

ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: НОВЫЙ ВЗГЛЯД НА ПАЛЕОГЕОГРАФИЮ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Ф.И. Еникеев

*Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,
672014, Чита, ул. Недорезова, 16а, Россия*

На основе палеогеографических реконструкций самаровского, тазовского, муруктинского и сартанского оледенений рассмотрены условия формирования ледниково-подпрудных озер в межгорных впадинах и долинах магистральных рек Восточного Забайкалья. По результатам палинологических исследований плейстоценовых отложений Северного Забайкалья восстановлена динамика климатических колебаний во второй половине плейстоцена. Время формирования и продолжительность существования водоемов подтверждено радиоуглеродными и термолюминесцентными датами, а также подсчетом годовых лент в осадках донной фации в перигляциальной зоне. Уровни озер восстановлены по сохранившимся прибрежным аккумулятивно-абразионным образованиям, а также обоснованы изменениями морфологии и вещественного состава конечных морен ледников на уровне подпрудных водоемов. Аргументировано существование в самаровское оледенение приледникового озера с максимальным уровнем 1020 м, которое занимало огромные площади Забайкалья и окружающих территорий. Установлено время распространения Амурской системы рек в область замкнутых озерных котловин Юго-Восточного Забайкалья, включая северные территории Китая и Монголии. Рассмотрена история лимногенеза второй половины плейстоцена.

Оледенение, озера, ледниковая подпруда, палеогеография, плейстоцен, Восточное Забайкалье.

PROGLACIAL DAMLAKES IN EASTERN TRANSBAIKALIA: NEW INSIGHT INTO THE PLEISTOCENE PALEO GEOGRAPHY

F.I. Enikeev

Paleogeographic reconstructions for the Samarovo, Taz, Murukta, and Sartan glaciations reveal the formation conditions of proglacial lakes dammed by ice in intermontane depressions and valleys of large rivers in eastern Transbaikalia. Middle–Late Pleistocene climate change is reconstructed using spore–pollen spectra from Pleistocene sediments in northern Transbaikalia. The age and lifetime of proglacial lakes are constrained by radiocarbon, thermoluminescence, and varve chronology of their bottom sediments in the periglacial zone. The lake levels remain recorded in sediments produced by deposition and erosion along the former lake shores, as well as in morphology and lithology variations of terminal moraines. A large proglacial lake, with a maximum level of 1020 m, occupied vast areas in Transbaikalia and its surroundings during the Samarovo glaciation. After the glaciers degraded, the Amur River system expanded into the area of closed lake basins in the southeastern Baikal region, including North China and Mongolia. The obtained results have implications for the Middle–Late Pleistocene history of lake deposition.

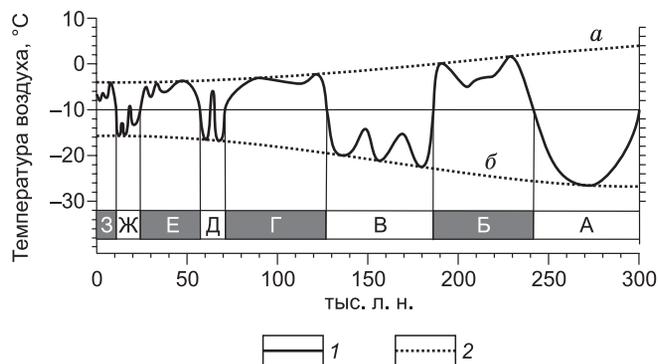
Glacial lakes, ice dam, paleogeography, Pleistocene, eastern Transbaikalia

ВВЕДЕНИЕ И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

В позднем кайнозое озера в Восточном Забайкалье возникали, развивались и исчезали, оставляя аккумулятивные и/или деструктивные следы в геологической истории. В зависимости от степени компенсации озерных котловин терригенным, хемогенным и биогенным материалом и последующего воздействия рельефообразующих процессов, следы озерной седиментации представлены обширными полями или мелкими фрагментами лимния различных фаций. По характеру их распространения можно судить, что в отдельные отрезки миоцен-четвертичного времени количество и размеры озер изменялись в широких пределах в тесной связи с динамикой геологических, климатических и иных глобальных или региональных процессов. Темпы появления и исчезновения озер в Восточном Забайкалье были также существенно различными в отдельные крупные эпохи. Например, предполагается *a priori*, что в аридные эпохи озерность отдельных территорий резко сокращалась, а в гумидные, напротив, возрастала согласно изменению количества атмосферных осадков и в соответствии со среднепогодными климатическими колебаниями [Корнутова, 1968; Мартинсон, 1968; Корнутова и др., 1975; Ендрихинский,

Рис. 1. Изменение среднегодовой температуры воздуха во второй половине неоплейстоцена и голоцене.

Реставрировано по данным палинологического анализа керн-а скв. 126 (Чарская впадина) [Еникеев и др., 2013]. Оледенения: А — самаровское; В — тазовское; Д — муруктинское; Ж — сарганское. Межледниковья: Б — ширтинское; Г — казанцевское; Е — каргинское; З — голоцен. 1 — температура приземного воздуха, 2 — тренды температуры в периоды межледниковий (а) и оледенений (б).



1982; Quaternary..., 1991]. Однако динамика развития лимногенеза проявлялась не только в изменении озерности обширных регионов, но и в виде значительного увеличения или сокращения водоемов определенного типа. Такое явление особенно характерно для плейстоцена. Оно обусловлено крупными ледниково-межледниковыми климатическими циклами (рис. 1), приводившими к образованию громадных приледниковых бассейнов, возникавших в магистральных речных долинах Забайкалья и сопредельных территориях в эпохи самаровского, тазовского, муруктинского и сарганского оледенений [Обручев, 1914; Осадчий, 1982, 1995; Гросвальд, Котляков, 1989; Скляр и др., 2007; Еникеев, Старышко, 2009; Еникеев, 2009; Еникеев и др., 2013; Лимнология..., 2014].

Актуальность исследования озерного седиментогенеза заключается в том, что проблемы ледниково-подпрудного лимногенеза Восточного Забайкалья затрагивают многие направления науки о Земле: палеогеографию, стратиграфию, неотектонику, ландшафтоведение, рельефообразование и др. В частности, по степени сохранности или разрушенности разновозрастных прибрежных абразионно-аккумулятивных форм можно оценить темпы экзогенного преобразования рельефа за постозерный этап. Их высотное положение в пределах отрицательных и положительных морфоструктур разных порядков позволяет установить минимальный промежуток времени как в пределах Байкальской рифтовой зоны, так и вне ее, за который «невидимые» подвижки блоков земной коры становятся «видимыми». Это дает возможность оценить темпы эндогенного преобразования рельефа во второй половине плейстоцена. Не менее важен и прикладной характер этих исследований, связанных с прогнозом золотonosных россыпей, образование которых после дренирования палеозера обусловлено гидравлическим воздействием возрожденных водотоков на отложения прибрежной аккумуляции, содержащих свободное золото.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследование приледниковых палеозер осуществлялось главным образом при производстве комплексной гидрогеологической, инженерно-геологической и четвертичной съемки м-ба 1 : 200 000 на территории Забайкалья. Изучение сопровождалось большим объемом горных и буровых работ, маршрутных, геофизических и лабораторных исследований, включая относительное и абсолютное датирование осадков (палинология, палеонтология, диатомовый анализ, варвометрия, радиоуглеродные и термолюминесцентные определения). Широкое применение авиадесантных и аэровизуальных наблюдений совместно с детальным дешифрированием материалов аэрофото- и космической съемки способствовало выявлению пространственных связей озерных условий седиментации в долинах, принадлежащих различным бассейнам стока. Использованы результаты геологических съемок м-бов 1 : 200 000 и 1 : 50 000, региональных работ по геоморфологии, поисковых, оценочных и детальных разведок на россыпное золото, а также фондовые, архивные материалы и опубликованная литература, касающиеся вопросов озераведения, геоморфологии, строения четвертичных отложений и палеогеографии.

Восстановление акваторий подпрудных водоемов осуществлялось главным образом литолого-петрографическими и геоморфологическими методами. Изучение многочисленных конечных образований показало, что обстановка осадконакопления оказывает кардинальное влияние на морфологию, вещественный состав и внутреннее строение моренных накоплений, что позволило классифицировать их по условиям седиментации: субаэральные, супераквальные и аквальные.

Геоморфологические методы позволяют восстановить акваторию палеозера. Морфология поверхности конечных морен на урзе воды сменяется от бугристо-западинных форм (эскеровый рельеф) на пологопокатые без термокарстовых чаш. На уровне водоема часто формируются субгоризонтальные площадки озерных террас, сложенных гляциолимнием. В стороне от участков активного привноса терригенного материала прослеживаются протяженные прибрежные аккумулятивно-деструктивные образования: аккумулятивные полки, волноприбойные уровни, абразионные площадки и уступы (клифы).

При наличии стока из подпрудного водоема в соседний бассейн на водораздельной седловине формируется спиллвей (долина прорыва), отметка истока которого отвечает уровню воды в палеозере [Еникеев, 2015].

На склонах межгорных впадин и магистральных долин южных и центральных регионов Забайкалья проводились исследования генезиса и параметров тыловой закраины рельефообразующих песков забайкальской серии с целью доказательства существования единого озерного бассейна в самаровское время. При палеогеографической реконструкции в условиях неполной компенсации водоема осадками (клиноформы) это единственный и достоверный способ определения генезиса отложений и уровня водного зеркала. Двухритмовые горизонтально-слоистые озерные пески в естественном состоянии, т. е. без наложения постседиментационных процессов, вскрывались шурфами глубиной 3—4 м на седловинах водораздельных грив между притоками основных рек, где они сохранились в первичном залегании от эпигенетического воздействия возрождающейся на песчаных полях эрозивной системы.

Горными работами в бассейнах рек Хилок, Чикой, Ингода и Онон, проведенными в днищах седловин с последовательно возрастающими абсолютными отметками водоразделов, определены максимальные высоты озерных песков с ритмичной ленточно-подобной слоистостью в интервале 1000—1020 м. Точность замера соответствует половине сечения горизонталей топоосновы масштаба 1 : 200 000.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Палеогеографические карты (рис. 2—5) отображают области оледенения и озера, возникавшие в максимальные фазы каждого плейстоценового оледенения. Не акцентируя внимания на многочисленных небольших подпрудных водоемах, располагавшихся по контуру ледников, охарактеризуем наиболее значимые палеозера, занимавшие Чарскую и Муйскую впадины, верховья Витима, Олекмы, бассейн р. Лена (Якутское море) и Забайкальское палеозеро эпохи максимального оледенения. Ледники на юго-западе Восточного Забайкалья не способствовали возникновению аналогичных по размеру подпрудных бассейнов (рис. 3, 4). Сводный характер Хэнтей-Даурского горного массива обусловил преимущественно радиальное растекание ледников. Случаев подпруживания озер несколькими ледниками было очень мало [Еникеев, Старышко, 2009; Еникеев, 2009].

Фации конечных морен и обстановка их формирования. Наибольшей палеогеографической информативностью обладают условия образования конечных и краевых морен по отношению к озерным бассейнам. По этому признаку конечно-моренные образования подразделяются на 3 группы:

- 1) субаэральные (формируются на суше);
- 2) супераквальные (формируются в прибрежных условиях);
- 3) субаквальные (формируются в подводных условиях).

Субаэральные морены создаются ледниками, не достигавшими контуров подпрудных озер (см. рис. 2). Бугристо-западинные конечно-моренные комплексы сложены на всю мощность преимущественно валунными супесями с гигантскими отторженцами кристаллических пород размером до 30 м. У основания бортов Чарской впадины грандиозные моренные амфитеатры с ледниковыми озерами Малое и Большое Лепридо располагаются в истоке р. Чара с языковым (цунговым) бассейном, в устьях трогов Верхний, Средний и Нижний Сакуканы, Апсат, Икабья, Ингамакит и др. Каскады аккумулятивных террас внутри языковых бассейнов и ступени эрозивных террас в дистальной части амфитеатров отражают динамику компенсации осадками языкового бассейна и характер дренирования конечного озера в результате прорыва моренного контурного вала возрожденным послеледниковым стоком. Площади конечно-моренных комплексов достигают 100—110 км² (ледник Апсат), а высоты их фронтальных уступов превышают 200—250 м [Еникеев и др., 2013].

Супераквальные морены с пологоволнистой поверхностью формируются в литоральной зоне ледниково-подпрудных озер (см. рис. 3, 4). Отличительными особенностями условий седиментации этих образований являются: 1) незначительное продвижение ледникового языка в акваторию при его большой мощности, обуславливающей надежный контакт с ложем; 2) участие в составе фронтальных отложений главным образом трех ледниковых фаций — напорных в основании разреза, основных в средней части и абляционных в кровле; 3) высокое содержание в составе отложений мелкообломочной, преимущественно песчаной фракции; 4) аккумуляция транспортируемого ледником материала от уреза воды в озере на глубину и формирование гляциолимния.

Наиболее полно отвечающая этим условиям обстановка осадконакопления существовала в муруктинское и тазовское оледенения в осевой части БРЗ в пределах межгорных и внутригорных впадин, а также по периферийным областям Кодаро-Удоканской зоны в пределах подпруженных частей Витимского и Олекминского округов стока. В естественном обнажении на левобережье р. Сюльбан напротив устья р. Балбухта наглядно представлено типовое строение супераквальной морены [Ендрихинский и др., 1983; Еникеев, 2009].

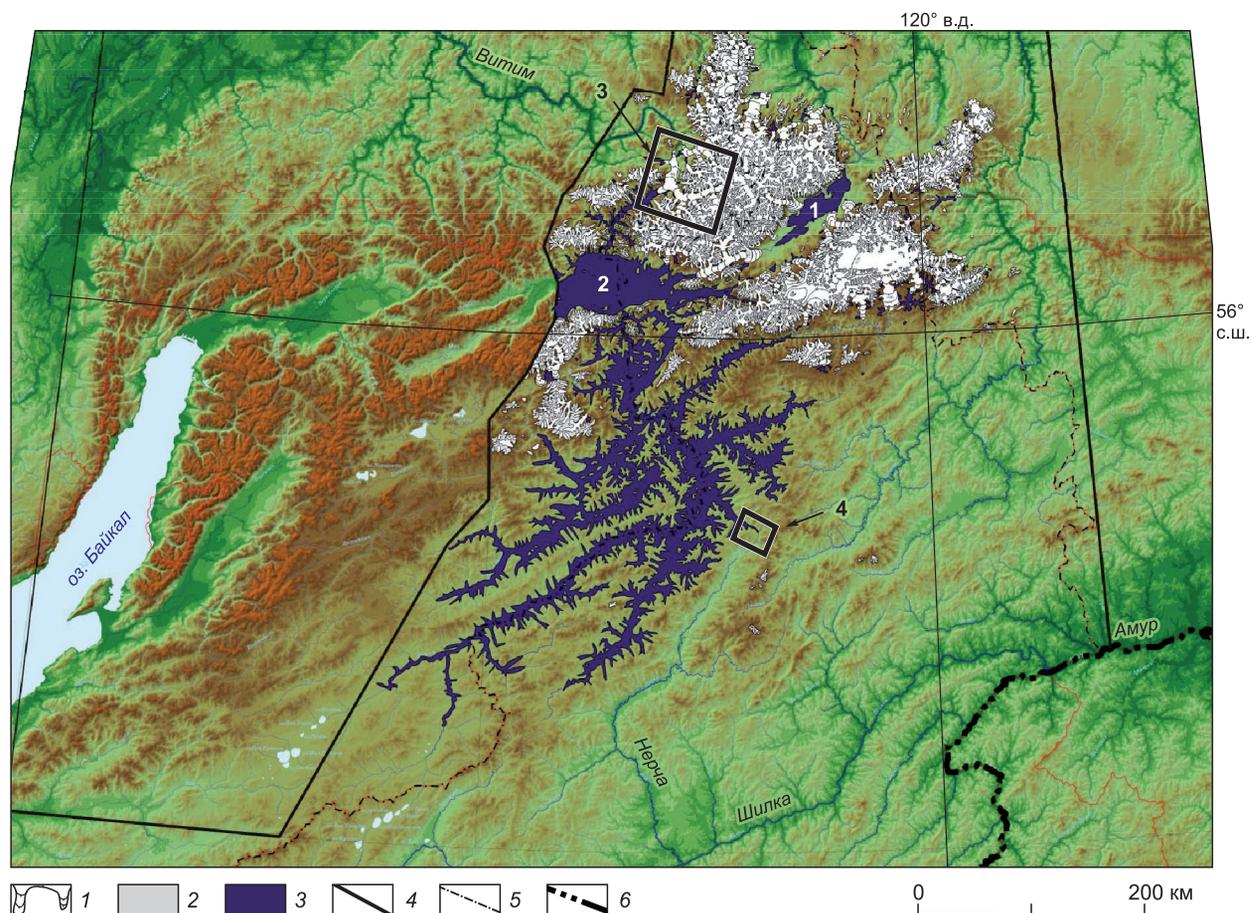


Рис. 2. Палеогеографическая карта сарганского оледенения (фрагмент).

1 — ледники, 2 — горы выше снеговой границы, 3 — ледниково-подпрудные озера. Границы: 4 — площади палеогеографических реконструкций, 5 — Забайкальского края, 6 — государственные. Ледниково-подпрудные озера: 1 — палеоЧара с уровнем 740 м, 2 — палеоВитим с уровнем 860 м, 3 — участок ледниковой запруды долины Витима, 4 — канал стока в долину Нерчи.

Морена субаквальная. Встречается локально и образовывалась в результате вытаивания морены из плавающих ледниковых языков и айсбергов или с малоподвижных лопастей ледниковых покровов в подводных условиях (см. рис. 4, 5). По генезису они в большей степени соответствуют ледниково-озерным отложениям, основная масса которых контролирует фронтальное положение краевых элементов обширных ледниковых покровов, главным образом самаровского возраста.

Описание и хронология подпрудных озер Восточного Забайкалья. Кратковременность существования водоемов с ледовыми плотинами определяет слабую компенсацию осадками подпрудных озер. Очевидно, что участки, окруженные высокими горными сооружениями и/или приближенные к языкам выводных ледников, обладают относительно большим объемом аккумулированных осадков по сравнению с частями акваторий, оконтуренных низкогорным и слаборасчлененным рельефом. В первом случае наиболее характерными прибрежными и супераквальными осадками являются авандельты, формирующиеся напротив ледниковых долин с интенсивным выносом терригенного материала. После дренирования озер они выглядят как рельефообразующие песчаные массивы. В глубинных частях озер донные фации почти повсеместно содержат слои ленточных глин и алевритов. Во втором случае наиболее характерными являются отложения и формы прибрежной переработки. Незначительные по мощности донные осадки после дренирования озера, как правило, оказываются смытыми или нарушенными последующими субазральными процессами.

Некоторые параметры и характеристика ледниково-подпрудных озер приведены в таблице.

Краткая характеристика эфемерных в геосторическом плане водоемов, существовавших в максимальные стадии каждого оледенения, дается ретроспективно от позднейшего сарганского к самому древнему самаровскому, согласно последовательности палеогеографической реставрации.

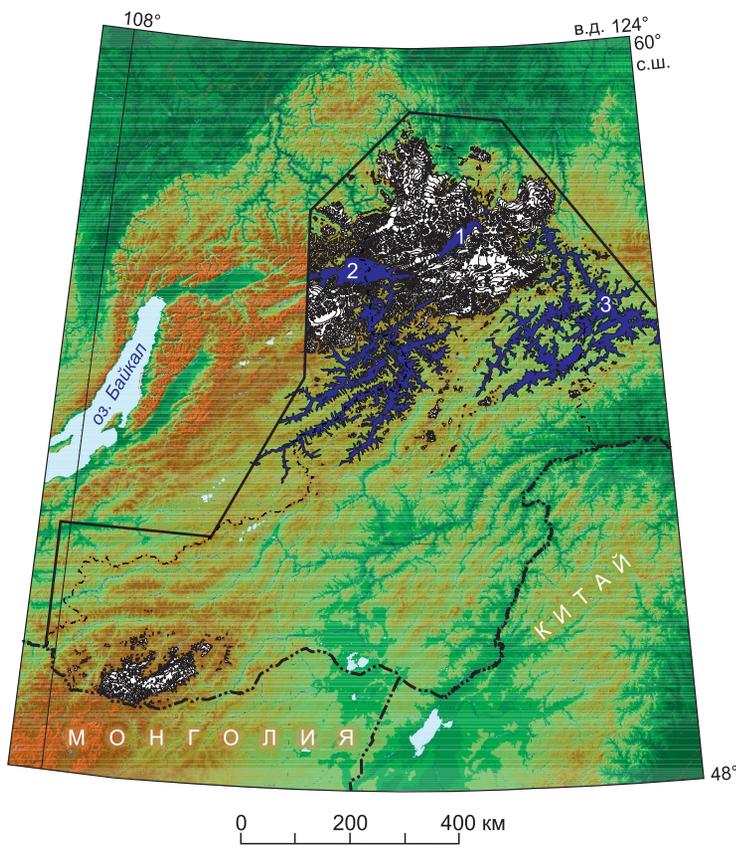


Рис. 3. Палеогеографическая карта муруктинского оледенения.

Ледниково-подпрудные озера: 1 — палеоЧара (уровень 1000 м), 2 — палеоВитим (880 м), 3 — палеоОлекма (680 м). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Озеро палеоЧара в сартанское время возникло в результате перегораживания ледником Сулумат долины р. Чара в месте ее выхода из Чарской котловины (см. рис. 2). Разгрузка подпрудного водоема происходила в обход ледникового языка под основанием правого склона долины Чары, превратившегося на этом участке в скалистый уступ высотой 600—700 м. Ледяной порог стока обусловил нестабильный гидрологический режим, отобразившийся несколькими уровнями прибрежной аккумуляции лимния. Под юго-восточным мега-склоном хр. Кодар, напротив устьев трогов, по которым ледники достигали прибрежных зон озера палеоЧара, сформировались мощные авандельты, сложенные мелко- и среднезернистыми песками с характерной крупномасштабной косой слоистостью [Еникеев, 2014]. Сар-

танский возраст отложений урочища Пески, расположенного напротив устья трога Средний Сакукан, подтвержден термолюминесцентными датами — 15 ± 5 ; 13 ± 3.5 ; 9 ± 2.2 тыс. л.н. (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Время существования озера, по подсчетам варв в отложениях донной фации, от более 1202 лет на северо-восточной периферии впадины (кровля пласта размыта) до 5000 лет в ее центральной части (рис. 6).

В конце позднего плейстоцена произошло полное дренирование самой глубокой части озера палеоЧара, расположенной в районе северо-восточного замыкания впадины (район пос. Чапо-Олого). Это подтверждается радиоуглеродной датой 10625 ± 45 лет из пневого горизонта, перекрывающего озерно-флювиогляциальные отложения [Кривоногов, Безрукова, 1993].

В каргинское межледниковье палеоландшафтная обстановка Чарской котловины не отличалась от современной. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из руслового аллювия (38210 ± 870 л.н., ЛУ 977), разделяюще-

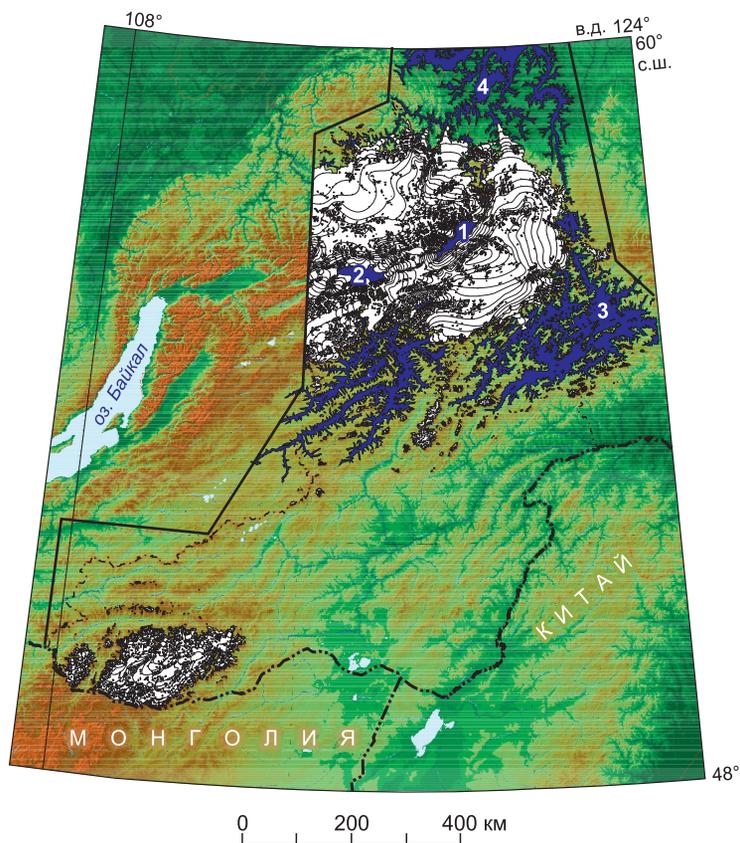


Рис. 4. Палеогеографическая карта тазовского оледенения.

Ледниково-подпрудные озера: 1 — палеоЧара (уровень 1020 м), 2 — палеоВитим (900 м), 3 — палеоОлекма (760 м), 4 — палеоЛена (390 м). Усл. обозн. см. на рис. 2.

Рис. 5. Палеогеографическая карта самаровского оледенения.

Ледниково-подпрудные озера: 1 — Забайкальское (стабилизированный уровень 880 м), 2 — «Якутское море» (500 м). Усл. обозн. см. на рис. 2.

го на глубине 54 м разновозрастные пачки ленточных алевритов, свидетельствуют о суходольных условиях с широким распространением кустарниково-мохово-травяных ассоциаций [Еникеев и др., 2013].

В муруктинское оледенение долина Чары была полностью перегорожена ледником. При подъеме уровня возникшего во впадине озера до отметки коренного ригеля спилвея, заложенного на правом водораздельном пространстве еще в предыдущее оледенение, происходил сток в Токкинскую систему рек через каскад малых подпрудных водоемов (см. рис. 3). Под северо-западным склоном хр. Удокан перед фронтом ледников, достигавших прибрежной части палеоозера, накопились песчаные авандельты (60 ± 8 тыс. л.н., ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) также с характерной крупномасштабной слоистостью. В муруктинское время ледники хр. Кодар внедрялись в глубоководную часть подпрудного водоема, что исключало возможность формирования прибрежных фаций конечных морен. Последовательная смена субаквальных и субаэральных условий седиментации, обусловленных климатическими колебаниями (см. рис. 1), отчетливо проявилось в литологии верхнеплейстоценовых отложений Чарской котловины в интервале 0—170 м [Еникеев и др., 2013].

В тазовское оледенение образование подпруды в районе северо-восточного замыкания впадины обусловлено тем, что здесь сходились ледники северо-восточной оконечности хр. Кодар и западный

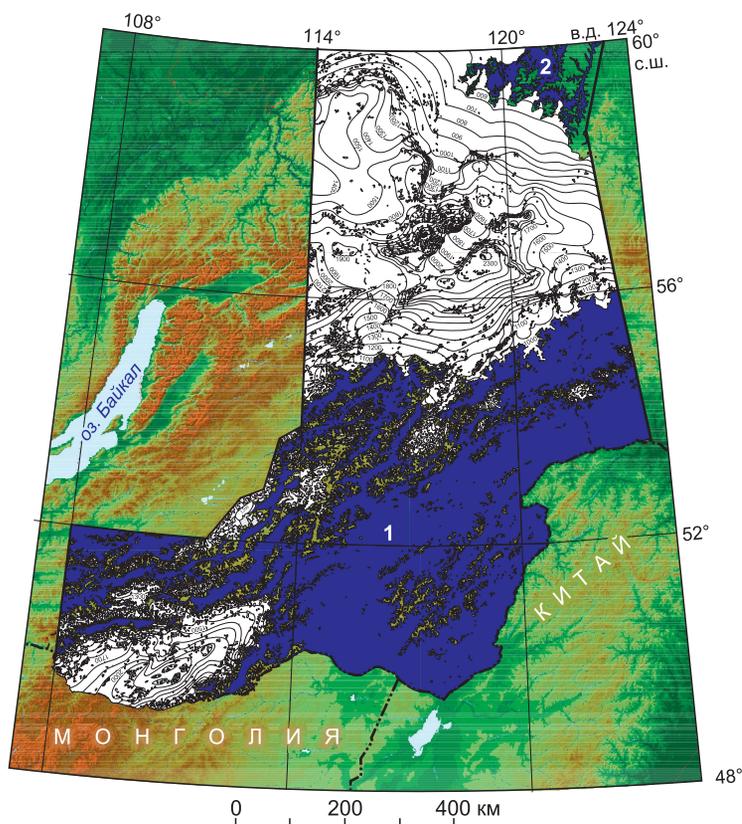


Рис. 6. Подсчет годовых слоев ленточных алевритов, вскрытых на с.-в. окраине Чарской впадины напротив устья трога Нижний Сакукан.

Неоплейстоценовые приледниковые озера

Оледенение	Уровень воды, абс. отм., м			Глубина, м	Лимногенез, тыс. л. н.
	максимальный	стабильный	стадиальный	макс.	
Озеро палеоЧара					
Сартанское	780—770	740	760	140	от 25 до 10
Муруктинское	1000	980	—	300	от 71 до 57
Тазовское	1020	—	—	360	от 186 до 127
Самаровское			ледоём		
Озеро палеоВитим					
Сартанское	860	840	—	500	от 25 до 10,9
Муруктинское	880	860	—	500	от 71 до 57
Тазовское	900	—	730	400	от 186 до 127
Самаровское	1020	—	—	390	от 301 до 242
Озеро палеоОлекма					
Сартанское		Долина не подпруживалась			
Муруктинское	680	—	640	360	макс. фаза (65—60)
Тазовское	760	—	—	340	от 186 до 127
Самаровское	1020	920—880	—	500	от 301 до 242
Озеро палеоЛена					
Сартанское		Долина не подпруживалась			
Муруктинское		Акватория за пределами Северного Забайкалья			
Тазовское	400—390	350	300	—	макс. фаза 180—170

дериват ледникового покрова Чаро-Токкинского горного узла (см. рис. 4, таблицу). Сток из озера осуществлялся между лопастями этих ледников и далее на север до долины р. Ниж. Джеге, левого притока р. Токко. Эта протяженная система небольших подпрудных озер и связывающих их протоков приурочена к долинам низкого и уплощенного водораздельного пространства рек Чара и Токко. В Чарской впадине ледники Кемен, Намингнакан, Нирунгнакан, Ингамакит, Лурбун северо-западного мегасклона хр. Удокан, внедрявшиеся в контуры подпрудного озера, способствовали накоплению субаквальной валунно-галечно-гравийно-песчаной морены (177 ± 37 тыс. л.н., ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Озеро просуществовало до начала каргинского межледниковья. Об этом свидетельствуют как озерные отложения донной фации, залегающие на тазовской морене на глубине 180 м, так и «теплые» спорово-пыльцевые спектры, полученные из кровли осадков [Еникеев и др., 2013].

Кратковременный лимногенез в конце самаровского оледенения в контуре деградирующего Чарского ледоёма (см. рис. 5, таблица) восстанавливается по озерным осадкам с ленточно-подобной слоистостью, вскрытым скважиной на глубине 337 м. Лимний с 2200-годовыми слоями перекрывает донную морену максимального оледенения.

Озеро палеоВитим в сартанское время возникло в результате полного перегораживания долины Витима ледником Сыгыкта (рис. 7, таблица).

Продолжительность существования озерных условий в бассейне Витима со стоком в долину р. Нерча соизмерима с длительностью эпохи сартанского оледенения. Временной интервал продолжительностью не менее 14 тыс. лет подтверждается радиоуглеродными определениями возраста органики (пни, щепы, труха) в подошве озерных осадков (24725 ± 770 л.н., СОАН-2979, М.М. Федоров, 1994 г. Росгеолфонды) и возрастом обломка лиственницы из кровли озерных суглинков (10955 ± 400 л.н., ИМ СОАН-97) [Ан, Сорокин, 1978].

При подъеме уровня воды до отметки 860 м открылся сток по спиллею ($54^{\circ}31'22''$ N, $117^{\circ}33'20''$ E) из правого притока Витима р. Дэлингдэ в долину р. Сон, правого притока Нерчи (Амурская система стока) (рис. 8).

Аналогичная ситуация повторялась в каждое оледенение кроме самаровского, когда выводные ледники Байкало-Станового нагорья заняли большую часть бассейна р. Витим, включая Муйскую впадину, а местные центры оледенения перекрыли низкую седловину континентального водораздела, по которой, вероятно, в завершающую стадию оледенения начала формироваться описанная выше сквозная долина [Еникеев, 2015]. В максимальное оледенение подпруженная часть Витима через систему проливов соединялась с Забайкальским палеоозером (см. рис. 5).

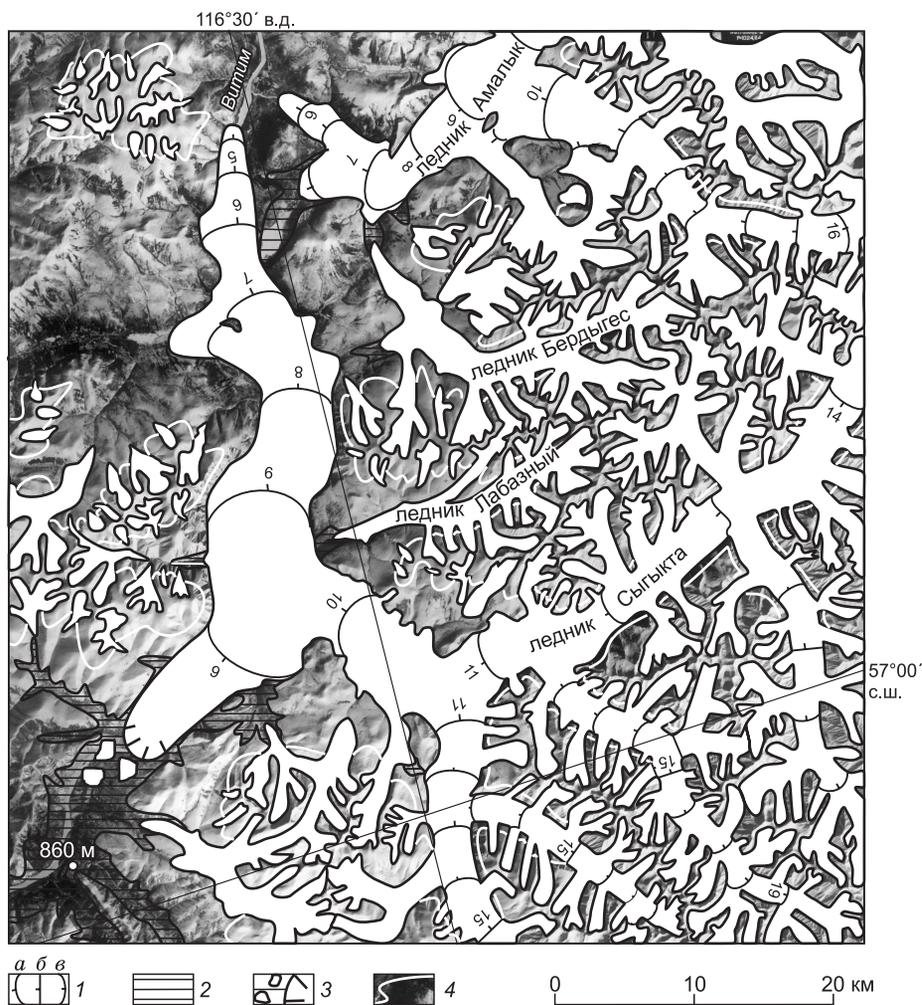


Рис. 7. Участок ледниковой запруды долины Витима (см. рис. 2).

l — изолинии (м) поверхности льда (*a* — в области абляции, *б* — на фирновой границе, *в* — в области питания), цифра — абс. отм., кратная 100; 2 — озеро ледниково-подпрудное с абс. отметкой уровня воды 860 м; 3 — айсберговый «отел»; 4 — снеговая линия.

Некоторые исследователи прорыв из озера в период деградации оледенения рассматривают как катастрофическое явление [Margold et al., 2011].

Озеро палеоОлекма в сартанское оледенение не возникало, так как ледники Чаро-Токкинского горного узла не достигали русла Олекмы (см. рис. 2).

В муруктинское время ключевыми для решения вопросов седиментационной обстановки в бассейне Олекмы являются два выводных ледника Олдонгдо и Тумуллур Олдонгдо-Омолокитского купола. Ледник Олдонгдо, подпитываемый двумя ледниками Диринг-Юрях и Хохолло, а также ледник Тумуллур продвинулись до устьев и перегородили языками долину Олекмы. Возникло подпрудное озеро с уровнем 680 м. Сток из него происходил по краю языков. Интенсивный подмыв основания правого склона долины Олекмы привел к образованию скалистых уступов. Очевидно, что в этих условиях водоем характеризовался достаточно неустойчивым режимом, о чем свидетельствует второй 640-метровый уровень переработки берегов, прослеживающийся по всему бассейну, а время существования озера определялось продолжительностью только максимальной фазы оледенения. После отступления ледников в русле Олекмы образовались пороги в результате экзарационного (языкового) переуглубления и дистального скопления крупнообломочного перлювия.

В тазовское оледенение ледяное поле Удокан-Каларского щита заполнило долину Олекмы от устья Нюкжи до устья Олдонгдо. Выводной ледник имел протяженность 23—25 км вниз по долине Олекмы (см. рис. 4). Он наглухо перегородил сток талых вод на север. Возникшее подпрудное озеро при

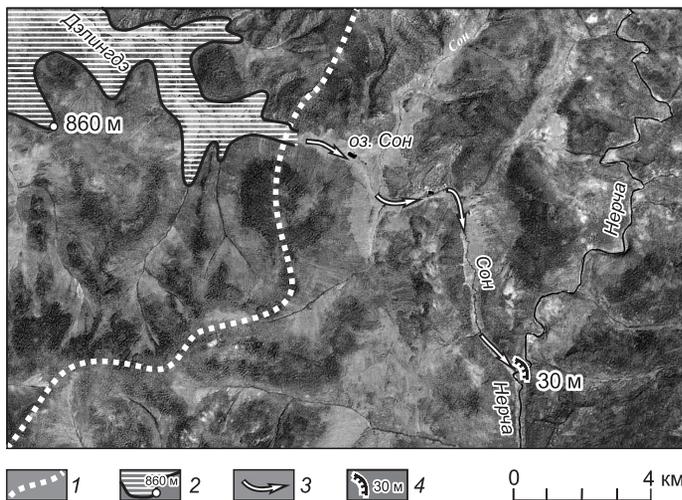


Рис. 8. Канал стока (спиллвей) из оз. палеоВитим в долину Нерчи (см. рис. 2).

1 — континентальный водораздел Амурского и Ленского округов стока, 2 — ледниково-подпрудное озеро палеоВитим с отметкой уровня воды, 3 — направление стока по спиллвею, 4 — подвеска долины Нерчи выше спиллвея.

накоплении воды до гипсометрического уровня 760 м (см. таблицу) переливалось из вершины долины Верхняя Ларба в р. Геткан (Амурский округ стока) по протяженным ложбинам (спиллвеям), приуроченным к обширным уплощенным водораздельным пространствам.

В самаровское время выводные ледники восточного фланга Станового нагорья продвинулись вверх по бассейну р. Олекма южнее 56° с.ш. Образовавшийся водоем стал составной частью Забайкальского палеоозера (см. рис. 5).

Озеро палеоЛена («Якутское море») в сартанское время не возникало, так как ледники юго-восточного склона Верхоянского хребта не достигали долины р. Лена. В муруктинское время Лена перегородивалась ледником между г. Жиганск и пос. Баханы [Геохронология ..., 1974]. Подпруда была незначительная и акватория возникшего водоема не достигала границ Восточного Забайкалья.

В тазовское время сток р. Лена на север перекрывает полупокровный ледник [Геохронология ..., 1974]. Уровень возникшего озера достигает отметки 390—400 м (см. таблицу). В долинах Чары и Токко выводные ледники Станового нагорья, внедрившись в этот водоем, сформировали супераквальную конечную морену с уплощенной поверхностью и песчаную приледниковую авандельту с тыловой закраиной, отвечающей уровню воды в озере. Термолюминесцентный возраст песков в основании массива 200 ± 20 тыс. л.н. (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ) [Еникеев, Старышко, 2009]. Разгрузка озерных вод осуществлялась по спиллвею (59°04'41" N, 108°47'30" E) из верховья долины р. Ичера (приток Лены) в Нижнюю Тунгуску.

В самаровскую эпоху слившиеся ледниковые покровы Среднесибирского плоскогорья и Верхоянских гор перегородили долину Лены. Судя по распространению отложений среднего плейстоцена выводной язык Верхоянского покровного оледенения внедрился далеко вверх по долине р. Вилюй [Геологическая..., 1980]. Уровень образовавшегося «Якутского моря» (около 500 м) хорошо отобразился в строении и морфологии супераквальной конечной морены и зандровых песков Чарского ледника у пос. Бясь-Кюель, а также северного конца Токкинского ледника, расположенного на той же широте (см. рис. 5).

Сток из озера на запад в долину Енисея осуществлялся по системе сквозных долин, заложенных поперек водоразделов [Гросвальд, Котляков, 1989].

Забайкальское палеоозеро возникло в эпоху самаровского оледенения (см. рис. 5). Его уровень как максимальный (1000—1020 м), так и стабилизированный (880—900 м) контролируется высотой тыловой закраины песчаных массивов прибрежной фации (кривоярская свита) в долинах рек Хилок, Ингода, Чикой, Онон Юго-Западного Забайкалья, а также по максимальной высоте озерных и озерно-аллювиальных отложений холбонской свиты в долинах и на водоразделах Амурской системы рек Юго-Восточного Забайкалья. Акватория обширного озера распространялась далеко за пределы Забайкальского края на юг и восток. Сток из него осуществлялся в сторону Тихого океана. Взгляд автора на продолжающуюся дискуссию о формировании этого водоема, природе запруд и направлению стока подробно обоснован в работе [Еникеев, Старышко, 2009].

При понижении уровня палеоозера ниже 1000-метровой отметки оно разделялось на два водоема — Селенгинская [Осадчий, 1995; Обручев, 1914] и Нерчинская Даурия [Скляров и др., 2007; Еникеев, Старышко, 2009]. Первый относится к Байкальскому округу стока, второй охватывает бассейн Амурской системы рек. Гидрология и седиментационный режим восточной части Забайкальского палеоозера значительно сложнее западной (Байкальской) акватории. Можно выделить несколько стадий стабилизации уровня вод, из которых в рельефе наиболее выразительны 880—900- и 790—800-метровые. Необходимо отметить, что в контуре второго уровня располагается подавляющее большинство современных озер центрального, южных и восточных регионов Восточного Забайкалья. Этот же уровень контролирует высотное положение озерных глин и суглинков донной фации, вскрытых многочисленными горными

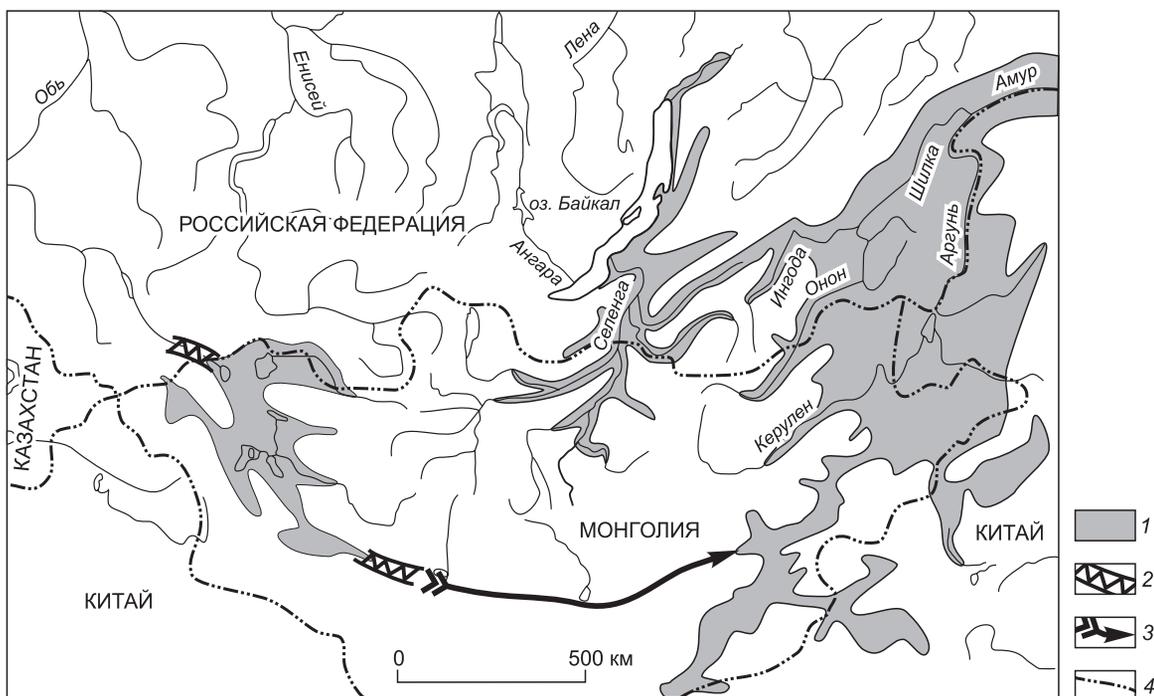


Рис. 9. Схема распространения Забайкальского палеозера на восток от оз. Байкал, включая северные территории Монголии и Китая.

Составлена с использованием материалов Е.В. Девяткина [1981]. 1 — озеро, 2 — спиллвей, 3 — направление стока, 4 — государственные границы.

выработками, буровыми скважинами и карьерами. О нестабильном характере водоема свидетельствует также частая перемежаемость озерных, аллювиально-озерных и аллювиальных фаций в отложениях холбонской свиты. Сброс вод Забайкальского палеозера на восток спровоцировал распространение Амурской системы рек в область замкнутых озерных котловин Забайкалья и северных территорий Монголии и Китая.

Следует пояснить, что ограничение акватории Забайкальского озера государственной границей (см. рис. 5) обусловлено тем, что материалов на сопредельные территории, по количеству и содержанию отвечающих палеокартам Забайкальского края, нет. Это исключает возможность составления репрезентативных палеогеографических карт на северные территории Монголии и Китая. Для пояснения составлена палеолимнологическая схема водоема на восток от Байкала с ее южными границами по материалам Е.В. Девяткина [1981], дополненным сведениями о песчаных массивах в долинах р. Онон-Гол, Ульдза-Гол, Керулен, Халхин-Гол и Хайлар, приуроченных к участкам тальвега между горизонталями 900 и 1020 м. Они образовались в местах впадения рек в древнее озеро (дельты) и фиксируют уровни былого водоема (рис. 9).

На нашей палеогеографической карте масштабы Забайкальского палеозера показаны с учетом конкретных контуров ледников, ледниковых покровов, подпрудных водоемов и высоты снеговых границ, тогда как мелкомасштабная схема Е.В. Девяткина построена на принципах районирования, когда установленные пункты лимния объединяются общей границей в единое поле в значительной степени согласно представлениям автора.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приледниковые озера относятся к гляциогенному типу. Они характеризуются комплексом особенностей, среди которых главенствующими являются: цикличность лимногенеза, совпадающая с эпохами оледенений; обширные акватории, охватывавшие бассейны магистральных рек Забайкалья; огромное влияние на седиментационную обстановку в плейстоцене; специфический морфолитогенез; возможность корреляции плейстоценовых отложений разных областей и районов согласно принципам событийной стратиграфии [Дополнение..., 2000].

Если учесть, что формирование замкнутых котловин в периоды оледенения обусловлено непосредственно ледниковыми процессами, а возникновение современных озерных экосистем в сущности

последледниковое, то водоемы с ледовой запрудой напрямую связаны с оледенениями и генетически, и хронологически. Оледенения определяют особые формы лимногенеза и своеобразные типы озер, подобные которым не могли возникнуть во внеледниковые эпохи. Озера, подпруженные ледовыми телами, существовали лишь в течение ледниковых эпох и исчезали в короткое время вслед за дегляциацией территорий и вследствие этого они в большей степени отвечают понятию ледниковые, нежели каровые, языковые, троговые и моренные виды гляциогенных озер [Кудерский, 2008].

На палеогеографических картах (см. рис. 2—4) уверенно восстанавливается характер запруды и направление стока из палеоозер: в обход ледникового языка; по долинам прорыва низких водоразделов; по спиллвеям в соседние долины и даже округа стока. Наибольшие сложности возникают при выяснении причины возникновения Забайкальского палеоозера (см. рис. 5). Рассматриваемые в многочисленных публикациях и дискуссиях варианты подпруд можно объединить в две наиболее общие концепции. Первая — увеличение водности водотоков, связанное с климатическими изменениями [Леви и др., 2015]. Вторая — тектонические процессы. Взгляды на тектонические причины распадаются также на две версии: а) частные или общие по Забайкалью прогибания земной поверхности, ведущие к озерной трансгрессии, затем воздымание и регрессия [Базаров, 1986]; б) поднятие отдельно взятого хребта или неотектонического блока в речных долинах или в истоке Ангары [Нагорья..., 1974]. Вероятно, надо согласиться с мнением С.С. Осадчего [1995], что без построения палеокарт среднеплейстоценовых оледенений решение поставленных проблем не сдвинется с нынешнего уровня.

Также с неотектонических позиций рассматриваются причины формирования в среднем плейстоцене обширного озера в бассейне р. Амур, «в котором накапливались отложения белогорской свиты» [Венус, 1985]. И здесь придерживаемся взгляда, что без палеокарты самаровского оледенения Приамурья, включая самый восточный хр. Сихотэ-Алинь, решить причину возникновения подпрудного водоема, определить его параметры и установить направления каналов стока невозможно.

В контексте периодизации лимногенеза затрагиваются основные проблемы палеолимнологии Восточного Забайкалья и выявляются критерии, позволяющие восстановить историю былых водоемов, особенности развития и исчезновения ледниково-подпрудных озер в эпохи глобальных оледенений. Реставрация палеоозер способствует достоверной оценке генезиса осадков, встречающихся на различных уровнях рельефа. Являясь маркерами в определенных интервалах разреза рыхлого чехла, озерные осадки существенно повышают качество и надежность стратиграфического расчленения отложений плейстоцена. Несомненно, что восстановление былых подпрудных водоемов позволит оценить особенности динамики криолитозоны, палеогидрогеологические и гидрологические условия второй половины плейстоцена.

Приледниковые озера возникали в результате перегораживания магистральных рек Забайкалья и их притоков выводными и долинными ледниками в эпохи оледенений. Они определили условия осадконакопления в границах возникших акваторий, занимавших значительные участки межгорных впадин и речных долин. При деградации оледенений ледниковые плотины исчезали, и ледниково-подпрудные озера дренировались, вероятно, иногда в виде катастрофических прорывов (йокульхлаупы) [Margold et al., 2011].

В центральной и северной частях Забайкалья чередование оледенений и межледниковий периодически кардинально преобразовывало палеоландшафты. Возникновение центров оледенений в горных районах и развитие водоемов в подпруженных долинах сменялось деградацией ледников и дренированием приледниковых озер. Непродолжительное существование огромных водоемов предопределило только частичную компенсацию акватории озерными осадками преимущественно в прибрежной зоне.

Южные районы Забайкалья и прилегающие северные территории Монголии и Китая в досамаровское время входили в область замкнутых озерных котловин. После возникновения в постсамаровское время гидросети современного облика, связанного со стоком вод Забайкальского палеоозера на восток, кардинально изменился седиментационный процесс. В тазовское и последующие оледенения увеличение влажности, значительное сокращение испарения и связанное с этим возрождение водотоков, возрастание среднегодовых расходов действующих рек и ручьев уже не приводили к образованию крупных озер. После распространения Амурской системы рек в область замкнутых озерных котловин Юго-Восточного Забайкалья открытый на восток сток рек исключил возможность гигантских озерных трансгрессий. Озера эпизодически появлялись только в ныне существующих котловинах и формировали системы проточных водоемов.

ВЫВОДЫ

1. Крупные климатические колебания, отвечающие периодам оледенений и межледниковий второй половины плейстоцена, установленные палинологическим анализом верхней части рыхлого чехла Чарской впадины, обосновывают выделение самаровского, тазовского, муруктинского и сартанского оледенений на юге Восточной Сибири.

2. Развитие ледников в максимальные фазы каждого оледенения приводило к возникновению ледниково-подпрудных озер в межгорных котловинах и речных системах Байкальского, Витимского, Чарского, Олекминского и Амурского округов стока.

3. Геолого-геоморфологическое картирование позволило выявить места ледниковых запруд. Уровни ледниково-подпрудных озер, возникавших в каждое оледенение, установлены по положению береговых аккумулятивно-абразионных форм, морфологии поверхности и изменениям литологического состава конечных и краевых моренных образований. Время и длительность существования приледниковых озер подтверждены радиоуглеродными и термолюминесцентными датами. Вычисление площадей палеоозер показывает постепенное сокращение масштабов заозеривания региона от среднего к позднему плейстоцену

4. Большая часть рельефообразующих песчаных массивов Восточного Забайкалья генетически связана с приледниковыми бассейнами.

5. Сброс вод Забайкальского палеоозера на восток, последовавший за распространением Амурской системы рек в область замкнутых озерных котловин, объясняет отсутствие речных террас древнее среднего плейстоцена в Южном Забайкалье. Лестница аллювиальных террас Шилки, Ингоды и Онона завершается покровными озерными и аллювиально-озерными отложениями холбонской свиты, плановый рисунок которых не отвечает современной гидросети. Они совместно с песчаными массивами кривоярской свиты определяют акваторию бывшего обширного водоема, существовавшего в эпоху максимального оледенения.

Автор признателен анонимным рецензентам рукописи за обсуждение, критику, рекомендации и принципиальные предложения по рассматриваемым в работе проблемам.

ЛИТЕРАТУРА

Ан В.В., Сорокин З.Г. К вопросу о происхождении залежеобразующих льдов в Муйской впадине // Геокриологические условия в горах и равнинах Азии. Якутск, Институт мерзлотоведения СО РАН, 1978, с. 46—57.

Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1986, 184 с.

Венус Б.Г. Особенности развития озерных котловин в гумидной и аридной зонах // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., Наука, 1985, с. 5—28.

Геологическая карта юга Восточной Сибири и северной части МНР (карты) / Ред. А.Л. Яншин. 1:1500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1980.

Геохронология СССР, т.3. Новейший этап (поздний плиоцен—четвертичный период). Л., Недра, 1974, 359 с.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период: палеогеография и литология. XXVIII сессия Международного геологического конгресса (Вашингтон, 1989). Кишинев, Штиинца, 1989, с. 5—12.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М., Наука, 1981, 196 с.

Дополнение к Стратиграфическому кодексу / Ред. А.И. Жамойда. СПб., ФГУП «ВСЕГЕИ», 2000, 112 с.

Ендрихинский А.С. Проблемы палеолимнологии и климатической стратиграфии позднего кайнозоя // Позднекайнозойская история озер в СССР (к XI конгрессу ИНКВА в СССР, Москва, 1982 г.). Новосибирск, Наука, 1982, с. 173—181.

Ендрихинский А.С., Осадчий С.С., Агафонов Б.П., Кульчицкий А.А., Рассказов С.В. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология. Новосибирск, Наука, 1983, 170 с.

Еникеев Ф.И. Плейстоценовые оледенения Восточного Забайкалья и юго-востока Средней Сибири // Геоморфология. М., Изд-во Моск. ун-та, 2009, № 2, с. 33—49.

Еникеев Ф.И. Урочище пески Чарской впадины (Северное Забайкалье) // География и природные ресурсы, 2014, № 4, с. 83—90.

Еникеев Ф.И. Спиллвей регионального значения (Восточное Забайкалье) // Геоморфология, 2015, № 2, с. 77—88.

Еникеев Ф.И., Старышко В.Е. Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита, ЧитГУ, 2009, 370 с.

Еникеев Ф.И., Потемкина В.И., Старышко В.Е. Стратиграфия и эволюция климата и растительности позднего кайнозоя Северного Забайкалья. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2013, 131 с.

Корнутова Е.И. История развития Торейских озер Восточного Забайкалья // Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., Наука, 1968, с. 74—88.

Корнутова Е.И., Хотина Е.Б., Заморуев В.В. Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения юга Забайкалья. М., Недра, 1975, 136 с.

Кривоногов С.К., Безрукова Е.В. К истории осадконакопления, развития растительности и климата Верхнеарарской котловины в конце позднего плейстоцена и голоцена // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 226—237.

Кудерский Л.А. Лимногенез в эпохи глобальных покровных оледенений // Общество. Среда. Развитие (Тerra Humana). 2008, вып. № 3, с. 155—166.

Леви Г.К., Мирошниченко А.И., Козырева Е.А., Кадетова А.В. Модели эволюции озерных бассейнов Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене // Известия ИГУ: Геоморфология и эволюционная география. Серия «Геоархеология. Этнология. Антропология». 2015, т. 1, с. 55—85.

Лимнология и палеолимнология Монголии (издание второе, дополненное) / Ред. Ю.Ю. Дгебуадзе. М., 2014, 412 с.

Мартинсон Г.Г. Следы исчезнувших озер Азии. М., Наука, 1968, 119 с.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Флоренсов. М., Наука, 1974, 359 с.

Обручев В.А. Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги. Вып. XXII. Ч. 1, СПб., Типография М. Стасюлевича, 1914, 803 с.

Осадчий С.С. К проблеме соотношения плювиальных и ледниковых эпох на территории Забайкальского севера // Позднекайнозойская история озер в СССР (к XI Конгрессу ИНКВА в СССР, Москва, 1982 г.). Новосибирск, Наука, 1982, с. 61—71.

Осадчий С.С. Следы максимальной трансгрессии Байкала // География и природные ресурсы, 1995, № 1, с. 179—189.

Скляр Е.В., Склярова О.А., Меньшагин Ю.В., Левин А.В. Евразийские катастрофические потоки: Цасучейский йокульлауп Южного Забайкалья // ДАН, 2007, т. 415, № 4, с. 544—547.

Margold M., Jansson K.N., Stroeve A.P., Jansen J. D. Glacial Lake Vitim, a 3000-km³ outburst flood from Siberia to the Arctic Ocean // Quat. Res., 2011, v. 76, p. 393—396.

Quaternary geology and environment in China. Science Press, Deijing, China, 1991, 504 p.

*Рекомендована к печати 20 сентября 2017 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию
13 апреля 2017 г.*