

Г. А. ЧЕРНОВ

**О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ И ГЕОМОРФОЛОГИИ
ВАНГЫРСКОГО РАЙОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

Приполярный Урал — это один из самых высоких участков всего Уральского горного сооружения. Отдельные горные вершины его достигают 1800 м абсолютной высоты. Эта область Урала еще далеко недостаточно изучена, хотя альпийским типом рельефа Приполярный Урал и привлекает немало исследователей. Так, еще совсем недавно здесь были обнаружены небольшие реликтовые леднички (Алешков, 1931, 1934; Долгушин, 1951) и описаны неизвестные высокие горные вершины, как, например, г. Колокольня (1700 м; А. Чернов и Г. Чернов, 1940) и др. (Алешков, 1935; Боч, 1941; Долгушин, 1949).

В последнее время на Приполярном Урале проводятся широкие геологические исследования, однако о четвертичной геологии и геоморфологии его нам еще очень мало известно. В этой статье мы изложим четвертичную историю одного из районов (Вангырского) западного склона Приполярного Урала, о котором до сих пор нет печатных сообщений. Район будет рассматриваться в совокупности с прилегающими районами, где автором проводились полевые исследования, а именно: р. Б. Сыняю, северной оконечностью хребта Сабля (1954а, 1956), р. Кожим (1945) и р. Щугор в 1956 г., не считая бассейна р. Косью, четвертичная геология которого изложена в опубликованной совместно с А. А. Черновым работе (1940). В результате всех исследований нами составлена схема геоморфологических районов западного склона северной половины Приполярного Урала и прилегающих к нему с запада областей (рис. 1).

Приполярным Уралом считают ту часть горного сооружения, которая тянется от резкого изменения выдержанного меридионального простиранья на северо-северо-восточное до р. Кожим. Южной границей считается гора Тельпос-из (Сошкина, 1929), которая находится на западном склоне Урала, в бассейне р. Щугор, а северной — область погружения горных хребтов к югу от р. Кожим, постепенно снижающихся на северо-восток.

Своим высокогорным рельефом Приполярный Урал обязан особенностям геологического строения и, прежде всего, герцинским тектоническим процессам, закончившимся в среднем триасе, и дальнейшему развитию их в мезокайнозое; эти процессы сыграли главную роль в формировании горного сооружения Урала. По геоморфологическим признакам Приполярный Урал подразделяется на четыре области. I — высокогорная центральная или водораздельная область, с альпийскими формами рельефа. Самые высокие горные вершины (Народа — 1894 м, Манарага — 1820 м, Колокольня — 1700 м) сосредоточены здесь. II — западная, также высокогорная область Урала с хребтами Тельпос-из, 1617 м, и Сабля, 1425 м, с альпийскими формами рельефа. Обе выделенные области сложены в основном древними рифейскими метаморфическими сланцами, пронизанными как кислыми, так и основными интрузиями. М. В. Фишман в своей диссертации (1956), вследствие неправильного

I — высокогорная центральная, или водораздельная, часть Уральского хребта с альпийскими формами рельефа; II — западная высокогорная область Урала, хребет Сабля с альпийскими формами рельефа; III — сильно выровненная и пониженная область Урала; IV — область с хорошо выраженными параллельными хребтами, погружающимися на северо-восток; V — область западной увалистой полосы с грядовым рельефом; VI — Косьюнская низина; VII — слабо выраженная в рельефе гряда Чернышева; VIII — Печорская низменность. 1 — Галеча-чугра; 2 — Кузь-чугра; 3 — Вой-выл-чугра; 4 — Тупосья-чугра; 5 — Сыл-бон-чугра.

1 — область распространения рифейских пород: метаморфические сланцы, кварциты, интрузивные и эффузивные породы; 2 — область распространения ордовикских слоистых кварцитоподобных песчаников и конгломератов; 3 — область распространения ордовикских и силурийских карбонатных пород в горной части: метаморфизованные известняки, известняки и доломиты; 4 — область распространения карбонатных пород: силурийского и каменноугольного возрастов в увалистой полосе и на гряде Чернышева; 5, 6 — область распространения пермских пород: песчаников, сланцев и конгломератов в Косьюнской низине (5) и в Печорской низменности (6); 7 — граница западного склона Приполярного Урала; 8 — границы выделенных областей; 9 — гряды в увалистой полосе; 10 — направление движения льдов покровного, максимального (днепровского) Новоземельского оледенения

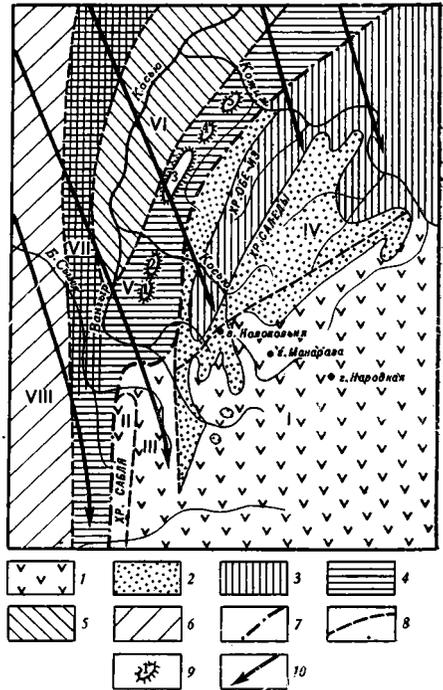


Рис. 1. Схема геолого-геоморфологического районирования северной половины западного склона Урала и прилегающих к нему областей. Составил Г. А. Чернов

толкования стратиграфического положения свит, слагающих хр. Сабля, считает эту структуру не антиклинальной, а синклинальной, т. е. обратной формой рельефа, чего не наблюдается на всем Печорском Урале. III область располагается между двумя выделенными и представляет сильно сглаженный горный массив, протягивающийся с юга только до поворота р. Вангыр на запад. Этот массив не имеет названия и не имеет тех резко выраженных форм рельефа, которые свойственны двум высокогорным областям, хотя он также сложен почти исключительно породами рифея. И, наконец, IV область — это хорошо выраженные параллельные хребты Обе-из, Саледы, Малды и Рассомаха (Г. Чернов, 1948а), располагающиеся к северу от р. Вангыр и к западу от центральной области. Некоторые хребты достигают 1200 м абсолютной высоты и слагаются мощными толщами ордовикских песчаников и конгломератов и только два последних в южных концах — древними рифейскими породами (Чумаков, 1948; Раабен, 1959). Четыре хребта разделены глубокими межгорными долинами: Дурнойюсской, Саледской и Лимбекоюсской (Г. Чернов, 1948а).

К западу от Приполярного Урала выделяется узкая увалистая полоса с грядовым рельефом. Наиболее хорошо грядовый рельеф прослеживается на севере. Здесь выделяется несколько отдельных гряд, таких, как Галеча-чугра, Кузь-чугра, Вой-выл-чугра, Тупосья-чугра и Сыл-бон-чугра (А. Чернов, Г. Чернов, 1940). Гряды достигают 500 м высоты и сложены в основном карбонатными породами каменноугольного возраста, которые прикрыты маломощными четвертичными отложениями. К югу от хребта Сабля увалистая полоса значительно расширяется. Но мы не будем касаться этого участка, поскольку он описан Т. А. Добролюбовой

и Е. Д. Сошкиной (1935). К западу от полосы каменноугольных возвышенностей располагается Косьюнская низина, или, как ее называет В. А. Варсанофьева (1960), — Усинская депрессия. На севере низину слагают четвертичные отложения и пермские сланцы, песчаники и конгломераты (А. Чернов, 1928; А. Чернов и Г. Чернов, 1940). В южной части низины по рекам обнажаются более древние палеозойские породы. С запада Косьюнскую низину окаймляет южная оконечность гряды Чернышева (Г. Чернов, 1944, 1956). Гряда узкая и довольно слабо выражена в рельефе. Прорезающая ее р. Б. Сыня вскрывает палеозойские породы, поставленные на голову. Местами Б. Сыня течет в глубоких и узких каньонах, удобных для гидросооружений (рис. 2). Наконец, к западу от гряды Чернышева располагается Печорская низменность, сложенная в основном четвертичными и пермо-триасовыми отложениями (Варсанофьева, 1961; Чалышев, 1961).

Вангыр — левый приток Косью. В истоках Вангыр прорезает западный склон Приполярного Урала как раз в том месте, где последний резко отклоняется от хребта Сабля на северо-восток. Хребет Сабля круто обрывается к северу в сторону от Косьюнской низины. Северо-восточнее Сабли располагаются плоские горы Лапто-Пай, достигающие 900 м абсолютной высоты, а еще северо-восточнее, между Вангыром и Харотой — гора Конгломератовая, уже превышающая 1000 м (рис. 3). К югу от последней, по левому борту долины Вангыра, возвышается гора Шапка, характерная своей почти круглой формой. Ее высота около 1200 м. Один из наиболее красивых хребтов в Вангырском районе — хр. Курсомбой, расположенный к северу от Хароты. Они образуют большой полукруг, обращенный выпуклостью к югу. На западе этот хребет венчают отдельные пикообразные вершины. На северных склонах их располагаются кары, в которых в течение всего лета сохраняются значительные снежники.

На востоке хр. Курсомбой возвышается в виде пирамидальных вершин, несколько уступающих по высоте г. Колокольня, которая завершает на севере этот огромный амфитеатр труднодоступных горных возвышенностей.

На западе, к северу от хр. Курсомбой, возвышается гора Маяк, а затем протягивается длинный хребет Обе-из. На востоке от горы Колокольня тянется хр. Саледы. Между ними располагается широкая Дурнойюская троговая долина.

Западный склон северной половины Приполярного Урала прорезается р. Косью и ее притоками Кожимом и Вангыром. Кожим — одна из самых мощных рек, прорезающих северные оконечности хребтов Саледы и Обе-из. Ее долина в этих местах довольно узкая, в особенности в области развития ордовикских пород. Долина несколько расширяется лишь на отрезке от впадающей в нее р. Беть (Бетью) до р. Дурной (Дурнойю). Кожим течет здесь по простиранию горных пород. Косью, хотя и является основной водной артерией, трудно проходима на лодках. Это типично горная река с быстрым течением и порожистым руслом, zagrożенным крупными валунами (А. Чернов и Г. Чернов, 1940).

Вангыр — также порожистая горная река с опасными для подъема лодок участками течения. Один из таких участков, протяжением примерно 25 км, находится ниже устья р. Харота. Здесь река размывает моренные образования, представленные по большей части скоплениями крупных валунов. Несколько выше устья р. Харота Вангыр становится более или менее спокойным. Местами Вангыр подходит к высоким горным склонам. Кроме моренных образований, коренные берега Вангыра слагают здесь и озерные осадки: глины и пески, отложившиеся при отступании ледника.

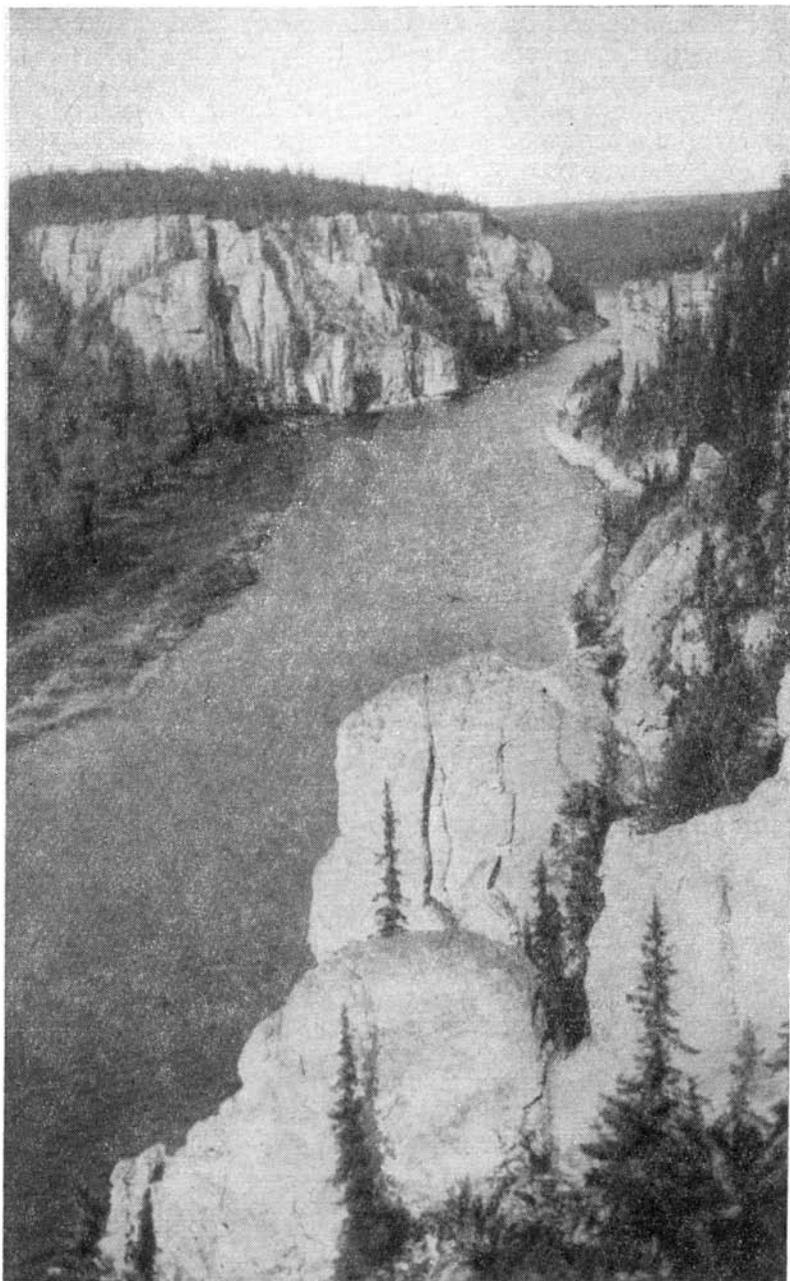


Рис. 2. Река Б. Сыня, прорезающая гряду Чернышева, сложенную палеозойскими карбонатными породами, поставленными на голову

Два крупных притока Вангыра — Харота и Ягиней — в верховьях прорезают горный северо-восточный район и на всем протяжении бурно текут среди крупных валунов, часто разбиваясь на ряд рукавов. Выходы коренных отложений почти отсутствуют, за исключением небольших обнажений в горной области и притом в самых верховьях рек.

Юго-западная часть Вангырского района прорезается р. Вой-Вож, правым притоком р. Б. Сыня. Этот горный ручей также почти на всем

своим протяжением не вскрывает коренных пород. Все истоки упомянутых рек, а также их притоки и ручьи берут начало из каровых озер. Некоторые ручьи, например правый ручей Вой-Вожа, пересекают несколько озер, подпруженных конечными моренами. Мелкие ручьи, стекающие с горных хребтов, в отличие от крупных, дают прекрасные разрезы горных пород. Ручьи изобилуют красивыми водопадами, благодаря которым некоторые из них названы нами Водопадными.

Из наиболее крупных, но по большей части неглубоких долинных озер в Вангырском районе следует отметить озеро р. Вой-Вож. Они располагаются у самого Вой-Вожа и к западу от горной вершины Шапка, на дне троговой долины, и имеют прихотливые очертания берегов. Такого типа озера имеются и вблизи р. Вангыр, выше устья р. Харота. Глубина самого большого из этих озер 15 м. Все озера соединены реками и обычно рыбные.

Другая группа озер относится к типично каровым. Такие озера, как уже отмечалось, располагаются у подножья крутых склонов, которые окружают их с трех сторон. Самые большие и глубокие каровые озера находятся у самого верхнего левого ручья, впадающего в Вангыр, у правого ручья Вой-Вожа и затем у истоков р. Харота. Эти озера, как правило, нерыбные и отличаются от вышеописанных исключительно прозрачной водой голубовато-зеленоватого цвета.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По генетическому признаку четвертичные отложения в Вангырском районе могут быть подразделены на ледниковые и связанные с оледенением осадки и на элювиальные и делювиальные, аллювиальные и болотно-торфяные отложения. Отложения первых двух групп наиболее распространенные, остальные занимают незначительные площади (рис. 3).

Моренные отложения широко развиты в северо-западной части Вангырского района, где они покрывают почти целиком предгорную равнину, широко раскинувшуюся к западу. Морена представлена неотсортированным грубообломочным материалом и преимущественно плохо окатанными глыбами пород, нередко до 3 м в поперечнике. Но в моренах есть грубозернистый песок с галькой и очень небольшим количеством глинозема. Цвет морены чаще бурый, реже серый. В состав валунов по большей части входят породы, слагающие западный склон Приполярного Урала. По количеству первое место принадлежит валунам песчаников и конгломератов ордовикского возраста. Затем следует отметить валуны неслоистых кварцитов рифейского возраста, изверженных основных пород (габбро, габбро-диабазов и диабазов), а также кислых (кварцевые порфиры и довольно редко граниты). Несмотря на широкое развитие в Вангырском районе метаморфических сланцев, количество валунов их очень незначительно. По-видимому, метаморфические сланцы быстрее разрушаются, чем перечисленные породы.

В горном районе моренные отложения не имеют площадного распространения, а сосредоточены лишь по долинам рек. Разрезы моренных отложений прослеживаются по р. Вангыр, выше устья р. Харота и в нижнем течении р. Ягиней. Прекрасный разрез морены высотой 25 м имеется в Косьюнской низине у поворота Вангыра на север. Морена представлена в большинстве случаев только скоплениями очень крупных валунов, обычно местных пород, со слабыми следами окатанности. Такие морены выполняют все троговые долины горной области. Видимая мощность моренных отложений не превышает 15 м.

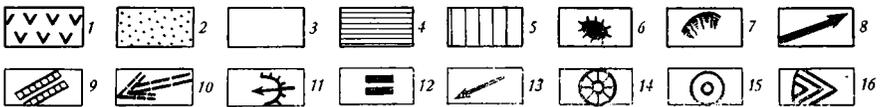
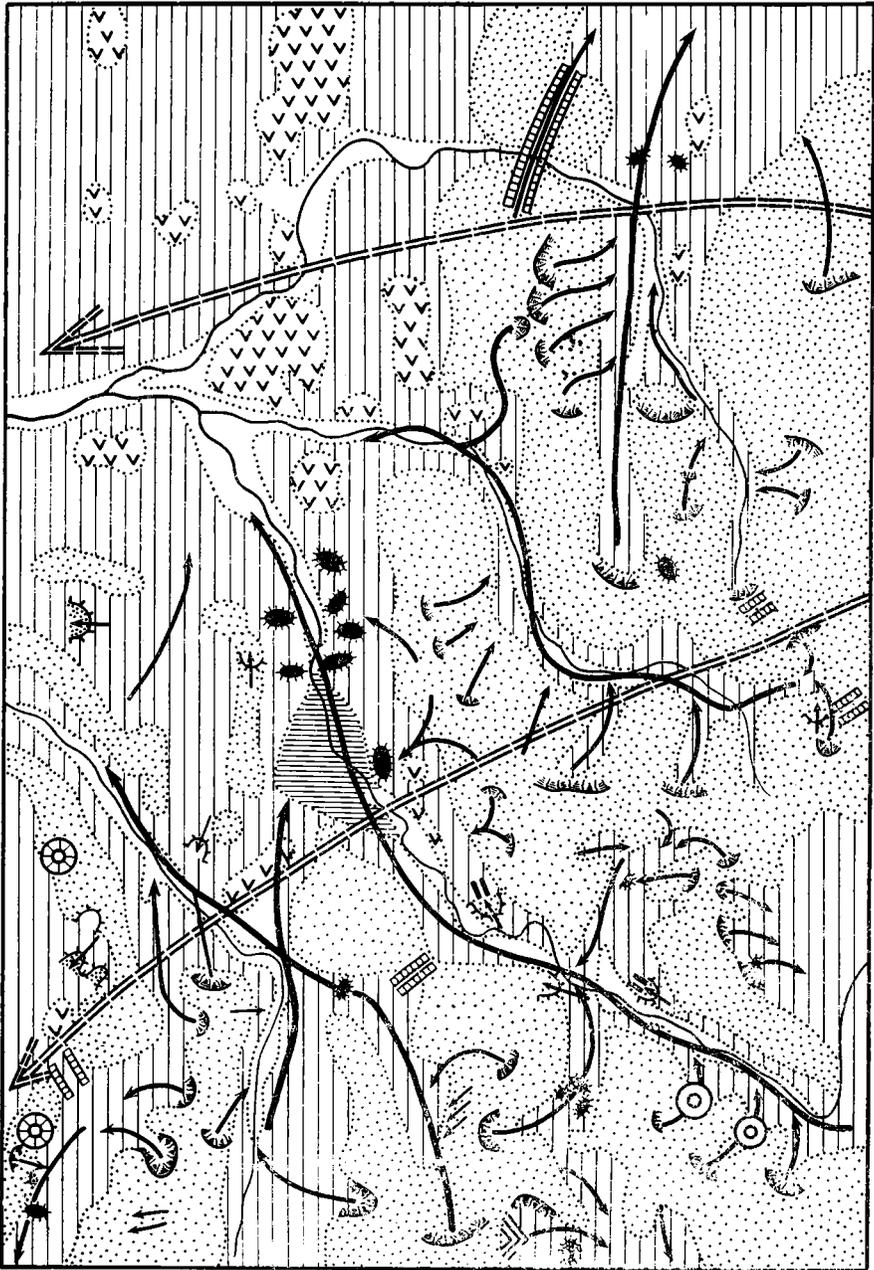


Рис. 3. Схематическая карта четвертичных отложений и геоморфологии Вангырского района. Составил Г. А. Чернов

1 — торфяники; 2 — элювиальные и делювиальные отложения; 3 — аллювиальные отложения; 4 — ледниково-озерные отложения; 5 — моренные и флювиогляциальные отложения; 6 — конечноморенные гряды; 7 — кары и цирки; 8 — троговые долины и направление движения льдов долинного оледенения (вадальского); 9 — висячие троговые долины; 10 — направление движения льдов Уральского оледенения (московского); 11 — «бараньи лбы»; 12 — ледниковые желоба; 13 — каменные потоки; 14 — каменные кольца; 15 — исполнины котлы; 16 — современный ледничок

У подножья каров и цирков вдоль крутых склонов морены образуют по несколько узких гряд; гряды наблюдаются и поперек троговых долин. Такие гряды, в особенности близ каров и цирков, состоят из совершенно неокатанных крупных глыб пород, слагающих склон горы, в которую врезан цирк или кар. Большие конечноморенные гряды наблюдались у подножья небольших ледничков г. Сабля и в истоках р. Б. Паток.

Многочисленные моренные нагромождения создают запруды рек и образуют цепочки озер, иногда значительной глубины, как, например, озеро в истоках правого притока Вой-Вожа. В троговых долинах моренные гряды менее отчетливы. Сравнительно хорошо выраженные моренные гряды наблюдались на р. Седью, на одном из ручьев Вангыра и на самом Вангыре. Близ Вангыра между моренными нагромождениями располагаются крупные озера до 15 м глубиной с берегами высотой до 10 м. Если судить по высоте берегов, то мощность моренных отложений достигает здесь 25 м. На горных вершинах сохранились лишь отдельные хорошо окатанные валуны, указывающие на покровное оледенение всей этой области.

Флювиогляциальные отложения представлены слабо отсортированным материалом и по существу мало отличаются от моренных отложений. Поэтому выделить их на прилагаемой карте четвертичных отложений не удалось. В большинстве случаев они приурочены к долинам рек. Слагая нижнюю часть 7—15-метровых террас, моренные отложения кверху переходят в песчано-галечниковые с постепенным уменьшением размера галек. Самую верхнюю часть таких террас слагают плохо отсортированные грубозернистые желтые и бурые пески с галькой величиной нередко 0,2 м в поперечнике. Почти все флювиогляциальные террасы имеют резкий наклон к руслу рек и в сторону течения, совпадающий с бывшим движением льдов долинного оледенения.

Озерно-ледниковые отложения на р. Вангыр наблюдались в одном месте выше по реке от конечноморенного ландшафта с крупными озерами. Это — светло-серые, почти однородные мелкозернистые пески со слабо заметной горизонтальной слоистостью. Они выступают в основании 15-метровой древней террасы. В более высоких слоях песков проявляется отдельная галька до 0,2 м, и слои в свою очередь перекрываются флювиогляциальными галечниками с валунами до 1,5 м в диаметре. Эти же озерные отложения видны и в русле реки, но здесь пески глинистые с ясно горизонтальной слоистостью. Общая мощность озерных песков около 13 м. Перечисленные отложения следует относить к предледниковым озерным осадкам долинного оледенения.

Элювиальные и делювиальные отложения тесно связаны между собой и распространяются, главным образом, в горном районе, покрывая его вершины и склоны. Элювий представлен россыпями и осыпями коренных древнепалеозойских пород; форма и размеры обломочного материала зависят от состава и характера трещиноватости последних. В области распространения ордовикских песчаников и конгломератов россыпи и осыпи представлены крупными, угловатыми, чаще кубическими глыбами пород. Глыбы кубической формы обязаны своим происхождением хорошо выраженному пластовому залеганию пород и развитию трещин диаклаз, которые секут отложения чаще вкрест простирания. Изверженные породы рифейских отложений дают осыпи и россыпи крупных глыб с острыми углами, а кристаллические сланцы — менее крупные и даже мелкие обломки плитчатой и продолговатой формы. Продолговатые плитчатые обломки при ходьбе по ним часто издают своеобразный звенящий звук и на склонах менее устойчивы, чем крупные угловатые глыбы. Наблюдается некоторое отличие осыпей северных склонов от осыпей южных, представленных одними и теми же порода-

ми. На северных склонах осыпи состоят из более крупных глыб. Здесь, надо полагать, медленнее протекает морозное выветривание, чем на южных склонах. Известно, что на северных склонах снежный покров иногда не успевает стаять за лето и остается на следующий год. Как правило на северных склонах осыпи имеют меньшую мощность, чем на южных. На очень крутых северных склонах гор с карами, осыпи располагаются лишь у подножья, несколько отступя от склона, образуя нередко огромные нагромождения крупных глыб в виде гряд (рис. 5, IV).

Делювиальные отложения развиты преимущественно на южных склонах, в местах их выколаживания. Здесь к осыпям примешивается значительная часть мелкозема. В районах развития глинистых сланцев делювия обычно больше, чем в остальных местах.

Аллювиальные отложения распространены сравнительно узкими полосами вдоль рек, слагают пойму и надпойменные террасы. Наиболее отчетливые террасы современных рек хорошо развиты на р. Вангыр, в нижнем течении ее правых притоков Ягинея и Хароты, а также в нижнем отрезке Вой-Вожа. Почти всюду, за исключением области развития озерных ледниковых осадков на р. Вангыр, аллювий представлен крупными плохо окатанными глыбами и галькой с подчиненным количеством грубозернистого песка. Мелкий материал — глинистые осадки — в аллювиальных отложениях почти полностью отсутствует. Размер галек и глыб заметно увеличивается по мере продвижения вверх по течению рек и ручьев.

Следует отметить, что аллювиальные отложения являются главным образом перемытыми осадками ледниковых отложений, которыми, как уже отмечалось, выполнены все троговые долины. Коренные выходы горных пород по рекам очень незначительны, притом приурочены к самым верховьям.

Состав аллювия в значительной мере зависит от пород, слагающих район, по которому протекает та или другая река. Аллювий рек, протекающих в области развития ордовикских пород, содержит валуны и гальку большей частью песчаников и конгломератов (например, р. Ягинея). На р. Харота песчаники и конгломераты почти отсутствуют и преобладают валуны рифейских пород, развитых в верховьях этой реки. В нижнем же течении Хароты первое место среди валунов занимают песчаники и конгломераты ордовикского возраста, так как этот участок реки расположен в области развития последних. Такая связь аллювия с коренными породами отмечается и при шлиховом опробовании аллювия. Количество минералов в шлихе зависит от содержания их в тех или других горных породах, которые вскрываются данной рекой. Мощность аллювиальных отложений в верховьях рек не превышает 1,5 м. На р. Вангыр, как самой многоводной в исследованном районе, она достигает 5 м.

Болотно-торфяные отложения развиты главным образом в северо-западной части Вангырского района к западу от хр. Курсомбой, в областях широкого распространения ледниковых осадков. Торфяные образования располагаются по долинам рек Вангыр, Ягинея, Харота и между Вангыром и Вой-Вожем в центральной части троговой долины. Как исключение, маломощные (0,5 м) торфяные залежи были встречены на вершине ровного плато на водоразделе между левым притоком Вой-Вожа и р. Гач-ю. Мощность болотно-торфяных отложений в редких случаях превышала 1 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Изучение четвертичных отложений, развитых на западном склоне Приполярного Урала и в областях, прилегающих к нему с запада, позволяет предполагать, что эта территория подвергалась двукратному покровному оледенению и одному мощному долинному.

Так, в Печорском бассейне повсеместно устанавливаются два моренных горизонта, отвечающие двум покровным оледенениям. На юге они разделены континентальными отложениями (Варсанофьева, 1939; Добролюбова и Сошкина, 1935; Чернов, 1939; Кудрявцев, 1946; А. Чернов, 1953), на севере — морскими бореальными осадками (Кальянов, 1936; Краснов, 1947; Лаврова, 1949; Г. Чернов, 1944в, 1948б; Воллосович, 1961). Первоначально эти два моренных горизонта сопоставлялись с рисским и вюрмским оледенениями (Григорьев, 1924; Варсанофьева, 1933; Ливеровский, 1933; Коперина, 1933; Г. Чернов, 1939; и др.). Позднее, когда автором (1947) в северной и восточной частях Большеземельской тундры было установлено третье самостоятельное оледенение, возраст моренных горизонтов в Печорском бассейне стал рассматриваться по-разному. Так, например, В. В. Ламакин (1948) считал, что оледенений в Печорском бассейне было не три, а четыре. Нижний моренный горизонт, обнажающийся на Верхней и Средней Печоре, не относится к миндельскому оледенению. Неубедительность этого вывода рассмотрена нами в статье по району Печорской гряды (Г. Чернов, 1960а). Второй моренный горизонт В. В. Ламакин связывает с рисским оледенением, третий — с вюрмским ледником, который, однако, распространялся лишь до широты Усть-Усы. Четвертый моренный горизонт, развитый обособленно в Большеземельской тундре, установлен нами (Г. Чернов, 1947).

С. А. Яковлев (1956) выделяет в Печорском бассейне шесть горизонтов моренных суглинков, считая их отложениями самостоятельных оледенений. Моренные суглинки последнего оледенения Большеземельской тундры разделяются им на два разновозрастных горизонта. В северной части Большеземельской тундры морена была отложена Новоземельским ледником, а в восточной — Уральским.

В 1953 г. С. Л. Бызова отнесла второй горизонт морены Печорского бассейна к московскому оледенению. В. А. Варсанофьева (1960), Б. И. Гуслицер (1960) и Г. А. Чернов (1960а) подтверждают эту точку зрения и два нижние моренные горизонта, развитые в Печорском бассейне, сопоставляют с днепровским и московским оледенениями. В последние годы некоторые исследователи стали придерживаться старой гипотезы морского происхождения валунных суглинков, развитых не только в Большеземельской тундре, но и во всем Печорском бассейне. Так, например, К. К. Воллосович (1966) безапелляционно заявляет, что в Большеземельской тундре отсутствуют следы эскаррации на поверхности коренных пород. Как это, так и другие его утверждения о генезисе валунных суглинков не соответствуют огромному фактическому материалу по территории Большеземельской тундры, собранному большим количеством геологов. Однако этот вопрос требует специального изучения, и потому в данной статье не рассматривается.

Моренные отложения последнего, третьего оледенения в Печорском бассейне, которые, как указывалось выше, развиты лишь в Большеземельской тундре, синхронизируются нами с вюрмским (валдайским) оледенением (Карта геоморфологии и четвертичных отложений в Атласе Коми АССР, 1964). Учитывая разноречивые суждения о количестве и возрасте оледенений Печорского бассейна, мы считаем необходимым

рассмотреть четвертичную историю западного склона Приполярного Урала.

В области западной увалистой полосы рассматриваемого района в моренных суглинках, залегающих непосредственно на палеозойских породах и сохранившихся в эрозионных впадинах, валуны представлены преимущественно местными породами с редкими эрратическими — новоземельского происхождения. Однако в бассейне р. Кожим, несмотря на близость расположения хребта Обе-из, сложенного ордовикскими розовыми песчаниками, валунов этих пород в нижнеморенных суглинках нет. Здесь преобладают валуны карбонатных пород визейского яруса с кораллами *Lithostrotion cf. irregulare* Phill., *L. junceum* Flem., *Aulophyllum fungites* (Flem.), *Helaphyllum* sp. Коренные выходы этих пород находятся на западе в 30 км. Оба эти факта указывают, что как моренные суглинки, так и валуны карбонатных пород принесены сюда только с севера или с северо-запада в эпоху максимального днепровского оледенения, когда Новоземельский ледник был наиболее активным. Аналогичное явление перемещения валунов наблюдается и в горной полосе. Валуны ордовикских песчаников, слагающих хребты Обе-из и Саледы, встречались на востоке от этих хребтов. Это дает основание считать, что Новоземельский ледник в бассейне р. Кожим продвигался по крайней мере до устья Лимбикую. В верховьях Косью этот ледник, вероятно, переваливал через хребет Обе-из. В высокогорной части Приполярного Урала в эпоху максимального (днепровского) оледенения накапливались большие массы льда. Они-то и вынудили Новоземельский ледник двигаться на юг. Поэтому южнее р. Вангыр Новоземельский ледник, вероятно, двигался по обеим сторонам хр. Сабля, и последний являлся как бы «ледорезом» (см. рис. 1).

Существование второго оледенения (московского) подтверждается достаточно убедительными данными. Прежде всего, это наличие моренных суглинков с валунами уральских пород в западной низменной части Вангырского района и распространение отдельных валунов пород восточного происхождения на вершинах горных хребтов, достигающих 1200 м высоты, например на хр. Курсомбой. Здесь, среди песчаников обеизской свиты ордовика, встречаются валуны изверженных и осадочных пород до 1 м в поперечнике. Редки лишь граниты, выходы которых в центральной части очень ограничены. Большое количество валунов восточного происхождения наблюдается в юго-западной части, на хр. Лапто-Пай и горах, расположенных к югу от него.

В северной части хребта Обе-из валуны чуждых пород были встречены на высоте 1000 м. Здесь установлены альбитофиры, кварцевый порфир, пироксенит, гранит (гнейс), пироксено-эпидото-кварцевая порода, аркозовый песчаник и кварцит. Кроме того, здесь же встречаются валуны ордовикского песчаника, но, судя по их хорошей окатанности, эти валуны несомненно не местного происхождения. Валуны, имеющиеся на вершинах гор, по составу пород принадлежат к древним рифейским свитам, широко развитым на востоке, т. е. в центральной части Приполярного Урала.

Из всего сказанного следует, что в эпоху второго покровного оледенения (московского) центральная часть Уральского хребта являлась самостоятельным центром оледенения. Льды двигались в основном с востока на запад, а за пределами горной полосы Уральский ледник, сливаясь с Новоземельским, двигался в южном направлении, как это представляла ранее В. А. Варсанюфьева (1939). Кроме того, в Вангырском районе на вершинах горных сооружений иногда наблюдаются «бараньи лбы», а также гребешки горных пород с наклоном на юг и юго-запад. На востоке, как в Вангырском, так и в Кожимском районах,

развиты висячие троговые долины почти широтного направления. Все эти факты позволяют наметить пути движения льдов Уральского оледенения. В Вангырском районе направление движения льдов изменилось с западного на юго-западное, а далее — даже на южное. Такое изменение вызвано расположением хр. Сабля. Льды, двигаясь с востока на запад, упирались в него и далее уже двигались на юг. Сам же хребет Сабля, а также и отдельные горные пики, достигающие 1500 м высоты, являлись в это время нунатаками.

Конечные морены долинного оледенения, наблюдаемые как в горной полосе, так и за ее пределами, мы связываем с вюрмским покровным оледенением (валдайским), которое было нами установлено в Большеземельской тундре. Площадь распространения покровного вюрмского оледенения по направлению к югу постепенно сокращалась. И южнее бассейна р. Кожим вюрмское оледенение имело характер долинного. Межледниковые отложения периода между московским и валдайским оледенениями в горной области не сохранились. Но в прилегающих к ней с запада районах они довольно широко развиты. Например, межледниковые отложения были установлены А. А. Черновым на р. Б. Инта (Пономарев и Чернов, 1929). Морена валдайского оледенения перекрывает здесь пески с прослоями торфа, в котором обнаружена пыльца таких теплолюбивых пород, как дуб, орешник, и вяз. За пределами распространения валдайского оледенения в бассейне р. Б. Роговая широко развиты озерные ледниковые ленточные глины (Г. Чернов, 1939), а в бассейне р. Косью — озерно-аллювиальные отложения (Карта четвертичных отложений. Атлас Коми АССР, 1964). На восточном склоне Полярного Урала, на р. Щучья, отложениями валдайского оледенения сложена конечноморенная гряда Собкай, которая была установлена Г. А. Черновым в 1949 г.

К северо-востоку от Вангырского района, в самих верховьях р. Кожим, в районе хр. Рассомаха, т. е. в центральной части Уральского хребта, В. С. Гильденблат и В. А. Ситник (1966) отмечают лишь следы деятельности двух самостоятельных оледенений горнодолинного и карового типа. Первое оледенение авторы связывают с зырянским покровным оледенением, установленным на Полярном Урале и в восточной части Большеземельской тундры, которое, по нашим данным, соответствует валдайскому оледенению. Л. Д. Долгушин (1951) для горной полосы Урала устанавливает два плейстоценовых оледенения. По нашим наблюдениям, в отличие от выводов Л. Д. Долгушина, на Приполярном Урале трижды происходило оледенение в плейстоцене. Последним было не покровное, а горнодолинное оледенение альпийского типа. Ледники этого времени на западном склоне выходили за пределы горной полосы.

Образование ледников долинного типа теснейшим образом связано с формами дочетвертичного рельефа. Формирование дочетвертичного рельефа, начавшееся в конце триасового периода, обуславливалось, в первую очередь, геологическим строением района. Оледенения наложили свои характерные черты на рельеф, но не смогли скрыть от нас основные дочетвертичные формы, например каньонообразные долины, судя по которым мы можем говорить о действии в дочетвертичный период значительной глубинной эрозии. В большинстве случаев подобные долины развивались в меридиональном направлении вдоль господствующего простирания пород в синклинальных складках, которые сложены сравнительно легко разрушающимися породами: глинистыми сланцами, известняками ордовика. Положительные дочетвертичные формы рельефа, т. е. отдельные горные хребты, или антиклинальные структуры, сохранились до наших дней.

Примером зависимости рельефа от литологии пород и тектоники может служить верховье долины р. Ягинеи, истоки Вой-Вожа, из горных сооружений — хр. Курсомбой, горы Конгломератовая и Шатка, а также горы, расположенные к югу от последней. Эти хребты представляют антиклинальные подструктуры. Во время горнодолинной фазы оледенения образовались многочисленные кары и цирки, которые в настоящее время придают альпийский тип рельефу этой части Урала. Долинные ледники валдайского оледенения двигались по системе дочетвертичных эрозионных долин, частично перерабатывая их в троговые (рис. 4). Яркий пример троговой долины представляет долина вожей р. Ягинеи. Два ледника, спускавшиеся по вожам, сливаясь в один поток, двигались на север, в бассейн р. Косью. Долина Ягинея в месте прорыва хр. Курсомбой не являлась ложем ледника. Эта часть долины сохранила эрозионный характер до наших дней, т. е. не была переработана в троговую, так как она была заполнена льдом и пересекалась небольшим висячим ледничком, который двигался с юга на север и выработал впоследствии висячую троговую долину (см. рис. 4). На левом воже р. Ягинеи намечаются два яруса плеч троговой долины; они могут указывать на какие-то перерывы долинного оледенения (рис. 4, III).

Ясно выражен троговый характер и у долины р. Харота. Ледник долинного типа образовался при слиянии нескольких мелких ледничков, питавшихся из каров и цирков, от которых в настоящее время берут свое начало ручьи, впадающие в Хароту. Ледник двигался сначала на север, затем на запад по эрозионной долине, которая прорывает горный хребет. Описанные выше долины превосходит по величине троговая долина верхнего течения р. Вангыр. Она имеет хорошо выработанный профиль; в ней прекрасно выражены «бараньи лбы», ледниковые шрамы и желоба. Направление движения льдов Вангырского ледника (рис. 5, III). Ледник сначала двигался на северо-запад, а затем, сливаясь с Войвожским, — почти на север. Сливался ли Вангырский ледник с Харотинским в предгорной низине, в настоящее время сказать трудно. Но можно утверждать, что моренный ландшафт, развитый в долине р. Вангыр, безусловно, был образован Вангырским ледником. И, нако-

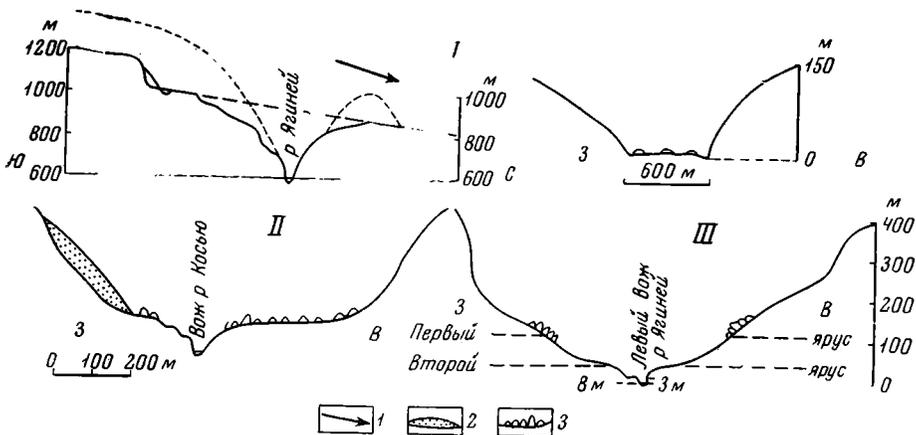


Рис. 4. Типы троговых долин

I — продольный разрез висячей троговой долины, которую пересекает эрозионная долина р. Ягинеи, пунктиром показан поперечный разрез долины Ягинея несколько восточнее троговой долины; справа — поперечный разрез висячей троговой долины. II — поперечный разрез троговой долины левого вожа р. Косью; III — поперечный разрез троговой долины левого вожа р. Ягинеи с двумя ярусами. 1 — направление движения ледника; 2 — снежник; 3 — крупные валуны

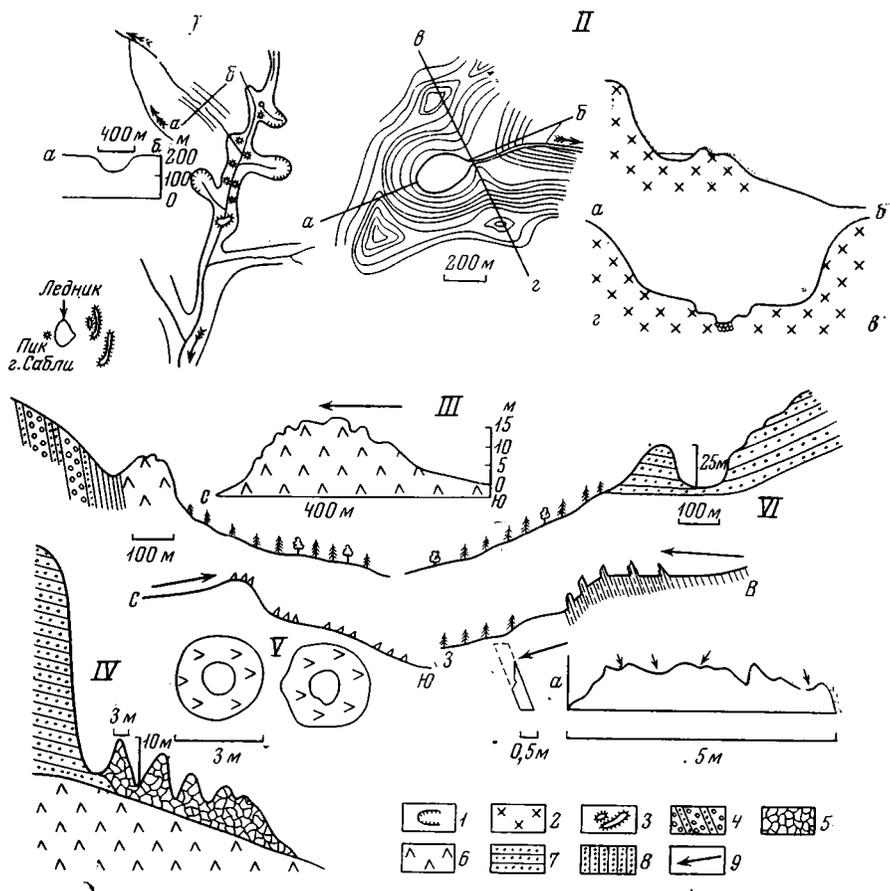


Рис. 5. Формы мезорельефа

I — троговая долина Седью и конечноморенные гряды вблизи ледника горы Сабля; II — каровое озеро с эрозийными террасами; III — «бараньи лбы» в долине р. Вангыр; IV — конечноморенные гряды вблизи кара; V — каменные кольца с острыми глыбами, наклоненными на юг; VI — пласты филлитовых сланцев рифея с гребешками, отколотыми при движении льдов на запад, а — деталь. 1 — кары; 2 — метаморфические сланцы рифея; 3 — конечноморенные гряды; 4 — конгломераты и кварциты рифея; 5 — глыбы ордовикского песчаника; 6 — габбро-диабаз рифея; 7 — песчаники ордовика; 8 — кварциты рифея; 9 — направление движения ледников

нец, последний из крупных долинных ледников Вангырского района — это Войвожский. Он образовался из двух ледничков, начинавшихся в истоках ручьев Вой-Вожа и направлявшихся на север. После слияния ледник двигался на северо-запад, но вскоре раздваивался, отделяя сквозной ледник, который двигался на север и сливался затем с Вангырским. Основной ледник двигался на северо-запад вниз по долине Вой-Вожа, обтекая горы Лапто-Пай (см. рис. 3).

В трюги были преобразованы преимущественно продольные эрозийные долины. Поперечные же долины на всем протяжении или на отдельных участках изменялись мало. Они сохраняли свой первоначальный эрозийный характер и каньонобразную форму, например долина р. Кожим в местах прорыва двух антиклинальных поднятий — хр. Саледы и Обе-из. Каньонобразный профиль имеют долины рек Косью и Ягиной. Первая из них прорезает западный хребет Обе-из, а вторая — хребет Курсомбой. Некоторые эрозийные долины в значительной степени заполнены мореной.

Все три левых притока р. Кожим: Ляптик-шор, Дурнойю и Пальник-шор, текут в продольных троговых долинах, размывая моренные наносы, под которыми скрыты дочетвертичные эрозионные долины.

Небольшой ледник, образовавшийся в большом каре в южном, самом высоком конце хребта Обе-из, двигался на северо-восток, между двумя северными отрогами хребта. Ледник Пальник-шора спускался в долину Кожима и образовал у устья руч. Безымянный моренные нагромождения валунов ордовикских песчаников. Второй ледник, Дурнойюский, двигался с верховий р. Ягинею между хр. Обе-из и Саледы, третий, — там, где сейчас течет Ляптик-шор, двигался на северо-восток между отрогами хр. Саледы.

Западный отрог хр. Саледы и восточный — хр. Обе-из пересечены несколькими поперечными всяческими эрозионными долинами, которые располагаются над дном троговой долины на высоте около 300 м.

Как видно, речная сеть исследованного района совпадает не только с направлением движения долинных ледников, но зачастую и с дочетвертичной системой рек. Реки в настоящее время ведут усиленную работу, углубляя свои русла в трудноразмываемых моренных отложениях, под которыми скрыты все древние формы микрорельефа.

Немалую роль в формировании мезорельефа играло морозное выветривание. Выветриванием были образованы солифлюкционные нагорные террасы, которые на Приполярном Урале были изучены С. Г. Бочем (1938, 1948). В нашем районе также имеются такие террасы, но в незначительном количестве. К образованиям, связанным с солифлюкционными процессами и наличием вечной мерзлоты, относятся каменные потоки и каменные кольца, наблюдавшиеся нами в некоторых местах (рис. 5, V). Причем каменные потоки отмечались лишь на южных, сравнительно пологих склонах, а конусы выноса, состоящие из крупных глыб без примеси глинозема, — наоборот, на северных склонах. На южных склонах, прикрытых делювиальными осадками, довольно часто приходилось наблюдать движущиеся камни, которые оставляют след в виде ложбины, а впереди образуют бугорок из глинозема с дерном.

В заключение следует отметить, что кроме мощного долинного оледенения альпийского типа (валдайского) на Приполярном Урале существовало долинно-каровое оледенение. Яркие следы этого оледенения наблюдались автором не только на исследованной территории, но и на западном и на восточном склонах Полярного Урала. Конечноморенные гряды располагаются в троговых долинах далеко от современных ледничков и крупных каров. Так, например, в исследованном районе выраженные конечные морены наблюдались на р. Седью (рис. 5, I) и на притоках Вангыра в нескольких местах (см. рис. 3). Подобные моренные гряды указывают на более обширное оледенение Урала, чем современное. Это было отмечено и Л. Д. Долгушиным (1960), однако мы воздерживаемся утверждать, как это делает последний, что оно является остаточной фазой предшествовавшего оледенения Урала.

Кроме того на Приполярном Урале существуют конечные морены вблизи современных ледников. Такие морены наблюдались автором у восточного подножья хр. Сабля (рис. 5, I) и были впоследствии описаны М. В. Фишманом (1956). Эти морены свидетельствуют, что еще в недавнее время современные леднички имели несколько большие размеры и при сокращении своего объема оставляли стадиальные морены.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. О первых ледниках Северного Урала. Изв. ГГРУ, 1931, вып. 28.
- Алешков А. Н. К открытию на Урале новых ледников. Изв. Геогр. о-ва, 1934, т. XVI, вып. 2.
- Алешков А. Н. О нагорных террасах Урала.—Сб. «Урал» (Приполярные районы) под ред. С. В. Колесника. 1935.
- Атлас Коми АССР. М., 1964.
- Бер А. Г. О направлении движения ледника максимального оледенения на Приполярном Урале. Уральское Геол. Упр. Мат-лы по геоморф. вып. 1. Л., 1948.
- Боч С. Г. О солюфлюкционных террасах на Приполярном Урале. Изв. Географ. об-ва, 1938, № 3.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения Приполярного Урала. Тр. АИЧПЕ, вып. IV, 1940.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения водораздельной части Приполярного Урала. Тр. Сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четверт. периода, вып. V, 1941.
- Боч С. Г. Солюфлюкция на Приполярном Урале. Мат-лы по геоморф. Урала, вып. I. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Варсанюфьева В. А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. геогр. об-ва, 1932, т. XIV, вып. 3.
- Варсанюфьева В. А. О следах оледенения на Северном Урале. Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, том III. М., Изд-во АН СССР, 1933.
- Варсанюфьева В. А. Четвертичные отложения бассейна Верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края. Тр. Моск. Гос. пед. ин-та, вып. I, 1939.
- Варсанюфьева В. А. Производительные силы Коми АССР. Том I, Геоморфология. Изд-во АН СССР, 1953.
- Варсанюфьева В. А. Основные вопросы генезиса и история развития рельефа Северного Урала. Тр. Коми филиала АН СССР, № 7, 1959.
- Варсанюфьева В. А. О геоморфологическом районировании территории Коми АССР. Изв. Коми филиала Всесоюз. географ. о-ва, 1960, № 6.
- Варсанюфьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геологии, № 4. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Воллосович К. К. О стратиграфии четвертичных отложений Европейского севера.—Материалы по геол. и полезн. ископ. северо-востока Европейской части СССР. Сб. статей, вып. 1, 1961.
- Воллосович К. К. Материалы для познания основных этапов геологической истории Европейского северо-востока в плиоцене — среднем плейстоцене.—Геология кайнозоя севера Европейской части СССР, изд-во МГУ, 1966.
- Гильденблат В. С., Ситник В. А. К вопросу формирования рельефа и четвертичных отложений верховьев р. Кожим.—Геология кайнозоя севера Европейской части Союза. Изд-во МГУ, 1966.
- Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры.—Тр. Северн. Научно-промысл. эксп., вып. 22, 1924.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР.—Тр. ИГиН АН СССР, вып. 64, геол. серия (№ 17). М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Гуслицер Б. И. Строение и история развития долин верховий р. Печоры.—Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XXXV. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал). лист 123.—Тр. Ленингр. геол.-геодез. треста, вып. 8. Л., 1935.
- Долгушин Л. Д. Новые данные о современном оледенении Урала.—Вопросы географии, сб. № 15, Моск. фил. Географ. об-ва СССР, 1949.
- Долгушин Л. Д. Некоторые особенности рельефа, климата и современной денудации в Приполярном Урале. М., Изд. АН СССР, 1951, Ин-т географии АН СССР.
- Долгушин Л. Д. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции. Моск. об-во испытат. природы. Вопросы физической географии Урала.—Труды Совещ. по физической географии Урала, 1960.
- Калецкая М. С. и Миклухо-Маклай А. Д. Некоторые черты четвертичной истории восточной части Печорского бассейна и западного склона Полярного Урала.—Тр. Ин-та географии АН СССР, том XXVI. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Калецкая М. С. К стратиграфии четвертичных отложений Печорского бассейна.—Мат-лы по геол. и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Сб. статей, вып. I, 1961.
- Кальянов Е. П. Морфология четвертичных отложений среднего течения р. Печоры (между Усть-Усой и Усть-Цильмой).—Землеведение, том XXXVIII, вып. 4, 1936.
- Коперина В. В. Отчет по геологической съемке верхнего течения р. Адзвы и р. Хайпудыры в 1932 г.—Землеведение, т. XXXV, вып. 4, 1933.
- Краснов И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тунд-

- ры и Печорской низменности.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Кудрявцев М. П.* Материалы по геоморфологии и четвертичным отложениям бассейна р. Б. Роговой (Большеземельская тундра).— Уч. зап. МГУ, вып. 108, Геология, т. I, 1946.
- Лаврова М. А.* К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района.— Уч. зап. ЛГУ, серия географ. наук, вып. 6, № 124, 1949.
- Ламакин В. В.* Древнее оледенение на северо-востоке Русской равнины.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 12. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Ливеровский Ю. А.* Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна.— Тр. Геоморф. ин-та АН СССР, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1933.
- Панов Д. Г.* Геоморфологический очерк Полярного Урала и западной части Полярного шельфа.— Тр. Ин-та географии, вып. XXVI, № 4. Изд-во АН СССР, 1937.
- Пономарев Т. Н. и Чернов А. А.* Разведка на каменный уголь по р. Б. Инте в Печорском крае в 1927 г.— Изв. Геол. Комитета, т. XLVIII, № 9. Л., 1929.
- Раабен М. Е.* Стратиграфия и тектоническое строение Северной оконечности Приполярного Урала.— Тр. Геол. ин-та, вып. 35. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Сошкина Е. Д.* Тельпо-из — высочайшая вершина Северного Урала.— В кн. «Северная Азия». М., 1929.
- Фишман М. В.* Геологическое строение и горные породы хребта Сабли (Приполярный Урал). Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1956.
- Чальшев В. И.* Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры.— Изд. Коми филиала АН СССР, Ин-т геологии, 1961.
- Чернов А. А.* Геологическое строение бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1925 г.— Изв. Геол. Комитета, т. XLVI, № 8. Л., 1928.
- Чернов А. А.* Производительные силы Коми АССР, т. I. Геологическое строение и полезные ископаемые. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Чернов А. А. и Чернов Г. А.* Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае.— Изд. СОПС АН СССР, 1940.
- Чернов Г. А.* Четвертичные отложения юго-восточной части Большеземельской тундры.— Тр. Северн. базы АН СССР, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1939.
- Чернов Г. А.* Образование террас Печорского бассейна.— Тр. Сев. Геол. Упр., вып. 14, 1944.
- Чернов Г. А.* Геологические исследования в восточной части Большеземельской тундры и перспективы ее нефтеносности. Тезисы к диссертации. Изд. Карело-финского гос. ун-та. Сыктывкар, 1944в.
- Чернов Г. А.* Новые данные по четвертичной геологии Большеземельской тундры.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 9. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Чернов Г. А.* Новые данные по геологии и тектонике западного склона Приполярного Урала.— Докл. АН СССР, 1948а, том 61, № 5.
- Чернов Г. А.* Археологические находки в центральной части Большеземельской тундры.— Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, т. VII, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1948б.
- Чернов Г. А.* Геологическое строение южной оконечности гряды Чернышева. Тр. ВНИГРИ, вып. 7. М., 1956.
- Чернов Г. А.* Четвертичные отложения и геоморфология Печорской гряды.— Бюлл. Ком. по изуч. четверт. периода, № 25. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Чернов Г. А.* Уньинская пещерная стоянка в бассейне р. Печоры.— Советская археология, 1960б, № 2.
- Чумаков А. А.* Стратиграфия кварцитов левобережья р. Кожима.— Сов. Геология, 1948, № 35.
- Эдельштейн Я. С.* Инструкция для геоморфологического изучения и картирования Урала. Изд. Главсевморпути. Л., 1936.
- Яковлев С. А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины.— Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Том 17, 1956.