

© 2010 г. М.В. МИТЯЕВ, С.А. КОРСУН

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА КИЛЬДИН

В юго-восточной части о-ва Кильдин расположено реликтовое оз. Могильное – объект повышенного внимания биологов. Несмотря на почти полутора вековую историю геоморфологического изучения острова, начало которого, по-видимому, следует относить к 1860 г., когда А. Миддендорф [1] опубликовал описание трех главных террас о-ва Кильдин, тема генезиса озерной котловины до сих пор остается дискуссионной.

Наиболее детально древние береговые линии острова описал Б.И. Кошечкин с соавторами [2]. Согласно их данным высоты всех террас повышаются с востока на запад, при резкой асимметрии распространения террас на северном и южном берегах острова. Ими выделена “верхняя морская граница” на отметках 88–96.1 м, а так же уровни бассейнов: портландия – 80.7–86.5, литторина – 69.9–75, фолас – 43.1–54.3, тапес 16.7–23.7, тривии – 11–14.5 и остриа – 5.4–5.9 м. Интересно, что в данной работе нет никаких указаний на береговые образования ниже 5 м над уровнем моря по всему острову, хотя в депрессии оз. Могильное четко выражена терраса трехметрового уровня. По-видимому, данный уровень рассматривался Б.И. Кошечкиным, как чисто озерное образование.

Материалы и методы

Маршрутные геоморфологические наблюдения проводились по поперечным профилям с южного побережья острова на северное. Гипсометрические отметки береговых валов и террасовых уровней определялись с точностью до одного метра. Изучались рыхлые отложения низких террас, окаймляющих оз. Могильное.

При выделении Восточно-Кильдинского неотектонического блока и линияментов использовался морфографический метод неотектонического анализа [3]. Для характеристики неотектонических движений применялись ландшафтно-геоморфологический и биостратиграфический методы [4]. Последний, основан на радиоуглеродном датировании, выполненным способом ускорительной масс-спектрометрии трех образцов раковин двустворчатых моллюсков. Образцы (спаренные раковины) хорошей сохранности отобраны из террасовых отложений, окаймляющих оз. Могильное. Определение возраста выполнено в лаборатории ^{14}C -датирования университета г. Лунд, Швеция. Радиоуглеродный возраст пересчитан в календарный возраст, с использованием стандартной калибровочной процедуры CALIB. Так как $\delta^{13}\text{C}$ не измерялась, то при вычислениях она была принята равной среднему значению для морских карбонатов +1‰.

Неотектоническое строение восточной части о-ва Кильдин

О-в Кильдин – самостоятельная неотектоническая структура. Уже первые исследователи острова разделяли его, в соответствии с орографией, на Западную, Центральную и Восточную части. Восточная часть о-ва Кильдин – это отдельный неотектонический блок, расположенный внутри зон глубинных разломов Карпинского и Фиордо-Озерного. С юга-запада граница блока проходит по разлому СЗ простираения, которому в рельефе соответствует долина р. Черной. Зона разлома шириной не менее 200 м хорошо прослеживается до северо-западного побережья острова. Простираение разлома субпараллельно северо-восточному побережью острова. В среднем течении р. Черная по перегибу рельефа прослеживается узкая субмеридиональная дизъюнктивная зона, которая срезает в современном рельефе разломы СВ простираения. Меньшая

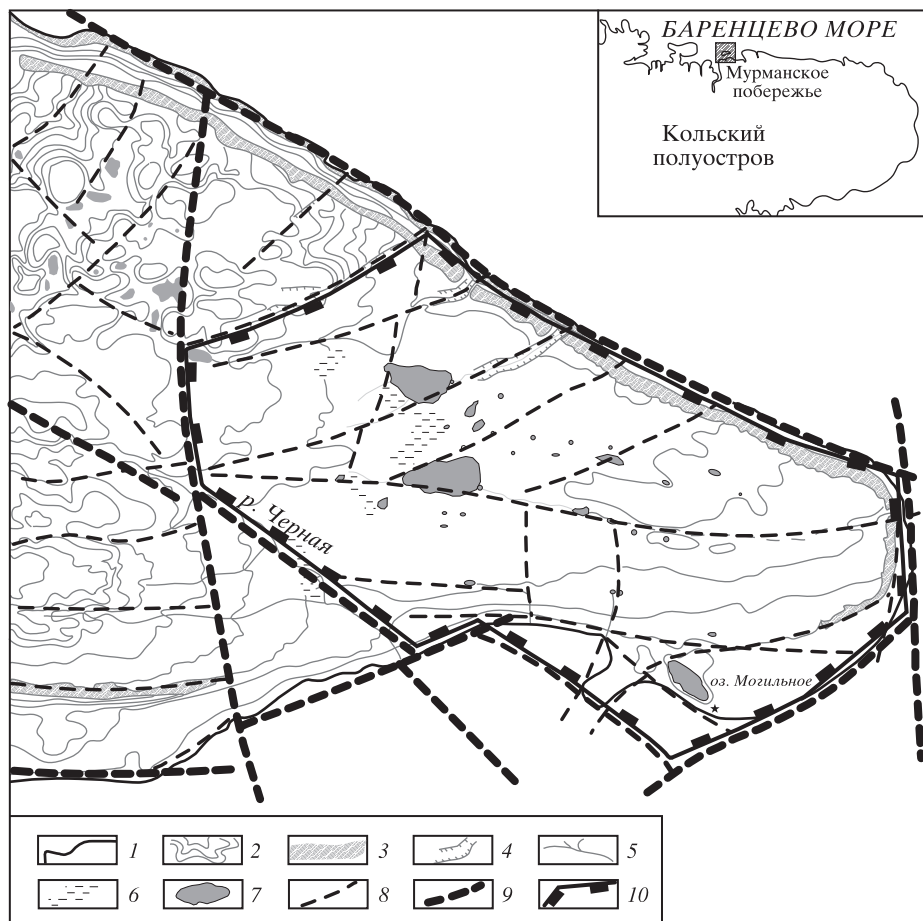


Рис. 1. Неотектоническая схема восточной части о-ва Кильдин

1 – береговая линия, 2 – горизонтали, 3 – вертикальные обрывы, 4 – уступы рельефа, 5 – водотоки, 6 – болота, 7 – озерные депрессии, 8 – линияменты выраженные в рельефе, 9 – осевые зоны глубинных разломов Карпинского и Фиордо-Озерного, 10 – граница Восточно-Кильдинского неотектонического блока

выраженность этой структуры в рельефе свидетельствует о ее слабой неотектонической активности. Обе структуры (северо-западный разлом и субмеридиональная зона) прослеживаются и на Мурманском побережье. Так субмеридиональная дизъюнктивная зона – продолжение осевой зоны Фиордо-Озерного глубинного разлома выраженная в рельефе долиной р. Зарубиха. На северном берегу о-ва Кильдин узкие хорошо выраженные в рельефе разломы СВ простирания, оперяющие глубинный разлом Карпинского, ограничивают неотектонический блок Восточного Кильдина с северо-западной стороны. Четкая выраженность в рельефе этих разломов свидетельствует об их высокой неотектонической активности.

В целом в пределах Восточного Кильдина дизъюнктивные структуры выражены слабо (рис. 1). Главная субширотная разломная зона делит неотектонический блок на две части северную и южную. Слабоволнистый водораздел северного блока полого понижается к северу, где по разлому Карпинского обрывается почти отвесным уступом к Баренцеву морю. В отдельных местах высота уступа превышает 100 м. Водораздел южного блока более круто понижается в южном направлении и обрывается к Кильдинской Салме серией уступов, высотой 10–20 м каждый, разделяющих террасы и

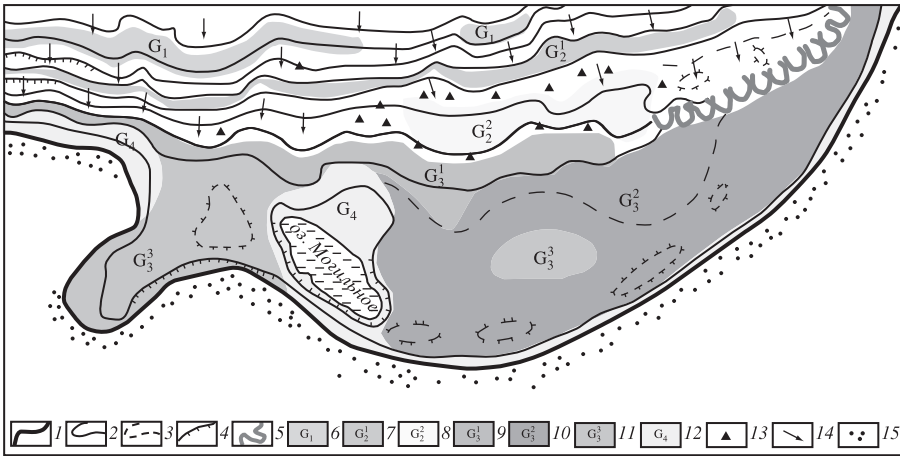


Рис. 2. Геоморфологическая схема юго-восточной части о-ва Кильдин

1 – береговая линия, 2 – горизонталы, 3 – промежуточные горизонталы, 4 – уступы рельефа, 5 – вертикальный обрыв, 6 – G_1 древнеголоценовые поверхности бассейна порландия, 7 – G_1^1 раннеголоценовые поверхности бассейна фолас, 8 – G_2^1 раннеголоценовые поверхности выработанные во флювиогляциальных отложениях, 9 – G_3^1 среднеголоценовые поверхности бассейна тапес I, 10 – G_3^2 среднеголоценовые поверхности бассейна тапес II, 11 – G_3^3 среднеголоценовые поверхности бассейна тапес III, 12 – G_4 позднеголоценовые поверхности бассейнов тривия и остря, 13 – массовое скопление эрратических валунов, 14 – направление падения склонов, 15 – эрратические валуны в прибрежной зоне моря

террасовидные поверхности. Наиболее четко низкие террасовые уровни выражены на юго-востоке блока (рис. 2), где они формируют абразионно-аккумулятивную террасу длиной более 2 км и шириной до одного километра. К этой поверхности приурочено реликтовое оз. Могильное.

Древние береговые линии Восточного Кильдина

Изучение древних береговых линий Восточного Кильдина и данные Б.И. Кошечкина с соавторами [2] позволили нам рассмотреть историю развития района, начиная с послеледникового времени.

Коренные породы на о-ве Кильдин представлены позднепротерозойской осадочной толщей, в составе которой магматические и метаморфические породы отсутствуют. Многочисленные гранитные валуны, рассеянные по поверхности острова, могли быть принесены только ледником. Эти валуны встречаются на водораздельных поверхностях острова и, следовательно, ледник, как минимум, однажды перекрывал весь остров. Валуны мало выветрены. Значит, с достаточной степенью уверенности можно полагать, что эрратические валуны на острове были в последний раз перемещены тем же ледником, что покрывал Кольский полуостров. Этот ледниковый покров, согласно мнению большинства исследователей, представлял собой северо-восточную оконечность Скандинавского ледникового щита, который достиг своего наибольшего развития приблизительно 20–18 тыс. л. н. В это время гляциоэвстатическая регрессия в Баренцевоморском регионе составляла $-90 \div -100$ м [5, 6].

Распад ледникового щита на отдельные массивы льда, начавшийся около 18 тыс. л. н., сопровождался эвстатическим повышением уровня моря. Вероятно, небольшой ледниковый массив сохранялся на о-ве Кильдин вплоть до аллерёда, так как отложения флювиогляциальной дельты в пределах Восточного Кильдина располагаются на современных гипсометрических отметках 40–45 м. Вплоть до древнего дриаса на всем Балтийском щите сохраняется относительно стабильная тектоническая обстановка [7].

Начиная с древнеголоценового времени (13–10.2 тыс. л. н.), восходящие неотектонические движения затронули весь Балтийский щит, в том числе и о-в Кильдин. В начале этапа ниже уровня древнеголоценового бассейна оказалась значительная часть Восточного Кильдина. “Верхняя морская граница”, относимая ко времени древнего дриаса, находится на современных абс. отметках 88.0–96.1 м [2]. Нами в СЗ части Восточного Кильдина выявлена серия из десяти береговых валов, расположенных в интервале 103–84 м над у. м. Высота валов не превышает одного метра, ширина 5–30 м, в плане валы имеют серповидные очертания, они сложены окатанным и угловатым материалом местных пород. От нижнего к верхнему валу количество окатанного материала заметно уменьшается. Завершается серия валов серповидным валом высотой около 5 м, в основании которого фиксируется выход коренных пород того же состава. Этот элювиальный псевдовал сложен угловатыми плитками кварцевых песчаников, на которых нет никаких признаков волнового воздействия. Положение в плане и форма береговых валов, состав слагающего материала позволяют рассматривать их как формы рельефа раннего послеледникового этапа развития. Начало гляциоизостатического поднятия территории сопровождалось отступанием береговой линии Баренцева моря. Скорость поднятия территории незначительно превышала скорость повышения уровня моря, поэтому уровень моря менялся медленно. Поверхность моря была занята ледяными полями, препятствующими волновой обработке обломочного материала. По мере освобождения моря ото льда волновое воздействие усиливалось, что отразилось на количестве и степени окатанности валунов на валах разной генерации.

В начале аллерёда (11.7 тыс. л. н.) произошла крупная послеледниковая трансгрессия бассейна портландия. Береговые линии этой стадии установлены на высоте 80.7–86.5 м [2]. Они сопоставляются с линиями h, g, f, e В. Танера в Скандинавии [8]. В конце позднего дриаса (10.3 тыс. л. н.) произошла трансгрессия литоринового моря. Береговые линии этой стадии расположены на высоте 69.6–75.0 м [2] и сопоставляются с линиями d₅–d₁ В. Танера [8]. В южной части Восточного Кильдина нами выявлены два террасовых уровня на абс. отметках 79–81 и 75–77 м. Плоская поверхность восьмидесятиметрового абразионного уровня достигает ширины 60–65 м, она под углом 8–12° наклонена в южном направлении. Повсеместно наблюдается клиф высотой 3–14 м, в его подножии иногда встречаются хорошо окатанные валуны. Поверхность уровня срезает коренные породы под углом 30–35°. Уровень, расположенный на высоте 75–77 м, развит локально. Наиболее четко он выражен в юго-западной части Восточного Кильдина. Это ровная поверхность под углом 3° наклонена в южном направлении. Ширина уровня примерно 20 м, протяженность порядка 50 м; по всей длине наблюдается клиф высотой около 2 м. Вероятно, в период трансгрессии бассейнов портландия-литорина гидродинамика моря была активной, так как выработанные на этом этапе широкие абразионные уровни резко срезают коренные породы. На активную гидродинамику моря указывает и практически полное отсутствие обломочного материала на поверхностях уровней, который, вероятно, был смыт в Кильдинскую Салму.

В раннеголоценовый этап (10–8.2 тыс. л. н.) произошла трансгрессия бореального моря (бассейн фолас). Раннеголоценовые береговые уровни установлены на высоте 43.1–54.3 м [2]. Они сопоставляются с линиями c₅–c₁ В. Танера с радиоуглеродными датировками 9.9–9.45 тыс. л. н. [8]. Нами на южном берегу Восточного Кильдина вдоль бухты Могильная на высоте 50–52 м прослежен террасовый уровень. Он представляет собой плоскую абразионную поверхность шириной 15–30 м, понижающуюся под углом 5–6° в южном направлении. Высота клифа у тылового шва 2–8 м. У подножия клифа встречаются остатки береговых валов сложенные окатанными валунами местных пород. Локально развит уровень на высоте 42–43 м, выработанный исключительно во флювиогляциальных песчаных отложениях распространенных к СВ от оз. Могильное. Таким образом, в начале раннеголоценового этапа, вероятно, сохранялась активная гидродинамика морского бассейна, которая к концу этапа ослабла. На это указывает отсутствие абразионных поверхностей в коренных породах на отметках 30–50 м над у. м.

Среднеголоценовый этап (8.2–4.4 тыс. л. н.) – это климатический оптимум голоцена, характеризующийся трансгрессией бассейна тапес. Береговые уровни этого этапа выявлены на высоте 16.7–23.7 м. [2]. Они сопоставляются с линиями с, b, a₉–a₁ В. Танера с радиоуглеродными датировками 7.4–4.5 тыс. л. н. [8]. Нами на южном и юго-восточном берегах Восточного Кильдина прослежены три террасовых уровня, которые расположены на высотах 24–26, 20–21 и 16 м над у. м. (рис. 2). Практически непрерывно вдоль южного берега Восточного Кильдина протягивается терраса абс. высотой 24–26 м. В районе оз. Могильное уровень представлен широкими асимметричными валами, которые сложены валунами местных пород. По морфологии валы схожи с современной перемычкой оз. Могильное. Вдоль бухты Могильная поверхность террасы широкая, ровная абразионно-аккумулятивная, полого наклонена в сторону Кильдинской Салмы. На поверхности террасы встречается большое количество хорошо окатанных валунов местных пород, но среди них попадаются и плохо окатанные гранитоиды.

Уровень абс. высотой 20–21 м уверенно выделяется только к востоку от оз. Могильное. Это широкая (более 0.5 км), протяженная (более 2 км) абразионно-аккумулятивная поверхность, сложенная валунами местных пород. В восточной части территории в уступе террасы обнажаются древние песчаники цоколя, срезанные под углом 20–25°. В центральной части террасы расположено блюдцеобразное понижение относительной глубиной 5–6 м. С севера и северо-востока понижение окаймлено серией валов, слабо выраженных в рельефе. Валы имеют серповидное очертание в плане, их высота не превышает 0.5 м, а ширина несколько метров, сложены они хорошо окатанными валунами местных пород.

Террасовая поверхность абс. высотой 16 м, встречается только к западу от оз. Могильное. Это аккумулятивная поверхность шириной 200 м и длиной 700 м, сложенная хорошо окатанным галечно-валунным материалом местных пород. Она вытянута в ЮЗ направлении и имеет клиновидную форму с нечетким тыловым швом в северо-восточной части и узкой бровкой в юго-западной.

По-видимому, именно в среднеголоценовый этап была сформирована бухта, где расположено оз. Могильное. Примерно между 7.5 и 6.5 тыс. л. н. наступила эпоха раннего бассейна тапес, когда образовался верхний среднеголоценовый уровень. Древние береговые валы, окаймляющие современную депрессию оз. Могильное с севера и северо-востока, вероятно, фиксируя положение бухты Могильной в эту эпоху.

Около 6.2–6.0 тыс. л. н. в эпоху среднего бассейна тапес главный центр аккумуляции в пределах Восточного Кильдина находился к востоку от современной депрессии оз. Могильное. Вероятно тогда, коренные породы цоколя были выведены на литоральный и верхний сублиторальный уровень моря. На поверхности цоколя было сосредоточено, по нашим оценкам, не менее 20–25 млн. м³ обломочного материала. Он, несомненно, накопился за все предшествующие поздние и послеледниковые этапы. Под волновым воздействием осадочный материал окатывался и перераспределялся, выравнивая слабонаклонную поверхность цоколя. Судя по углу падения коренных пород, в районе современной озерной депрессии бронирующая поверхность цоколя располагается на 40–50 м ниже, чем в восточной части террасы.

Эпоха существования позднего бассейна тапес наступила примерно 5.4–5.2 тыс. л. н. В это время центр аккумуляции перемещается с восточного борта оз. Могильное на западный. Формируется уровень абс. высотой 16 м. Происхождение депрессии между двумя центрами аккумуляции требует объяснения. Нами рассматривается два возможных варианта происхождения депрессии. Первый, неотектонический – относительное опускание блока, начавшееся в конце существования позднего бассейна тапес (неотектонические блоки такого размера широко распространены в западной части Восточного Кильдина). Второй, термокарстовый, возможно, что в среднеголоценовое время в пределах современной озерной котловины располагался массив мерзлых пород, по кровле которого осадочный материал перемещался с востока на запад. Буду-

чи выведенным, на поверхность земли, массив мерзлых пород быстро деградировал (современные скорости термоабразии составляют несколько метров в год [9]), что сопровождалось образованием термокарстовой депрессии. Вероятно, время формирования полузакрытой бухты, где располагается современная озерная котловина – конец среднего голоцена.

Таким образом, среднеголоценовый этап развития территории характеризуется продолжительными трансгрессивно-регрессивными циклами. По-видимому, гидродинамическая активность моря была очень высокой, так как огромное количество грубообломочного материала было окатано и перераспределено по террасовым уровням. Примерно на границе атлантической и суббореальной стадий голоцена центр аккумуляции смещается на западный борт современной озерной депрессии, а в конце существования позднего бассейна тапес на месте озерной котловины оформилась полузамкнутая бухта, вершина которой располагалась в центральной части 20–21 м террасы. Формирование бухты, возможно, связано с дифференцированными тектоническими движениями, либо с разрушением небольшого массива мерзлых пород располагавшегося на месте современной озерной котловины. В любом случае, время возникновения депрессии, в которой расположено оз. Могильное, следует относить ко времени существования позднего бассейна тапес, примерно 4.5 тыс. л. н.

В позднеголоценовый этап (от 4.4 тыс. л. н. и до настоящего времени) происходят трансгрессии бассейнов тривия и остриа. Позднеголоценовые береговые уровни выявлены на высоте 5.4–14.5 м, причем они сопоставляются с линиями a_6 – a_1 В. Танера с радиоуглеродными датировками 4.1–0.85 тыс. л. н. [8] (террасы бассейна тривия на Мурманском побережье расположены на высоте 10–12 м их возраст 3000 ± 50 л. н. [2]). нами прослежены три террасы, расположенные на южном и юго-восточном берегах Восточного Кильдина, на высотах 8–14, 4–7 и 3 м (рис. 2). Вокруг оз. Могильное непрерывно прослеживается уровень абс. высотой 8–12 м. Аналогичный уровень, очень узкий отмечается также на южном и юго-восточном склонах 20–21 м террасы. Тыловой шов уровня постепенно повышается с запада на восток и непосредственно перед выходом коренных пород цоколя располагается на высоте 14 м. Ширина уровня изменяется от 2 до 15 м, генеральный уклон поверхности идет в сторону Кильдинской Салмы и озерной депрессии; отмечается небольшой уклон с востока на запад. Уровень выработан в отложениях террасы бассейна тапес и сложен тем же самым осадочным материалом. На восточном борту оз. Могильное выполнены две расчистки эрозионных ложбин, прорезающих уровень. В расчистке, расположенной непосредственно у перемычки озера, вскрыты галечно-валунные отложения без видимых остатков биогенного материала. В расчистке глубиной до 1 м на восточном борту озера вскрыты песчано-гравийные отложения с раковинами моллюсков.

Из горизонта на глубине 0.4–0.5 м, отличающегося хорошей сохранностью остатков биогенного материала отобрана проба на радиоуглеродное датирование. Судя по количеству раковин моллюсков хорошей сохранности, в конце атлантического–начале суббореального времени это был мелководный бассейн со спокойными гидродинамическими условиями и быстрыми темпами седиментации.

Уровень абс. высотой 4–7 м представлен перемычкой оз. Могильное и абразионной поверхностью, выработанной в отложениях террасы бассейна тапес. По-видимому, начало формирования современной перемычки отделяющей оз. Могильное от морского бассейна, необходимо относить к началу субатлантической стадии голоцена. Обращает на себя внимание отсутствие данного уровня вокруг оз. Могильное. Поверхность, расположенная к северо-востоку от озера и занимающая те же гипсометрические отметки, сильно изменена антропогенной деятельностью, что не позволяет установить ее первоначальный вид. Вероятно, формирование озерной перемычки протекало достаточно быстро, чему способствовало изначальная подготовка материала и валобразного тела. Возможно, в начале суббореальной стадии одновременно с формированием депрессии в ее мористой части (на выступе коренных пород или ледниковых

отложений), формируется аккумулятивный подводный вал. Подобное явление широко распространено вдоль Мурманского побережья [10]. Характерная особенность строения структурно предопределенных аккумулятивных валов – асимметричное строение. В этом случае для формирования уровня не требуется активная гидродинамика моря. Действительно, абразионный террасовый уровень, выработанный в рыхлых отложениях и являющийся естественным продолжением озерной перемычки, небольшой: ширина его менее 10 м, длина 200 м, в восточном направлении он быстро выклинивается. Встает вопрос: “какой вид имела перемычка в начале субатлантической стадии, и какова была связь озера с морем?”. Некоторое представление об этом времени можно получить при изучении разреза расположенного на абс. высоте 6 м в северном борту озерной котловины. Разрез выглядит следующим образом:

- 0–40 см. Почвенно-растительный слой.
- 40–76 см. Серые и коричневато-серые грубослоистые песчаные отложения с отдельными гальками и мелкими валунами.
- 76–82 см. Темно-коричневый опесчаненный горизонт (второй почвенный слой).
- 82–102 см. Серые песчаные отложения пятнистой текстуры, много гальки, мелких валунов и обломков раковин моллюсков.
- 102–108 см. Темно-коричневый (до черного) опесчаненный горизонт (третий почвенный слой).
- 90–100 см. Серые массивные песчано-гравийные отложения с остатками раковин моллюсков (хорошей сохранности), гальки и мелких валунов. Встречаются линзы карбонатного материала (сильно разрушенный раковинный материал).

В разрезе встречено два слоя погребенных почв, что свидетельствует о двух трансгрессивно-регрессивных фазах. Располагаются погребенные почвы ниже вершинной поверхности перемычки, следовательно, озерная депрессия имела свободное сообщение с морем. В начале субатлантической стадии голоцена произошла регрессия моря (формируется нижний почвенный горизонт), которая сменилась кратковременной трансгрессией. После чего, вновь наступает регрессивная фаза, формируется второй почвенный горизонт. Песчаные отложения, залегающие выше второго слоя почв, не содержат биогенного материала и, вероятно, формировались в субаквальных условиях озера. Таким образом, к середине субатлантической стадии голоцена озеро отделилось от морского бассейна, вероятно, в результате замыкания перемычки с западной стороны.

Нижний террасовый уровень на абс. высоте 3 м встречается только вокруг оз. Могильное. Вероятней всего, он фиксирует более высокий уровень воды в озере. В северо-восточном и северном бортах озера уровень выработан в песчаных отложениях поверхности абс. высотой 6 м. Размыв более высокого уровня, переотложение материала в озерную котловину и формирование современной подводной террасы происходит и в настоящее время на северном берегу озера. Трехметровый уровень сложен до глубины 56 см гравийно-песчаными отложениями с отдельными гальками и многочисленным ракушечным материалом, в основном плохой сохранности. Ниже он переходит в крупнозернистый песок с большим количеством раковин моллюсков.

На юго-западном борту озера выдается небольшой мысом, сложенным валунным материалом. В условиях озера выработать подобный уровень сложно. Возможно, формирование мыса произошло непосредственно перед замыканием перемычки, когда через узкий пролив (шириной менее 20 м) озеро соединялось с морем и часть валунного материала (с приливным течением усиленное узостью) перемещалось в озерную котловину, где в дальнейшем сформированная поверхность выравнивалась.

Радиоуглеродные датировки раковин двухстворчатых моллюсков

Полученные радиоуглеродные датировки свидетельствуют о том, что все низкие террасовые уровни выработаны в отложениях, слагающих террасы атлантической стадии голоцена (таблица). Также они свидетельствуют о том, что в суббореальную

**Радиоуглеродные датировки двухстворчатых моллюсков
из отложений террас, окаймляющих озеро Могильное**

Высота над уровнем моря, м	Материал	Возраст			
		¹⁴ C, неисправленный		календарный	
		лет назад	1σ	лет назад	2σ
10	<i>Mytilus edulis</i>	5100	±50	5430	±240
7	<i>Mytilus edulis</i>	5030	±50	5305	±280
3	<i>Arctica islandica</i>	5450	±50	5790	±220

и субатлантическую стадии либо не было условий для сохранения биогенного материала, либо данный участок местности находился в аэральных условиях, и осадконакопления не происходило. Можно предположить, что 8–12 м уровень сформировался в результате абразии террас бассейна тапес и окаймлял ковшеобразную бухту. Поверхность, расположенная с севера от оз. Могильное на абс. высоте 6 м, есть ни что иное, как просевший (опущенный) 8–12 м уровень, а трехметровая терраса сформировалась в результате денудации и озерной абразии просевшего уровня, поэтому в ней вскрыты более древние отложения.

К сожалению, датировки не позволяют определить время формирования озерной депрессии, и ее отделения от морского бассейна, но свидетельствуют о том, что озерная котловина сформировалась в результате опускания, генетическая природа которого неясна и дискуссионна. Формирование озерной котловины и ее отделение от моря могло произойти в первой трети субатлантической стадии голоцена. Возможно, бурение озерных отложений даст окончательный ответ на время отделения озерной депрессии от моря, но вряд ли позволит установить время формирования самой депрессии.

Неотектоническое поднятие Восточного Кильдина

Опираясь на высотное положение террас и скорость эвстатического повышения уровня Мирового океана в голоцене [9], можно оценить среднюю скорость неотектонического поднятия Восточного Кильдина за голоцен в целом в 13–15 мм/год. При этом скорость поднятия от древнего голоцена к настоящему времени постепенно уменьшалась. В древнем голоцене средняя скорость поднятия оценивается в 15–19 мм/год, в раннем голоцене – 17–20 мм/год, в среднем голоцене – 10–12 мм/год, в позднем голоцене – 3–6 мм/год. Во все эпохи стабилизации тектонического режима происходили региональные трансгрессии моря и формировались террасовые уровни. Вплоть до атлантической стадии голоцена формируются только абразионные уровни, и лишь начиная с трансгрессии бассейна тапес, начинают образовываться аккумулятивные террасы.

При сравнении скоростей послеледникового поднятия Восточного Кильдина и Мурманского побережья [7] можно найти и явное сходство, и некоторые различия. Сходства заключаются в следующем: средние скорости поднятия одинаковые и оцениваются в 13–15 мм/год; резкая активизация поднятия в раннем голоцене, по-видимому, связанная с полной деградацией Скандинавского ледникового щита; последняя значительная активизация неотектонических движений произошла на рубеже атлантической и суббореальной стадий голоцена; поздний голоцен отличается стабильной тектонической обстановкой.

Основными различиями являются: более высокие темпы поднятия Мурманского побережья в древнем голоцене; колебательный характер тектонических движений в атлантическую стадию голоцена на Мурманском побережье и пульсационный (резкие изменения темпов поднятия) на Восточном Кильдине.

Выводы

Проведенный геоморфологический и литолого-биостратиграфический анализ древних береговых линий в восточной части о-ва Кильдин позволяет с наиболее возможной и достаточной полнотой рассмотреть ход отступления береговой линии Баренцева моря в послеледниковое время. Полученные данные свидетельствуют о постоянном и непрерывном отступании береговой линии в течение древнего голоцена. Более глубокая регрессивная стадия бассейна устанавливается в раннеголоценовый этап. В среднем голоцене выявляется продолжительная трансгрессия, имевшая, по крайней мере три стадии, приходящиеся на середину, последнюю треть атлантической климатической стадии и начало суббореальной климатической стадии голоцена. В конце суббореальной и в течение субатлантической климатической фаз береговая линия отступала медленно и достаточно равномерно, что на фоне общего эвстатического повышения уровня океана отражает суммарное неотектоническое поднятие территории. В настоящее время невозможно отделить гляциоизостатическую и собственно тектоническую составляющие поднятия. В древнем и раннем голоцене поднятие территории было интенсивным и, возможно, имело в основном гляциоизостатическую природу. Начиная с атлантической климатической фазы темпы поднятия замедляются. К началу суббореальной климатической фазы они стабилизируются и вплоть до настоящего времени остаются почти постоянным, что в большей мере свидетельствует о собственно тектонической составляющей поднятия территории.

Существует две основных гипотезы формирования перемычки и озера Могильное. Первая, выдвинутая В.Д. Дибнером [11] и поддерживаемая большинством исследователей – морское происхождение перемычки озера и постепенное отделение озерной котловины от морского бассейна. Формирование перемычки как проградирующей косы сталкивается с трудно преодолимым противоречием. Почему при огромном количестве подготовленного осадочного материала, сконцентрированного вокруг озера и активной гидродинамике моря, требуемого для формирования валунной косы такого размера, как перемычка, оно не было заполнено? Вторая гипотеза о ледниковом происхождении перемычки выдвинута Г.А. Тарасовым не получила широкой поддержки [12]. По-видимому, осадочный материал перемычки, который никак нельзя охарактеризовать как моренный, является главным возражением против данной концепции.

Нами выдвигается новая гипотеза, основанная на детальном изучении геоморфологического строения района оз. Могильное и радиоуглеродных датировках раковин моллюсков из отложений, слагающих поверхности позднеголоценового времени. Перемычка озера образовалась в подводных условиях и была предопределена рельефом поверхности коренных пород, а замыкание перемычки происходило в качестве проградирующей косы. Озерная котловина образовалась в результате опускания части террасовой поверхности сформированной в конце среднеголоценового времени. Опускание, вероятно, произошло в первой трети субатлантической климатической стадии голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Middendorf A.Th.* Anikiev, eine Insel im Eismeere // Bulletin de l'academie imp. des sciences de St-Petersbourg. St-Petersbourg: 1860. 44 p.
2. Кошечкин Б.И., Кудлаева А.Л., Первунинская Н.А., Самсонова Л.Я. Древнебереговые образования северного и северо-восточного побережья Кольского полуострова // Вопр. формирования рельефа и рыхлого покрова Кольского п-ова. Л.: Наука, 1971. С. 17–85.
3. Гольбрайх И.Г., Забалуев В.В., Ласточкин А.Н. и др. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л.: Недра, 1968. С. 151.
4. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 390 с.
5. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. С. 62–78.

6. *Фейрбридж Р.В.* Морские осадки // *Океанографическая энциклопедия*. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 22–65.
7. *Митяев М.В., Герасимова М.В.* Геолого-геоморфологические особенности Восточного Мурмана // *Ихтиофауна малых рек и озер Восточного Мурмана (биология, экология, биоресурсы)*. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 7–36.
8. *Tanner V.* Studier ofven kvartarsystemet i Fennoskandias nordliga delar // *IV Bull. de la comission geologique de Finlande*. 88. Helsingfors. 1930. P. 31–45.
9. *Кукал З.* Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 245 с.
10. *Гуревич В.И.* Современный седиментогенез и геоэкология Западно-Арктического шельфа. М.: Науч. мир, 2002. 135 с.
11. *Дерюгин К.М.* Реликтовое озеро Могильное (остров Кильдин в Баренцевом море) // *Тр. ПЕНИ*. 1925. № 2. С. 1–112.
12. Реликтовое озеро Могильное. Л.: Наука, 1975. 298 с.

ММБИ КНЦ РАН, Мурманск
Ин-т океанологии им. Ширшова РАН, Москва

Поступила в редакцию
12.05.2008

GEOLOGIC-GEOMORPHOLOGIC AND NEOTECTONIC STRUCTURE OF THE EASTERN PART OF THE KILDIN ISLAND

M.V. MITYAEV, S.A. KORSUN

Summary

The heights of the main epiglacial terraces in the eastern part of the Kildin Island were precised. ¹⁴C dating of clamshells from deposits of the terraces at the heights 8-14 m and lower showed that these terraces were formed by abrasion of the older (Atlantic stage of the Holocene) terrace deposits. The basin of the lake Mogil'noye is supposed to originate 4.5 Ma B.P. due to local tectonic movements or permafrost degradation. The closing dike now separating the lake from the sea began its formation in the Early Subatlantic time as a growing submarine bank. The final separation of the lake happened in the middle of the Atlantic Time.

УДК 551.432.54(924.85/.86)

© 2010 г. В.П. ПЕТРИЩЕВ

СОЛЯНОКУПОЛЬНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ПРИУРАЛЬЯ

Соляной тектогенез является важнейшим фактором, усложняющим рельеф равнинных территорий. Эндогенно обусловленные элементы рельефа, как правило, выражены нечетко, камуфлируясь различными экзогенными процессами. Солянокупольная тектоника как форма дисгармоничной складчатости нарушает пликативное залегание горных пород, усложняет структуру рельефа и изменяет его вещественно-энергетические взаимосвязи, формируя своеобразные контрастные формы поверхности.

Структуры, образованные кунгурской сульфатно-галогенной толщей, являются характерной особенностью тектонического строения Южного Приуралья, расположенного на стыке трех крупных структурно-геологических зон – Предуральского прогиба, Прикаспийской впадины, Волго-Уральской антеклизы [1]. Здесь на площади 40 тыс. км² сосредоточено около 250 соляных поднятий.

Для Предуральского краевого прогиба характерны субмеридионально ориентированные соляные антиклинали линейной формы с амплитудами (т.е. расстоянием от