

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОКРОВНЫХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С. П. Казьмин*, И. А. Волков**

*Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт,
Новосибирск

**Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

Поступила в редакцию 20 августа 2010 г.

Аннотация. С использованием данных радиоуглеродного датирования показано, что на юге Западной Сибири во время дегляциации последнего континентального оледенения произошло резкое потепление климата и его общая аридизация. В то время формировался верхний покров лессовых отложений. Образование гривного рельефа на юге Западной Сибири завершилось в основном около 15 тысяч лет назад. Накопление лессовых осадков продолжалось и позже, вплоть до голоцена.

Ключевые слова: лессовый покров, лессы, ископаемая почва, оледенение, субаэральная формация, эоловый нанос.

Abstract. With use of the data of radio carbon dating it is shown that in the south of Western Siberia during time deglaciation last continental freezing there was a sharp warming of a climate and its general arid. The top cover of loessial adjournment was at that time formed. Formation mane a relief in the south of Western Siberia has come to the end, basically, nearby 15 thousand years ago. Accumulation of loessial deposits proceeded and later up to Holocen.

Key words: loessial cover, loess, fossil soil, congelation, subaerial the formation, eolian a deposit

Введение

Весьма сложный и трудный вопрос о генезисе лессов всегда интересовал исследователей четвертичной нашей страны. Проблема образования лессовой толщи являлась и является до настоящего времени темой фундаментального изучения ледникового периода. Она пережила очень сложную историю, на протяжении которой обсуждались и разрабатывались различные ее стороны. Получение во второй половине XX в. фактических данных, их систематизация, совершенствование фундаментальной основы исследований, комплексный подход к изучению палеогеографии, стратиграфии, палеоклиматов четвертичного периода способствовали укреплению ледниковой теории как базовой для понимания основных закономерностей формирования четвертичных образований. Это нашло отражение в фундаментальных работах, выполненных в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (СО РАН), начатых с 1960 г. под руководством члена-корреспондента В. Н. Сакса и академика А. Л. Яншина. Были установлены ледниковые покровы, замещавшиеся к югу обширными подпрудными озерами-морями, доказана одновременность не-

однократных оледенений и морских трансгрессий, в начале текущего тысячелетия разработана стратиграфическая схема четвертичных образований всего региона. В связи с этим окончательно была показана ошибочность некоторых концепций – антигляциализма, метахронности оледенений, совпадения оледенений с трансгрессиями Мирового океана и др.

В совокупности усилиями отечественных исследователей с учетом литературных данных зарубежных ученых было надежно установлено, что лессовые осадки позднего неоплейстоцена и более древние являются субаэральными образованиями, главным образом, с преобладанием осевшего из атмосферы взвешенного эолового наноса. Однако выяснение вопроса об их происхождении нельзя считать полностью завершенным. В особенности это относится к объяснению климатических условий природной среды, при которых формировались позднелепистоценовые (а значит, и более древние) покровные субаэральные образования.

Фактический материал

Толща субаэральных отложений в целом и в особенности верхний, наиболее молодой ее покров развиты весьма широко. На равнинных простран-

ствах умеренного пояса Северного полушария Земли он распространен наиболее широко по сравнению с иными молодыми осадками. Если сравнить обзорную карту развития субаэральных отложений с подобной же картой плотности населения, окажется, что они очень сходны друг с другом. Еще бы, ведь именно на них распространен чернозем – плодородная для сельского хозяйства почва. Естественно, что субаэральные образования всегда привлекали внимание не только почвоведов, но и специалистов – геологов и географов самого широкого профиля. Только простое перечисление работ, посвященных этой теме, заняло бы несколько объемистых форматов.

В юго-восточной части Западно-Сибирской равнины получены фактические данные, которые в совокупности позволили продвинуть вперед изучение многих особенностей субаэральной формации всего квартала Азиатской части России. Ключевым районом в этом отношении является левобережье р. Берди выше г. Искитима Новосибирской области и низовьев рр. Шипунихи и Койнихи, малых левых притоков этой реки. Здесь, в Новосибирском Приобье, в течение нескольких лет исследованы не только верхнечетвертичные, но отчасти и более древние отложения. Была создана схема, отражающая цикличное строение субаэральной толщи для поздней части палеомагнитной эпохи Магуяма и всей эпохи Брюнес [1]. Авторами статьи рассматривается лишь верхняя часть верхнеплейстоценовой субаэральной формации (табл. 1).

Таблица 1

Фрагмент унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западной Сибири для верхнего неоплейстоцена и голоцена (МСК, 2000)

Раздел	Звено	Ступень	Региональный горизонт	Лессово-почвенная последовательность (ПК – педокомплекс, Л – лесс)
Голоцен	–	–	–	Современный ПК
Неоплейстоцен	Верхнее	Четвертая	Сартанский	Баганский Л
				Суминская почва
				Ельцовский Л
		Третья	Каргинский	Искитимский ПК
		Вторая	Ермаковский	Тулинский Л
Первая	Казанцевский	Бердский ПК		

Большинством исследователей нашей страны в силу установленной климатоседиментационной природы субаэральная толща расчленяется на образования теплых и холодных эпох с соответствующим чередованием обстановок интенсивного педогенеза и лессонакопления [2]. Исследованиями сибирских ученых было установлено, что в полных разрезах субаэральной толщи закономерно налегают друг на друга циклиты из трех климатолитов [3]. В основании циклита залегает покров лесса, а выше педокриогоризонт, состоящий из ископаемой почвы или почв. Он вторично изменен образованиями переувлажнения или криогенеза [4]. Таким образом, накопление осадков протекало этапно под влиянием резких неоднократных колебаний климата позднего кайнозоя. Каждый этап начинался осаджением покрова лессовых отложений, 2-й этап представлял собой педогенез, а 3-й этап – криогенез. Следует учесть, что во время педогенеза некоторое накопление взвешенного эолового наноса продолжалось.

На междуречье Шипунихи и Койнихи, левых притоков Берди, наиболее широко распространен ельцовский покров, сложенный в основном взвешенным эоловым материалом с некоторой примесью влекомого наноса и иных осадков [5]. На юге Западной Сибири местами лишь вблизи долин сверху покров покрыт маломощными отложениями конца позднеледниковья (суминская почва, баганский лесс, голоценовая почва) [1]. На междуречьях в основном ельцовский лесс перекрыт лишь современной почвой. Сводный разрез (рис. 1) показывает последовательность накопления субаэральной формации в позднеплейстоценовое время [6; 7].

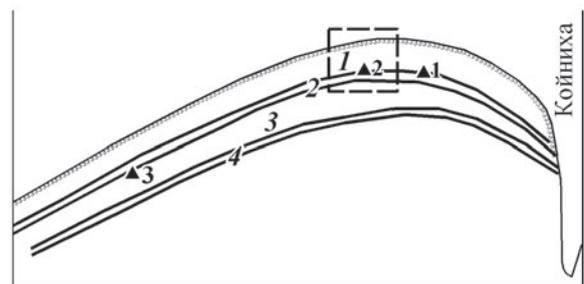


Рис. 1. Схематический разрез верхнеплейстоценовой субаэральной толщи в Новосибирском Приобье близ г. Искитима. Цифры на разрезе: 1 – ельцовский лесс; 2 – искитимский педокомплекс; 3 – тулинский лесс; 4 – бердский педокомплекс. Числа с треугольниками – возраст ^{14}C : 1 – $19\,400 \pm 800$ (СОАН-164); 2 – $21\,700 \pm 900$ (СОАН-12); 3 – более $27\,600$ (СОАН-1480). Пунктирная линия: контур рис. 2

Для выяснения времени формирования ельцовского покрова показательны данные радиоуглеродного датирования. В верхней части междуречья Шипунихи и Койнихи траншея под трубопровод глубиной около 3,5 м вскрыла ельцовский покров лессовидных суглинков и подстилающий его исцитимский педокриокомплекс, состоящий из двух гумусированных почв (рис. 2) [6]. Он осложнен типичной пологой ложбиной. На дне погребенной ложины прослеживается линза гумусированного торфяно-глеевого суглинка мощностью 10–15 см и протяженностью около 4 м. Она образовалась в условиях безруслового стока,

характерного для верховьев мелких долин тундры. Поверхностный сток проявлялся в то время даже в непосредственной близости от линии водораздела. Из гумусированного материала получена дата $21\,700 \pm 900$ лет (СОАН-12). Она впервые ясно показала, что ельцовский покров лессовых отложений, почти повсеместно распространенный на юге Западной Сибири, начал накапливаться позже 22–21 тыс. лет назад. Ввиду того что в другом сходном разрезе получена дата $19\,480 \pm 300$ лет (СОАН-76) [8], можно считать, что начало накопления ельцовского лесса произошло около 20 тыс. лет назад.

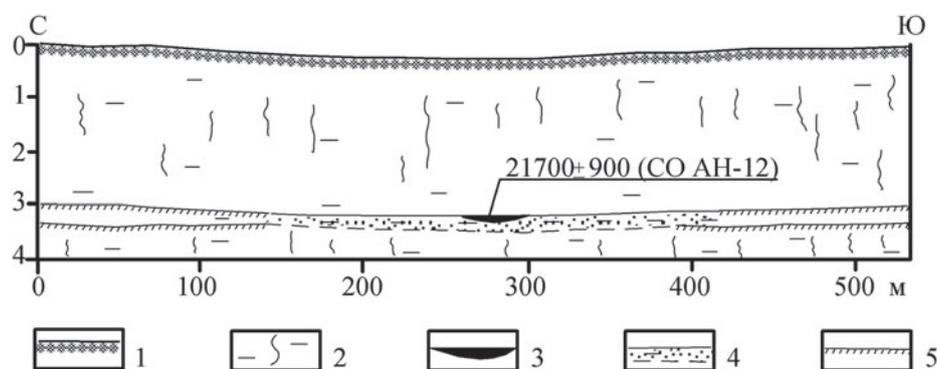


Рис. 2. Датированный разрез траншеи в верхней части междуречья Шипунихи и Койнихи в юго-восточной части Западной Сибири (по [6]): 1 – современная почва; 2 – покров лессовых отложений; 3 – сильно гумусированная линза на дне ложины; 4 – супесь; 5 – ископаемая почва

Показательным регионом господствующего золотого и сопутствующего ему иного субэдрального осадконакопления является крупногрядовая (увалистая) равнина Восточной Кулунды в юго-восточной части Западной Сибири. Исследователями этого региона установлено, что со времени поздней палеомагнитной эпохи Матуяма и всей эпохи Брунес здесь основными геологическими процессами были аккумуляция взвешенного золотого наноса, педогенез и криогенез [5; 9; 10]. Такой характер седиментации сохранялся и на протяжении последней дегляциации, что видно из строения разреза около г. Краснозерское в Новосибирской области, расположенного в ~300 км на ЮЗ от охарактеризованного выше. Здесь в самой нижней части пологого юго-восточного склона Карасукско-Баганского увала с абсолютной отметкой 152,8 м в северной стенке искусственного котлована сверху вниз были обнажены следующие слои (рис. 3, а).

А. Гумусированный почвенный покров. Мощность 0,3 м.

Б. Супесь желтовато-коричневая, в нижней части с примесью песка, карбонатная, хорошо сохраняющая вертикальные стенки, со следами кор-

ней травянистых растений, по облику и свойствам напоминает типичный лесс. Основание резкое, по поверхности денудационного (дефляционного) среза. Мощность 2,4 м.

В. Суглинистая от серой до темно-серой гумусированная ископаемая почва лугово-черноземного типа. Верхняя часть ее срезана. На резкой границе с верхней толщей и ниже встречаются скопления гипсовых конкреций и карбонатные включения разного вида от мучнистых пятен до журавчиков. Сверху она разбита тонкими (до 1–3 см) трещинами усыхания, заполненными желтовато-коричневым песчаным материалом. Мощность 0,3 м.

Г. Суглинок легкий, аналогичный по облику слою Б. Вскрыта только верхняя его часть, пронизанная морозобойными клиньями и редкими трещинами усыхания (рис. 3, б). Полости клиньев заполнены темно-серым суглинком, затеками из почвенного горизонта. Видимая мощность в расчистке стенки котлована – 0,5 м.

Слой Г несет следы вторичных преобразований. Он разбит морозобойными клиньями, образовавшимися в условиях холодного климата и

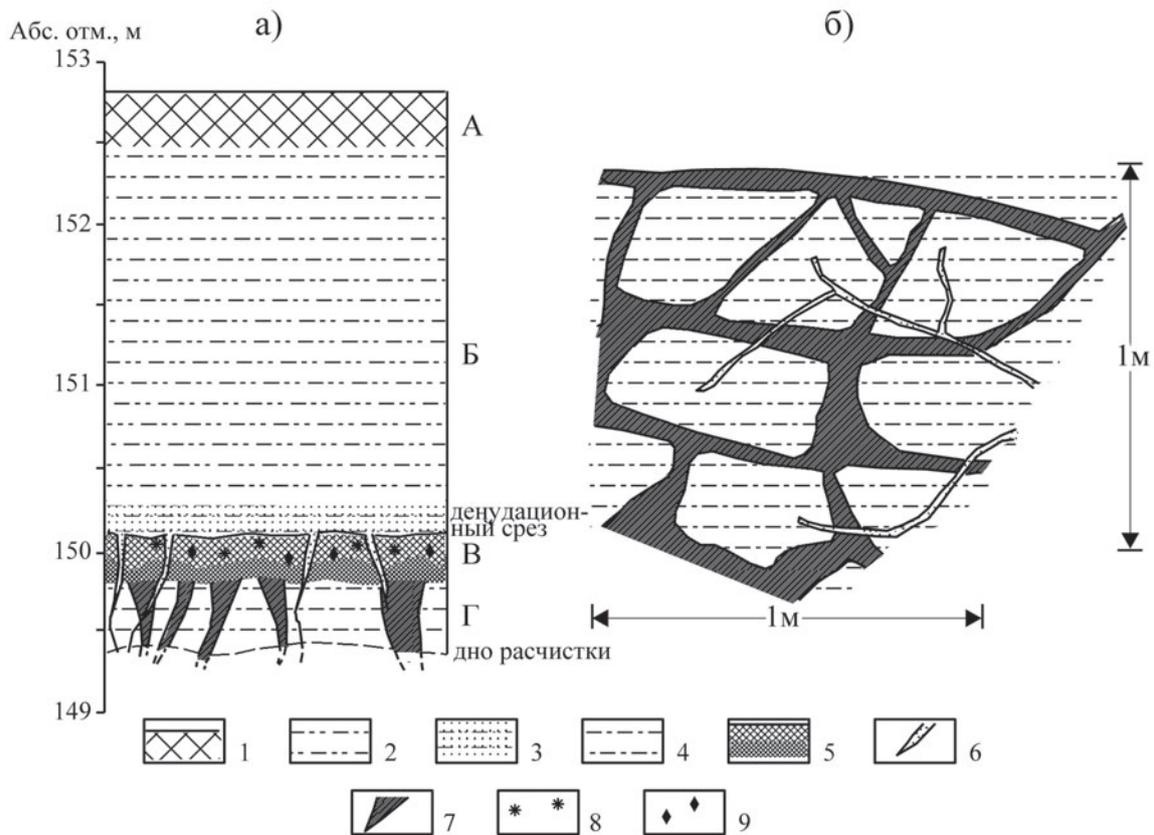


Рис. 3. Разрез искусственной выработки в Восточной Кулунде около г. Краснозерское: а) северная стенка котлована; б) дно котлована (вид сверху); 1 – современный почвенный покров; 2 – супесь; 3 – переслаивание супеси и песка; 4 – суглинок; 5 – ископаемая почва; 6 – трещины усыхания; 7 – грунтовая псевдоморфоза морозобойных клиньев; 8 – гипсовые конкреции; 9 – карбонатные скопления

существования многолетней мерзлоты. Как было отмечено выше, клинья заполнены вторичным гумусированным материалом. Заполнение произошло в результате промывного процесса в деятельном слое многолетней мерзлоты. Следовательно, после образования вышележащей почвы климат стал холодным и избыточно увлажненным.

Слой В в этом разрезе, как и во многих иных, часто встречающихся, следует отнести к искитимскому педокомплексу [1]. Первоначально почва образовалась в условиях теплого и умеренно влажного климата как лугово-черноземная низинная. Карбонатные конкреции, скопления гипса свидетельствуют о том, что почва формировалась при непромывном режиме грунтовой влаги. Позже климат стал холодным и влажным. Возникла многолетняя мерзлота, появилась система полигональных мерзлотных клиньев, ясно прослеживающихся в стенках и на горизонтальном дне расчистки. Присутствуют и более молодые трещины усыхания, образовавшиеся в начале накопления слоя Б.

Слой В уверенно может рассматриваться как ельцовский лессовый покров. Нижняя часть его сложена более крупнозернистым материалом, свидетельствующим о том, что в начальной своей стадии динамика среды и накопление слоя были наиболее интенсивными. Часть верхнего гумусового горизонта искитимского педокриокомплекса была уничтожена в начальный период формирования ельцовского покрова дефляционными процессами. Верхняя часть обнаженных отложений (слой Г) быстро усыхла и разбивалась тонкими трещинами усыхания. Редкие зияющие трещины усыхания в слое Г хорошо видимы в котловане сверху (рис. 3, б). Они заполнены песком и супесью из основания слоя Б. Образование их происходило непосредственно в начальную стадию формирования слоя Б. Трещины усыхания указывают на то, что накопление слоя Б происходило в сухой обстановке при теплом климате. На нем позже в условиях некоторого увлажнения климатических условий образовался голоценовый почвенный покров черноземного типа (слой А).

Обсуждение результатов

Важное палеогеографическое значение имеет сравнительный анализ двух разрезов (рис. 2 и 3). Прежде всего, следует охарактеризовать их различное географическое и геоморфологическое положение. Разрез близ г. Искитима расположен в пределах лесостепной зоны в верхней части междуречья, а у г. Краснозерское находится значительно южнее – в степной зоне, в краевой части ложбины, т. е. в пониженной части рельефа. И все-таки они характеризуют природную среду, резко отличную от современной.

В обоих разрезах вскрыт искитимский педокомплекс, первоначально формировавшийся в условиях природной среды, более или менее близкой к современной, при непромывном режиме грунтовой влаги. В дальнейшем наступило глубокое похолодание, появилась многолетняя мерзлота, а режим поверхностного увлажнения стал промывным. Изменение климатических условий прервало процесс педогенеза и привело к появлению полигональной мерзлотной зоны. Это время охватывало первую половину последнего континентального оледенения. С ним связано формирование горизонта криогенных преобразований и завершение образования предпоследнего (тулинского) циклита, представленного в основании тулинским покровом лессовых отложений, а выше – искитимским педокриогоризонтом (см. рис. 3).

Позже 20 тыс. лет назад условия осадконакопления изменились. Произошло резкое иссушение климата. Наступила эпоха формирования ельцовского лесса как одного из компонентов аридизации Евразии. В разрезе близ Искитима ни в толще ельцовского покрова лессовых отложений, ни в современном почвенном покрове и рельефе лощины время завершения формирования верхнеискитимского педокриокомплекса не просматривается (см. рис. 2). Ельцовский лессовидный суглинок, имея резкое основание и мощность 2,5–3 м, покрывает все междуречье Шипунихи и Койнихи, а также левый склон долины Берди. Этот монотонный эоловый нанос прикрыт маломощными образованиями позднеледниковья и голоценовым («современным») почвенным покровом. Такие особенности залегания ельцовского лесса свидетельствуют о том, что тундры в то время уже не существовало. Поверхностный сток на междуречье не проявлялся. Конкреции карбонатов, гипса и трещины усыхания (см. рис. 3, а) ясно свидетельствуют, что режим поверхностной влаги с начала накопления ельцовского покрова стал вы-

потным (эксудационным). Климат тогда был более сухим и теплым, чем современный.

В представленных разрезах отражены климатические условия природной среды формирования осадков последнего континентального оледенения. Общность динамики климата в Новосибирском Приобье и Восточной Кулунде выступает с полной очевидностью. Верхний покров лессовых отложений в юго-восточной части Западной Сибири формировался во время аридизации, совпавшей с дегляциацией последнего континентального оледенения.

С учетом радиоуглеродных дат, полученных на Предалтайской равнине, в Новосибирском Приобье, Восточной Кулунде и Кузнецкой котловине, следует считать, что резкий переход от холодного климата избыточного увлажнения к аридизации произошел около 20 тыс. лет назад [6; 7]. Это событие носило глобальный характер, т. к. последний покров лесса в умеренном поясе Северного полушария прослежен в Старом и Новом Свете [3].

Максимум аридизации и наиболее интенсивная эоловая деятельность были в период от 20 тыс. до 16 тыс. лет назад, когда сформировался гривный рельеф. Об этом свидетельствует дата на гребневой части одной из грив Барабинской равнины («Волчья Грива» в Каргатском районе Новосибирской области). Дата $14\ 800 \pm 150$ лет (СОАН-111А) из кости мамонта [8] показала, что на сформировавшейся к этому времени эоловой гряде в условиях довольно влажного климата существовало «костище» поселения древнего человека костно-земляного типа. Она позволяет сделать важнейшее палеогеографическое заключение о времени формирования не только гривного рельефа Барабы, но и покровных субэдральных образований всей южной части Западной Сибири [11]. Эпоха активизации эоловых процессов завершилась ранее 15 тыс. лет назад. Однако активное проявление эоловой деятельности продолжалось и позже, т. к. увлажнение климата было временным и вскоре вновь восстановилась аридная обстановка.

На всем пространстве юга Западной Сибири комплекс эоловых образований един в генетическом и возрастном отношении. Для этого времени было характерно преобладание ветров, дующих с запада, обладающих скоростями, значительно более высокими, чем современные. Эта активизация эоловых процессов протекала в условиях сухого климата. В приледниковой зоне равнины существовала трансконтинентальная система сто-

ка талых ледниковых вод [12, 13]. Одним из компонентов этой системы было приледниковое Мансийское озеро, уровень которого достигал максимальных высотных отметок +130 м (Тургайский спиллвей). Эта система существовала недолго и в условиях аридного климата быстро разрушилась. В Европейской части позже максимума хвалынской трансгрессии уровень Каспия в то время понизился на 100 м, от +50 до –50 м. В результате усыхания Хвалынского озера сток по нему в Черное море прекратился позже 13–12 тыс. лет назад. [14]. Началась послехвалынская (мангышлакская) регрессия [15].

В центральных регионах Западной Сибири, на возвышенной части Обь-Иртышского междуречья (Тобольский «материк») широко распространены единый покров взвешенных эоловых наносов, аналог ельцовского лесса южных регионов Западной Сибири. В районе левых притоков широтного участка долины р. Оби (рр. Большой Юган, Ларь-Еган, Куль-Еган и др.) распространены гляциальные образования среднеледниковой эпохи (максимального) оледенения Западной Сибири [16]. Они прослежены на юг вплоть до верховьев р. Ларь-Еган (~ 59° с. ш.). Верхние части разрезов местных долин сложены средне-верхнеледниковыми осадками, перекрывающими морену. Среди них распространены субэриальные суглинки, аналогичные ельцовскому лессу южной части Западной Сибири, а также озерные отложения приледникового (Мансийского) озера. В основании покрова, наиболее широко распространенных субэриальных осадков, на глубинах 2–4 м от дневной поверхности почти всюду прослеживается ископаемая почва, аналог верхнеискимитимской юга Западной Сибири. Она переходит с междуречий на склоны местных долин и их вторую надпойменную террасу. Эта терраса только в верховьях долин имеет речной генезис, а в низовьях сложена осадками приледникового (Мансийского) озера [16].

Правобережье широтного отрезка р. Оби вместе с Кондинской низиной на западе и верховьями р. Таза на востоке представляет собой приледниковую часть позднечетвертичного континентального ледника. С севера эта низменная равнина ограничена краевой полосой гляциальных образований похолодания последнего оледенения. На большей части своего протяжения с юга последний глетчер был ограничен приледниковым (Мансийским) озером. Здесь неглубоко от дневной поверхности залегают озерные осадки, главным образом

пески и супеси. Они почти всюду прикрыты чехлом субэриальных супесей (реже песков). Эти геологические образования представляют собой древние, деградировавшие ледово-грунтовые отложения. Об этом ясно свидетельствует наличие «обращенного рельефа», возникшего позже вытаявания ледовой составляющей. Озерные осадки вместе с этой толщей являются возрастным аналогом отложений регионально развитой в речных долинах Западной Сибири второй надпойменной террасы. Сверху они повсюду прикрыты слоем торфа мощностью 2–4 м, на поверхности которого широко распространены вторичные мелководные озера. Присутствие в Кондинской низине и в восточной части Западно-Сибирской равнины своеобразных геоморфологических образований «обращенного рельефа» свидетельствует о том, что вся равнина прошла этап аласной деградации ледово-грунтовых осадков [17].

Обширные равнинные пространства северо-восточной части нашей страны покрыты почти сплошным плащом едомы. Этот покров в настоящее время является реликтовым и разрушается вследствие постепенно вытаявающего льда. Особенности возникновения, распространения и последующего его разрушения охарактеризованы в обобщающей монографии С. В. Томирдиаро [18]. В ней показано, что покров едомы представляет собой образование, грунтовая составляющая которого является взвешенным эоловым наносом, осадившимся из атмосферы, так же, как и лессовый покров более западных и южных регионов России. Отличие состоит в том, что другой составляющей покрова является лед. Соотношение льда и грунта в восточном и северном направлениях постепенно возрастает. Малольдистая едома уступает место высокольдистой. Исследователями, работающими в области современного мелководного шельфа, установлено, что ледово-грунтовые континентальные образования, подобные едоме, распространены на дне окраинных морей Северного Ледовитого океана [18; 19].

Важным результатом, проясняющим условия формирования едомы, а также других образований повторно-жильного льда, является работа В. В. Колпакова [20]. Указанный исследователь обосновывает роль «надледи» в криогенных процессах. Надледь – это грунтовая поверхностная покрывка, предохраняющая нижележащий лед от окончательного вытаявания. Из заключений, указанных в данной работе, следует, что процесс образования едомы протекал в условиях непрерывного поступ-

ления пыли из атмосферы на поверхности многолетней мерзлоты, испытывавшей лишь кратковременные сезонные оттаивания. Общая мощность ледово-грунтовой толщи свидетельствует о том, насколько существенным был процесс поступления взвешенного эолового наноса на этом огромном пространстве.

Развитие континентального оледенения во время последнего похолодания, которое сопоставляется с МИС 2 стандартной морской кислородно-изотопной шкалы SPECMAP, сопровождалось глубокими преобразованиями всей природы (географической оболочки). Уменьшение теплообеспеченности земной поверхности изменило общий круговорот воды в природе. Разрастание глетчеров сопровождалось гляциоэвстатической регрессией Мирового океана [12; 21]. К концу похолодания МИС 2 береговая линия его располагалась значительно ниже современной. Исследования показали, что около 17 тыс. лет назад уровень Мирового океана был ниже современного приблизительно на 130 м [22]. Стала больше площадь суши в результате частичного осушения шельфов. Возросло высотное положение материков по отношению к сниженной береговой линии Мирового океана. Соответственно с этим понизилось основание тропосферы. Над современными континентами атмосфера оказалась несколько разреженной [21]. Принимается утверждение Д. В. Богданова о том, что уменьшение площади океана непременно должно сопровождаться резкими колебаниями температуры и общим возрастанием сухости климата над материками [23].

Климатические условия первой половины последнего континентального оледенения и его второй половины были диаметрально противоположны. Позже 20 тыс. лет назад при возросшей теплообеспеченности поверхности Земли [6] резко возросла доля осадков в жидкой фазе, увеличилась скорость движения ледников и начался процесс их интенсивного разрушения (коллапс). Вода в жидкой и в особенности твердой фазе айсбергов возвращалась в океан и вызывала неравномерное, но в целом быстрое его поднятие [24]. Именно в этот период началось глобальное оживление субаэриальных процессов. Вывод о том, что образование эоловых песков и супесей верхнего покрова субаэриальной формации нашей страны происходило в основном в начале потепления еще при низком положении уровня Мирового океана, можно считать надежно выясненным. Общие климатические условия этого времени, когда в Каспийской впадине протекала

глубокая послехвалынская (мангышлакская) регрессия, были характерны также и для Сибири. С этим временем совпал период замирания стока рек атмосферного питания. В совокупности эти факты ясно отражают общий для Европы и Северной Азии период глубокого иссушения климата. Авторы предлагают глубокую аридизацию умеренных поясов именовать *Мангышлакской* [21; 25], ввиду того что она наиболее ярко проявилась как регрессия уровня Каспия [14; 15]. Как было показано выше, уровень Каспийского озера понизился на 100 м. С этим временем совпадали деградация континентальных ледников, завершение функционирования и распад трансконтинентальной системы стока талых ледниковых вод [12; 13; 21].

Заключение

В процессе многолетней работы авторов настоящей статьи в Западной Сибири и во многих иных регионах у них постепенно сформировалась определенная система палеогеографических суждений о динамике природы квартера. Важными исходными представлениями о природных процессах прошлого явились оценки событий молодого отрезка геологической истории, времени дегляциации последнего оледенения. В этом отношении укрепились взгляды о том, что процессы, протекавшие в огромном регионе Сибири и всей территории нашей страны, возможно реально оценить лишь с учетом достигнутых результатов изучения всей глобальной истории ледникового периода. Именно с таким подходом оценивался конкретный фактический материал по строению и взаимоотношениям различных геологических образований Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2000. – 64 с.; прил.
2. Геология и полезные ископаемые России : в 6 т. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / ред. Б. В. Петров, В. П. Кириков. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. – 528 с.
3. Волков И. А. Позднечетвертичная субаэриальная формация / И. А. Волков. – М. : Наука, 1971. – 254 с.
4. Volkov I. A. Geological information from subaerial sequence as the basic direction in further study of Pleistocene / I. A. Volkov, V. S. Volkova // Loess and paleoenvironment. – М. : GEOS (in English), 2003. – P. 62–63.
5. Зыкина В. С. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья / В. С. Зыкина, И. А. Волков, М. И. Дергачева. – М. : Наука, 1981. – 202 с.

6. Волков И. А. Позднезырянский (сартанский) покров лессов, лессовидных суглинков и эоловых песков / И. А. Волков // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск : Наука, 1980. – С. 66–73.

7. Зыкина В. С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / В. С. Зыкина. – Новосибирск : Институт геологии и минералогии СО РАН, 2006. – 32 с.

8. Панычев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины / В. А. Панычев. – Новосибирск : Наука, 1979. – 103 с.

9. Волков И. А. Основные черты геолого-геоморфологической основы ландшафтов Новосибирской области / И. А. Волков, С. П. Казьмин // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 2. – С. 75–85.

10. Казьмин С. П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы / С. П. Казьмин. – Новосибирск : НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 46 с.

11. Волков И. А. Геолого-геоморфологическая обстановка местонахождения костей мамонтов на юге Западной Сибири / И. А. Волков, С. П. Казьмин // Вестн. ВГУ. Серия: Геология. – 2009. – № 1. – С. 177–179.

12. Гросвальд М. Г. Евразийские гидросистемные катастрофы и оледенение Арктики / М. Г. Гросвальд. – М. : Научный мир, 1999. – 118 с.

13. Волков И. А. Сток вод последнего оледенения Севера Евразии / И. А. Волков, С. П. Казьмин // География и природные ресурсы. – 2007. – № 4. – С. 5–10.

14. Чепалыга А. Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии / А. Л. Чепалыга // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. – Ростов н/Д ; Азов, 2006. – С. 166–171.

15. Шкатова В. К. Региональная стратиграфическая схема квартера Нижневолжского (Каспийского) региона / В. Г. Шкатова // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. – Ростов н/Д ; Азов, 2006. – С. 175–180.

16. Волков И. А. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов центральной части Западной Сибири (на

основе использования дистанционных методов исследований) / И. А. Волков // Дистанционные исследования ландшафтов. – Новосибирск : Наука, 1987. – С. 64–96.

17. Бойцов М. Н. Об эволюции котловин термокарстовых озер / М. Н. Бойцов // Тр. НИИГА. – 1965. – Т. 143. – С. 109–114.

18. Томирдиаро С. В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене / С. В. Томирдиаро. – М. : Наука, 1980. – 184 с.

19. Рокос С. И. Многолетнемерзлые породы на шельфах Баренцева и Карского морей: стратиграфия, распространение и свойства / С. И. Рокос // Квартер – 2005. – Сыктывкар : Изд-во Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН, 2005. – С. 359–361.

20. Колпаков В. В. О роли «надледи» в развитии повторно-жильного льда / В. В. Колпаков // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М. : ГЕОС, 2007. – С. 180–182.

21. Казьмин С. П. Последняя дегляциация, океан и атмосфера / С. П. Казьмин, И. А. Волков, О. В. Климов // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М. : ГЕОС, 2007. – С. 165–168.

22. Fairbanks R. G. 17,000 years glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation / R. G. Fairbanks // Nature, 1989. – V. 342. – P. 637–642.

23. Богданов Д. В. География Мирового океана / Д. В. Богданов. – М. : Наука, 1978. – 120 с.

24. Blanchon P. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea – level rise and ice sheet collapse / P. Blanchon, J. Shaw // Geology. – 1995. – V. 23, № 1. – P. 4–8.

25. Казьмин С. П. Мангышлакская аридизация последней дегляциации в умеренном поясе Северного полушария / С. П. Казьмин // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М. : ГЕОС, 2007. – С. 163–165.

Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск

С. П. Казьмин, кандидат геолого-минералогических наук

c_kazmin@ngs.ru

Тел. 8-383-334-44-21

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

И. А. Волков, доктор геолого-минералогических наук

VolkovaVS@jppg.nsc.ru

Тел. 8-383-330-30-76

Siberian regional research hydrometeorological institute, Novosibirsk

S. P. Kazmin, Candidate of Geology and Mineralogy science

c_kazmin@ngs.ru

Tel. 8-383-334-44-21

Institute of oil-and-gas geology and geophysics of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk

I. A. Volkov, Doctor of Geology and Mineralogy science

VolkovaVS@jppg.nsc.ru

Tel. 8-383-330-30-76