

УДК 551.791:551.793

КАРГИНСКИЙ (МИС 3) ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО МАКСИМУМА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ

© 2012 г. А.А. Галанин¹

Институт мерзлотоведения СО РАН им. П.И. Мельникова

Поступила в редакцию 24.12.2010

Анализ геоморфологических и биостратиграфических данных по ключевым позднеледниковым комплексам горной системы Черского и Колымского нагорья показывает, что последнее позднеплейстоценовое оледенение достигло здесь максимальных размеров во второй половине каргинского термохрона и развивалось в условиях умеренно влажного и прохладного (субарктического) климата. К концу каргинского криохрона оледенение значительно сократилось. На всем протяжении сартанского криохрона продолжалось деградация оледенения и расширение перигляциальной области с широким развитием эоловых и криогенных процессов. На границе плейстоцена и голоцена на фоне развивающейся морской трансгрессии в прибрежных районах Северного Приохотья проявилось незначительное каровое оледенение. Последняя активизация нивально-гляциальных процессов прослеживалась в неогляциальную эпоху голоцена и связана с распространением формации каменных глетчеров.

Введение. Сложившиеся представления о двух позднеплейстоценовых оледенениях (зырянском и сартанском) на северо-востоке Азии, разделенных каргинским межледниковьем, остаются неизменными уже более 50 лет. Этим оледенениям, возводимым некоторыми исследователями до ранга независимых ледниковых эпох [2 и др.], в настоящее время противопоставляются интервалы двух одноименных криохронов с возрастными границами 60–74 и 12.4–27.4 тыс. л.н., практически совпадающими и с 4 и 2 морскими изотопными стадиями (МИС) [28 и др.].

В отличие от морен первого позднеплейстоценового оледенения, позднеледниковые (сартанские) комплексы – наиболее хорошо выраженные и четко обособленные в рельефе образования. Они представлены регрессионным рядом конечных и боковых морен, флювиогляциальных конусов, камов и озв, с возрастными от позднеголоценовых до 30 тыс. лет и более древними [14, 15 и др.].

Реконструкция палеогеографических событий стадии экспансии ледников представляет большую проблему, поскольку сформированные ледниками морены и содержащийся в них биостратиграфический материал отражают уже не условия

их роста, а деградации [5, 6 и др.], причем эта деградация в условиях субарктического климата в зоне многолетнемерзлых пород может продолжаться тысячи и десятки тысяч лет. Поэтому установленный по разным косвенным и прямым признакам возраст морен зачастую не правомочно связывать с возрастом собственно оледенений.

Еще более полувека назад начали появляться факты о возможной синхронности ледниковых максимумов и эпизодов высокого стояния уровня моря [27, 31 и др.], а также данные о максимальном росте горного оледенения в плювиальные эпохи – влажные и умеренно прохладные [5, 6 и др.] – собственно, те, с которыми на северо-востоке Азии обычно сопоставляются эпохи климатических потеплений. Эти данные, подвергшиеся в свое время жесткой критике и полностью проигнорированные, а также драматическая история развития ледниковых теорий в регионе проанализированы нами отдельно [10, 11, 35].

Целью настоящей статьи является более тщательное обсуждение и доказательство заявленного тезиса о том, что последнее максимальное распространение ледников в позднем плейстоцене, именуемое на северо-востоке Азии сартанским оледенением, произошло во время каргинского термохрона (МИС 3) [35]. В качестве доказательства здесь мы рассматриваем четыре исследованных позднеледниковых комплекса, располо-

¹ Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований проекты № 08-05-00046-а и № 11-05-00318-а.

женных в юго-восточной части горной системы Черского (район оз. Джека Лондона и оз. Эльгення в хребте Большой Анначаг, Мандычанский комплекс в хребте больших порогов) и Колымского нагорья (комплекс оз. Джульетта и руч. Озерный в Килганском массиве на Охотско-Колымском водоразделе) (рис. 1).

Для отображения геоморфологической и стратиграфической ситуаций мы использовали способ построения геолого-геоморфологических профилей (рис. 2, 3) по направлению движения палеоледников от их истоков к области разгрузки. Каждый профиль получен путем совмещения двух профилей – вдоль линии тальвега и вдоль подошвы борта долины. Геологическое содержание и мощности осадков отражены на основе изучения искусственных и естественных обнажений. На полученные профили нанесены местоположения пробуренных озер и максимальные датировки колонок осадков.

Ледниковый комплекс оз. Джека Лондона. Рассматриваемый комплекс (рис. 2а) начинается от вершины Пика Абориген (2287 м) и протягивается в северо-восточном направлении по озерно-ледниковой долине руч. Неведомый и далее по р. Кюель-Сиен на расстояние около 23 км. Детальное геоморфологическое описание района и схема его площадного дешифрирования опубликованы в работе О.Ю. Глушковой [37]. Здесь, в осевой части хр. Бол. Анначаг, сложенного гранитоидным массивом юрского возраста, развита система ледниковых каров и цирков с абсолютными отметками днищ 1100–1500 м. Выделяется от 2 до 4 ступеней, разделенных скальными ригелями. Большое количество крупных валунов в ледниковых отложениях долин связано как с их непосредственной близостью к коренному источнику, так и хорошей способностью гранитоидов образовывать крупноглыбовый коллювий в области питания.

Ледниковый комплекс состоит из нескольких обособленных генераций и в целом его максимальный возраст геоморфологами признается сартанским [7, 18, 37 и мн. др.]. Здесь прекрасно сохранился инверсионный ледниковый мезо- и микрорельеф, представленный воронками, грядами и извилистыми каналобразными понижениями, возникшими после окончательного таяния ледникового массива. Покровные склоновые отложения практически отсутствуют, почвенный покров имеет незначительную мощность.

На поверхности морен некоторые котловины несут признаки недавнего осушения, в других сохранились озера с валунными берегами. Наибо-

лее крупное понижение – озеро Джека Лондона, имеющего длину 8.5 км и абсолютную отметку зеркала 802 м. Высота окаймляющей озеро мореной гряды здесь превышает 100 м. Ниже по тальвегу расположено оз. Танцующих хариусов с отметкой 778 м н.у.м., которое также подпруджено более ранней сартанской мореной.

Выше по тальвегу руч. Неведомого к озеру Джека Лондона примыкает оз. Соседнее (823 м н.у.м.), далее вверх – Невидимка (833 м н.у.м.), и еще ряд мелких каровых озер, распределенных в интервале высот от 1000 до 1500 м. Каскад каровых озер сформировался на образованных на абрадируемых ледником площадках перед уступами ригеля и подпруженных небольшими мореными валами.

На двух независимо составленных схемах оледенения района О.Ю. Глушковой [37] и Ю.И. Гольдфарба [18] краевая часть сартанского комплекса реконструирована на высоте около 750 м в сужающейся части долины р. Кюель-Сиен ниже оз. Танцующих хариусов.

Характерными признаками рассматриваемого позднеледникового комплекса здесь являются отсутствие речных террас, кроме плохо выработанной поймы; большая вариация высоты урезом близко расположенных озер; извилистость их береговых линий; отсутствие пляжевых накоплений и сортировки валунно-галечного материала. Озера глубокие, днища весьма неровные, с подводными возвышениями и островами. Тальвеги водотоков имеют ступенчатый невыработанный профиль. Ступени в верхней части образованы коренным ложем, в средней и нижней возникают на участках прорезания дугообразных моренных валов, где русла сильно порожистые, завалуненные. На некоторых участках избыточного скопления валунов водотоки дренируют под ними, уходя под дневную поверхность на значительном протяжении. Все эти морфоскульптурные признаки создают впечатление крайней молодости данных форм ледникового рельефа и принадлежности их именно к последней стадии максимального продвижения позднеплейстоценового оледенения.

Особенный морфологический контраст проявляется в сравнении с более древним участком долины р. Кюель-Сиен ниже впадения руч. Замкнутый. Здесь уже отчетливо выражена II терраса высотой 10–15 м, врезанная в ледниковые отложения предыдущего оледенения, сложенного тяжелым валунным суглинком. На поверхности днища долины эрратические валуны весьма редки, борта и часть днища перекры-

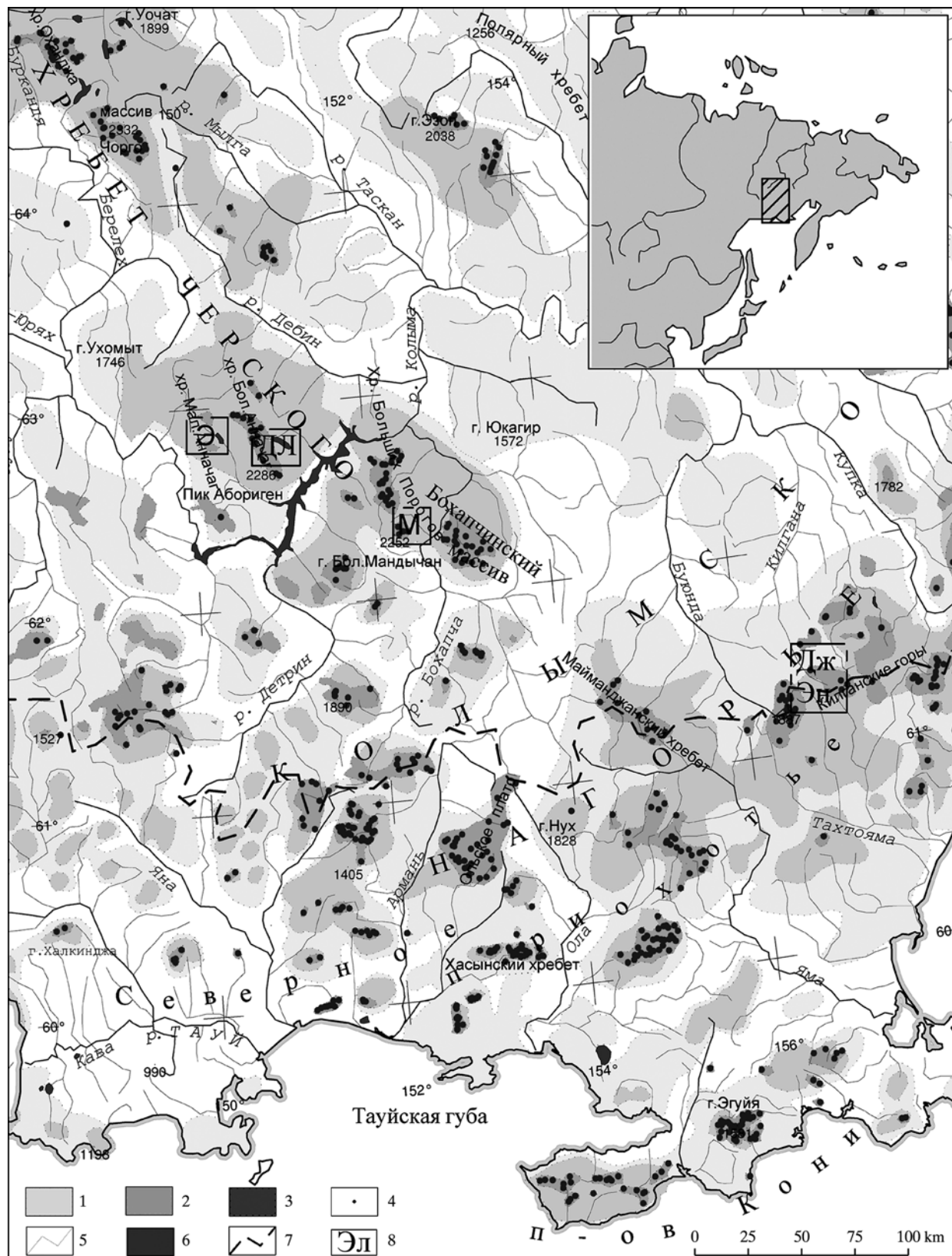


Рис. 1. Реконструированные ареалы позднеплейстоценовых и голоценового оледенений рассматриваемого региона. 1–3 – ареалы позднеплейстоценовых оледенений: 1 – ермаково-зырянского; 2 – каргинско-раннесартанского; 3 – раннеголоценового; 4 – точки средне-позднеголоценового оледенения (“неогляциальная эпоха”) представленного каменными глетчерами; 5 – водотоки; 6 – крупные озера и водохранилища; 7 – линия Охотско-Колымского водораздела; 8 – упомянутые в статье участки и разрезы: Э – оз. Эльгеня; ДЛ – оз. Джека Лондона; М – р. Мал. Мандычан; Дж-Эн – озера Джульетта и Энгтэри

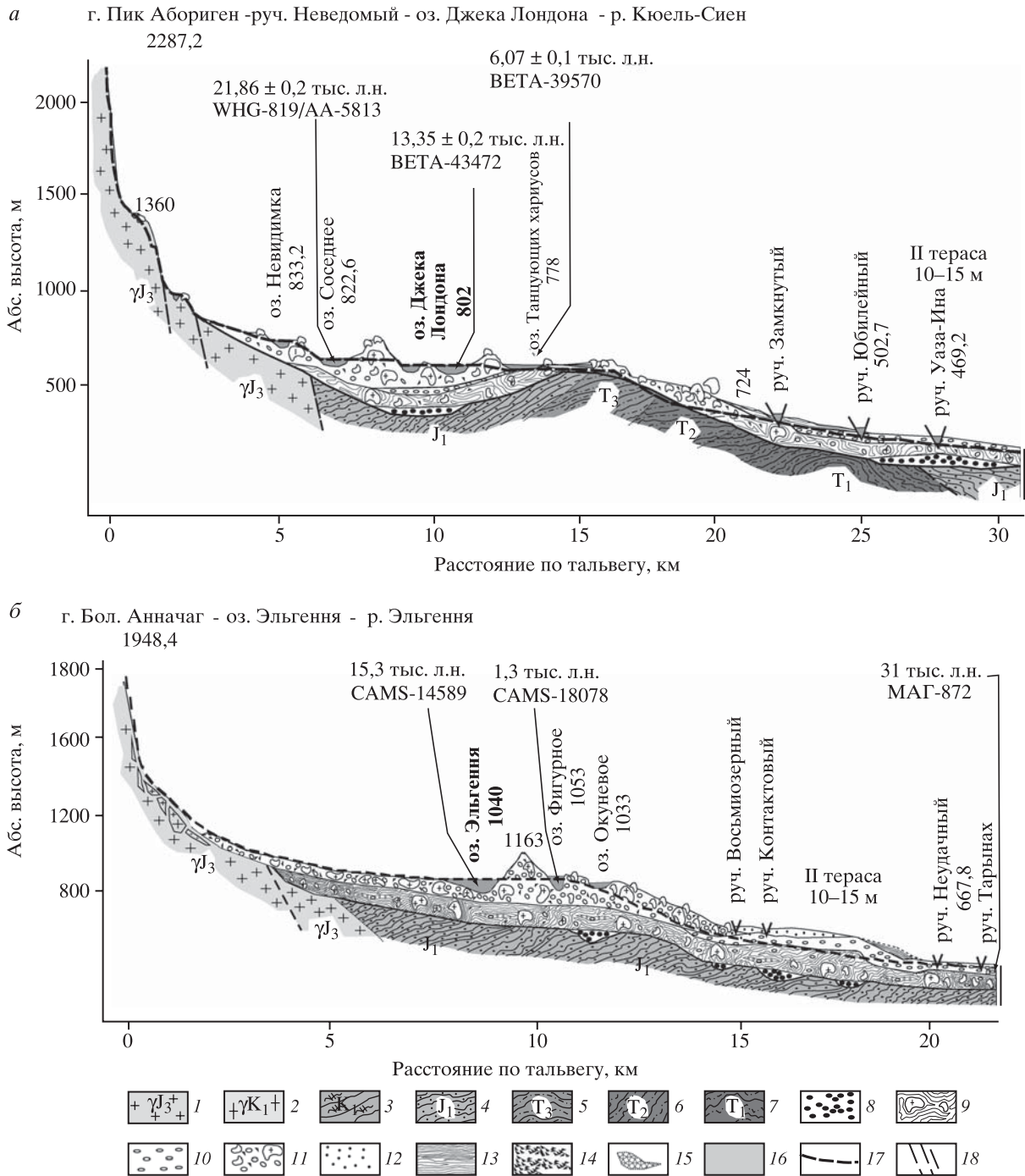


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили позднеледниковых комплексов оз. Джека Лондона (а) и оз. Эльгения (б). Обозначения для рис. 2 и 3: 1 – позднеюрские гранит-порфиры; 2 – раннемеловые гранит-порфиры; 3–6 – осадочные породы верхоянского комплекса (преимущественно углистые сланцы, песчаники, алевролиты и аргиллиты). 7–14 – позднечетвертные отложения: 7 – “красноцветный” аллювий первого позднеплейстоценового межледникового (МИС 5); 8 – валунно-суглинистая морена первого позднеплейстоценового оледенения (ермаковско-зырянского); 9 – аллювиальные отложения второго межледниковья (зыряно-раннекаргинского); 10 – валунно-песчано-щебнистая морена последнего ледникового максимума (позднекаргинская); 11 – покровные (лессовидные) суглинки сартанского криохрона; 12 – криогенные склоновые отложения (сартанского криохрона и голоцена); 13 – ледниковые озера; 14 – льдистые голоценовые морены, каменные глетчеры; 15 – линия тальвега; 16 – разрывные нарушения.

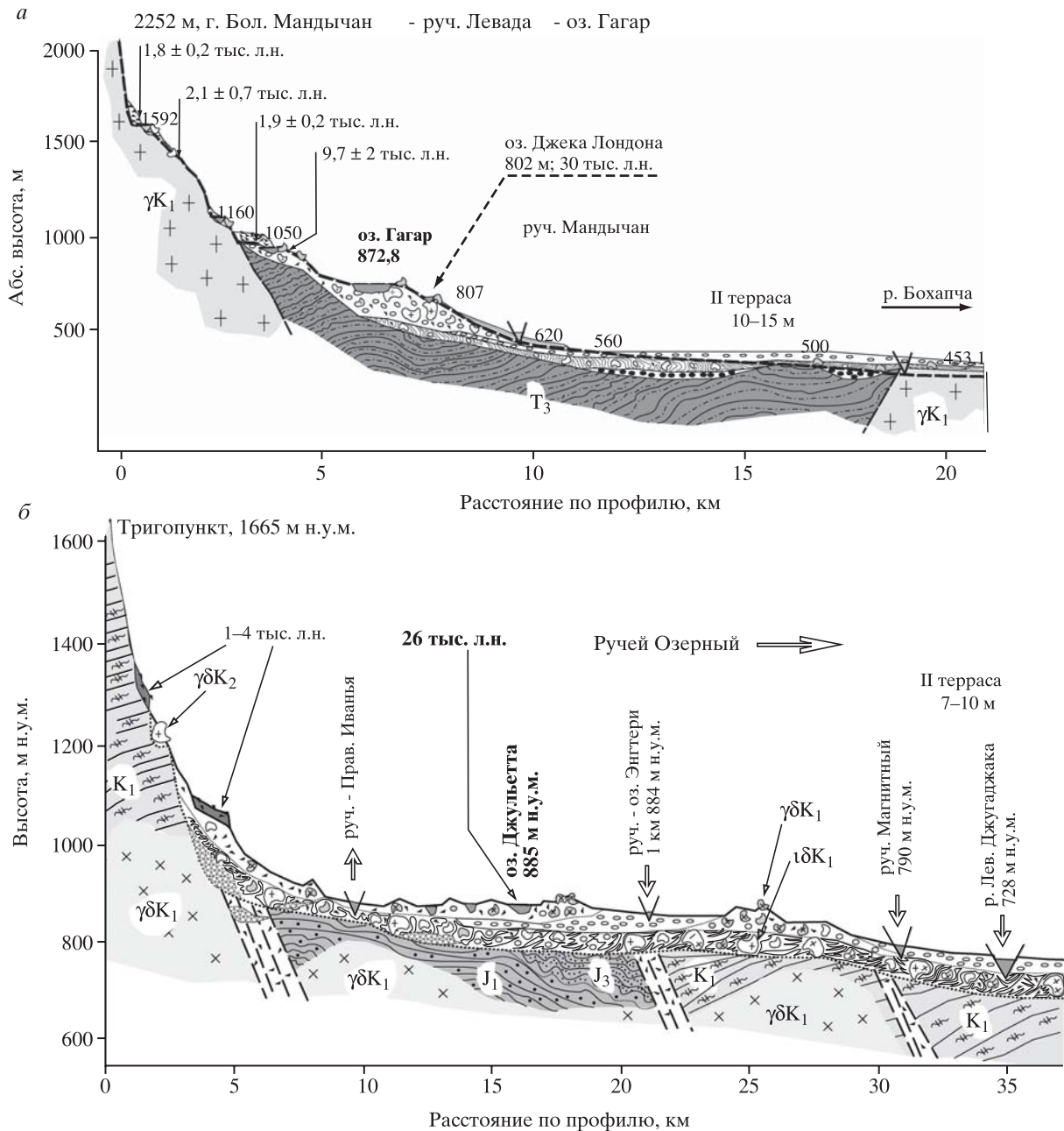


Рис. 3. Геолого-геоморфологические профили позднеледниковых комплексов Мандычанского массива (а) и долины оз. Джульетта и руч. Озерный в Килганском горном массиве (Колымское нагорье) (б). Обозначения см. на рис. 2.

ты комплексом льдистых покровных суглинков с развитым полигональным микрорельефом.

Позднеледниковый комплекс оз. Эльгеня, морфологически сходный с комплексом оз. Джека Лондона, также отнесен Ю.И. Гольдфарбом [18], О.Ю. Глушковой и Т.П. Прохоровой [17] и другими исследователями к сартанской стадии. Он приурочен к западному склону хр. Бол. Анначаг и имеет протяженность около 20 км (рис. 26). Здесь дистальный комплекс морен крупного ледника долины руч. Восьмиозерного сформировался

в результате интерференции с небольшими каровыми ледниками верховьев бокового притока р. Эльгеня. В результате чего образовалось оз. Эльгеня. Краевая часть ледникового комплекса ориентирована на юг, имеет типичный инверсионный бугристо-ямчатый рельеф, в пределах которого развито множество небольших озер, чаши которых сформировались в результате вытаявания глетчерного льда. Это хаотично расположенные бугры и воронки, соединенные каналобразными понижениями. В пределах краевой

части прослеживается серия из трех сближенных дугообразных валов, разделяющих озера Эльгеня, Фигурное, Окуневое. Наиболее крупное озеро (4.3 км) – Эльгеня с отметкой уреза 1040 м н.у.м. Высота окаймляющих озеро моренных гряд здесь превышает 110 м.

Краевая часть комплекса с высотой подножия около 880 м н.у.м. плавно смыкается с аллювиальной террасой высотой 10–15 м, которая в свою очередь врезана в более древние ледниковые отложения (первого позднеплейстоценового оледенения). Из этой террасы в 15 км ниже по долине р. Эльгеня во вскрытых шахтой отложениях с глубины 12.3 м А.В. Ложкиным была получена датировка 31 тыс. л.н. (МАГ-872), на основании которой возраст верхней части террасы отнесен к каргинскому времени.

Таким образом, отсутствие надпойменных террас, ступенчатость тальвега и контрастный инверсионный (бугристо-ямчатый) рельеф являются наиболее важными и надежными геоморфологическими признаками возраста позднеледниковых комплексов северо-востока Азии, которые большинством геоморфологов именуется сартанскими [7, 13, 16–18 и др.] и соотносятся с эпохой сартанского криохрона (МИС 2) с хронологическими границами от 28 до 12.5 тыс. л.н.

Биостратиграфические данные ледниковых озер Джека Лондона, Соседнее и Эльгеня. Наличие на поверхности охарактеризованных выше моренных комплексов большого количества озер указывает, что они возникли после деградации ледника. Некоторые из них были спущены естественным образом, в других после деградации ледника вплоть до настоящего времени накапливались тонкослоистые супесчано-суглинистые осадки, литология и спорово-пыльцевые спектры которых изучены в ходе бурения [39, 24]. Справедливо будет принять максимальный возраст этих осадков за верхнюю возрастную границу распада ледниковых комплексов, а биоклиматические (спорово-пыльцевые) характеристики связать с условиями деградации оледенения.

Первичные данные по бурению указанных озер неоднократно опубликованы [39, 28], они также доступны в электронном виде на сервере PARCS и еще не обсуждались детально на предмет реконструкции ледниковых событий.

Интерпретация углеродных и стратиграфических реперов 5.6-метрового керна состояла следующим образом. За нулевой возраст принят верхний 5-сантиметровый слой осадков. Следующим достоверным стратиграфическим репером стал

обнаруженный на глубине 74.5 см прослой “эликчанской тефры” – регионального маркирующего пеплового горизонта с возрастом 8.35 тыс. л.н. Далее на глубине 1.6 м четко выраженной в пыльцевом спектре границе плейстоцена и голоцена (см. описание ниже) была присвоена “пыльцевая” датировка 12.5 тыс. л. Это представляется справедливым, поскольку данный рубеж в регионе уже достаточно установлен [28], кроме того, ниже с глубины 2 м была получена датировка 13.35 тыс. л.н. О возрасте нижних 3.6 м керна можно судить по его пыльцевому спектру, в самых низах которого по пикам *Pinus pumila*, *Larix*, *Alnus sp.* и др. реконструирована палинозона каргинского термохрона.

Пыльцевой спектр оз. Соседнего оказался сходным, за исключением того, что имеет мощность всего 2.5 м и нем отсутствует каргинская палинозона. Здесь на той же глубине в интервале 60–70 см был вскрыт горизонт – “эликчанской тефры”. Максимальная датировка керна 21.86 тыс. л.н. получена с глубины 2.4 м. Скважина не дошла до подстилающей морены из-за значительной уплотненности супесей и ленточных глин.

Сопоставление полученных колонок и датировок и пыльцевых спектров обоих озер позволило на основе экстраполяции скорости осадконакопления и реперных дат оценить максимальный возраст осадков оз. Джека Лондона в 30 тыс. лет [39]. Казалось бы, можно поставить под сомнение правильность расчетов максимального возраста осадков, но она усиливается установленными в низах разреза типично каргинскими спектрами, которые прослежены и датированы в соседних неледниковых районах [13].

В нижней части спорово-пыльцевой колонки оз. Джека Лондона выделена обособленная и четкая пыльцевая зона кустарниковой тундры с умеренным содержанием *Pinus pumila*, *Alnus*, *Betula*, *Ericales*, свидетельствующих о умеренно влажных и холодных условиях конца каргинского времени. Выше она сменяется собственно сартанской “ледниковой” (в терминологии авторов) палинозоной, в пыльцевом спектре которой редуцируется кедровый стланик, достигают максимальных значений *Artemisia*, *Selaginella rupestris*, *Poaceae*, *Cyperaceae* и др. Верхнее положение в рассматриваемом разрезе с экстраполированной пограничной датой 12.5 тыс. л.н. занимает голоценовый спектр, разделяющийся на две зоны. В нижней переходной зоне доминирует таксон *Betula sp.*, представленный смесью кустарниковых биоморф, вероятно, с преобладанием

Betulasp. Это свидетельствует о смене тундрово-степного биома на сухие кустарничковые и кустарниковые тундры. В этой же зоне происходит быстрое внедрение *Alnus fruticosa*, что указывает на смягчение климата в результате подъема уровня моря и усиления циклонической активности. Около 10.5 тыс. л.н. происходит резкая смена растительности и распространение относительно сухих типов лиственничных лесов (*Larix dahurica*) с подлеском из кустарниковой березы, ольхи, верескоцветных. В нижнем наземном ярусе таких сообществ могли доминировать кустистые лишайники.

В середине голоцена, около 8–7 тыс. л.н., происходит очередная кардинальная перестройка экосистем в результате внедрения в растительный покров *Pinus pumila*, с формированием разнообразных группировок с лиственницей, кустарниковой ольхой и кустарниковой березой. Примечательно, что в настоящее время данный вид с его широчайшей экологической амплитудой, встречается во всех типах растительных группировок от высокой поймы до подгольцового яруса, где он образует монодоминантные группировки с развитием в наземном ярусе мозаичных куртинных синузид из вересковых, плаунов, кустистых лишайников и каменистых закрумленных пустошей.

Полученная из 4.5-метрового керна осадков (ленточные глины, илы, супеси со значительной примесью органического детрита) оз. Эльгеня наиболее древняя датировка 15.2 тыс. л.н., а также состав спорово-пыльцевого спектра [24] указывают на формирование отложений во второй половине сартанского криохрона. Причем по аналогии с оз. Соседним здесь можно предположить более древний (позднекаргинский) возраст подстилающей морены и начала осадконакопления в ледниковом озере, поскольку скважина не достигла подстилающей морены из-за смены литологии и высокой уплотненности нижней части озерных осадков. На глубине около 3 м здесь также обнаружен слой – “эликчанской тефры”, возраст которого оценивается в 7.65 тыс. л.н.

В структуре спорово-пыльцевого спектра выделено несколько пыльцевых зон, общий облик которых идентичен спектру оз. Джека Лондона. В нижней части разреза наиболее “холодным” климатическим условиям соответствуют сообщества сухих травянисто-кустарничковых тундр со значительным обилием *Selaginella rupestris*, *Salix sp.*, *Cyperaceae sp.*, *Poaceae*, *Artemisia*, *Ranunculaceae sp.*, *Papaveraceae*, *Brassicaceae* [28]. Высокая продуктивность плаунка сибирского, астровых,

гвоздичных, камнеломковых, примул, маковых и других таксонов свидетельствует о сухих обстановках, возможно, с куртинным характером растительного покрова, наличии значительных слабо задернованных каменистых пустошей. В приледниковом комплексе с многочисленными ручьями и озерами были развиты луговые сообщества с разнообразным набором арктоальпийских элементов: *Thalictrum alpinum*, *Polygonum bistorta*, *P. aconogonon*, *Draba lactea*, *Pedicularis*, *Cichoriaceae*, *Liliaceae*, *Rumex alpinus*, *Hepaticae*, *Rosaceae* и др. Об очень низкой увлажненности перигляциального ландшафта свидетельствует практически полное вытеснение сфагновых мхов зелеными мхами, выпадение такого распространенного вида, как хвоща полевого. В современных ландшафтах северо-востока Азии сходный тип растительного покрова распространен в горной части Чукотского полуострова, на арктическом побережье о. Врангеля.

Около 12 тыс. л.н. происходит быстрая смена сообществ, возрастает роль *Betula sp.* и *Alnus sp.* (вероятно кустарниковые таксоны), резко снижается продуктивность арктических кустарничков. Примерно в том же интервале, как в районе оз. Джека Лондона 7–8 тыс. л.н., происходит внедрение в растительный покров *Pinus pumila*.

Мандычанский ледниковый комплекс. Гляциогеоморфологическая схема и характеристика Мандычанского позднеледникового комплекса, расположенного в хр. Больших Порогов в 70 км к юго-востоку от оз. Джека Лондона, приведена в недавней публикации [14]. Здесь наблюдается значительная аналогия в строении, размерах и морфологии с двумя рассмотренными выше ледниковыми комплексами в хр. Бол. Анначаг.

Ядро Мандычанского горного массива (2200 м н.у.м.) также сложено гранитоидным массивом, обломочный материал которого транспортировался ледником с образованием крупновалунной морены. Мощность наиболее крупной (краевой) осцилляции превышает 100 м. Эта морена, состоящая из нескольких серповидных гряд, подпруживает оз. Гагар длиной 2 км с абсолютной отметкой уреза 880 м. Общая протяженность позднеледникового комплекса около 12.5 км. Дистальная часть приурочена к отметкам 640–660 м. К краевой части примыкает флювиогляциальная поверхность (конус), полого наклоненная вниз по долине р. Мал. Мандычан и прослеживающаяся до его впадения в р. Бохалча на расстоянии 10–12 км.

Во внутренней части выделяется 8–10 регрессионных разновозрастных моренных образова-

ний, отделенных друг от друга озерными котловинами, ригелями, либо плоскими наледными поверхностями.

В верхней части комплекса в истоках руч. Левада (приток р. Мал. Мандычан) обнаружены активные и отмершие каменные глетчеры разных размеров и морфологии, развивающиеся и частично перекрывающие поздние моренные формы. Отсутствие почвенно-растительного покрова, морфометрические и геоморфологические признаки, а также полученные лихенометрические датировки от 9 до 1.4 тыс. л.н. и результаты Schmidt Hammer Test [14, 15] указывают на их развитие и отмирание на протяжении голоцена. Наиболее активные каменные глетчеры лопастного типа в верхней и средней ступенях кара датированы от 1.8 до 2.1 тыс. л.н.

Сходство строения ледниковых комплексов, близкие отметки урезов оз. Гагар и оз. Джека Лондона, а также высот подошвы дистальных частей дает основание считать сходным их возраст – не древнее начала сартанского криохрона. Это также подтверждается строением и датировкой следующего рассматриваемого позднеледникового комплекса оз. Джульетта на Охотско-Колымском водоразделе Колымского нагорья.

Ледниковый комплекс долины руч. Озерный, оз. Джульетта. Позднеледниковый комплекс оз. Джульетта и руч. Озерный расположен в сквозной долине на водоразделе рек Прав. Иванья (приток р. Килгана) и р. Джугаджака. Объект расположен в 9 км от золото-серебряного месторождения Джульетта. Основным горным сооружением здесь является тектонический блок Килганского массива, сложенный раннемеловыми меловыми гранодиоритами и перекрывающими их вулканогенно-осадочными образованиями, представляющими совокупно структуру Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Схема геоморфологического строения участка и описание района приведены в [32].

В общем виде рельеф относится к эрозионно-тектоническому резко расчлененному среднегорью, на который широко наложены элементы ледниковой обработки. Характерны практически полное отсутствие каров и цирков, большое количество сквозных долин, морфология и геометрия которых обусловлены формированием здесь плейстоценовых оледенений сетчатого типа. Причем основными областями питания ледников были не типичные кары, а борта грабен-долин, местами обработанные ледниками и превращенные в ступенчатые трогги. Изучение ориентировки ледниковой штриховки на отполированных ледниками

коренных участках ложа показывает, что движение льда нередко менялось на противоположное. Данный тип оледенения, его морфология и закономерности развития еще мало исследованы в регионе.

Аккумулятивные образования последнего (сартанского) позднеплейстоценового оледенения, также хорошо выраженные в рельефе в виде разнообразных типов инверсионной морфоскульптуры, несут ряд литологических отличий. Залегающие в днище и на бортах более древние морены (см. рис. 3б) сложены материалом дальнего транзита, в то время как морены последнего оледенения сложены местным материалом (вулканыты и гранодиориты), включающим большое количество мелкообломочного материала осадочных пород. В бортах руч. Озерный нередко попадают крупные до 1–2 м валуны лейкократовых гранитов, принесенные за 60 км от их известного источника – Верхне-Килганского гранитного массива.

Строение и морфология исследованного позднеледникового комплекса оз. Джульетта и руч. Озерный отражены на рис. 3б. Озеро занимает одно из множества небольших понижений в холмисто-западинном аккумулятивном рельефе позднеледникового генезиса. Дистальная часть предполагаемого последнего максимума находится на расстоянии около 25 км от области питания. Ниже нее в долине руч. Озерный и далее по р. Джугаджака наблюдается хорошо сформированная II терраса высотой от 7 до 12 м, сложенная аллювиальными и флювиогляциальными отложениями.

Ближе к краевой части комплекса с юга примыкает сквозная долина оз. Энгтери, которое подпружено морфологически “свежей” мореной. Рассматриваемые озера, а также многие другие, расположенные во внутренних частях позднеледниковых комплексов, имеют сходные морфологические черты: изрезанность береговых линий, отсутствие пляжевых накоплений, неровные днища и др. Все они указывают на их формирование после распада последнего оледенения.

Колонка осадков оз. Джульетта длиной 6.35 м, ее спорово-пыльцевые спектры и серия датировок были недавно получены группой исследователей во главе с Н.А. Шилов [32]. Несмотря на предполагаемый сартанский возраст окружающих озеро морен, было установлено, что озерные осадки накапливались непрерывно уже на протяжении около 26 тыс. л.н. Более того, во всех выделенных здесь пыльцевых зонах в большом количестве присутствует пыльца *Pinus pumila*, что позволи-

ло исследователям предположить существование здесь “сартанского ледникового” рефугиума данного вида в регионе [32].

Комплексное изучение осадков оз. Энгтери – правого притока руч. Озерный [26], показало, что и здесь осадконакопление продолжалось не менее 16 тыс. лет. Заметим, что оз. Энгтери сформировалось также в результате деградации ледника (притока руч. Озерный) и подпружено серповидной моренной грядой высотой 5–6 м.

Более молодыми нивально-гляциальными образованиями здесь являются присклоновые и языковидные каменные глетчеры, возраст которых на основе лихенометрических датировок и морфологических признаков варьирует от 4 до 1 тыс. лет. Они приурочены к средним и верхним частям склонов и литосборных воронок и имеют типичные морфологические черты, неоднократно рассмотренные нами ранее [8, 9, 12 и др.].

Обсуждение. Рассмотренные выше материалы если не опровергают, то ставят под серьезное сомнение принятые в регионе хронологические рамки последнего (сартанского) оледенения. А также и то, что в хронологическом интервале МИС 2 в континентальных районах северо-востока Азии существовали климатические условия, благоприятные для развития оледенения. Поэтому сартанский криохрон не правомочно считать здесь ледниковой эпохой или стадией.

Фактические данные свидетельствуют о том, что в горной системе Черского и в Колымском нагорье последнее позднеплейстоценовое оледенение началось не позднее середины каргинского интервала, т.е. времени, отождествляемого большинством исследователей с межледниковьем. Оно формировалось в условиях, более прохладных и влажных, чем современные. Заметим, что к концу этого времени (МИС 3) ледники быстро и значительно сократились – в низах осадков оз. Джека Лондона еще “успели” отложиться спорово-пыльцевые спектры конца каргинского времени.

Невероятно, что сами авторы полученных датировок и, на наш взгляд, репрезентативных спорово-пыльцевых спектров продолжают считать, что “...к настоящему времени возраст морен оз. Джека Лондона еще окончательно не установлен – (все равно (?)) либо зырянский, либо сартанский” [28: стр. 123].

Такое представление о невозможности экспансии ледников во время относительно “теплого каргинского межледниковья”, очевидно, восходит к ледниковой парадигме В.Н. Сакса [30] и

его последователей [2, 3, 19 и др.], существенно утрированной к настоящему времени. Основанная на сибирских разрезах с теплым каргинским межледниковьем климатостратиграфическая схема В.Н. Сакса исключала возможность сохранения ледников, а также их мерзлых остатков во время каргинского “межледниковья”. Поэтому образования зырянского и сартанского криохронов считались исключительно самостоятельными [2; 16 и др.]. Но противоречия лежали на поверхности – мощная толща реликтовой многолетней мерзлоты, хорошая сохранность плейстоценовой фауны и флоры, наличие признаков оледенения на пике крупнейшей трансгрессии (Чукотский п-ов) и, наконец, отсутствие валидного “теплого межледникового” стратотипа каргинского времени. В ходе оживленных споров по поводу схемы высказывалось много контраргументов, но все они не принимались во внимание. Многие исследователи задавались целью не определения возрастных границ ледниковых эпох, а пытались найти на северо-востоке все элементы принятой схемы [20].

Для доказательства существования двух независимых ледниковых эпох было необходимо обоснование теплого каргинского межледниковья, отчетливые стратотипы которого в регионе почему-то не находились, либо оказывались не слишком “теплыми”. К настоящему времени все сибирские стратотипы каргинского времени становятся все более невалидными. Более того, для Восточной Сибири отмечается, что по климатическим характеристикам этот термохрон не дотягивал даже до значения интерстадиала [29, 22, 23 и др.].

Парадоксально, что в это же время отдельные работы рапортуют, что на северо-востоке Азии внутри каргинского интервала к настоящему времени практически в полном объеме установлены все горизонты западносибирской схемы В.Н. Сакса [28]. Для региона многие исследователи продолжают утверждать большое гляциоклиматическое значение каргинского термохрона, а именно то, что он сопровождался полным распадом зырянского ледникового покрова. Следующее за ним сартанское оледенение имело совсем другие центры и развивалось самостоятельно [2, 16, 37 и др.]. Однако изложенные выше материалы скорее указывают, что в каргинский термохрон оледенение на северо-востоке Азии не только не деградировало, но наступало, а на протяжении сартанского криохрона – деградировало.

Некоторые исследователи считают, что в Восточной Сибири климатические условия зырян-

ского криохрона (МИС 4) в целом были неблагоприятны для роста ледников [1]. По мнению С.А. Лаухина [22], вообще вопрос о хронологических границах первого позднеплейстоценового оледенения и его сопоставления либо с МИС 4 и МИС-5a-d, либо только с МИС 4 остается дискуссионным до настоящего времени. Уже из перечисленного становится очевидным несостоятельность современной концепции развития позднеплейстоценовых оледенений на северо-востоке Азии.

Вместе с тем альтернативные хроностратиграфические схемы оледенений в Берингийском секторе уже давно высказывались. Так, на основании изучения малакофауны ледниково-морских осадков О.М. Петров [27] приходит к выводу – ритмичность оледенений Чукотки не укладывается в рамки представлений о том, что эпохам оледенения соответствуют морские регрессии и, наоборот, межледниковья совпадают с трансгрессиями. Д.М. Хопкинс также приходит к выводу, что "...оледенение на Чукотке началось во время коцебукской (среднеплейстоценовой) трансгрессии, иными словами, в течение интервала, который бы понимался как межледниковье в более низких широтах" [31: стр. 19]. Далее по отношению к пелукской (казанцевской) трансгрессии исследователь пишет, что "...нас всегда беспокоило это совпадение высокого уровня моря с крупным ледниковым эпизодом". Кроме того, между двумя пелукскими трансгрессивными максимумами в ряде обнажений пелукских береговых вылов на аляскинском побережье зафиксирована зона криогенных текстур и псевдоморфоз.

На северо-востоке Азии, действуя в рамках принятой схемы, многие исследователи пытались либо вынести за рамки палеогеографических построений, противоречащие им ледниково-морские осадки, либо опровергнуть их ледниковый генезис [6]. Одно из наиболее неординарных объяснений состоит в том, что на каком-то этапе наступления ледников и регрессии первые опережали, и их краевые части погружались в отступающие морские бассейны [4].

По данным А.Н. Котова [21], первый дистальный комплекс Танюренского позднеплейстоценового ледника (хр. Пекульней, Нижнеанадырская впадина) сформировался на границе каргинского и сартанского интервалов (43–27 тыс. л.н.) в результате иссушения климата; второй (последний) – в заключительную фазу сартанского криохрона и в голоцене (МИС 2–1), вследствие холодного и влажного климата. Исследователь

акцентирует внимание на том, что дегляциация происходила не в результате потепления, а из-за иссушения климата, достигшего экстремальных значений в середине сартанского криохрона около 18 тыс. л.н.

Космоизотопные датировки дистальных морен [38], радиоуглеродные датировки и пыльцевые спектры отложений ледниковых озер Ныгчеквеевского [25] и Танюренского [21] ледниковых комплексов в Корякском нагорье, считающихся также "сартанскими либо зырянскими", указывают на максимальное продвижение ледников до 30 тыс. л.н. и их значительную редукцию уже к началу сартанского криохрона (МИС 2). Небольшой позднесартанский эпизод наступления ледников, проявившийся на границе МИС 2 и МИС 1, в пределах Корякского хребта ранее именован яляваамской стадией, а в пределах хребта Искатень – искатеньской, принадлежащим к раннеголоценовым стадиям [19].

Заметим, что современная интерпретация прямых и косвенных датировок по Лаврентьевскому щиту выявила значительную асинхронность ледниковых максимумов в его атлантической (Баффинова Земля) и тихоокеанской (Аляска, Брукс и др.) частях [36, 34, 33]. Установлено, что максимальное продвижение ледников произошло практически одновременно около 34 тыс. л.н., но деградиация была разновременной. Ледники Баффиновой земли начали деградировать около 13 тыс. л.н., а на территории западной Канады и Аляски – между 30 и 25 тыс. л.н. Исследователи констатируют, что ледниковый максимум в Северной Пацифике был асинхронен глобальному термическому минимуму, что объясняется недостаточной влагообеспеченностью этого региона в конце позднего плейстоцена и формированием здесь устойчивого антициклонического режима.

Заключение. Н.Б. Верховская и А.С. Кундышев [5, 6] на основании геоморфологических и биостратиграфических данных по Чукотке пришли к выводу о том, что в пределах Берингийского сектора развитие плейстоценовых оледенений происходило на фоне морских трансгрессий в условиях прохладного и влажного климата, а их деградиация происходила во время регрессий в условиях холодного и сухого климата. Они считают, что наступлениям ледников соответствуют эпизоды расширения ареалов древесной и кустарниковой растительности, деградации – расширение ксерофитно-степных сообществ. Эта позиция совершенно противоположна общепринятой и казалась абсурдной, и поэтому была полностью

игнорирована при обсуждении региональных стратиграфических схем и разрезов.

И к настоящему времени на северо-востоке Азии сложилось ложное представление о том, что снижение в спектре роли древесно-кустарниковой группы, вплоть до ее полного выпадения, является “хорошим” палеоклиматическим признаком наступления ледников. Но заметим, что в жестких современных климатических условиях острова Врангеля, где в современной экосистеме в значительном объеме сохранились элементы реликтового плейстоценового тундрово-степного биома, позднеплейстоценовое оледенение не проявилось.

В то же время в Корякском хребте современные ледники и каменные глетчеры опускаются до высот 300–400 м и в гипсометрическом отношении соседствуют с кедровым стлаником, кустарниковой ольхой, широким набором субарктических и бореальных таксонов. Известно, что все современные горные оледенения (Кавказа, Камчатки, Аляски и др.) развиваются в окружении темнохвойной растительности, а спорово-пыльцевые спектры современных морен этих ледников насыщены бореальными и даже неморальными флористическими элементами.

Поэтому представляется грубейшим нарушением принципа актуализма полагать, что появление в пыльцевых спектрах на северо-востоке Азии, например, каргинского времени кустарниковых групп косвенно указывает на деградацию ледников.

В пользу этого утверждения свидетельствует и то, что массовое появление *Pinus pumila* в пределах бореальной области северо-востока Азии во второй половине голоцена совпадает с наиболее высоким стоянием уровня моря +5 м и наступлением неогляциальной эпохи. Начало доминирования *Pinus pumila* в разных и удаленных районах северо-востока Азии происходит практически одновременно в интервале 7–8 тыс. л.н. [13; 26]. Это свидетельствует о глобальной климатической причине этого явления, которое мы связываем с известным голоценовым максимальным подъемом уровня моря (+5 м), расширением циклонической активности, в результате которой 4–2 тыс. л.н. проявились неогляциальные события.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й.И. Новое о позднем кайнозое Западной Арктики // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 131–153.
2. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Северо-Восток СССР. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1964. 290 с.
3. Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. Позднеплиоценовый – четвертичный этап рельефообразования на Северо-Востоке СССР // Геология и геофизика. 1967. № 3. С. 3–11.
4. Беспалый В.Г., Иванов В.Ф., Половова Т.П. Первые данные о среднеледниковых морских межледниковых осадках Восточной Чукотки // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 4. С. 932–934.
5. Верховская Н.Б. Растительность и климат Чукотки в период роста и деградации ледников // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 141–151.
6. Верховская Н.Б., Кундышев А.С. Четвертичные отложения западного побережья Берингова пролива. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 116 с.
7. Воскресенский С.С., Чанушева М.Н., Воскресенский И.С., Каревская И.А. и др. Плейстоценовые оледенения бассейна Колымы // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 57–65.
8. Галанин А.А. Комплексные каменные глетчеры – особый тип горного оледенения северо-востока Азии // Вестник ДВО РАН, 2005. № 5. С. 59–70.
9. Галанин А.А. Каменные глетчеры: история изучения и современные представления // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2008. № 3. С. 17–28.
10. Галанин А.А. Концепции плейстоценовых оледенений северо-востока Азии // Чтения памяти академика К.В.Симакова: тез. докл. Всерос. науч. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 49–51.
11. Галанин А.А. Хронология позднеплейстоценовых оледенений северо-востока Азии: комплексирование современных данных // Чтения памяти академика К.В.Симакова: тез. докл. Всерос. науч. конф. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2009. С. 10–13.
12. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Каменные глетчеры северо-востока Азии // МГИ, 2005. Т. 98. С. 30–43.
13. Галанин А.А., Глушкова О.Ю. Оледенения, климат и растительность района Тауйской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время // Геоморфология. 2006. № 2. С. 50–61.
14. Галанин А.А., Пахомов А.Ю. Опыт применения склерометра “Оникс 2.6.2.” для датирования Мандычанского позднеледникового комплекса (Хребет Черского) // Геоморфология. 2010. № 1. С. 16–25.
15. Галанин А.А., Пахомов А.Ю. Строение и возраст Мандычанского позднеледникового комплекса (Хребет Черского) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Всерос. науч. конф.: сб. докладов. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 156–158.

16. Глушкова О.О. Морфология и палеогеография позднеплейстоценовых оледенений Северо-Востока СССР // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 28–42.
17. Глушкова О.Ю., Прохорова Т.П. Позднеплейстоценовое оледенение и осадконакопление в бассейне р. Эльгеня (Верхняя Колыма) // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 68–89.
18. Гольдфарб Ю.И. О молодом возрасте некоторых “древних” морен в верховьях Колымы // Природные ресурсы Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. Вып. 1. С. 100–106.
19. Дегтяренко Ю.П. Масштабы современного и четвертичных оледенений Корьякского нагорья и Восточной Чукотки // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 66–77.
20. Заморуев В.В. Некоторые вопросы истории четвертичных оледенений Северо-Востока СССР // Плейстоценовые оледенения Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 16–27.
21. Котов А.Н. Криолитогенные отложения в долине верхнего течения р. Анадырь // Изменение природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 154–163.
22. Лаухин С.А. Первые U/ТН-даты континентальных отложений верхнего плейстоцена Сибири и их значение для стратиграфии и геохронологии // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2009. № 9. С. 167–182.
23. Лаухин С. А., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Докл. АН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540–544.
24. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В., Глушкова О.Ю. и др. Палинологическая характеристика и радиоуглеродные датировки осадков озера Эльгеня, Верхняя Колыма // Четвертичные климаты и растительность Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 50–64.
25. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Брубейкер и др. Травянистая пыльцевая зона в осадках ледниковых озер Чукотки // Изменения природной среды Берингии в четвертичный период. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 96–111.
26. Минюк П.С., Ложкин А.В., Андерсон П.М., Соломаткина Т.Б. и др. Комплексное исследование осадков оз. Энгтери, Северо-Восток России // Вестник СВНЦ ДВО РАН, 2007. № 4. С. 2–13.
27. Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова / Труды ГИН АН СССР. Вып. 155. М.: Наука, 1966. 252 с.
28. Позднечетвертичные растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока (палинологическая и радиоуглеродная база данных) / П.М. Андерсон, А.В. Ложкин. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2002. 369 с.
29. Прокопенко А.А., Карabanов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду (результаты изучения донных осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. № 1–2. С. 64–75.
30. Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА, 1953. Т. 77. 627 с.
31. Хопкинс Д.М. История уровня моря в Берингии за последние 250000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 9–27.
32. Шило Н.А., Андерсон П.М., Браун Т.А., Ложкин А.В. и др. Первые данные об изменении уровня озер Северо-Востока Сибири в позднеледниковое время // Докл. РАН, 2004. Т. 399. № 3. С. 401–403.
33. Briner J.P., Kaufman D.S., Manley W.F., Miller G.H. et al. Late Pleistocene glacial histories from the NW and NE corners of North America Geological Society of America: Abstracts with Programs, 2004. V. 36. № 5. P. 346.
34. Briner J.P., Swanson T.W., Caffee M. Late Pleistocene Cosmogenic ³⁶Cl Glacial Chronology of the Southwestern Ahklun Mountains, Alaska // Quaternary Research, 2001. V. 56. P. 148–154.
35. Galanin A.A. Chronology and asynchronous regime of Late Pleistocene glaciations in the northeastern Asia // Environment development of East Asia in Pleistocene – Holocene (boundaries, factors, stages of human mastering). Vladivostok: Dalnauka, 2009. P. 64–68.
36. Gillespie A.R., Molnar P. Asynchronism of maximum advances of mountain and continental glaciations // Reviews of Geophysics. 1995. № 33. P. 311–364.
37. Glushkova O.Yu. Paleogeography of Late Pleistocene galaciation of North-Eastern Asia // Proceedings Intern. Conf. on Arctic Margins. Anchorage: U.S. Department of the Interior Minerals Management Service Alaska Outer Continental Shelf Region, 1992. P. 339–344.
38. Gualtieri L., Glushkova O., Brigham-Grette J. Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, for eastern Russia // Geological Society of Am. Bull. 2000. V. 112. P. 1106–1118.
39. Lozhkin A.V., Anderson P.M., Eisner W.R., Ravako L.G. et al. Colinvaux, and M.C. Miller. Late Quaternary lacustrine pollen records from southwestern Beringia // Quaternary Research/ 1993. № 39. P. 314–324.

Kargan (MIS 3) Age of Last Glaciation Maximum on North-West of Asia**A.A. Galanin***North-West Complex Scientific Institute, RAS Far-East Branch*

Geomorphological and biostratigraphical data analyses on key late Pleistocene complexes of Chersk and Kolyma high land, which shows that late Pleistocene glaciation reaches here maximum size at the second part of Kargin thermochron and developed at the conditions of moderate moisture and cool (subarctic) climate. By the end of Kargin criochron glaciation has considerably reduced. Along the the Sartan criochrone degradation of glaciation and degradation and widening of periglaciation region with wide spread of eolian and cryogene processes were continued. At the boundary between Pleistocene and Holocene on the background of developing marine transgression on coastal region of Northern Priokhotiya insignificant cirque glaciation has appeared. Late activation of nival-glacial processes appeared in neoglacial epoch of Holocene and connected with distribution of rock glaciers formation