геологической съемке четвертичных отложений. Л.—М., 1940.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения водораздельной части Приполярного Урала.— Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичн. периода, вып. 5, М.—Л., 1941.
- Боч С. Г. и Краснов И. И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах.— Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 75, вып. 1, 1943.
- Боч С. Г. Снежники и снежная эрозия в северных частях Урала.— Изв. Всес. геогр. о-ва, т. 78, вып. 2, 1946.
- Боч С. Г. и Краснов И. И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами.— Бюлл. Комиссии по изучению четвертичн. периода. 1946, № 8.
- Боч С. Г. Гидролакколиты и торфяные бугры на Урале.— В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. Вып. 1, М.—Л., 1948.
- Боч С. Г. Солифлюкция на Приполярном Урале.— Там же.
- Варсановьева В. А. Геоморфологический очерк бассейна Ылыча. М., 1929 (Тр. Ин-та по изучению Севера, вып. 42).
- Варсановьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале.— Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 64, вып. 2—3, 1932.
- Варсановьева В. А. О следах оледенения на Северном Урале.— Тр. Комиссии по изучению четвертичн. периода, т. 3, 1933.
- Варсановьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края.— Ученые записки Кафедры геологии Моск. гос. пед. ин-та, вып. 1, М., 1939.
- Варсановьева В. А. Четвертичные отложения Печорского края и Северного Урала.— Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изучению четвертичн. периода, вып. 4, М.—Л., 1939а.
- Варсановьева В. А. К вопросу о наличии древних денудационных поверхностей или «поверхностей выравнивания» на Северном Урале.— Землеведение, т. 2 (42), 1948.
- Введенский Л. В. Об оледенении Приполярного Урала.— Материалы 1-го Всес. геогр. съезда, вып. 1, Л., 1933.
- Введенский Л. В. О следах альпийского оледенения на Сев. Урале на примере ледника Гофмана.— За индустриализацию Сов. Востока. Сб. 1, М., 1934.
- Воейков А. И. Климаты земного шара. СПб., 1884.
- Воейков А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования.— Зап. Русск. геогр. о-ва по общ. геогр., 1889, т. 18, № 2.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— Сов. геология, 1945, сб. № 8.
- Высоцкий Н. К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири.— Геол. иссл. и разв. работы по линии Сиб. ж. д., вып. 4. СПб., 1897.

- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР.—Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 33, 1939.
- Гесс Г. О связи между слоистостью фирна и полосчатостью ледников.—Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 39, вып. 1, 1903.
- Говорухин В. С. Растительность бассейна р. Ылыча (Сев. Урал).—Тр. О-ва изучения Урала, Сибири и Дальнего Востока, т. 1, вып. 1, М., 1929.
- Говорухин В. С. Пятнистая тундра в горах Северного Урала.—Землеведение, т. 38, вып. 2, 1936.
- Говорухин В. С. Плато Московского общества испытателей природы и новые ледники на Северном Урале.—Землеведение, т. 41, вып. 1, 1940.
- Городков Б. Н. Краткий отчет о совершенной в 1915 г. поездке в Ляпинский край Тобольской губ.—Изв. Акад. Наук, серия VI, т. 10, ч. 1, 1916.
- Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении р. Соби.—Тр. Ботан. муз. АН СССР, вып. 19, 1926.
- Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении рек Соби и Войкара.—Изв. АН СССР, серия VI, 1926а, т. 20, № 9.
- Городков Б. Н. Полярный Урал в верховьях рек Войкара, Сыни и Ляпина.—В кн.: Северный Урал. Предварительные итоги Северо-Уральской экспедиции Академии Наук и Уралплана. Л., 1929 (Матер. КЭИ, вып. 7, серия уральская).
- Городков Б. Н. Вечная мерзлота в Северном крае. Л., 1932 (Тр. СОПС АН СССР. Серия северная, вып. 1).
- Городков Б. Н. Материалы для познания горных тундр Полярного Урала.—В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Тр. Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- Гофман Э. Северный Урал и береговой Пай-хой. Исследования Экспедиции Русск. геогр. о-ва в 1847, 1848 и 1850 гг. Т. 2. Перев. с нем., СПб., 1856.
- Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы. М., 1924 (Тр. Северной научно-промысл. экспедиции, вып. 22).
- Григорьев А. А. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии, их географическое распространение и генезис.—Землеведение, т. 27, вып. 1—2, 1925.
- Григорьев А. А. О некоторых основных физико-географических закономерностях.—Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1937, № 4.
- Григорьев А. А. Опыт характеристики основных типов физико-географической среды. Ч. 3. Типы физико-географической среды Арктического пояса.—Проблемы физ. географии, т. 7, 1939.
- Григорьев А. А. Субарктика. М.—Л., 1946.
- Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби.—Тр. Комиссии по изучению четвертич. периода, т. 3, вып. 2, 1934.
- Деметьев В. А. К истории рельефа западных склонов Пай-Хоя в четвертичное время.—Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 67, вып. 6, 1935.
- Денъгин Ю. П. Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас.—Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 62, вып. 2, 1930.
- Добролюбова Т. А. Геологические исследования по р. Б. Патоку, притоку р. Шугора в бассейне Печоры. М., 1930 (Тр. Ассоциации н.-исслед. ин-тов, т. 3, вып. 1).
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). Лист 123. Л.—М., 1935 (Тр. Ленингр. геол.-гидрогеод. упр., вып. 8).

- Долгушин Л. Д. Некоторые наблюдения над снеговым покровом в северной части Среднего Урала зимой 1939 г. — Проблемы физ. географии, т. 9, 1940.
- Долгушин Л. Д. Новые данные о современном оледенении Урала. — Вопросы географии, вып. 15. М., 1949.
- Дорофеев Н. В. К вопросу о генезисе нагорных террас. — Проблемы Арктики. 1939, № 6.
- Дунин-Горкавич А. А. Тобольский Север. СПб., 1904.
- Дунин-Горкавич А. А. Географический очерк Тобольского Севера. — Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 40, вып. 1—2, 1904.
- Ермилов И. Я. О влиянии вечной мерзлоты на рельеф. — Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 3, 1934.
- Журавский А. В. Северо-Печорская экспедиция. — Изв. Архангельск. о-ва изуч. Русск. Севера, 1906, № 9.
- Журавский А. В. Печорские Альпы и р. Сыня. — Архангельские губ. ведомости, 1908, № 160.
- Журавский А. В. Результаты исследования «Приполярного» Запечорья в 1907 и 1908 гг. — Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 45, вып. 1—3, 1909.
- Завалишин И. Описание Западной Сибири. Т. 1. М., 1862.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-из в Полярном Урале. М.—Л., 1932.
- Игошина К. Н. и Флоровская Е. Ф. Использование пастбищ и выпас оленей на Приполярном Урале. Л., 1939 (Тр. Научно-иссл. ин-та полярного земледелия. Серия «Оленеводство», вып. 8).
- Иловайский Д. И. Поездка в Ляпинский край. — Землеведение, т. 10, кн. 4, 1903.
- Иловайский Д. И. Мезозойские отложения Ляпинского края. — Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. 1903, № 4.
- Иловайский Д. И. О картах Ляпинского края. — Дневник XII съезда Русск. естествоиспыт. и врачей в Москве в 1910 г. М., 1910.
- Иловайский Д. И. Ляпинский край. Очерк географии его и геологии. М., 1915.
- Ильин Р. С. Нагорные террасы и курумы. — Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 4, 1934.
- Калесник С. В. Краткая программа для собирания сведений о современных ледниках. — Исслед. ледников СССР, вып. 1, Л., 1934.
- Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Л.—М., 1937.
- Калесник С. В. Общая гляциология. Л., 1939.
- Каминский А. А. и Рубинштейн Е. С. Климатический очерк Уральской области. Свердловск, 1925.
- Качинский Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы. М., 1927.
- Качурин С. П. Солифлюкционные террасы в области вечной мерзлоты. — Тр. комисс. по изуч. вечной мерзлоты, т. 7, 1939.
- Керцелли С. В. По Большеземельским тундрам с кочевниками. Архангельск, 1911.
- Клер М. О. О каменных россыпях Урала. — Зап. Уральск. о-ва любит. естеств., т. 31, вып. 2, 1911.
- Ковальский М. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Т. 1. СПб., 1853.
- Колоколов А. А. К геоморфологии восточного склона Северного Урала. — Уч. Зап. Моск. гос. пед. ин-та, т. 23. Кафедра геологии, вып. 2. М., 1940.
- Колосов Д. М. О наледных явлениях как геоморфологическом процессе. — Проблемы физ. географии, т. 6, 1938.

- Краснов И. И. Четвертичные отложения Молотовской и Свердловской областей. — Геология СССР. Т. 12. Урал, ч. 1. Л.—М., 1944.
- Кулик Н. А. О северном Постплиоцене.— Геол. вестник, 1926, т. 5, № 1—3.
- Кулик Н. А. Урало-Пайхойская геологическая экспедиция 1937 г. — Проблемы Арктики, 1938, № 2.
- Ламакин В. В. Подснежно-вырезные формы рельефа на восточном крае Уфимского плато. — Землеведение, т. 36, вып. 1, 1934.
- Ламакины В. В. и Н. В. Саяно-Джидинское нагорье (по исслед. 1928 г.).— Землеведение, 1930, т. 32, вып. 1—2.
- Левитов И. С. Сибиряковский тракт на Север.— Зап. Уральск. о-ва любит. естеств., т. 10, вып. 3 и 4, 1887.
- Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. — Тр. геоморфологич. ин-та АН СССР, вып. 7, 1933.
- Лукашев К. И. Бугрообразование как проявление напряжений в грунтах в связи с вечной мерзлотой.— Учен. зап. ЛГУ, 1936, № 10. Серия геол.-почв. геогр. наук, т. 2, вып. 3.
- Макиеров Я. А. Нагорные террасы Сибири и происхождение их. — Изв. Геол. ком., 1913, т. 32, № 8.
- Матвеев С. Н. Каменные потоки. — Проблемы физ. географии, т. 6, 1938.
- Марков К. К. Геоморфологический очерк Памира. — Тр. Ин-та физич. географии, вып. 17, 1935.
- Мартонн Э. Основы физической географии. Т. 2. Геоморфология. М., 1945.
- Мирчинк Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. — Материалы по четвертичному периоду СССР. М., 1936.
- Мушкетов И. В. Физическая геология. Т. 2, изд. 3, Л., 1926.
- Наумова С. Н. Ботанико-географические исследования 1926 г. в предгорьях Северного Урала. — Тр. О-ва изуч. Урала, Сибири и Дальнего Востока, т. 1, вып. 1. М., 1929.
- Неврли И. Леса Севера Европейской России.— Изв. Лесн. ин-та, вып. 22, 1912.
- Носилов К. Д. С Оби на Печору.— Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 20, вып. 2, 1884.
- Носилов К. Д. Об исследовании проходов через Уральский хребет.— Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 21, вып. 4, 1885.
- Носилов К. Д. По поводу водного пути с Оби на Печору.— Изв. Архангельск. о-ва изуч. Русск. Севера, 1909, № 11.
- Обручев В. А. Полевая геология. Т. 2, М.—Л., 1931.
- Обручев С. В. Солифлюкционные (нагорные) террасы и их генезис на основании работ в Чукотском крае.— Проблемы Арктики, 1937, № 3—4.
- Падалка Г. А. О высоких террасах на Северном Урале.— Вестник Геол. ком., 1928, т. 3, № 4.
- Панов Д. Г. Геоморфологический очерк Полярных Уралов и западной части полярного шельфа.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 26, 1937.
- Пиотрович В. В. Происхождение полосчатости ледникового льда.— Изв. Гос. гидрол. ин-та, 1933, № 56.
- Поле Р. Материалы для флоры Сев. России.— Изв. СПб. Ботан. сада, т. 7, вып. 1, 1907.
- Поле Р. Материалы к познанию растительности Сев. России, I.— Тр. СПб. Ботан. сада, т. 33, вып. 1, 1915.

- П о п о в В. И. Метеорологические наблюдения Уральской ледниковой экспедиции в 1932 г.— В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Тр. Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- П р и р о д а У р а л а. Сборник. Свердловск, 1936.
- Р и х т е р Г. Д. Некоторые сведения о торфяных буграх в районе Ньюозера (Мурманский округ).— Тр. Комиссии по изучению вечной мерзлоты, т. 3, 1934.
- Р и х т е р Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.—Л., 1945.
- Р и х т е р Г. Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М., 1948.
- С а к с В. Н. Основные моменты четвертичной истории ю.-в. побережья Карского моря.— Проблемы Арктики, 1940, № 5.
- С а м б у к Ф. В. Ботанико-географический очерк долины р. Печоры.— Тр. Ботан. муз. АН СССР, т. 22, Л., 1930.
- С а р к и с я н С. Г. и Ж и т к о в а М. К. Петрография рыхлых отложений бассейна рр. Народа, Мань-я и Шокурья Приполярного Урала.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 59, петрографич. серия (№ 20), М., 1941.
- С и д о р о в М. Север России. Т. 1—2, СПб., 1870—1881.
- С и р и н Н. А. Предварительные данные Полярно-Уральской экспедиции в 1936 г.— Проблемы Арктики, 1937, № 3.
- С и р и н Н. А. Некоторые данные о геологическом строении Ляпинского края на Приполярном Урале.— Проблемы Арктики, 1939, № 3.
- С и р и н Н. А. Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 72. Петрографич. серия (№ 22), М., 1945.
- С и р и н Н. А. О следах двух оледенений на Приполярном Урале.— Бюлл. Ком. по изучению четвертичн. периода, 1947, № 10.
- С и р и н Н. А., Л ь в о в К. А., В о л к о в С. Н., Д и к Н. Е. Геологическая карта СССР. М. 1 : 1 000 000. Объяснительная записка к листу Q-41 (Усть-Воркута). М.—Л., 1945.
- С о к о л о в с к и й Д. Л. Водные ресурсы рек промышленного Урала и методика их расчета. М.—Свердловск, Гидрометеиздат, 1943. (Тр. Н.-исслед. учреждений, сер. 4, Гидрология суши, вып. 7).
- С о л н ц е в Н. А. Снежники как геоморфологический фактор. М., 1949.
- С о ф р о н о в Г. П. К геоморфологии Войкарского района (Полярный Урал).— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 4.
- С о ч а в а В. Б. Пределы лесов в горах Ляпинского Урала — Тр. Ботан. муз. АН СССР, вып. 22, 1930.
- С о ш к и н а Е. Тельпоз-из (Высочайшая вершина Северного Урала).— Северная Азия, кн. 2, 1929.
- С у к а ч е в В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву.— Изв. Акад. Наук, серия VI, 1911, т. 5, № 1.
- С у м г и н М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.—Л., 1937.
- С у м г и н М. И., К а ч у р и н С. П., Т о л с т и х и н Н. И., Т у м е л ь В. Ф. Общее мерзлотоведение. М.—Л., 1940.
- Т а н ф и л ь е в Г. И. География России, Украины и примыкающих к ним с запада территорий в пределах России 1914 г. Ч. 2, вып. 1—3. Одесса, 1922—1924.
- Т о л м а ч е в И. П. К вопросу о происхождении цирков.— Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1899, т. 30, вып. 1, протоколы.
- Т о л м а ч е в И. П. К вопросу о ледниковом периоде в Сибири.— Там же.
- Т о л м а ч е в И. П. Геологическая поездка в Кузнецкий Алатау летом 1902 г.— Изв. Русск. геогр. о-ва, т. 39, вып. 4, 1930.

- Тюлина Л. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на горе Ирмель (Южный Урал).— Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 63, вып. 2—3, 1931.
- Тюлина Л. О лесной растительности Анадырского края и ее взаимоотношении с тундрой.— Тр. Арктич. ин-та, т. 40, 1936.
- Федоров В. П. Метеорологические и гидрометрические наблюдения в 1933 г. в районе г. Народной.— В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Тр. Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- Федоров Е. С. Заметка о нахождении меловых и валунных отложений в Приуральской части Сев. Сибири.— Изв. Геол. ком., т. 6, 1877.
- Федоров Е. С. Геологические исследования в Северном Урале в 1884—1886 гг.— Горный журнал, 1889, т. 2; 1890, т. 1 и 2.
- Федоров Е. С. Геологические исследования в Северном Урале в 1887—1889 гг.— Горный журнал, 1896, т. 2 и 3; 1897, т. 3.
- Флеров К. К.— Очерки по млекопитающим Полярного Урала и Западной Сибири.— Изв. АН СССР, серия VII, 1933, № 3.
- Фрадкин М. М. Высота восточного склона Урала в неогеновый период.— Доклады АН СССР, 1940, т. 27, № 6.
- Фредерикс Г. Н. О возрасте современного Урала.— Вестн. Геол. ком., 1927, № 10.
- Фридолин В. Ю. Фауна Северного Урала как зоогеографическая единица и как биоценотическое целое.— В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Тр. Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- Хабаров А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. М.—Л., 1945 (Тр. Горно-геол. управления Главсевморпути, вып. 15).
- Цинзерлинг Ю. Д. Очерк растительности массива Сабли.— В кн.: Урал. Приполярные районы. Л., 1935 (Труды Ледниковых экспедиций, вып. 4).
- Чернов А. А. Геологическое строение бассейна Кось-ю в Печорском крае по исследованиям 1925 г.— Изв. Геол. ком., 1927, т. 46, № 8.
- Чернов А. А. и Чернов Г. А. Геологическое строение бассейна р. Кось-ю в Печорском крае. М.—Л., 1940.
- Чернов Г. А. Четвертичные отложения ю.-в. части Большеземельской тундры.— Тр. Северной базы АН СССР, вып. 5, 1939.
- Шишкин О. Записка о части Березовского округа Тобольской губ., обследованной в 1861—1862—1863 гг. курганским купцом О. Шишкиным.— Тобольские губ. ведомости, 1864, № 9.
- Шренк Л. И. Путешествие по северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к Уральским горам по высочайшему повелению в 1837 г. Перевод с нем. СПб., 1855.
- Шумский П. А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М., 1947.
- Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа. Ч. I. Большой Кавказ. М., 1926 (Тр. Н.-иссл. ин-та геогр. МГУ, вып. 2).
- Щукин И. С. Общая морфология суши. Т. 1—2, М.—Л., 1933—1938.
- Эдельштейн Я. С. Инструкция для геоморфологического изучения и картирования Урала. Л., 1936.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. Изв. Зап.-Сиб. отд. Р. Г. О. Омск, 1936.
- Эдельштейн Я. С. Итоги геоморфологического изучения Урала.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1946, т. 10, № 2.
- Эдельштейн Я. С. и Герасимов А. Г. Инструкция для изучения следов древнего оледенения в альпийских странах. СПб., 1909.
- Эпштейн С. В. Маршрутные геолого-геоморфологические наблюдения на восточном склоне Северного Урала в 1930 г.— Изв. Гос. геогр. о-ва, т. 66, вып. 2, 1934.

- Andersson J. G. Solifluction, a component of subaerial denudation.— Journ. of Geology, vol. 14, 1906.
- Bowman I. Ueber Schneerosion und Entstehung der Kare.— Zt. Gletscherkunde. Bd. 12, H. 1/2, 1921.
- Diskussion über Bodenfluss.— Zt. der Ges. für Erdkunde, 1912, N 1—10 (статьи: Miethe A., Penck A., Spithmahn H., Braun G., Meinardus W., Sapper K.)
- Duparc L. et Pearce F. Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord.— La Géographie, 1905. t. 12, N 5.
- Duparc L., Pearce F., Tikanowitsch M. Recherches géologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord. Part 3. Le bassin de la haute Wischéra.— Mem. Soc. phys. et hist. nat. de Genève, t. 36, fasc. I, 1909.
- Eakin H. M. The condition of «altiplanation» in Sub-Arctic regions.— Journ. Washington Acad. Sci., 1914, vol. 4, N 7.
- Eakin H. M. The Joukon-Koyukuk region, Alaska.— U. S. Geol. Survey. Bull. N 631, 1916.
- Högbom B. Ueber die geologische Bedeutung des Frostes.— Bull. Geol. Inst. of the Univ. of Upsala. vol. 12, 1914.
- Lewis W. V. Nivation, river grading and shoreline development in South-East Iceland.— Geogr. Journ., 1936, vol. 88, N 5.
- Lewis W. V. A melt-water hypothesis of cirque formation.— Geol. Mag., 1938, vol. 75, N 888.
- Matthews F. E. The glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming.— Ann. Report. U. S. Geol. Survey, 1899, Pt. 2. Washington, 1900.
- McCabe Z. H. Nivation and erosion in West Spitsbergen.— Geogr. Journ., 1939, vol. 94, N 6.
-

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
История исследований	11
Схема геологического строения	21
Основные этапы древнего оледенения Урала	28
Основные черты рельефа и гидрографической сети	35
Особенности речной сети	44
Рельеф высокогорной зоны	47
Древние поверхности выравнивания	55
Особенности климата	57
Ветры, влажность, осадки	58
Температурные условия	69
Вертикальные растительно-климатические пояса	77
Некоторые особенности погоды по экспедиционным наблюдениям	82
Снежный покров, снежники, каровые ледники и их геоморфологическое значение	99
Распределение и динамика снежного покрова	—
О геоморфологической работе снежников	114
Ледники	126
Кары и закономерности их распространения	138
Некоторые сведения о каровых озерах Урала	148
Некоторые особенности процессов выветривания и денудации в условиях «вечной» мерзлоты	159
Формы проявления мерзлотно-солифлюкционных процессов в коре выветривания	172
Нагорные террасы	184
Краткие выводы	195
Литература	200

Объем 13 п. л. + 1 вклейка Зак. 138с.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
115	18 св.	карты	кары
173	14 сн.	кварциат.	кварцита.

Зак. 138