

Научные сообщения

УДК 551.4.435.4→551.89(571.65)

© 2006 г. А.А. ГАЛАНИН, О.Ю. ГЛУШКОВА

**ОЛЕДЕНЕНИЯ, КЛИМАТ
И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ РАЙОНА ТАУЙСКОЙ ГУБЫ
(СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ) В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ****Введение**

Лежащие в основе статьи фактические материалы получены в ходе дешифрирования аэрофотоматериалов, во время полевых работ (1993–2003 гг.), а также обобщения имеющихся данных по проблеме оледенений, динамики климата и растительности района в позднечетвертичное время. Обзор предшествующих публикаций по проблемам позднеплейстоценовых оледенений региона изложен отдельно [1].

В современном рельефе бассейна Тауйской губы (Примагаданье) в виде аккумулятивных форм отчетливо выражены отложения двух последних оледенений – зырянского и сартанского [1, 2 и др.], относящихся к позднему плейстоцену и проявившихся соответственно около 74–60 и 27.4–12.4 тыс. л. н. (рис. 1). В ряде горных сооружений имеются следы голоценового оледенения – неогляциальная стадия, а также морены с погребенными льдами и активные каменные глетчеры [3–7]. Отложения более древних плейстоценовых ледниковых эпох к настоящему времени сохранились в составе осадков некоторых впадин и вскрыты единичными скважинами. Предполагается, что к среднеплейстоценовым оледенениям, носившим покровный и полупокровный характер, относятся ледниковые валуны, встречающиеся на отметках более 800–1000 м над у. м. на поверхностях альтипланации, в бортах нагорных террас. Однако надежных данных о возрасте этих образований в районе пока не имеется.

К настоящему времени накоплены новые палиностратиграфические и радиоуглеродные данные по позднечетвертичным озерным осадкам региона [8]. Они позволяют сопоставить закартированные типоморфные ледниковые комплексы с интервалами похолоданий, зафиксированными в коррелятных отложениях.

**Типоморфные плейстоценовые и голоценовые
ледниковые комплексы**

Сигланский кряж – ледниковый узел горного массива (г. Эгуйя, 1587 м) – расположен в 150 км к ЮВ от г. Магадана, в 45 км к СВ от устья р. Сиглан. Средние отметки горных вершин 1000–1500 м над у. м., глубина расчленения 400–600 м. Удаленность от морского побережья – 20 км. Массив горы Эгуйя сложен вулканогенно-осадочными породами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и имеет резкорасчлененный денудационно-тектонический рельеф с хорошо выраженными альпинотипными элементами. Нивально-гляциальная морфоскульптура более развита на склонах С и СЗ экспозиций (рис. 2).

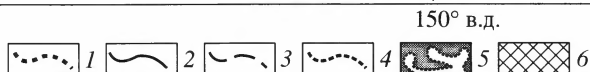
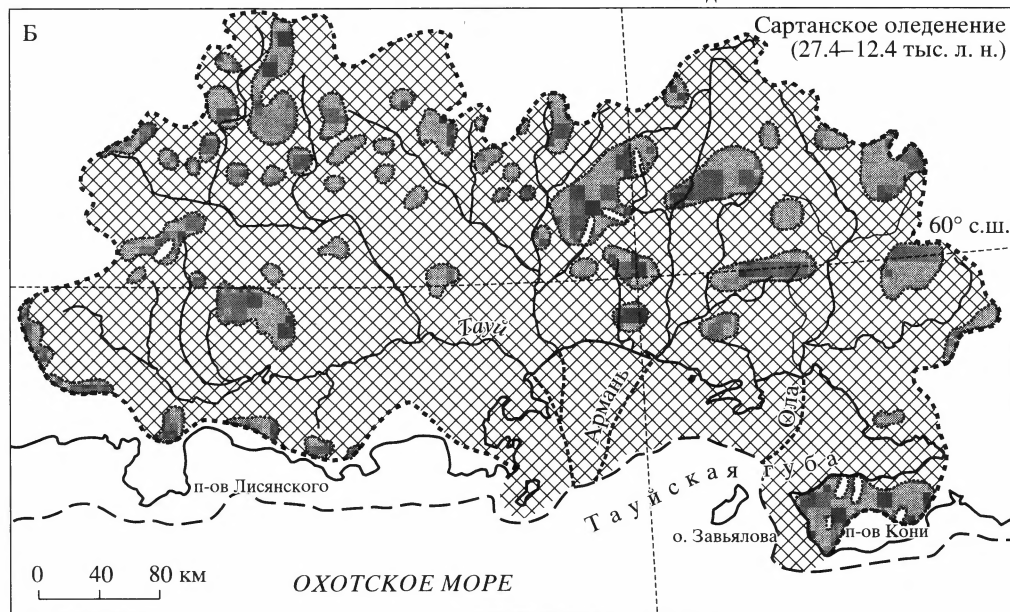
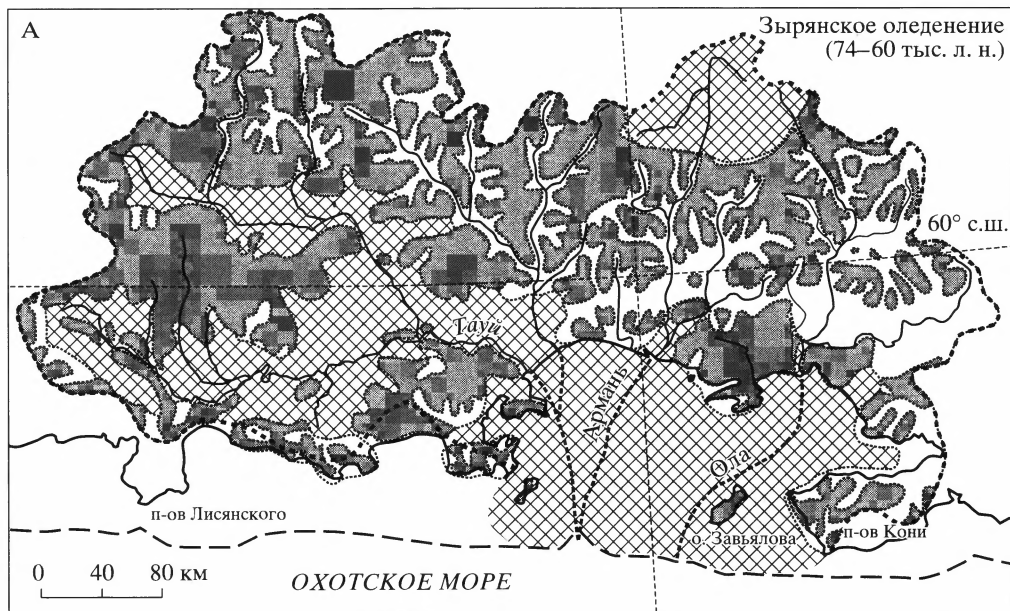


Рис. 1. Палеогеографические схемы района Таймырской губы во время позднеплейстоценовых оледенений: А – зырянского (74–60 тыс. л. н.) и Б – сартанского (27.4–12.4 тыс. л. н.)

1 – граница современного бассейна Таймырской губы; береговая линия: 2 – современная, 3 – в зырянскую и сартанскую эпохи; 4 – палеоруслу крупных рек; районы: 5 – распространения оледенения, 6 – не покрывавшиеся ледниками в позднечетвертичное время

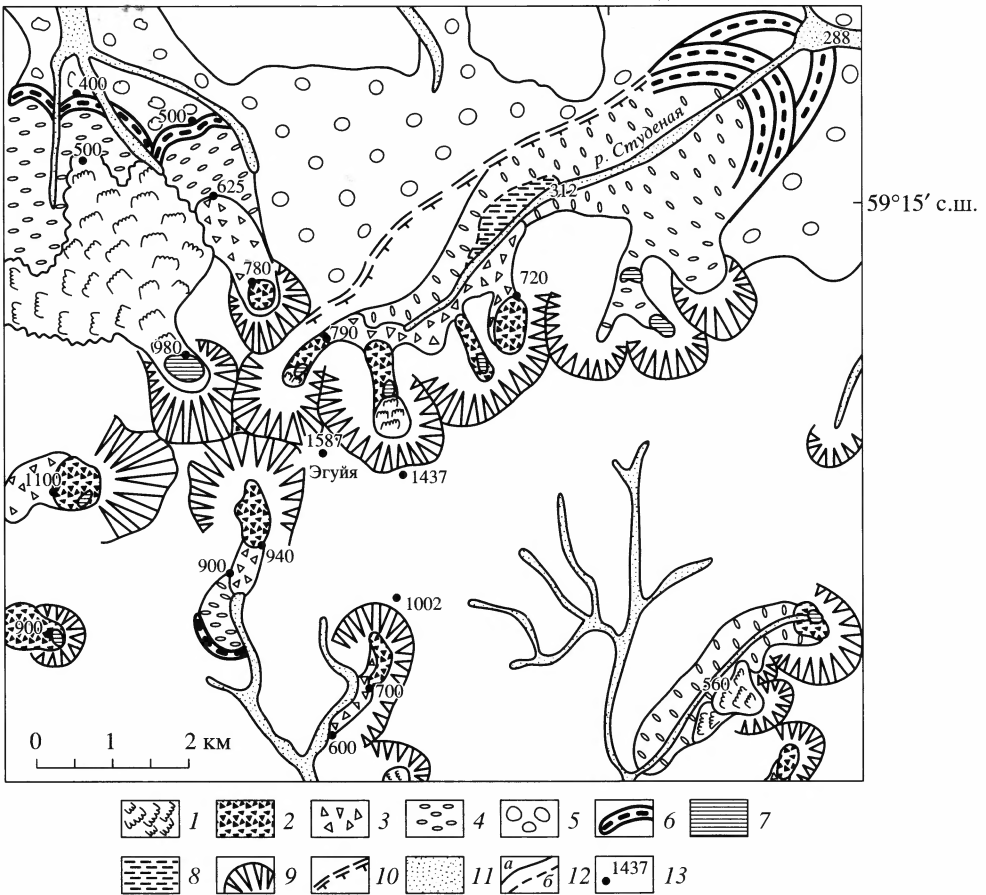


Рис. 2. Гляцио-геоморфологическая схема массива г. Эгуйя (п-ов Кони)

1 – каменные глетчеры; плащеобразные морены: 2 – каровые позднеголоценового (неогляцмального) возраста, 3 – позднелейстоцен–раннеголоценовые (дриас?); позднелейстоценовые ледниковые и водно-ледниковые комплексы: 4 – сартанские, 5 – зырянские; 6 – конечноморенные валы, фиксирующие максимум сартанского оледенения; 7 – ледниковые озера; 8 – отложения подпрудно-ледниковых озер; 9 – бровки каров; 10 – плечо троговой долины; 11 – нерасчлененные русло и пойма современных водотоков; 12 – геоморфологические границы (а – достоверные, б – предполагаемые); 13 – гипсометрические отметки

Крупный позднелейстоценовый ледниковый морфолитокомплекс приурочен к верховьям р. Студеная (рис. 2). В его истоках дешифрируются семь ступенчатых каров, ориентированных на С и СВ. В пределах ледникового комплекса выделено две разновозрастные генерации отложений. Ранняя образована тремя сближенными дугообразными моренными грядами, отвечающими максимуму сартанского оледенения. Общая длина образований данной генерации составляет 1.8 км, а высота – 30–35 м. На поверхности гряд развиты беспорядочно ориентированные бугры и каналаобразные углубления, суффузионные воронки и другие инверсионные формы ледниковой морфоскульптуры. Поверхность морен на 50–60% покрыта почвенно-травянисто-кустарниковым покровом.

Вторая генерация представлена плащеобразной регрессионной мореной в верховьях водотоков, фрагментами осцилляционных валов в устьях каров, отмершими и современными каменными глетчерами. Для них характерны хорошая сохранность сингенетических нивально-гляциальных форм микро- и нанорельефа, отсутствие почвен-

но-растительного покрова. Тела каменных глетчеров в поперечнике имеют выпуклый профиль и отчленены от задней и боковых стенок каров маргинальными каналами. Длина большинства глетчеров составляет 0,5–1,5 км. Абсолютная высота подножий фронтальных уступов – 780–850 м. На поверхностях хорошо видны осцилляционные гряды, валы и уступы.

Хасынский хребет субширотно вытянут цепью от р. Хасын до р. Энгтывчан (бассейн р. Ола), имеет длину 50 км при ширине 10–15 км. От Охотского моря он удален на 65–70 км. Средняя высота хребта около 1200 м, максимальная – 1369,7 м. Хребет сложен вулканогенно-осадочными образованиями ОЧВП, преимущественно среднего и основного состава (базальты, андезиты, дациты и их туфы).

В пределах хребта насчитывается более 30 ледниковых каров разной сохранности. Их днища приурочены к абсолютным высотам 700–800 м. По периферии Хасынского хребта сохранились следы первого позднеплейстоценового (зырянского) оледенения в виде размытых моренных холмов и гряд, фрагментов боковых и донных морен в долинах водотоков II–IV порядка и в разрезах террас 7–10-метрового уровня. Мощность зырянских ледников составляла 400–500 м. Основная масса ледникового материала вынесена за пределы хребта в Хасынскую и Уптарскую впадины на расстояние более 30–50 км.

Следы второго позднеплейстоценового (сартанского) оледенения в пределах Хасынского хребта локальны и отличаются как от более древних, так и от молодых нивально-гляциальных форм рельефа. Образования этого возраста, как правило, представляет собой однопорядковые языкообразные морены длиной 1–3 км в верховьях рек. Они изолированы друг от друга и берут начало в карах северной и северо-западной экспозиции. Самый крупный сартанский ледник формировался в сложном многокамерном ледниковом цирке в наиболее приподнятой части хребта у вершины 1369,7 м. Его длина достигала 5 км, мощность – около 100 м. Ледосборный бассейн включал восемь каров разного уровня.

Всего в пределах Хасынского хребта в сартанский ледниковый комплекс входили два сложных дендритовидных ледника длиной 5 и 4 км, 5 двух-трех порядковых ледников протяженностью 2–3 км, 15–16 каровых и карово-долинных однопорядковых ледников длиной менее 1,5 км. Общая площадь сартанского оледенения в пределах Хасынского хребта, по нашим расчетам, не превышала 20 км².

В прибрежной части Хасынского хребта наблюдаются также голоценовые образования. Наиболее молодыми являются каменные глетчеры (неогляциальные морены) у оснований стенок каров. Они не имеют четкой привязки к единому гипсометрическому уровню (740, 800, 845, 850, 920 м) и разбросаны в пределах 180-метрового интервала. Поверхность глетчеров незадернована, сложена крупноглыбовым и щебнистым материалом. На ней хорошо выражены следы течения (осцилляций), обусловленного поверхностной солифлюкцией. Размеры этих образований не превышают первых сотен метров, предполагаемая мощность 15–30 м. Часто глетчеры перекрывают сартанские морены, напозаюют на современную пойму и даже оттесняют русла водотоков I–II порядков. Активные глетчеры имеют крутые фронтальные уступы высотой до 15–20 м.

Дукчинские горы представляют собой низкогорный массив, ограниченный с юга береговой чертой Тауйской губы, с запада и севера долинами рек Армань, Хасын, Уптар, а с востока – реками Хабля и Дукча. В геологическом строении массива участвуют, главным образом, раннемеловые гранитоиды Магаданского батолита. Рельеф представляет собой массивное низкогорье с преобладающими абсолютными высотами 600–800 м, максимальная отметка – 1022,7 м. Характерны широкие выположенные междуречья с повсеместным развитием фрагментов региональной поверхности выравнивания предположительно плиоценового возраста, на которых во многих местах сохранились дочетвертичные коры выветривания. Они представлены крупно-зернистыми песками, дресвой и щебнем с включениями глыбового обломочного материала в основании, мощность которого достигает 20 м.

В северный и северо-западный склоны Дукчинского горного массива врезаны изолированные глубокие ледниковые кары, вмещающие нерасчлененные позднелейстоцен–голоценовые ледниковые комплексы отложений. Типично ледниковые комплексы расположены исключительно на С и СЗ склонах Дукчинского горного массива в приводораздельной части в интервале абсолютных высот 575–675 м. Схема ледникового рельефа Дукчинских гор опубликована ранее [11, 12].

Один из объектов расположен в истоках левого притока р. Уптар [12]. Долина этого ручья имеет типичный облик ледникового трога, замыкающегося в верховьях каровой нишей, в которой фиксируются две разновозрастные генерации плащеобразной языковидной каровой морены, разделенные уступом и выходами скалистого ригеля. Общая протяженность морены от подножья осыпи стенки кара до нижнего края – 1550 м, максимальная ширина в средней части – 700 м. Поверхность каровой морены неровная, на ней прослеживается серия гряд, рытвин и ложбин длиной от десятков до первых сотен метров, а также отдельные холмы поперечником до 100 м и изометричные котловины глубиной до 10 м и диаметром до 80 м.

Совокупность морфологических признаков позднелейстоцен–голоценового комплекса ледниковых отложений и их возраст указывают, что в сартанскую эпоху здесь существовали небольшие изолированные друг от друга ледники размерами до 1.5–3 км.

Каменные глетчеры – особый тип позднеголоценового оледенения

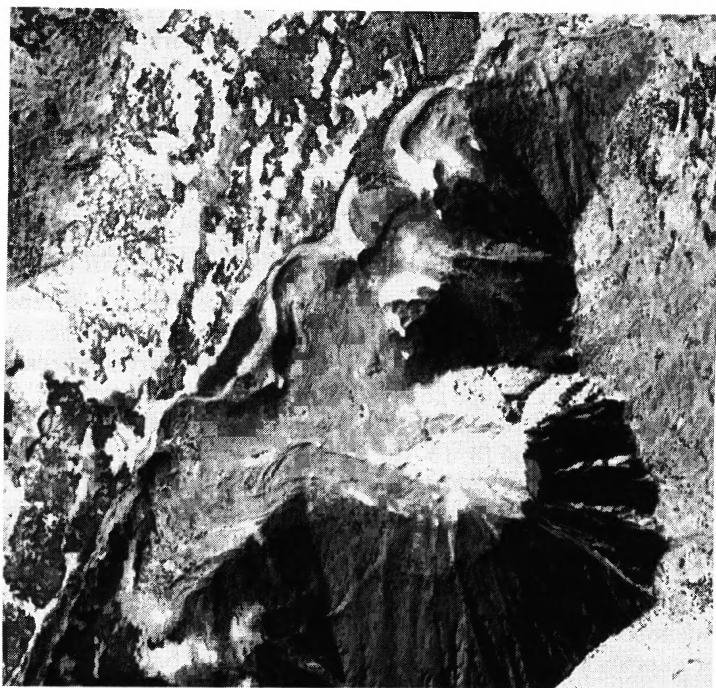
Каменные глетчеры обнаружены и исследованы в Приохотье относительно недавно [3–6]. Они представляют собой крупные автономные образования (рис. 3), состоящие из щебне-глыбово-дресвяной массы (матрицы) и ледяного цемента. Нередко в их разрезах встречаются участки, в пределах которых обломки как бы “плавают” во льду. Кроме того, многие комплексные глетчеры содержат в своем теле крупные реликтовые блоки сплошного ледникового льда, погребенного под плащом грубообломочных накоплений. Имеются также сингенетические и повторные ледяные жилы, наклонные пласты инъекционных льдов, сегрегационные полости и др. Мощности активных каменных глетчеров в горах Северного Приохотья варьируют от 10 до 50 м. В гипсометрическом отношении они приурочены к верхнему поясу гор, верховьям долин и распространены выше 600–700 м над у. м.

С поверхности каменные глетчеры сложены наиболее крупными обломками. Их поперечный профиль обычно выпуклый, на поверхности имеются осцилляционные валы, гряды, воронки и ложбины вытаивания. Автономное положение развитых каменных глетчеров подчеркивается наличием четких краевых (маргинальных) каналов, отчленяющих их от соседней морфоскульптуры. Комплексные каменные глетчеры – образования перигляциальной зоны морфолитогенеза – часто формируются из материала обычных каровых и присклоновых ледников в их заключительную регрессивную стадию, а также при аридизации климата и изменении режима осадков. Лихенометрическое датирование каменных глетчеров указывает на динамический возраст их поверхности от 2.0 до 4.5 тыс. лет.

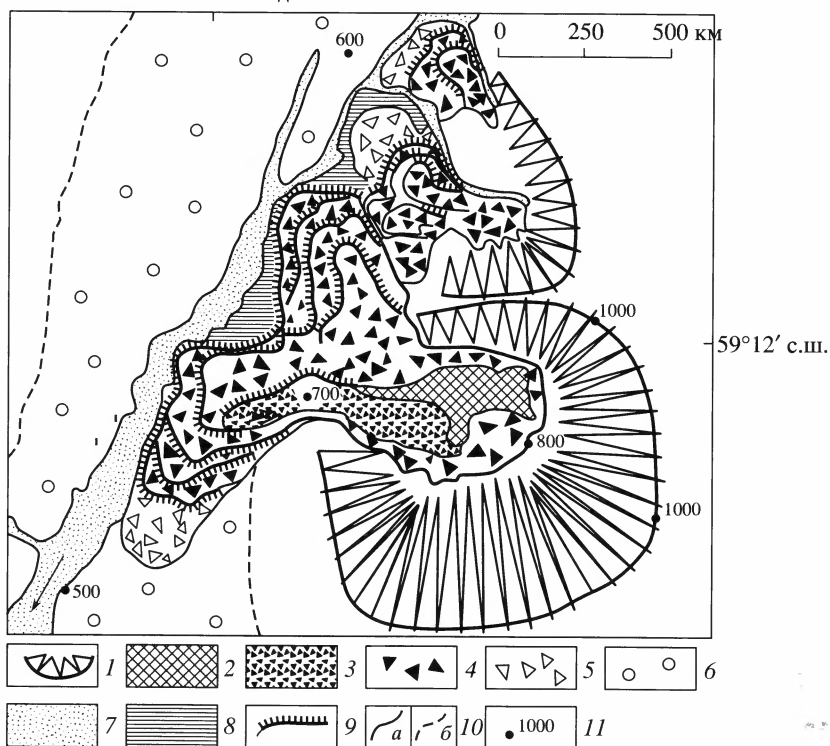
Одно из наиболее интересных и крупных образований этого типа в рассматриваемом районе – комплексный каменный глетчер Северо-западный, который расположен в северо-западной части г. Эгуйя на п-ове Кони. Данный объект входит в состав наиболее крупного неогляциального комплекса, от истоков до подножия фронтально-

Рис. 3. Аэрофотоснимок и геоморфологическая схема активного каменного глетчера Юго-Восточный (массив горы Эгуйя)

1 – стенки каров; 2 – фирновое поле; разновозрастные генерации каменного глетчера: 3 – третья (современная), 4 – вторая, 5 – первая (наиболее древняя); 6 – нерасчлененные позднелейстоценовые (сартанские) ледниковые отложения; 7 – русло и пойма современных водотоков; 8 – цокольные (в цоколе – отложения каменного глетчера) голоценовые террасы; 9 – уступы наиболее крупных осцилляций; 10 – геоморфологические границы (а – наблюдаемые, б – предполагаемые); 11 – отметки высот (м)



152°55' в.д.



го уступа имеющего длину около 3.5 км (рис. 2). Каменный глетчер начинается в устье висячего кара с ледниковым озером на отметке 980 м. Выходя за его пределы, глетчер приобретает лопатообразную форму, расширяясь до 2.5 км. Краевая его часть разделяется на три языка, спускающихся в долины трех разных ручьев. Самая нижняя отметка подножия каменного глетчера составляет 500 м над у. м. На аэрофотоснимках видны многочисленные осцилляционные гряды и морфоскульптурные признаки активного течения. Аномальная морфология тела каменного глетчера, расположение вблизи реконструированного эпицентра крупнейшего Ямского землетрясения 1851 г., указывают на возможность его сейсмического происхождения или сейсмогенной деформации.

Климат и растительность бассейна Тауйской губы в позднем плейстоцене–голоцене (на основе изучения коррелятных осадков)

Климат и растительность исследуемого района наиболее изучены в интервале второй половины позднего плейстоцена и голоцена (до 45 тыс. л. н.). В пределах побережья Тауйской губы наиболее представительным климато-стратиграфическим эталоном является разрез в песчаном карьере долины р. Танон (правый приток р. Ола), расположенный в 10 км от Охотского побережья и детально изученный П. Андерсон, А.В. Ложкиным и О.Ю. Глушковой [8, 13–16]. Разрез, вскрывающий озерно-аллювиальные пески, привязан 10 радиоуглеродными датировками по торфу и унифицированной древесине и характеризует палеогеографические условия района в последние 35–45 тыс. л. В слое песка на глубине 8 м от поверхности в ходе карьерных работ были обнаружены два бивня мамонта, по одному из которых получена радиоуглеродная датировка 21.6 тыс. л. (ГИН–6309). Мощность плейстоценовой части разреза составляет 10–12 м, голоценовой – 0.3–2.7 м. В разрезе зафиксированы три климатических интервала – конец каргинского межледниковья, сартанское оледенение и голоцен. Нижняя граница голоцена датируется в 12.5 тыс. л. н. Голоценовая часть разреза не расчленяется на более мелкие климатостратиграфические интервалы, что указывает на незначительные климатические изменения в прибрежной части Охотского моря в течение этого периода.

В качестве климатостратиграфического эталона (стратотипа) конца позднего плейстоцена континентальной части бассейна Тауйской губы наиболее представлен разрез донных осадков большого Эликчанского озера (оз. Гранд), включающий отложения зырянского оледенения, каргинского межледниковья, сартанского оледенения, а также голоценовый интервал [8]. Озеро расположено в 180 км к северу от г. Магадана на Охотско-Колымском междуречье в неотектонической впадине и дает начало р. Майманджа (Яма). Спорово-пыльцевая колонка мощностью 9.5 м привязана шестнадцатью радиоуглеродными датировками, часть из которых показывает предельный для метода возраст (>40 тыс. л. н.). На глубине 213 см обнаружены прослой вулканического пепла (эликчанская тефра), возраст которых определен как 7650 ± 50 л. [14]. В голоценовой толще выделяется две спорово-пыльцевые зоны, указывающие на существенные климатические изменения в континентальной части бассейна Тауйской губы в этом временном интервале, в приморской части территории они не зафиксированы.

Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена

Зырянское оледенение. На территории Сибири и Дальнего Востока зырянское оледенение имело широкое распространение и развивалось практически синхронно. В Северной Америке ему соответствовала ранневисконсинская стадия. В пределах рассматриваемого района это оледенение началось примерно 74 тыс. л. н., продолжалось до 60 тыс. л. н. и носило горно-долинный и сетчатый характер (рис. 1, А). В наибольшей степени оледенение затронуло хребты и массивы Охотско-Колымского водораз-

дела. Ледники зарождались в системах каров и цирков, заполняли долины рек и даже некоторые грабенообразные межгорные впадины. По системе ледниково-тектонических сквозных долин ледники ветвились, растекались в разные стороны и нередко соединялись вновь, образуя единое, напоминающее сеть тело. В пределах наиболее приподнятых хребтов над поверхностью ледников в виде отдельных групп вершин возвышались изъеденные ледниковыми карами скалистые нунатаки. Высота снеговой границы, оцененная по среднему уровню днищ зырянских каров, опускалась до 600–700 м над у. м. [2]. Размеры наиболее длинных ледниковых потоков от области питания до зоны разгрузки достигали 50–60 км. На выходе из узких долин в неотектонические впадины ледники теряли свою несущую способность и беспорядочно нагромождали массы льда и морены.

С гряды Билибина, Ольского плато и восточного фланга Хасынского хребта ледники достигали Ольской впадины, но не заполняли ее целиком. Огромное количество терригенного материала, поступавшего за пределы ледниковой области, перемывалось водными потоками и отлагалось в пределах озерно-аллювиальной равнины. Озерно-флювиальные процессы и эоловый разнос особенно активизировались во время деградации ледникового покрова в каргинское потепление 65–28 тыс. л. н.

В начале зырянского похолодания климат был несколько мягче, чем в его поздние фазы. В ходе снижения уровня океана до отметок менее –100 м береговая линия существенно отодвинулась к югу. Уменьшение глубин способствовало большей изоляции охотоморского бассейна, формированию замкнутых внутренних течений, снижению среднегодовых температур морской воды. Большую часть года поверхность Охотского моря была покрыта льдом, вероятно, что с отдельных участков суши (п-ов Кони) в акваторию сползали ледники, которые раскалывались и превращались в мелкие айсберги, торосы и способствовали общему увеличению ледовитости бассейна. Уменьшение испаряемости с морской акватории на протяжении зырянской эпохи сопровождалось возрастанием континентальности климата в регионе, что, в конечном итоге, привело к формированию устойчивого холодного антициклона над Охотским морем. На участках резкорасчлененного рельефа слившиеся долинные ледники образовали оледенение сетчатого типа, а в бортах некоторых впадин – ледники подножий. Нижние участки долины крупных рек, берущих начало на Охотско-Колымском водоразделе (Яна, Армань, Ола), оказались в зоне абляции ледников. Вне зоны влияния ледников на протяжении всего позднего плейстоцена оставалась лишь долина р. Тауй, расположенная в широкой и протяженной субширотно ориентированной неотектонической впадине.

Иссушение климата привело к формированию на свободных от ледников пространствах (в основном днища впадин) растительности типа обедненных степей и ксерофитных злаково-осоковых тундр и незадернованных участков. В интразональных комплексах на бровках террас растительный покров образовывал сообщества с плаунком сибирским, кустарничковыми ивами, лишайниками и мхами, змееголовником, чабрецом и др. По данным А.В. Ложкина и П.М. Андерсон [8], спорово-пыльцевые спектры зырянской эпохи отличаются значительным разнообразием второстепенных травянистых таксонов, например, сложноцветных, маревых, гвоздичных, лютиковых, что отражает широкий спектр условий местообитания – от влажных и нивальных до сухих и каменистых. Такой спорово-пыльцевой комплекс в сочетании с палеонтологическими данными позволил некоторым исследователям использовать термин мамонтово-степной биом. Полагают, что он продуцирован растительностью с преобладанием травянисто-ивовой и тундрово-степной компоненты [8].

В пределах этого биома в районе низменной осушенной части Тауйской губы, особенно в бассейне палео-Тауя, на более увлажненных участках могли сохраняться фрагменты кустарниковых ерничково-ольховниковых тундр, а на таликах – лесотундр с елью и лиственницей. Кедровый стланник во флоре региона тогда отсутствовал.

Каргинское межледниковье. Около 65 тыс. л. н. началось потепление и таяние зырянских ледников, климат стал более умеренным и влажным. В растительном покрове

ве распространились березово-ольховниковые ассоциации, мохово-осоковые тундры, в долинах рек – луговые и пойменные кустарниковые комплексы, площадь ксерофитных сообществ значительно сократилась.

На протяжении каргинского межледниковья здесь формировались крупные озерные бассейны, в которых накапливались слоистые суглинки и пески. Зырянские ледниковый покров в Приохотье не был сплошным, за пределами нивальной и гляциальной областей морфолитогенеза остались значительные участки в прибрежной части и на осушенных участках Охотского шельфа. Здесь, в перигляциальной обстановке, во время оледенений накапливались озерно-аллювиальные осадки.

В конце зырянской эпохи в Северном Приохотье произошли значительные пеплопады [9, 10], связанные с извержениями вулканов северной Камчатки. В результате дальнего переноса первичный состав пеплов из-за гравитационной дифференциации несколько искажился, и в настоящее время сложно установить конкретный источник пеплов. Возможно, что их было несколько. Так, за короткий промежуток времени на поверхности тающих ледников, а также на открытых участках рельефа накопились первично осажденные слои вулканического стекла мощностью 5–10 см. Вулканические пеплы имеют кислый состав и состоят в основном из прозрачного бесцветного риолитового стекла с незначительной примесью кристаллических минералов и газожидких включений. В ходе дегляциации зырянских ледяных полей плащеобразный пепловый горизонт был переотложен внутри ледникового комплекса отложений. В пределах водно-ледниковой равнины сформировались комплексы озерно-ледниковых камов, часть из которых сложена линзами переотложенных вулканических пеплов. Наиболее крупные линзы, достигающие размеров более 100 м и мощности более 20 м, известны в пределах Хасынской впадины как месторождения Хасынское и Уптарское.

После распада зырянского ледникового покрова и окончательного вытаявания мертвых блоков льда в большинстве межгорных впадин и по периферии крупных депрессий произошло формирование ледниково-озерно-флювиальной равнины, значительная часть которой имела инверсионный ледниковый микрорельеф. В ходе следующего цикла врезания водотоков эта поверхность превратилась в террасу, относительная высота которой сейчас составляет 30–35 м. К настоящему времени мелкие ледниковые формы зырянской эпохи уже денудированы, но очертания отдельных основных и боковых морен хорошо сохранились. Морены сложены преимущественно плотными валунно-щебнистыми суглинками, которые в ненарушенном состоянии имеют серовато-сизый до черного цвет из-за насыщенности окислами двухвалентного железа. Флювиогляциальные осадки образованы слабосортированным валунно-галечным материалом с песчаным заполнителем, линзами песка, щебня, ледниковыми валунами. На некоторых участках в нижнем течении рр. Хасын и Уптар максимальная граница продвижения зырянских ледников трассируется цепочками крупных эрратических валунов, вынесенных ледниками из Хасынского хребта.

В начале каргинского потепления значительные незадернованные пространства осваивались пионерной травянистой растительностью и кустарниковыми березками. В ходе сукцессионных смен и развития почвенного покрова сформировались зональные комплексы лиственничной лесотундры и долинных лиственничников с кедровым стлаником. Последний, как новый берингийский вид, проник на Северо-Восток в начале каргинского потепления и, благодаря мощной экологической толерантности, быстро внедрился в разные типы растительного покрова, вытесняя менее конкурентоспособные древесные и кустарниковые эдификаторы. Так, к концу каргинской эпохи в растительном покрове региона возникли новые устойчивые зональные комбинации, эдификаторами в которых в разном соотношении являлись кедровый стланик и лиственница, кедровый стланик и кустарниковая ольха, кедровый стланик и гипоарктические кустарнички, а в предгорьцовой зоне на склонах гор обособился самостоятельный сосновый пояс, состоящий преимущественно из кедрового стланика. На протяжении каргинского межледниковья, продолжавшегося примерно до 28 тыс. л. н.,

происходили существенные колебания температур и влажности, в среднем климат был сходен с современным.

На основании спорово-пыльцевых спектров позднеплейстоценовых осадков внутри каргинского потепления выделено три относительно теплых и разделяющие их два холодных интервала [8]. Пыльцевые стратотипы первых трех отчетливо выражены и охарактеризованы по результатам анализа осадков большого Эликчанского озера. Первый теплый интервал, проявившийся 60–44 тыс. л. н., авторами предложено называть “Эликчан–4”. Следующий за ним холодный киргилляхский интервал, имевший место 44–40 тыс. л. н., также отчетливо выражен в спорово-пыльцевых спектрах этого же озера. Малохетский теплый интервал, или среднекаргинское потепление, проявился 40–34 тыс. л. н. Конощельский холодный интервал имел место 34–31 тыс. л. н., а позднекаргинский теплый – 31–27.4 тыс. л. н., однако последний недостаточно ясно выражен в разрезах озерных осадков Северного Приохотья.

Сартанское оледенение наступило около 27.4 тыс. л. н. и длилось до конца позднего плейстоцена (12.5 тыс. л. н.). На территории Сибири и Дальнего Востока это оледенение развивалось практически синхронно и имело значительные размеры, однако, уступало зырянскому. На территории Северной Америки данному оледенению соответствует поздневисконсинская стадия. В Северном Приохотье сартанское оледенение, в отличие от предыдущего, имело намного меньшие размеры, а также другой тип ледников (влажный морской) и несколько иные центры их зарождения (рис. 1, Б), тяготевшие к побережью.

Географическое размещение и масштабы сартанских ледников определялись не только высотно-широтной зональностью, но и близостью к морю. Более высокий уровень океана обусловил более влажный климат на охотском побережье к началу сартанской эпохи, континентальность которого нарастала в глубь континента. Вероятно, что в центральной части Охотского моря на протяжении сартанской эпохи имела место циклоническая деятельность.

Сартанское оледенение носило каровый и горно-долинный характер и не распространялось за пределы высокогорий. Снеговая граница имела больший наклон от суши к морю. Высоты днщ сартанских каров опускаются от 900–1000 м на Охотско-Колымском водоразделе до 500–600 м в горах п-ова Кони. Оледенению подверглись лишь наиболее возвышенные участки горных массивов и хребтов. Наиболее крупные долинны ледники достигали длины 10–15 км и образовывались в результате слияния 3–4 простых ледников. Мощность наиболее крупных ледников достигала 80–100 м. Сартанские ледники в отличие от зырянских уже не выходили в пределы крупных межгорных впадин и неотектонических депрессий, зона их абляции находилась в узких троговых долинах, унаследованных от более древних ледниковых эпох. Отступая в ходе дегляциации, крупные сартанские ледники в некоторых долинах сформировали комплексы вложенных конечно-моренных радиальных валов, отделенных друг от друга флювиоляциальными валунно-галечными террасами. Отложения небольших ледников, как правило, не дифференцированы на донную и боковые морены, а представляют собой единое тело – так называемую языковидную морену, часто распространенную в верховьях водотоков, долины которых замыкаются сартанскими цирками и карами. В прибрежной части по периферии Тауйской губы наиболее крупные сартанские ледниковые комплексы распространены на п-ове Кони и массиве горы Эгуйя. Небольшие ледники существовали в Арманском хребте, Дукчинских горах, на п-ове Старицкого, массиве горы Беринга. В Дукчинских горах ледники занимали несколько каров С и СЗ экспозиции, их длина не превышала 2–4 км, а мощность 50–70 м. В заключительную фазу сартанской эпохи и в последующую стадию дегляциации сокращение области питания привело к перегрузке ледников обломочным материалом и, в ряде случаев, их перерождению в каменные глетчеры. Каменные глетчеры самых разных морфологических типов, но имеющие единую криогенно-склоновую генетическую составляющую, хорошо известны как наиболее молодые образования, завершающие дегляциационный ряд в пределах сартанских ледниковых комплексов.

Сартанское похолодание привело к изменению умеренных климатических условий позднекаргинского времени – к очередному иссушению и похолоданию, которое вновь вызвало распространение сухих травянистых тундр и степей на больших участках незанятой ледниками суши. В интразональных комплексах на склонах и бровках террас распространялись кустарничковые тундры с большим значением плаунка сибирского, кустарничковых берез, мхов и лишайников. В поймах рек развивались тундрово-луговые и луговые ассоциации. В изолированной горной котловине долины р. Тауй в составе интразональных ландшафтных комплексов могли сохраняться местообитания с более умеренными климатическими условиями, в которых в виде изолированных островков сохранялись сообщества лиственнично-кедровостланикового редкостойного леса, ерниковые и ольховниковые комбинации. Подобные местообитания представляли собой определенные рефугиумы, в которых значительная часть местной флоры пережила последний ледниковый максимум. Косвенными признаками этого является постоянное присутствие в спорово-пыльцевых спектрах осадков перигляциальной зоны сартанской эпохи небольшого количества пыльцы кедрового стланика (до 8–10%), изредка зерен лиственницы и других таксонов.

Голоцен. Около 12.5 тыс. л. н. климат начал постепенно теплеть и становится более влажным, ледники начали таять. В начале голоцена на протяжении первых 4–5 тыс. лет уровень моря поднимался со средней скоростью 0.5 см/год, что естественно не вызвало никаких резких изменений в прибрежных ландшафтах, но, в конечном итоге, привело к формированию в бассейне Тауйской губы умеренного морского климата, повлекшего за собой соответствующие изменения в структуре растительного покрова. На протяжении голоцена выделяется несколько климатических интервалов, отличающихся по основным климатическим показателям – среднегодовой температуре и увлажненности. В переходный интервал от 12.5 т. л. н. во время таяния ледников растительный покров представлял собой ерниковую тундру, сменившуюся березково-ольховниковой. Примерно 8 тыс. л. н. повсеместно распространяется кедровый стланик, который вместе с лиственницей становится одним из доминантов в зональных сообществах. Многочисленные голоценовые палинологические спектры свидетельствуют о том, что на территории Северного Приохотья голоценовый термический оптимум, или бореальный интервал по шкале Блитта – Сернанда, практически не выражен в изменении состава растительности, в то время как он отчетливо идентифицируется в спектрах осадков континентальных районов бассейнов Колымы и Индигирки. Это объясняется значительным сглаживанием глобальных температурных колебаний в зоне влияния охотского циклона. К середине голоцена около 6.5 тыс. л. н. уровень моря уже был близок к современному, а береговая зона Тауйской губы приняла наблюдаемые в настоящее время очертания.

В голоценовый интервал в Северном Приохотье происходили неоднократные смены режимов морфолитогенеза, которые связаны с глобальными климатическими колебаниями [4]. Продвижения и осцилляции ледников в регионе произошли в начале голоцена около 10.5 тыс. л. н., в предбореальный интервал около 9–9.5 тыс. л. н., в первой и второй половине атлантического периода около 7.5–7.9 и 4.5 тыс. л. н. [8], на границе суббореального и субатлантического (современного) интервалов 2.5–2.0 тыс. л. н. Наиболее резко и значительно проявились похолодания 4.5, 2.5 и 1 тыс. л. н. [4, 5], которые именуются неогляциальной эпохой голоцена, а похолодания последнего тысячелетия – малым ледниковым веком. Серия более мелких похолоданий отмечена в начале II тысячелетия и в XVIII–XIX вв. С указанными датами сопоставляются периоды возникновения активных каменных глетчеров региона и их осцилляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глушкова О.Ю. Морфология и палеогеография позднелейстоценовых оледенений Северо-Востока СССР // Плейстоценовые оледенения востока Азии. 1984. С. 28–43.

2. *Glushkova O.Yu.* Paleogeography of late Pleistocene glaciation of North-Eastern Asia // International Conference on Arctic Margins. Anchorage. 1994. P. 339–344.
3. *Галанин А.А.* Строение и динамика современных ледников и каменных глетчеров восточной части Корякского хребта (на основе лихенометрических данных) // Комплексные исслед. Чукотки (пробл. геологии и биогеографии). 1999. С. 103–128.
4. *Галанин А.А.* Лихенометрия: современное состояние и направления развития метода. Магадан: Изд. СВКНИИ, 2002. 74 с.
5. *Галанин А.А., Глушкова О.Ю.* Основные черты строения, генезис и динамика каменных глетчеров северо-востока Азии в позднем голоцене. Электронный препринт. Сервер СВКНИИ. 2004. 27 с. 3 п. л. Адрес: <http://www.neisri.magadan.ru/academnet/neisri/ab/neotecton/tauva/rindex.html>
6. *Галанин А.А., Смирнов В.Н.* Комплексные каменные глетчеры на Северо-Востоке России // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования (м-лы XXVIII Пленума Геоморф. комис. РАН). Новосибирск: ИГ СО РАН, 2004. С. 74–75.
7. *Глушкова О.Ю., Галанин А.А., Смирнов В.Н.* Проблемы гляциального голоцена в горах Северо-Востока Азии // Геоморфология гор и предгорий (м-лы Всерос. школы-семинара). Барнаул–Горно-Алтайск: Изд-во Алтайск. ун-та, 2002. С. 65–70.
8. Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая база данных) / П.М. Андерсон, А.В. Ложкин. Магадан: Изд. СВНЦ ДВО РАН, 2002. 369 с.
9. *Галанин А.А., Галанина О.П.* Четвертичные вулканические пеплы в ландшафтах Северного Приохотья // География и природные ресурсы. 1997. № 1. С. 108–111.
10. *Глушкова О.Ю., Галанин А.А., Смирнов В.Н.* Четвертичные вулканические пеплы в Северном Приохотье // Пробл. геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 3. Четвертичная геология, геоморфология, россыпи (м-лы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО “Региональная научно-практическая конференция, посвященная 100-летию со дня рождения Ю.А. Билибина”). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 11–14.
11. *Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю.* Ледниковые кары и псевдосейсмодислокации в горах Примагданья // Берингия в четвертичный период. 2000. С. 99–117.
12. *Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю.* Псевдосейсмодислокации в горах Примагданья / Геоморфология. 2001. № 2. С. 81–92.
13. *Андерсон П.М., Белая Б.В., Глушкова О.Ю., Ложкин А.В.* Новые данные об эволюции растительного покрова Северного Приохотья в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен Берингии. 1997. С. 33–54.
14. *Андерсон П.М., Ложкин А.В., Белая Б.В., Стеценко Т.В.* Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Приохотья // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. 1998. С. 69–87.
15. *Андерсон П.М., Ложкин А.В., Белая Б.В., Стеценко Т.В.* Новые данные о развитии растительности Северного Приохотья во второй половине голоцена // Берингия в четвертичный период. 2000. С. 88–98.
16. *Ложкин А.В., Андерсон П.М., Глушкова О.Ю.* О некоторых особенностях развития озер в горных районах Верхней Колымы // Берингия в четвертичный период. 2000. С. 20–45.

СВКНИИ ДВО РАН,
Магадан

Поступила в редакцию
01.04.2005

GLACIATIONS, CLIMATE, AND VEGETATION OF TAUISKAYA BAY REGION (NORTH PRIOKHOT'E) IN THE LATE QUATERNARY

A.A. GALANIN, O.YU. GLUSHKOVA

S u m m a r y

The Late Pleistocene glaciations, dynamics of climate, and vegetation of Tauskaya bay region were reconstructed on the base of geomorphologic, palynostratigraphic, lichenometric, and ^{14}C data. The glacial complexes, geomorphology of glacial regions, data on Holocene climatic variations, and rock glaciers are described.