

УДК 551.1/.4(571.511)

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО ТАЙМЫРА

П. И. ГРЕЧИН

(Кафедра геологии и минералогии)

История формирования рельефа Горного Таймыра в настоящее время восстановлена еще далеко не полностью. Основные сведения о геоморфологии региона были получены в 40—50-е годы при геологосъемочных и поисковых работах, проводившихся трестом Арктикразведка и Научно-исследовательским институтом геологии Арктики. Эти материалы были обобщены в ряде работ [17, 19, 21, 23 и 24]. Отсутствие до недавних пор специальных исследований рельефа предопределяет схематичность реконструкций кайнозойской истории Таймыра [2]. Между тем в 70-е годы уже были опубликованы результаты геоморфологических наблюдений на Восточном Таймыре сотрудниками Арктического и антарктического научно-исследовательского института [11, 12]. В это же время на Центральном Таймыре коллективом кафедры геологии Тимирязевской академии совместно с Енисейской экспедицией геологического факультета МГУ проводились исследования в связи с составлением геоморфологической и неотектонической карт средних масштабов. Анализ уже известных фактов, а также полученные новые материалы позволяют дополнить существующие представления об условиях образования рельефа и приблизиться к выясне-

нию некоторых моментов истории Горного Таймыра, которые не учитывались при палеогеографических построениях в советской Арктике. Правильное решение этих вопросов важно в связи с возрастающим хозяйственным освоением Таймыра и для оценки перспектив поисков различных видов полезных ископаемых.

Нами описаны [5, 6] четыре яруса выровненного рельефа в центральной части Горного Таймыра и три яруса расчлененного, возникшие в ходе четырех циклов его образования, которые на основании сопоставления со смежными регионами датируются предположительно меловым, мел-палеогеновым, олигоцен-раннеплейстоценовым и среднеплейстоцен-голоценовым временем.

К началу юрского периода горные сооружения орогенного этапа были уже выровнены [8, 14, 18]. Фрагменты слаборасчлененного (амплитуда до 150—200 м) рельефа этого времени встречаются [13] на севере Восточного Таймыра под чехлом юрских и меловых отложений. Основной питающей провинцией для прилегающей с юга Хатангской впадины служат пермо-триасовые породы гор Бырранга [19], но уже в поздней юре в северной ее части во всевозрастающем количестве появляются минералы из

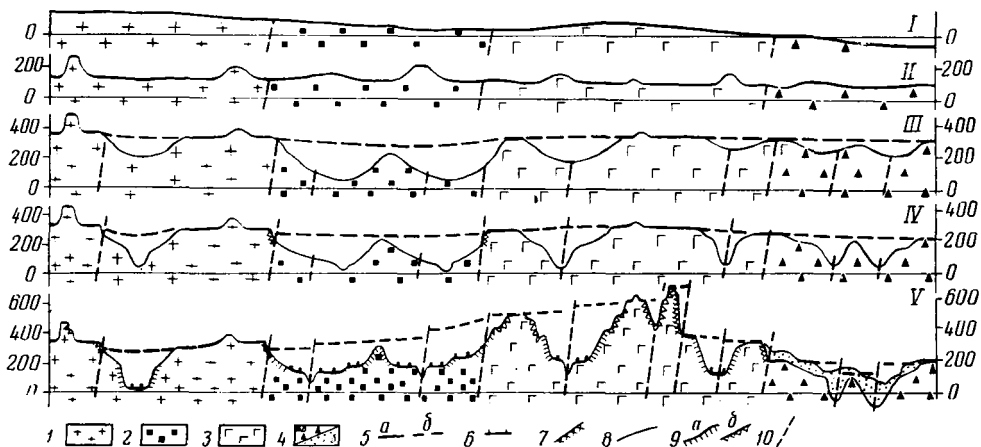


Схема строения рельефа и новейшей структуры центральной части Горного Таймыра в поздне меловое (I), эоценовое (II), плиоценовое (III), раннеплейстоценовое (IV) и голоценовое (V) время.

1 — докембрийские породы Карского массива; 2 — карбонатные нижнепалеозойские отложения Пясино-Фаддеевской депрессии; 3 — терригенные верхнепалеозойские отложения гор Бырранга; 4 — терригенные мезозойские (а) и четвертичные (б) отложения Хатангской впадины; 5 — денудационная поверхность выравнивания; сохранившиеся фрагменты (а) и восстановленное положение (б); 6 — экзарационные равнины и днища трогов; 7 — тектонические склоны; 8 — эрозийные и эрозивно-денудационные поверхности расчленения; 9 — эрозивно-денудационные и тектонические склоны, измененные экзарацией (а) и переработанные нивально-экзарационными процессами (б); 10 — разрывные нарушения.

метаморфических пород Северного Таймыра [18]. Оттуда обломочный материал попал не только на юг, но и на северо-запад — к Земле Франца-Иосифа [19; 21]. Появление в разрезе верхнеюрских отложений продуктов перетолжения красноцветного элювия свидетельствует о господстве в областях сноса интенсивного химического выветривания, сопровождавшего процессы выравнивания. Горный Таймыр представлял собой в рассматриваемый период низкую денудационную равнину; в тектоническом отношении это, вероятно, пологий свод с центром на севере или северо-востоке Таймыра.

С нисходящей фазой мелового цикла морфогенеза связано образование наиболее древних участков современного рельефа. Это вершины платообразных гор, площадью 1—15 км<sup>2</sup>, возвышающиеся над более молодой региональной денудационной равниной на 150—200 м. Такие поверхности сохранились лишь на севере Центрального Таймыра, между заливами Миддендорфа и Вальтера на абсолютных отметках 300—485 м. В меловое время аккумулятивные равнины Усть-Енисейской и Хатангской впадин, а также большую часть современного Карского моря заполнял обломочный материал пород Северного Таймыра [18, 19]. Осадки валанжина в отрицательных структурах гор Бырранга также формировались за счет кислых магматических и метаморфических горных пород [8]. Источник этого материала все же не вполне определен. Среди возможных областей сноса, кроме северного побережья Таймыра, указывают [23] и архипелаг Северной Земли, Анабарский массив, а также гипотетический хребет, располагавшийся к северо-западу

от Таймыра в районе современного материкового склона. В меловое время Центральный Таймыр был слабо расчлененной сухой (рис. 1) с преобладающим меридиональным или юго-западным направлением речного стока. Горы Бырранга в качестве самостоятельного орографического элемента, по-видимому, были едва заметны.

Поверхности расчленения восходящей фазы следующего мел-палеогенового цикла известны на отдельных участках севера Центрального Таймыра в виде склонов (высотой 150—200 м) платообразных гор, а также куполовидных останков расчленения (высотой в несколько десятков метров), которые встречаются и в горах Бырранга. Суммарная величина поднятия и расчленения Центрального Таймыра была невелика и судя по разнице высот двух ярусов выровненного рельефа не превышала первых сотен метров. Поэтому Таймыр данного периода, вопреки утверждению В. В. Вдовина [2], трудно считать среднегорной страной.

Денудационная поверхность выравнивания нисходящей фазы цикла распространена на Центральном Таймыре очень широко. На севере ее фрагменты площадью до 100 км<sup>2</sup> встречаются на абсолютных высотах от 140 до 350 м. В горах Бырранга они представлены обычно лишь плоскими вершинами высотой 500—700 м, реже более обширными междуречными пространствами на абсолютных отметках от 250 до 550 м. Присутствие этой поверхности предполагается и на меньших высотах под покровом четвертичных отложений в некоторых локальных впадинах гор Бырранга. Хатангская депрессия в мел-палеогеновое время перестала служить областью аккумуляции [18] и, очевидно, вошла в состав

низкой денудационной равнины Горного Таймыра, включавшей и архипелаг Северной Земли [21]. В связи с этим общее направление речного стока все более приобретает юго-западный характер, отклоняясь от преимущественно субмеридиального в предшествующий этап. Долины р. Пра-Таймыры, берущей начало в горах Бырранга и протекавшей в северо-восточном направлении вдоль современного побережья полуострова Челюскин [21], еще не существовало. В эоцене (рис., II) Таймыр представлял собой низкую денудационную равнину, слабо приподнятую в северо-восточном и северном направлениях. Суммарный снос обломочного материала из центра Таймырского свода составлял за мезозойские циклы рельефообразования не более 2—3 км. Именно на такой глубине сформировались не позднее триасового времени интрузивные тела гранитоидов [16], выходящие ныне на дневную поверхность. Денудация, следовательно, не превышала в среднем 13—19 м за 1 млн. лет (считая с конца триасового периода до начала олигоцена) или 0,01—0,02 мм в год.

В олигоцене начинается эпиплатформенная активизация Горного Таймыра. Наметились три крупные морфоструктуры: Пясино-Фаддеевская депрессия, горы Бырранга и Карский массив, возникшие на месте единого свода. Особенности рельефа позволяют различать два этапа его формирования в олигоцен-раннеплейстоценовое время. На первом этапе наиболее интенсивное эрозионное расчленение испытала Пясино-Фаддеевская депрессия — до 300—350 м. В горах Бырранга и на север Центрального Таймыра врез был менее глубокий — 100—150 м. Абсолютные отметки рельефа составляли в среднем 300—400 м, на Карском массиве отдельные вершины достигали 500 м (рис., III). Такие же высоты предполагаются в это время и для Восточного Таймыра [12]. Речная сеть Карского массива была приурочена к отрицательным новейшим пликативным структурам и имела сток на юго-запад. В Пясино-Фаддеевской депрессии и в горах Бырранга преобладали речные долины того же направления, но они возникали по зонам разрывных нарушений, разграничивающих крупные блоки. Поверхности выравнивания, вероятно, были наиболее широко распространены в Пясино-Фаддеевской депрессии, но в плейстоцене они полностью переработаны ледниками в экзарационную равнину. Судя по сохранившимся фрагментам неизмененных долин в других районах Таймыра они представляли собой уплощенные пологонаклонные поверхности типа педиментов.

В конце плиоцена и в плейстоцене продолжают процессы обособления отдельных морфоструктур. Карский массив, сохраняя свое положение в центральной части свода Горного Таймыра, продолжает развиваться как крупное валообразное поднятие северо-восточного простирания. Эрозионный врез локализуется в пределах предшествующих понижений, глубина его достигает 150—200 м. Пясино-Фаддеев-

ская депрессия остается крупной эрозионно-тектонической впадиной, расположенной между двумя поднятиями, ее расчленение крайне незначительное. С этим временем можно связывать образование нижней ступени в доледниковых долинах, унаследованной позже соответствующим уровнем экзарационной равнины. Глубина вреза составляла здесь всего 20—30 м. В центральной части гор Бырранга величина плиоцен-раннеплейстоценового расчленения может быть оценена в 120—170 м. Эти процессы наиболее интенсивны на Восточном Таймыре, где эрозионные поверхности, по-видимому, именно этого этапа, измененные экзарацией, описаны [12] как зырянские трюги, глубиной 200—250 м, вложенные в самаровские (обработанные ледником плиоценовые долины). Эрозионный врез на Карском массиве и в горах Бырранга достиг глубины речной сети Пясино-Фаддеевской депрессии, где в это время находилась основная водная артерия Центрального Таймыра.

Неравномерные тектонические движения отдельных морфоструктур и составляющих их блоков еще не могут полностью затухать крупную сводовую структуру с центром на Карском массиве или на Северной Земле. Лучшая сохранность здесь доолигоценовой поверхности выравнивания объясняется именно этим обстоятельством, а не наличием устойчивых пород и тем более не консервирующим воздействием ледников, как это предполагал С. А. Стрелков [21]. В раннем плейстоцене (рис., IV) относительные высоты рельефа были минимальными в Пясино-Фаддеевской депрессии (до 150—200 м), максимальными — на Карском массиве (500—550 м). Близкие значения получены и для восточной, наиболее приподнятой части гор Бырранга [12]. Они вдвое меньше высот, предлагаемых в реконструкции С. А. Стрелкова [21], и меньше современных превышений (на Центральном Таймыре — 700—750 м).

Дифференцированные тектонические движения обусловили разную интенсивность эрозионных процессов даже в соседних блоках. Например, глубина вреза рядом расположенных возвышенностей Титкол-нэйти и Дюдютта-нэйти южной окраины гор Бырранга составляет соответственно 250—300 и 100—150 м. В прилегающих к ним Яму-Байкурской и Яму-Нервской впадинах можно предполагать сходный рельеф, перекрытый четвертичными отложениями. В раннем плейстоцене они, вероятно, еще не были обособлены от ныне поднятых гор. Это касается и всей Хатангской впадины. Глубина расчленения погребенного здесь под четвертичными отложениями раннеплейстоценового рельефа — не менее 200 м [21] — аналогична данным, полученным нами для южной окраины гор Бырранга (150—300 м). Это свидетельствует о том, что резкое различия рельефа Горного Таймыра и прилегающих впадин, предполагаемого С. А. Стрелковым [21], еще не существовало.

В ходе среднеплейстоцен-голоценового цикла основным фактором морфогенеза на Центральном Таймыре была деятельность

ледников, которая фактически подавила или замаскировала все другие экзогенные процессы. Специфической особенностью морфогенеза в плейстоцене является отсутствие самостоятельного яруса, соответствующего фазе восходящего развития; экзарационные и нивально-экзарационные поверхности расчленения приурочены к более древним склонам.

Считая, что кары и трогн образуются на месте предшествующих отрицательных, главным образом, эрозионных форм рельефа, на Центральном Таймыре по характеру ледникового расчленения в плейстоцене можно предположить по крайней мере одну эпоху усиления эрозионной активности. Ее, по-видимому, следует связывать с тобольским межледниковьем, во время которого в соседних регионах Сибири [1, 15] значительно активизируются неотектонические движения.

В конце плейстоцена и голоцене окончательно перестает существовать единый свод Горного Таймыра, распавшись на крупные морфоструктуры. При этом не только сохраняется общий северо-восточный план неотектонических поднятий и депрессий в плейстоцене, но и происходят интенсивные движения по разломам северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Возникшие структуры этого направления нарушили существовавший до того сток на юго-запад. «Поперечные» речные долины таким образом заложилась не в результате перехватов [11], а вследствие эволюции тектонической структуры Таймыра во второй половине четвертичного периода.

Зона наибольших градиентов поднятий и соответственно наибольшего расчленения располагалась в горах Бырранга. Экзарационные и нивально-экзарационные поверхности широко распространены к югу от реки Романова на границе с Яму-Байкурской впадиной, а также на возвышенности Титколнэтти вблизи Яму-Нерской впадины. По-видимому, эти депрессии (и вся Хатангская низменность) обособились от активно поднимающегося хребта Бырранга лишь в начале среднего плейстоцена (впервые после мезозойского тектонического цикла) в результате дифференцированных тектонических движений. Сравнительно стабильной оставалась Пясино-Фаддеевская депрессия — кары и мелкие троговые долины здесь отсутствовали. На Карском массиве лишь отдельные участки испытали интенсивное нивально-экзарационное расчленение.

Анализ обширного материала по северу Сибири позволил С. А. Стрелкову [21] заметить в плейстоценовой истории Горного Таймыра ряд этапов (самаровского оледенения, бореальной трансгрессии и т. д.). Однако возраст и генезис отложений, лежащие в основе этих построений, вызывают сомнения. Практически повсеместно на севере Таймыра отмечен чехол сартанских ледниковых образований. Поэтому вряд ли возможно существование лестницы морфологически выраженных более древних морских террас. Палеонтологические данные, приводимые для обоснования их возраста, допускают и другую интерпретацию. Это

особенно стало ясно после появления радиоуглеродных датировок морских отложений Северной Земли [4]. Возраст всех террас архипелага от «санчуговской» до «каргинской» [24] оказался позднелейстоцен-голоценовым [9]. Генезис песчаных и грубообломочных пород, слагающих террасовидные площадки на разных высотах северного побережья Таймыра, не всегда однозначно определяется остатками фауны морских моллюсков, поскольку обломки и целые раковины часто скапливаются здесь и среди водно-ледниковых отложений. Кроме того, необходимо учитывать и возможность перемещения блоков морских пород в виде ледниковых отторженцев. Геоморфологическое положение нескольких горизонтов морских отложений, описанных в последние годы на северо-востоке Таймыра [11], также заставляет сомневаться в точности определения их возраста. Это касается и выделяемых там же разновозрастных морен, за исключением последней, сартанской, для которой прослежены взаимоотношения с датированными радиоуглеродным методом каргинскими межледниковыми отложениями.

В настоящее время относительно подробно можно характеризовать особенности морфогенеза начиная с конца зырянского оледенения в ходе двух этапов — позднэзырянско-сартанского и позднесартанско-голоценового, дающих представление об основных закономерностях образования рельефа во вторую половину четвертичного периода.

Заключительные фазы зырянского оледенения сопровождалась морской трансгрессией, продолжившейся и в каргинское межледниковье. Трансгрессия, имевшая гляциозостатический характер, была сравнительно кратковременной, и морская аккумуляция вскоре сменилась лагунной и озерной [10].

В сартанское время в горах Бырранга образовались каровые ледники. На северном Таймыре узлы горно-долинного оледенения возникали только на отдельных наиболее поднятых морфоструктурах, прежде всего между заливами Миддендорфа и Вальтера. Автохтонная фаза оледенения продолжалась недолго, а затем Центральный Таймыр покрывался мощным ледниковым щитом. Судя по ориентировке экзарационных поверхностей, ледник двигался с северо-востока на юго-запад. Однако не исключено, что основным было субмеридиональное направление, поскольку обломки северо-земельских и северо-таймырских пород встречаются в горах Бырранга и в Хатангской впадине. Отклонение ледниковых потоков к юго-западу в таком случае могло вызываться орографическим обособлением гор Бырранга вследствие интенсивных неотектонических движений. При деградации оледенения ледниковый покров был дифференцирован на ледниковые потоки, занимавшие понижения рельефа и зоны малоподвижного льда в пределах поднятий. Наиболее активно обломочный материал накапливался на границах структур, резко различавшихся по характеру движений, особенно при разном их простирании. Такой участок отмечен,

например, на западном побережье Таймырской губы, где под моренными и водно-ледниковыми отложениями был погребен денудационно-тектонический уступ высотой около 100 м. По ориентировке краевых ледниковых образований, среди которых известны и дуги конечных морен (протяженностью до 35 км и высотой 30—90 м) можно судить о движении льда на юго-запад или юго-юго-запад в Северо-таймырской впадине и с северо-востока в южной части гор Бырранга. Появившиеся в последнее время глобальные реконструкции последнего оледенения на севере Сибири [7], предполагающие прямо противоположное направление движения ледника на Центральном Таймыре, совершенно не согласуются с фактическим материалом.

Имеющиеся данные об активности отдельных потоков льда заставляют усомниться в том, что породы мелового возраста, описанные в районе залива Голля [14], находятся в коренном залегании. Интенсивная дислоцированность отложений (несвойственная мезозою Таймыра), приуроченность их выходов на дневную поверхность к зоне краевых ледниковых образований, с которыми генетически и пространственно связаны гляциодислокации и отторженцы [3], позволяют предположить, что нарушенное залегание меловых отложений связано с формированием напорных морен активными ледниковыми потоками.

По мере таяния ледника и снижения его поверхности на разных гипсометрических уровнях возникали внутрiledниковые бассейны. На их месте позже образовывались участки водно-ледниковой равнины (уплощенные и с формами рельефа «мертвого льда»). Наконец, на заключительных этапах оледенения существовали крупные озерно-ледниковые водоемы, осадки которых распространены теперь на высотах от 80 до 40 м (а в Северо-таймырской впадине — до 20—25 м), образуя четкие геоморфологические уровни. Участки камовых и моренных равнин на тех же отметках указывают на сохранность в то время крупных массивов неподвижного льда. О покровном характере оледенения свидетельствует облекающий чехол морены не только в пределах экзарационных равнин, но и на склонах трогов, переходящий и на поверхности междуречий. Такой же чехол отмечается и в карах. Следами покровного ледника являются и крупные камовые массивы высотой до 40—60 м, расположенные на водораздельных пространствах Северного Таймыра. В заключительную стадию оледенения, при распаде ледникового щита, по-видимому, существовали лишь единичные каровые ледники в горах Бырранга и на севере Центрального Таймыра. В карах и трогах не встречается конечных морен, которые бы указывали на активность горных ледников на протяжении всей ледниковой эпохи. В сартанское время завершилось формирование ледникового яруса выровненного рельефа — на большей части Горного Таймыра экзарационного, а в локальных впадинах — аккумулятивного.

Позднесартанско-голоценовый этап начи-

нается с распада единого ледникового покрова. В пределах массивов остановившегося или малоподвижного льда образуются вытягившие морены и водно-ледниковые отложения и одновременно возобновляются процессы эрозии, продолжающиеся затем и в голоцене. Не менее одной трети, а в некоторых новейших структурах и до половины глубины современных речных долин, достигающей 70—100 м, образовалось за позднеледниковое время. Эрозионный врез зафиксирован второй надпойменной террасой, сложенной флювиогляциальными накоплениями, которая в локальных впадинах сливается с одним из уровней водно-ледниковых поверхностей. Интенсивное позднеледниковое врезание водных потоков отмечено и среди аккумулятивных ледниковых равнин. Широкий отрезок р. Бикада-Нгуома, например, имеет узкую глубокую (до 100 м) долину с крутыми склонами, но до высоты 40 м над уровнем воды встречаются камовые террасы и холмы (в том числе и крупные, размером в несколько сотен метров и относительно превышениями до 40—50 м). Это указывает на формирование верхней части долины еще в подледниковых условиях. Такие же взаимоотношения установлены и в эрозионных ложбинах, расчленяющих моренные массивы в Яму-Нерской и Яму-Байкурской впадинах. Глубина их достигает 50—60 м и по всей высоте склонов встречаются небольшие камовые террасы.

Позднеледниковый этап врезания сменился кратковременной трансгрессией гляциоизостатического и эвстатического характера. Морские воды проникали по пониженным участкам на сушу, по-видимому, еще не совсем свободную от остатков ледника. Таким массивом неподвижного льда была занята Северо-таймырская низменность, здесь вплоть до абсолютных высот голоценовой аллювиально-морской террасы встречаются формы рельефа, образовавшиеся в условиях «мертвого льда». На Берегу X. Лаптева в ходе этой трансгрессии сформировалось несколько абразионно-аккумулятивных ступеней приморской равнины высотой до 40—60 м. Морская трансгрессия была кратковременной и не привела к накоплению заметной толщи отложений. Выровненность морских террас лишь отчасти объясняется деятельностью моря, в значительной мере она предопределена уплощенным рельефом исходных поверхностей — экзарационной или аккумулятивной (водно-ледниковой) гляциальными равнинами.

Регрессия, сменившая позднеледниковую трансгрессию, была вызвана гляциоизостатическими движениями. Резкое замедление поднятия приходится на время формирования первой надпойменной террасы, на строении которой уже заметно сказываются особенности новейшей структуры Центрального Таймыра. Аллювий накапливался, судя по палинологическим данным, в период климатического оптимума. На Карском массиве в это время образовалась морская терраса высотой 12—16 м, а на Северной Земле [9] — высотой 30—40 м.

Амплитуда позднесартанско-голоценового

поднятия на северном побережье Таймыра достигала 140—160 м (при уровне моря в позднеледниковые —100 м). Примерно также было оценено поднятие прилегающей с юга территории, но уже с каргинского межледниковья [10]. Однако общее поднятие этих районов за весь неотектонический этап (с олигоцена) не превышает 300—350 м. Все это, очевидно, свидетельствует о колебательном характере тектонических движений, происходящих на фоне общей тенденции к воздыманию. Амплитуда колебаний, вызванных явлениями гляциоизостазии в ходе чередующихся ритмов оледенения — межледниковья, достигает 150—200 м. Если воспользоваться примененным В. Д. Дибнером [9] способом оценки мощности ледника в зависимости от величины гляциоизостатического поднятия, то толщина последнего ледникового покрова для Таймыра составит 1000 м.

В целом за позднесартанско-голоценовое время структура Центрального Таймыра существенно не изменилась (рис., V). Карский массив остается сравнительно стабильным, формирующиеся аккумулятивные поверхности здесь практически не отделены от равнин предшествующего этапа. Наиболее интенсивные восходящие движения отмечены в горах Бырранга, они захватили и прилегающую часть Пясино-Фаддеевской депрессии. В Бырранга максимальной активностью отличались южные блоки и грабенообразные структуры северо-западной ориентировки, на бортах которых эрозионный врез достигал 300 м.

В настоящее время продолжается общее поднятие Центрального Таймыра. Свидетельством этого являются серия низких (высотой от 1 до 7 м) морских аккумулятивных уровней на побережье и комплекс аллювиальных пойменных террас той же высоты на остальной территории. Скорость современного поднятия оценивается 1,5—2,0 [11] и 1—8 [20] мм/год.

Экзогенные процессы менее интенсивны. Некоторые из них, прежде всего криогенные, активизируются в теплое время года, в результате создается впечатление, что они играют большую роль в преобразовании рельефа, в том числе и в понижении его общей высоты [11]. Однако малая мощность деятельного слоя и кратковременность фазы сезонного протаявания не позволяют признать за мерзлотными процессами такого большого значения. Созданные ими, часто еще раньше голоцена, нагорные террасы, как показало картирование рельефа Горного Таймыра, лишь моделируют доледниковые поверхности, причем выделяются резкие очертания и частично срезаются исходные неровности. Основной агент расчленения и выноса обломочного материала — вода — действует всего несколько месяцев

и наиболее активно лишь во время половодья. Годовой твердый сток р. Нижней Таймыры, бассейн которой (без озера Таймыр) занимает 42 000 км<sup>2</sup>, составляет 500 000 т [22], т. е. снижение рельефа не превышает 0,004 мм/год. Сравнение этих данных со скоростью тектонических движений дает возможность с уверенностью говорить о тектоническом характере современного рельефа, не прошедшего еще период восходящего развития очередного цикла.

Анализ основных закономерностей морфогенеза центральной части Горного Таймыра позволяет сделать следующие выводы, уточняющие современные представления об истории этого региона:

1. Начиная по крайней мере с юрского периода и вплоть до плиоцена в ходе всех циклов рельефообразования Горный Таймыр представлял собой низкую денудационную равнину, глубина расчленения не превышала 200—250 м. Лишь в четвертичное время произошло его превращение в низкогорную страну.

2. Основные морфоструктуры Центрального Таймыра — Карский массив, горы Бырранга, Пясино-Фаддеевская депрессия, наметившиеся в олигоцене, окончательно оформились лишь в среднем плейстоцене. В это же время вновь (после мезозойского тектонического цикла) обособились локальные впадины Горного Таймыра и прилегающая с юга Хатангская депрессия.

3. Речная сеть начала приобретать современный вид только в среднем плейстоцене. В это время по активизировавшимся древним разломам закладываются речные системы северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Формирующиеся речные долины привели к изменению существовавшего ранее юго-западного направления стока, совпадавшего с простираемим досреднеплейстоценовых новейших структур.

4. Два последних оледенения (зырянское и сартанское) имели покровный характер. Широко распространенные в горах Бырранга кары образовывались до надвигания аллохтонного покрова с севера или северо-востока, некоторые из них, возможно, существовали при деградации оледенения.

5. Кратковременные каргинская и позднесартанская морские трансгрессии были обусловлены в основном гляциоизостатическими движениями, амплитуда которых для севера Центрального Таймыра может быть оценена 150—200 м.

6. В настоящее время рельеф Центрального Таймыра все еще формируется в восходящую фазу цикла, начавшегося в среднем плейстоцене, и характеризуется значительным преобладанием тектонических поднятий над эрозионным расчленением и выносом обломочного материала.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. — 2. Вдовин В. В. Основные этапы развития рельефа. М.: Наука, 1976. — 3. Горецкий Г. И. Об изучении

генетических связей краевых ледниковых образований и отторженцев. — В кн.: Краевые образования материковых оледенений. М.: Наука, 1972, с. 64—69. — 4. Говоруха Л. С. О радиоуглеродных датировках

- в географических исследованиях на Земле Франца-Иосифа и Северной Земле. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1968, вып. 28, Л.: Гидрометеониздат, с. 112—117. — 5. Гречин П. И., Сягаев Н. А. Геоморфология и неотектоника восточной части гор Бырранга. — Изв. ТСХА, 1977, вып. 4, с. 131—139. — 6. Гречин П. И. О геоморфологии северного побережья Центрального Таймыра. — Докл. ТСХА, 1978, вып. 243, с. 104—108. — 7. Гросвальд М. Г. Последний Евразийский ледниковый покров. — Материалы гляциолог. исследований. Хроника, обсуждение. Вып. 30, М.: Наука, 1977, с. 45—60. — 8. Дибнер В. Д. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений и геоморфологии северо-восточного Таймыра. — Тр. НИИГА, 1958, т. 80, с. 15—22. — 9. Дибнер В. Д. Геоморфология. Палеогеография. — В кн.: Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970, с. 59—108. — 10. Кинд Н. В., Сулержицкий Л. Д. О позднеплейстоценовых оледенениях и морских трансгрессиях севера Средней Сибири. — В кн.: Геология четвертичного периода. М.: Наука, 1976, с. 73—84. — 11. Макеев В. М. Геоморфология северо-восточного Таймыра. Автореф. канд. дис. ЛГУ, 1975. — 12. Макеев В. М. Основные этапы геологической истории и развития рельефа северо-восточного Таймыра. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1976, вып. 48, Л.: Гидрометеониздат, с. 6—14. — 13. Мирошников Л. Д. Палимпсестовый рельеф на Северном Таймыре. — Изв. АН СССР, сер. геог. 1959, № 5, с. 89. — 14. Мирошников Л. Д., Щеглова О. С. Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность. Тр. НИИГА, т. 80, 1958, с. 23—40. — 15. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. — 16. Равич М. Г., Чайка Л. А. Малые интрузии хребта Бырранга. — Тр. НИИГА, 1959, т. 88. — 17. Сакс В. Н. О тектоническом развитии Хатангской впадины на протяжении мезозойской эры. — Тр. НИИГА, 1959, т. 105, с. 74—91. — 18. Сакс В. Н., Грамберг И. С., Ронкина З. З., Аплонова Э. Н. Мезозойские отложения Хатангской впадины. — Тр. НИИГА, 1959, т. 99. — 19. Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. — Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 58—73. — 20. Стовас М. В. Молодое тектоническое поднятие побережья морей Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского. — Докл. АН СССР, 1965, т. 161, № 1, с. 193—194. — 21. Стрелков С. А. Север Сибири. М.: Наука, 1965. — 22. Таймыро-Североземельская область. Л.: Гидрометеониздат, 1970. — 23. Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики. — Тр. НИИГА, 1963, т. 135. — 24. Четвертичные отложения Советской Арктики. — Тр. НИИГА, 1959, т. 91.

*Статья поступила 4 января 1980 г.*

#### SUMMARY

The history of morphogenesis of Central Taimir is discussed in the light of new data obtained by investigation of its geomorphology and neotectonics. Considerable changes in the relief and the newest structure occurred in the last cycle which began in the medium pleistocene. At that time Taimir became a low-hilled country, the main morphostructures were completely formed, local caves and Hatang depression stood apart again (after mesozoic tectonic cycle). New river systems of north-west and submeridional orientation appeared which changed the existing south-west ren-off corresponding to the stretch of pre-medium pleistocenic newest structures. The centre of covering glaciations was found to the north or north-east of Taimir. Short-term late-glacial transgressions were due to glacioisostatic movements with the amplitude about 150—200 m.