

Summary

The Vagai valley cuts three basin terraces of different age. There are 11 local fluvial terraces within lower reaches of the valley (150 km long) which are associated with the three basin terraces levels and the Irtysh River terraces. The valley is proved to consist of three section differing in age, their limits are basin shorelines 110 and 75—80 meters high, corresponding to two transgressions maxima. The floodplains are also of different age. The terraces are considered to be eustatic. Their typical features are association with a certain basin terrace, local extent, relative lowering upstream to the first terrace level; each terrace disappears approximately at the height of the upper limit of the next (higher) basin terrace.

УДК 551.4 : 551.324.28(99)

С. М. МЯГКОВ

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ШЕЛЬФОВЫХ ЛЕДНИКОВ РОССА И МАК-МЕРДО, АНТАРКТИДА

Уточнение особенностей различных типов отложений, образованных деятельностью шельфовых ледников, является актуальной задачей для расшифровки истории оледенения Антарктиды по данным бурения позднеледниковых рыхлых отложений. Ниже приведены результаты наблюдений автора в районе залива Мак-Мердо, имеющие отношение к названной задаче. Карту ледников Росса и Мак-Мердо можно найти в Атласе Антарктики (1966).

Типы шельфовых ледников. Шельфовые ледники представляют собой плавающие ледяные плиты, движущиеся в основном за счет растекания, утончения льда в направлении к фронту ледника. Толщина ледника и скорость его движения обусловлены происхождением шельфового ледника и балансом его массы. В зависимости от происхождения льда, составляющего основную массу ледника в момент его образования (всплывания), и от типа массообмена на верхней и нижней плоскостях шельфового ледника выделяют 16 генетических групп шельфовых ледников (Барков, 1971, табл. 28). В геоморфологических целях достаточно выделить две группы: а) шельфовый ледник из материкового льда с поверхностной аккумуляцией, с донным намерзанием в тыловой части и донным таянием во фронтальной части; б) шельфовый ледник из морского льда (припайный) с поверхностной абляцией и донным намерзанием.

К первой группе относятся все крупные шельфовые ледники Антарктиды (в том числе ледник Росса, количественные характеристики которого приведены ниже). Они обладают большой толщиной (до 700—1000 м) на линии всплывания континентального льда, утончаются к фронту (до 300—200 м), испытывают значительные колебания толщины в поперечном направлении вследствие неравномерности толщины континентального льда на линии всплывания, отличаются весьма высокими, нарастающими к фронту скоростями движения (от 300—500 до 900—1000 м/год). Вычисления показывают, что на большей части площади шельфового ледника Росса происходит донное намерзание льда вследствие того «запаса холода», которым обладает всплывший континентальный лед; во фронтальной полосе шириной 50 км или

более происходит донное таяние; оценки скорости донного намерзания и таяния варьируют от нескольких см до нескольких дм (Шумский, 1967; Cray, 1961, и др.). Ледники этой группы существуют весьма продолжительное время (ледник Росса — много миллионов лет), изменяясь по площади и толщине вследствие изменений уровня моря относительно поднимающегося материка и климата.

Ледники второй группы (по сути многолетний припай), вероятно, не столь устойчивы во времени хотя бы потому, что могут поглощаться ледниками первой группы при расширении последних. Они имеют небольшие размеры и скорость движения. Распространение их не изучено. Ледник Мак-Мердо — единственный исследованный ледник, принадлежащий к этой группе. Его длина достигает лишь 80 км, толщина — первых десятков м, скорость движения — немногих м/год. Скорость абляции поверхности этого ледника — около 0,5 м/год, примерно такой же должна быть скорость донного намерзания (подробнее см. Мягков, 1972).

Движение шельфового ледника Мак-Мердо на север вызвано давлением стекающего к нему с побережья ледника Кеттлица, а также подходящих с юга и востока струй шельфового ледника Росса. При перемещении вдоль прибрежных отмелей намерзающий снизу ледник захватывает обломочный материал, который со временем появляется на поверхности льда (вследствие его абляции) и образует здесь покров морены, в котором обильны остатки морских организмов — раковин моллюсков, губок, червей, иногда рыб и т. п.

Шельф-ледниковая абляционная морена. Сплошной покров абляционной морены приурочен к прибрежным участкам ледника и расположен на его поверхности в виде полос, вытянутых по направлению движения и местами нарушенных пластичными и разрывными деформациями льда шельфового ледника. В зависимости от ширины отмели, которой касается подошва плавающего ледника, ширина полос сплошного покрова абляционной морены изменяется от нескольких десятков м до 5—7 км. Морена — песчанистая, рыхлая, с обилием обломков величиной 1—10, реже 10—30 см, с редкими валунами диаметром до 1—2 м. Некоторые обломки округлены и исцарапаны. Петрографически обломочный материал сходен с материалом соседних побережий (вулканические породы, небольшое количество эвратических гранитных и гнейсовых обломков в рыхлом покрове склонов). В зоне покрова абляционной морены развит термокарстовый рельеф с размахом высот около 10 м, с множеством небольших озер, соединенных руслами эфемерных водотоков. На дне большинства озер видны водоросли. На плоских вершинах некоторых моренных холмов встречаются горизонтальные слои сухих водорослей (толщиной до 1 м) — результат инверсии термокарстового рельефа. Изобильны эвапориты в виде светлых налетов солей на поверхности морены или (реже) сплошных прослоев мирабилита толщиной до 10—20 см в отложениях термокарстовых озер. В склонах термокарстового рельефа местами обнажен ледяные участки покрыты слоем морены толщиной до 2—3 м; средняя толщина моренного покрова, видимо, превышает 1 м.

Упомянутые и другие фактические данные свидетельствуют о происхождении моренного покрова на шельфовом леднике Мак-Мердо за счет захвата обломочного материала с отмелей льдом, намерзающим на подошву ледника. Это было ясно еще участникам первых британских антарктических экспедиций (Debenham, 1920, 1965), а также другим исследователям, посещавшим район залива Мак-Мердо (Swithinbank, 1966, и др.). Правда, гидробиологи отмечают, что захват донных организмов и некоторого количества обломочного материала может осуществляться донным, «якорным» льдом, поднимающим свою добычу к полошве намерзающего шельфового ледника (Dayton et al.,

1970, и др.). Однако два этих механизма не исключают друг друга; в то же время приуроченность обильного покрова абляционной морены к прибрежным отмелям и наличие в пределах покрова обширных участков, лишенных остатков организмов, свидетельствуют, что по крайней мере обломочный материал захватывается со дна преимущественно самим шельфовым ледником.

Итак, результатом экзарационной деятельности шельфовых ледников второго типа является покров абляционной морены на их поверхности (назовем эту морену шельф-ледниковой абляционной) и соответственно срез отмелей, приобретающих плоскую поверхность. Возникают два вопроса: какова дальнейшая судьба материала шельф-ледниковой абляционной морены и какова скорость экзарации отмелей шельфовым ледником?

Производные типы рыхлых отложений. Некоторое количество обломочного материала, надо полагать, выносятся айсбергами и пополняет айсберговые отложения, накапливающиеся на дне моря. Другая часть материала (преимущественно мелкие фракции) смывается ручьями талых вод к фронту шельфового ледника и в прибрежные приливные трещины, аккумулируется на дне моря. Отложения этого рода не изучены. Однако ясно, что они должны быть слоистыми вследствие непостоянства транспортирующей способности водотоков (максимум расходов — в начале второй половины лета, когда наиболее часты прорывы озер, накапливающихся на поверхности ледника), а также разной скорости погружения частиц разного размера. Вероятно также неравномерное распределение обломочного материала по площади дна. Прямо под устьями водотоков должен откладываться наиболее крупный материал; прежние длительные положения фронта шельфового ледника должны быть отмечены скоплениями грубообломочного материала на дне моря. Этот тип отложений можно назвать флювиогляциально-морским. Возможно, что именно такого рода отложения вскрыты на дне залива Мак-Мердо скв. № 15, верхние 13 м которых представлены (по Barrett et al., 1976) рыхлыми песками (от тонких до грубых), плохо- и среднесортированными, грубослоистыми (толщина слоев от 5 до 50 мм), с включением обломков длиной до 7 см; ниже, до 65 м, идут аналогичные, но более плотные (более древние) отложения, отличающиеся от верхних горизонтов также наличием тонких илистых прослоев и отсутствием гальки.

Тут уместно заметить, что с поверхности шельфового ледника Мак-Мердо вместе с обломочным материалом смываются водоросли. Обладая плавучестью, они могут оказываться непосредственно под подошвой шельфового ледника и снова вмерзнуть в лед. Таким образом, естественно объясняется наличие пресноводных водорослей в толще айсбергов, сидящих на отмели вблизи ледника Мак-Мердо (о наличии водорослей в толще айсберга автору сообщил в январе 1976 г. Дж. Оливер, гидробиолог, обнаруживший их при подводных работах). Назвав обломочный материал в толще ледника Мак-Мердо шельф-ледниковой внутренней мореной, мы можем теперь заметить, что шельф-ледниковая внутренняя морена шельфовых ледников второго типа отличается от аналогичной морены шельфовых ледников первого типа возможным включением остатков водорослей, живших на поверхности ледника.

Частично шельф-ледниковая абляционная морена может откладываться на побережьях, если происходит относительное снижение уровня моря и вследствие этого — посадка на осушаемые отмели прибрежных участков шельфового ледника. Побережья залива Мак-Мердо на многих участках покрыты такого рода отложениями, причем на высотах до 150—200 м под покровом шельф-ледниковой абляционной морены встречается морской лед, аналогичный льду современного шельфо-

вого ледника Мак-Мердо (Мягков, 1972; Барков, Гордиенко, 1979, и др.). В этом случае можно говорить о шельф-ледниковой отложенной морене.

В определенных условиях плавучие или севшие на осушающуюся отмель участки шельфового ледника могут быть покрыты снегом. Тогда его морены перейдут в погребенное состояние. Если же поверхность шельф-ледниковой отложенной морены перекрывается наземным ледником, ее материал включается в состав внутренней и донной морены этого ледника. Многие наземные ледники побережий залива Мак-Мердо имеют донную морену подобного рода. Она широко развита (прочие наземные ледники в современных климатических условиях имеют здесь весьма скудную внутреннюю морену), отличается характерным залеганием слоя, параллельного ложу и четко ограниченного сверху, иногда — включением остатков водорослей (например, в основании ледника Хоббса); вероятно включение других ископаемых, свойственных шельф-ледниковой абляционной морене.

Наглядные свидетельства экзарационной деятельности шельфового ледника Росса, ледника первого типа, ограничены. Абляционная морена для ледников подобного рода нехарактерна. На поверхности ледника Росса ограниченные пятна морены встречены лишь у «поднятия Крэри» — отмели, покрытой локальным ледниковым куполом (Gaylord, Robertson, 1975). Моренный материал представляет собой смесь частиц разного размера — от глинистых до гравия; в нем присутствуют спикулы губок и диатомеи. На некоторых участках можно видеть, что загрязненная полоса льда уходит в глубь ледника, имеющего здесь толщину около 400 м. Возможно, что своим появлением на поверхности льда эти пятна морены обязаны не абляции, а процессу внедрения обломочного материала по плоскостям разрывов во льду.

По данным бурения, дно моря Росса в районе поднятия Крэри сложено миоценовыми ледниково-морскими отложениями (Webb, 1978, и др.). Более поздние отложения, видимо, снесены экзарацией. Возможно, что из них образована та окатанная «галька уплотненных ледниково-морских осадков», которая обнаружена в разрезах донных отложений открытой части моря Росса (Barrett, 1975).

Исходя из того характера бюджета вещества, который свойствен леднику Росса, можно видеть, что в его нижних горизонтах, в зоне донного намерзания может присутствовать шельф-ледниковая внутренняя морена. Материал этой морены расходится в основном в краевой зоне донного таяния ледника, пополняя ледниково-морские отложения, и в зоне разноса айсбергов, пополняя айсберговые отложения. Если донное таяние шельфового ледника в краевой зоне происходит интенсивно, здесь на дне может постепенно накапливаться плоский вал ледниково-морских осадков.

Изложенное можно суммировать в виде следующих схем генетических типов отложений, связанных с геоморфологической деятельностью шельфовых ледников. Разумеется, в составе всех типов отложений может быть и обломочный материал, принесенный к шельфовым ледникам их наземными притоками. Тогда исходную фацию справедливо называть шельф-ледниковой мореной смешанного происхождения.

Скорость экзарации плавучими ледниками. Количество обломочного материала, которым может загрузиться намерзающий снизу шельфовый ледник, видимо, ограничено необходимостью сохранения плавучести этого ледника и его теплового режима. Плавучесть ледника сохраняется, если он сложен слоями льда, при намерзании которых захватывается со дна слой песчано-гравийного материала (плотность $1,9 \text{ т/м}^3$) толщиной в среднем не более 0,1 от толщины слоя новообразованного льда. Так, шельфовый ледник Мак-Мердо, если бы он за-

Для шельфовых ледников первого порядка:



Для шельфовых ледников второго рода:



хватывал обломочный материал по всей своей площади, мог бы снимать со дна ежегодно слой толщиной в среднем 5 см и в итоге загрузиться шельф-ледниковый абляционной мореной толщиной до 4—5 м. Но при современных климатических условиях района залива Мак-Мердо практически полная термоизоляция льда обеспечивается сплошным слоем морены толщиной около 1 м. После этого таяние льда на поверхности и, следовательно, намерзание его на подошву ледника прекращается, т. е. при указанных условиях шельфовый ледник Мак-Мердо мог бы ежегодно экзарировать слой средней толщиной лишь около 1 см. Однако такие условия (неподвижность ледника и эпизодическое соприкосновение его с отмелями всем основанием) маловероятны, поскольку обычно ледник касается отмелей небольшой частью своего основания и непрерывно выносит обломочный материал от места его захвата. Следовательно, указанную скорость экзарации 1 см/год можно принять минимальной из возможных для этого ледника. Максимальная же скорость экзарации рыхлых отложений, способная проявиться на локальных отмелях, очевидно, должна быть соизмерима со скоростью намерзания льда на основание ледника, т. е. достигать первых дециметров в год.

Выше упоминались оценки скорости донного намерзания (несколько см/год) шельфового ледника Росса — ледника первого типа. Учитывая высокую скорость движения этого ледника и его большую толщину (плавучесть), естественно заключить, что примерно такой же должна быть и скорость экзарации им отмелей, сложенных рыхлыми отложениями.

Какова возможная скорость экзарации дна, сложенного коренными породами? Приближенную ее оценку можно провести путем сравнительных расчетов по формуле скорости экзарации Э. Мартонна с учетом полученного С. А. Евтеевым (1964) значения средней скорости экзарации ложа антарктическим континентальным покровом (около 0,05 мм/год). Формулу Мартонна запишем в виде

$$F = kVH^2,$$

где F — скорость экзарации (мм/год), V — скорость движения ледника по ложу (м/год), H — толщина ледника (м), k — показатель, отражающий зависимость величины F от «коэффициента ледниковой экзарации», степени прилегания льда к ложу, плотности льда, угла наклона ложа и условно принимаемый одинаковым для континентального покрова и шельфового ледника. Значения V и H для покрова принимаем равными 1 м/год и 1900 м, для центральной и краевой частей шельфового ледника Росса — 500 и 1000 м/год, 500 и 300 м (т. е. предполагается, что сложенные коренными породами отмели под шельфовым ледником не столь обширны, чтобы существенно затормозить его движение). Расчеты с использованием этих величин показывают, что скорость экзарации выступов коренного ложа шельфовым ледником в 20—30 раз превосходит среднюю скорость экзарации покровом и достигает, возможно, 1,0—1,5 мм/год. В зоне донного намерзания льда, где происходит механическое дробление коренных пород, скорость экзарации должна быть существенно выше.

Заметим, что этот результат справедлив и для нижних, плавучих участков ледников, пересекающих Трансантарктические горы и питающих шельфовый ледник Росса (скорость движения этих ледников измеряется сотнями м в год, толщина — 500—1000 м).

Полученные результаты указывают, что экзарационная деятельность шельфовых ледников, пока не слишком велика площадь отmelей, с которыми они соприкасаются, способна компенсировать отпущения ур. моря, происходящие со скоростью первых мм в год. На участках дна, сложенных рыхлым материалом, экзарационная деятельность шельфовых ледников способна компенсировать значительно более быстрые (практически любые) относительные опускания ур. моря. В результате этой деятельности должны образовываться горизонтальные подводные экзарационные поверхности, в том числе террасы, протянувшиеся вдоль побережий на тех участках, где ледник движется субпараллельно берегу.

Некоторые черты экзарационного рельефа, выработанного плавучими ледниками. Характерный для деятельности плавучих ледников экзарационный рельеф развит на восточном склоне Трансантарктических гор, испытавших за время южнополярного оледенения прерывистое поднятие примерно на 2000 м. На отметках до 2 км здесь имеется множество горизонтальных террас, протянувшихся вдоль фиордовых долин и в приморской части горных склонов. Ширина отдельных террас достигает первых десятков км, характерное различие отметок соседних по высоте разновозрастных террас — около 100 м. Большинство террас приурочено к некоторым узким высотным диапазонам, соответствующим тем отметкам, на которых надолго задерживался уровень моря Росса в ходе его общего снижения, обусловленного тектоническим поднятием побережья. На ступенчатый рельеф склона наложены поперечные к современным горным хребтам долины. Они имеют горизонтальное дно, начинаются и оканчиваются высоко над поверхностью современных наземных ледников; многие из них имеют Н-образные в плане соединения или Х-образно пересекаются. Своим происхождением эти долины, очевидно, обязаны экзарационной деятельности плавучих ледников — фиордовых ледников и ответвлений

шельфового ледника, проложивших свои пути между осушавшимися ютмами и островами. Продольный профиль долин сквозных ледников ступенчатый; эту их черту также легко связать с экзарационной деятельностью нижних плавучих участков сквозных ледников (фиордовых ледников), протекавшей на фоне прерывистого тектонического поднятия гор. Первое объяснение генезиса описанного экзарационного рельефа дал Дж. Грайндли (Grindley, 1967). Более подробные сведения о нем можно найти в работах автора (1973, 1976).

Выявление и исследование подобного рельефа в других районах Антарктиды позволило бы развить соответствующий раздел гляцио-геоморфологии, надежнее реконструировать историю оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас Антарктики. М.—Л., ГУГК, 1966.

Барков Н. И. Шельфовые ледники Антарктиды. Л., Гидрометеиздат, 1971.

Барков Н. И., Гордиенко Ф. Г. Происхождение ледников района залива Мак-Мердо по данным кислородно-изотопного анализа льда. В сб. «Антарктика», вып. 19. М., «Наука», 1979.

Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М., «Наука», 1964.

Мягков С. М. Происхождение морен на шельфовом леднике и побережьях залива Мак-Мердо (Земля Виктории). В сб. «Антарктика», вып. 11. М., «Наука», 1972.

Мягков С. М. Основные черты и происхождение рельефа района Сухих долин (Земля Виктории). В сб. «Антарктика», вып. 12. М., «Наука», 1973.

Мягков С. М. Рельеф района ледника Бирдмора (Трансантарктические горы). В сб. «Антарктика», вып. 15. М., «Наука», 1976.

Шумский П. А. Оледенение Антарктиды. В сб. «Основные итоги изучения Антарктиды». М., «Наука», 1967.

Barrett P. J. Characteristics of pebbles from Cenozoic marine glacial sediments in the Ross Sea (DSDP Sites 270—274) and the south Indian Ocean (Site 268). In «Initial Reports of the DSDP», v. 28, 1975.

Barrett P. J., Treves S. B., Barnes C. G., Brady H. T., McCormick S. A., Nakai N., Oliver J. S., Gillars K. J. Dry Valley Drilling Project, 1975—1976: first core drilling in McMurdo Sound. *Antarct. J. US*, v. 11, No. 2, 1976.

Crary A. P. Glaciological regime at Little-America Station, Antarctica. «*J. Geophys. Res.*», v. 66, No. 3, 1961.

Dayton P. K., Robilliard G. A., Paine R. T. Benthic faunal zonation as a result of anchorage at McMurdo Sound, Antarctica. «*Antarct. Ecol.*», No. 1, 1970.

Debenham F. A new mode of transportation by ice: the raised marine muds of south Victoria Land. «*Quart. J. Geol. Soc.*», No. 75, 1920.

Debenham F. The genesis of the McMurdo Ice Shelf, Antarctica. «*J. Glaciol.*», v. 42, N 5, 1965.

Gailord D. R., Robertson J. D. Sediments exposed on the surface of the Ross Ice Shelf, Antarctica. «*J. Glaciol.*», v. 14, No. 71, 1975.

Grindley G. W. The geomorphology of the Miller Range, Transantarctic Mountains, with notes on the glacial history and neotectonics of East Antarctica. «*N. Z. J. Geol. Geophys.*», v. 10, No. 2, 1967.

Swithinbank Ch. Glaciology of the Ross Ice Shelf. «*Antarct. J. US*», v. 1, No. 5, 1966.

Webb P. B. Miocene sediments and micropaleontology in gravity cores from RISP J-9 and comparisons with DVDP and DSDP drillcore successions. In «DVDP Sem.-III». Bull., No. 8. Nat. Inst. of Polar Res., Tokyo, 1978.

Московский государственный
университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
12.VI.1979

**RELIEF-FORMING ACTIVITY
OF THE ROSS
AND MCMURDO SHELF GLACIERS, THE ANTARCTIC**

S. M. MYAGKOV

Summary

The author describes the mechanism of exaration (glacial erosion) at the sea floor by shelf glaciers, the latter differing in mass budget (Ross glacier freezes and melts at its base, McMurdo glacier actively freezes at the base). The exaration rate is calculated to be not less than 1 cm per year at loose sediments and 1,0 to 1,5 mm per year at rock floor. Typical features of exaration topography are stated, which has been formed by shelf glaciers and emerged due to tectonic uplift of the Transantarctic Mountains (sub-horizontal exaration terraces, crossing flatbottomed valleys, now situated above mountain glaciers' surface). A classification is developed of loose deposits formed by shelf glaciers.

УДК 551.462.32(268.6)

Н. Г. ПАТЫК-КАРА, Л. Н. МОРОЗОВА, В. Ю. БИРЮКОВ,
В. Н. НОВИКОВ

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМУ
СТРОЕНИЮ ПРИМОРСКИХ РАВНИН И ШЕЛЬФА
ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ СССР**

Согласно современным взглядам, шельфовые равнины Восточно-Арктических морей СССР, смыкающиеся с обширными приморскими равнинами Северо-Востока, представляют эпимезозойскую платформу, перекрытую мощным чехлом осадков, формирование которых началось, по-видимому, в конце меловой эпохи (Гапоненко, 1973). Структуры чехла в значительной мере формировались под влиянием блоково-глыбовых движений; значительная часть их, согласно геофизическим данным, унаследована по отношению к структурам фундамента (например, Южно-Чукотский прогиб и Врангелевское поднятие на шельфе Чукотского моря), другие же не имеют полных аналогов в структуре складчатого основания.

Анализ рельефа приморских равнин в сопоставлении с геофизическими данными свидетельствует о том, что большинство структур, заложившихся в позднеорогенный этап развития мезозой и наложенных структур посторогенного этапа находят прямое или косвенное отражение в рельефе равнин, свидетельствуя таким образом о высокой степени унаследованности основных тенденций развития наложенных впадин. Как показывает структурно-геоморфологический анализ, наиболее четко трассируются зоны разрывных нарушений, ограничивающие блоки с различной тенденцией развития, а также локальные сводовые и купольные структуры, обусловленные унаследованным дифференцированным воздыманием частично или полностью захороненных под рыхлым чехлом интрузивных массивов мелового возраста.

Каждому типу структур свойственны определенные формы проявления в поверхностном рельефе в виде характерных геоморфологических аномалий в распространении аккумулятивного, эрозионного и криогенного рельефа. Значительная часть этих аномалий, расположенных вблизи береговой зоны, прослеживается и в пределы шельфа. При