
Секция 1. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ АРИДНОГО ПОЯСА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ДЕГРАДАЦИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

А.Г. Алешин

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия
baikal@mail.ru

Основным районом работ по изучению палеогеографической ситуации в Южном Прибайкалье являлась центральная часть хр. Хамар-Дабан, примыкающая к истокам рек Выдриная и Переемная. Данная территория характеризуется максимальным развитием древнего оледенения, хорошей сохранностью и свежестью ледниковых форм, а также доступностью территории. Расстояние от предгорной равнины до каров не превышает 20–30 км, а днища самых низкорасположенных каров находятся на высотах 1100–1200 м.

Одним из основных вопросов, возникающих при реконструкции палеогеографической ситуации в плейстоцене для практически всего пояса гор Южной Сибири, является установление масштабов и времени древнего оледенения. Особенно актуальным данный вопрос является для гор Южного Прибайкалья, где он до конца однозначно не решен. Основной проблемой в данном случае является правильность определения генезиса отложений, которые в разных случаях описываются как ледниковые, либо селевые. Как известно, основным методом определения генезиса отложений при исследованиях в данном регионе являлся в основном морфологический метод, основывающийся на визуальном анализе форм рельефа, реже — механического состава слагающих их отложений.

Однозначный ответ на решение вопроса о масштабах оледенения может дать только комплексный подход при определении генезиса отложений. Пример этого подхода поясняется на основе анализа палеогеографической ситуации плейстоцена в центральной части хр. Хамар-Дабан и Танхойской прибрежной равнины (табл. 1.1). Корректное определение генезиса ледниковых отложений предполагает фиксацию более чем по десяти признакам.

Таблица 1.1. Некоторые индикаторы ледникового рельефа и моренных отложений

Индикатор	Наличие (+) или отсутствие (–)
Холмисто-западинный рельеф конечной и основной морен	+
Стадиальные морены и морены накопления	–
Хаотичность размещения обломков и отсутствие сортировки	+
Слабая окатанность обломков	–
"Ледниковая мука"	–
Ледниковая штриховка	–
Троговая форма долины	–
Корреляция равнинных отложений с каровыми	Очень слабая

Как известно, основными методами при индикации отложений как ледниковых является гранулометрический и минералогический анализ рыхлого материала. В этой связи значительная окатанность обломков, слагающих отложения Танхойской равнины, вызывает сомнение в их ледниковом происхождении. Можно предположить, что валунно-глыбовый материал был сформирован в основном донной мореной, которая отличается определенной степенью окатанности обломков. Но следы экзарационного воздействия на днище и склоны долин отсутствуют. Не наблюдается у бортов долин и трогообразного профиля.

Отложения Танхойской равнины не могут быть сформированы и за счет поверхностной морены, поскольку в разрезе ее механический состав практически обычно полностью идентичен обвально-осыпным отложениям. Добавим к этому и практически полное отсутствие «ледниковой муки», представленной значительным количеством глинисто-алевролитового материала, что характерно для районов с преобладанием пород гранитоидного состава.

Еще одним фактом не в пользу мощного оледенения является отсутствие стадиальных морен и морен накопления в средней части долины р. Выдриная. Долина реки имеет протяженность более 40 км, но при этом из «мореноподобных» форм отмечены морены в карах, а также аккумулятивный рельеф при выходе реки на равнину.

В этой связи важным дополнительным индикатором могут оказаться рефугиумы древней третичной флоры, наиболее выразительными из которых являются тополевые леса (*Populus suaveolens*) байкальского макросклона Хамар-Дабана. Особое распространение они имеют по долинам рек Переемной, Выдрино и Снежной, где верхняя граница их распространения доходит до 1100–1200 м. Кроме этого, всеми признается реликтовый характер пихтовых лесов Хамар-Дабана (Епова, 1960), а в нижнем ярусе находится целая группа травяных реликтов также доледникового времени.

Для *P. suaveolens* важным экологическим фактором является достаточная влажность и относительная стабильность климата. Хамар-Дабан является мощным ороклиматическим барьером на пути западных влагонесущих воздушных масс. А само существование *P. suaveolens* не подтверждает значительного понижения температур в плейстоцене, которое необходимо для достаточной депрессии снеговой линии (сейчас положение уровня «365» на

Хамар-Дабане составляет 3500 м). К тому же понижение температуры влияет на динамику ледников на порядок меньше, чем изменение влажности.

Подобное положение *P. suaveolens* подтверждает геоморфологические данные автора о том, что плейстоценовое оледенение в регионе было незначительным по масштабам (горно-долинным). Но следует отметить, что учет ареала современного распространения *P. suaveolens* для определения границ и мощности древнего оледенения корректен только в комплексе с другими методами определения возраста и генезиса ледниковых отложений.

В целом, малообъяснимым в рамках ледниковой гипотезы является факт существования десятков видов растений с реликтовыми ареалами на территориях, якобы подвергавшихся сплошному оледенению (Хольтедаль, 1958).

Палеогеографическая ситуация позднего плейстоцена нашла отражение в сегодняшнем рельефе в виде комплекса ледниковых форм — экзарационных (кары, цирки, карлинги) и моренных. Следует отметить, что альпийские формы в исследуемом регионе не имеют сплошного распространения и приурочены к осевой зоне хр. Хамар-Дабан. Но они ограничены четкими морфологическими границами — нижним уровнем каров и вершинной поверхностью гор. Нижний уровень каров обычно совпадает с верхней границей древесной растительности (1600–1700 м) или располагается ниже ее. Для южного Прибайкалья самый нижний уровень каров отмечен в центральной части Байкальского заповедника (1120 м).

На Хамар-Дабане кары приурочены к наиболее возвышенной осевой зоне хребта и в своем распределении обнаруживают ряд закономерностей (Алешин, 1998, табл. 1.2).

Таблица 1.2. Ориентировка каров по сторонам света в центральном Хамар-Дабане

Экспозиция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Всего
Число каров	26	34	41	74	14	29	9	20	255
В %	10.2	13.3	16.1	29.0	5.5	11.4	3.5	11.0	100

Абсолютное большинство каров приурочено к подветренным склонам, причем наибольшее их число занимают склоны юго-восточной экспозиции (Алешин, 1998). Этот факт объясняется тем, что большинство ледников формировалось за счет ветрового перераспределения снега, так как метелевый перенос может обеспечивать питание ледников на 50–80 % (Шпинь, 1980). Подтверждается вывод Л.Н. Ивановского (1981) о несомненной связи наиболее повторяющихся ветров с ориентировкой каров. Кары располагаются примерно равномерно в широких высотных пределах, а не группируются возле определенных уровней («ярусов каров»), что согласуется с положениями В.В. Заморуева по этому вопросу (1975). Не было обнаружено и явление «завинчивающихся каров». В данном случае роза ветров является зеркальным отражением экспозиции каров. Это имеет место на всех хребтах меридионального и субмеридионального простирания, близких по высоте Хамар-Дабану. Этот же факт отмечает и У. Хольтедаль (1958) для гор Норвегии. Для Южного Прибайкалья основным поставщиком влажных воздушных масс является западный перенос, а увеличение количества атмосфер-

ных осадков в плейстоцене, возможно, было связано с наличием в Западной Сибири обширного мелководного бассейна.

Интересной особенностью послеледниковья Южного Прибайкалья является тот факт, что данное время является самым влажным периодом позднего плейстоцена—голоцена (Волков, 1994). Известно, что изменение характера увлажнения сказывается на динамике оледенения на порядок больше, чем изменение температур воздуха (Тронов, 1954), поэтому на деградация территории Хамар-Дабана носила плавный характер, что обусловило слабую выраженность в рельефе конечно-моренных форм. Так как ледники были расположены на аномально низких высотах, значительно ниже снеговой линии, то любое изменение в гидроклиматическом режиме приводило к обширному сокращению площади ледников. Даже с учетом сглаживающего характера западного переноса, оледенение Южного Прибайкалья испытало два значительных рубежа массовой деградации. Во-первых, это деградация горно-долинных ледников на границе плейстоцена и голоцена, а также практически полное таяние каровых ледников, по времени примерно сопоставимое со стадией фернау в Альпах.

На основании комплексного анализа форм рельефа, которые проводились по общепринятым методикам, была определена нижняя высотная граница распространения моренных валов предположительно последнего оледенения. Ее минимальное значение не опускается ниже 1000–1100 м над уровнем моря. Данные формы, как правило, расположены на расстоянии не более 5–10 км от выхода из каров. К собственно долинным ледникам можно отнести ледники, спускавшиеся по долинам рек Выдриная и Перемная, причем их длина не превышала 15 км. В притоках мелких порядков морфологических признаков ледников длиной более 2–3 км не выявлено.

Троговый характер ледниковых долин в верховьях самых крупных долин на тех участках, где предполагается рельефообразующая деятельность ледников, выражен очень слабо, за исключением участков долин, непосредственно «выходящих» из каров. «Троговые» черты большинства описанных долин объясняются в основном структурными или сейсмогенными особенностями территории. Поэтому, в условиях Южного Прибайкалья этот признак ледниковой долины может рассматриваться только в качестве сопутствующего.

В настоящее время целостных моренных участков практически не сохранилось. На поверхности представлены отдельные участки конечной морены ледниковых языков и ледников в карах, изредка вскрываются естественными разрезами участки боковой морены. Позднеплейстоценовые морены разбиты эрозионными процессами на отдельные фрагменты размерами до нескольких десятков метров, гранулометрически они достаточно четко отграничены от соседствующих с ними аллювиальных отложений. Основные отличия гранулометрического состава морен характеризуются отсутствием сортировки и сложением остроугольными обломками.

Общий характер процессов рельефообразования для позднего плейстоцена Южного Прибайкалья определяется ведущей ролью гляциального процесса, несмотря на то, что оледенение носило горно-долинный характер с максимальной длиной ледниковых языков не более 10 км. Об этом говорит

и значительное количество на данной территории каров, каровых лестниц и ледниковых проходов, которые являются морфологическими индикаторами ледников. Кроме того, в центральной части хр. Хамар-Дабан отмечены случаи небольших горно-долинных ледников, близких к скандинавскому типу оледенения. Однако число языков, которые в таком случае спускались из общего ледоема, как правило, не превышало двух. Скорее всего, это не собственно скандинавское оледенение, а результат снижения и последующего уничтожения вследствие экзарации с формированием ледниковых проходов.

ЛИТЕРАТУРА

Алешин А.Г. Условия формирования и морфометрия каров хребта Хамар-Дабан / Геогр. и природ. ресурсы. 1998. № 1. С. 78–81.

Волков И.А. Колебания климата и эволюция ландшафтов в сартанское похолодание и в голоцене по геологическим и геоморфологическим данным // Геология и геофизика. 1994. № 10. С. 4–25.

Епова Н.А. К истории растительности Хамар-Дабана // Науч. чтения памяти М.Г. Попова. Новосибирск, 1960. С. 45–67.

Замореев В.В. К вопросу о «ярусах каров» // Геоморфология. 1975. № 2. С. 28–32.

Ивановский Л.Н. Гляциальная геоморфология гор. Новосибирск: Наука, 1981. 173 с.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т.2. М.: ИЛ, 1958. 395 с.

Шпинь П.С. Оледенение Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1980. 84 с.

АНАЛИЗ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИСТЕМ ПРИБАЙКАЛЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

И.Н. Алешина

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия

aleshina_i@rambler.ru

Развитие геосистемы рассматривается как направленное ее движение, являющееся следствием функционально-динамических трансформаций. В процессе своего развития геосистемы постоянно изменяются. Это выражается в модификациях их структурных элементов и связей в пределах одного инварианта (динамический аспект развития геосистем). В конечном счете, данный процесс приводит к преобразованию всей системы, к смене ее инвариантной структуры (эволюционный аспект) (Сочава, 1986). При анализе истории развития геосистем как хорологических единиц основное внимание обычно уделяют выявлению общих черт развития ландшафтной структуры, с одной стороны, и формированию местных различий — с другой (Рюмин, 1983).

В позднем плейстоцене и голоцене произошли главные изменения природной обстановки, которые предопределили характер современных ландшафтов всего юга Средней Сибири. В связи с этим изучение палеогеографических событий этого времени с позиций исторического развития геосистем представляется весьма актуальным.

Наибольший вклад в формирование ландшафтной структуры Прибайкалья внесли глобальные климатические изменения эпохи плейстоценовых похолоданий, которые на территории всего юга Средней Сибири совпали с интенсивным поднятием горных хребтов и привели к оледенению горно-долинного типа (Думитрашко, Каманин, 1946). Чередование ледниковых эпох и межледниковий обусловило тенденцию периодического смещения ландшафтных зон то к югу, то к северу, привело к выпадению одних элементов и миграции других (Белова, 1985).

Зырянское горно-долинное оледенение считается максимальным для изучаемой территории, однако именно с сартанской ледниковой эпохой связано максимальное похолодание климата. Климат сартанского оледенения в отличие от климата зырянского времени характеризовался более ярко выраженной континентальностью, более низкими летними температурами (+10 °С против +10 ... +15 °С), более низкой продолжительностью безморозного периода (35–40 дней против 45–50), более низкими значениями суммы положительных температур и среднегодовой суммы осадков (1000–1100 °С против 900 °С и 190–220 мм против 190 соответственно) (Белова, 1986).

Похолодание в начале зырянского времени привело к деградации лесных геосистем, распространению безлесных формаций с перигляциальной растительностью. С эпохой зырянского оледенения связано общее снижение снеговой линии (Флинт, 1963), ниже которой в горах юга Средней Сибири формировались гольцовые и подгольцовые геосистемы, представленные горными тундрами и горно-тундровыми редколесьями из кедра и пихты на юге и редкостойными лиственничниками на севере. К средним и нижним частям горных склонов были приурочены горно-таежные темнохвойные комплексы, представленные елово-кедровыми на юге и еловыми лесами на севере. Значительные площади были покрыты горными петрофильными степями (Белова, 1970).

Постепенное увеличение континентальности климата, характерное для каргинского межледниковья привело к выпадению неморальных элементов флоры сначала на севере региона, а потом на юге. Именно в это время произошло становление растительности, близкой к современной. С каргинским межледниковьем связано усиление ландшафтных различий для западного и восточного побережий оз. Байкал, обусловленное господством горно-таежных светлохвойных (с доминированием в растительном покрове сосны и лиственницы сибирской) и темнохвойных кедрово-пихтовых геосистем соответственно. Наблюдается также значительное увеличение доли сосны в растительном покрове лесов юга Средней Сибири (Белова, 1985).

Несмотря на то, что сартанское оледенение по масштабам своего внешнего проявления было незначительным, именно в это время на территории юга Средней Сибири широко проявилось так называемое подземное оледенение, связанное с областью распространения многолетнемерзлых пород, которые как часть общей криогенной области продвинулись далеко на юг территории. Внеледниковые области сартанского оледенения находились в зоне господства перигляциальных степных и тундровых ландшафтов. В лесных комплексах возросла роль лиственницы даурской. Это связано с ее спо-

способностью в условиях многолетнемерзлых пород образовывать придаточную корневую систему (Исаева, 1972).

Заключительный отрезок геологического прошлого (голоцен), последовавший за окончанием последнего оледенения — время становления современной физико-географической обстановки, формирования и закрепления современных геосистем — заслуживает более подробной характеристики.

Период времени от 14 до 12 тыс. л.н., последовавший за сартанским оледенением, предлагается считать заключительным этапом позднеледникова, для которого характерны высокие показатели континентальности климата и высокое увлажнение (Волков, 1994). В это время на территории Прибайкалья господствовали тундровые, лесотундровые ландшафты и ландшафты, близкие по своему облику к современным ландшафтам северо-таежного типа, в растительном покрове которых преобладали лиственнично-еловые и березовые леса с зарослями душейки и ерниковыми группировками (Безрукова, 1999).

Широкое распространение многолетнемерзлых пород на территории Прибайкалья лимитировало развитие древесной растительности, за исключением ели и лиственницы, которые в условиях ММП способны образовывать первую поверхностную, а вторая придаточную корневую систему (Исаева, 1972). Небольшие мелколиственные группировки из березы древовидной, незначительная примесь сосны и кедра в растительном покрове лиственнично-еловых лесов не меняли общий северо-таежный облик ландшафта.

Обширные пространства на территории Прибайкалья были заняты безлесными формациями, среди которых особо выделяются холодные сухие степные и тундровые геосистемы. Степи (марево-полынные, осоково-разнотравные) имели более широкое распространение, чем в настоящее время.

Интенсивное нарастание тепла, прогрессирующее увеличение весенней инсоляции, ослабление континентальности климата в голоцене (Хотинский, 1977) спровоцировали значительные изменения в ландшафтной структуре региона. В условиях все еще широкого распространения ММП меняется облик северо-таежных геосистем. Еловые и лиственничные редколесья становятся лесами, о чем свидетельствует повышение концентрации пыльцы этих растений в спорово-пыльцевых спектрах того времени. С началом процесса деградации ММП, на освободившихся местообитаниях появляются сосна, кедр, пихта и береза.

На распространение и структуру горно-таежных ландшафтов существенное влияние оказывает климатическая асимметрия горных хребтов Прибайкалья, от которой зависит увлажнение макросклонов. Горно-таежные темнохвойные геосистемы, так же как и сейчас были приурочены к склонам западных и северо-западных экспозиций, тогда как горно-таежные светлохвойные, представленные редкостойными лиственничниками иногда с примесью сосны и кедра покрывали восточные и юго-восточные макросклоны (Белова, 1985).

Широко распространенные тундровые геосистемы на территории Прибайкалья были, как правило, приурочены к горным территориям, где образовывали гольцовый и подгольцовый пояс. Обширные пространства каме-

нистых склонов с нарушенным субстратом покрывали фитоценозы из представителей семейства гвоздичных и плаунка сибирского. Растительный покров горных кустарниковых тундр образовывали заросли кустарниковых берез, ив. Обилие в СПС пыльцы кустарниковой ольхи (душеики) и кустарниковых березок свидетельствует о существовании на территории Прибайкалья горной кустарниковой тундры, близкой по своему облику к современной южной кустарниковой тундре (Украинцева и др., 1989).

По-прежнему в ландшафтной структуре региона велика роль холодных сухих степей, в растительном покрове которых преобладали злаково-марево-попынные ассоциации. В целом ландшафтная структура Прибайкалья во время древнего голоцена представляла собой весьма контрастное сочетание из природных комплексов переувлажненных и сухих местообитаний (Безрукова, 1999).

Для раннего голоцена характерно усложнение ландшафтной структуры региона, проявившейся в формировании полидоминантных горно-таежных систем, в которых в зависимости от высоты, экспозиции и крутизны склона могли доминировать лиственница, сосна, кедр, пихта. В сравнении с древним голоценом возрасла роль светлохвойно-таежных сосново-лиственничных геосистем. В целом на фоне увеличения площадей занятых таежными комплексами сокращаются площади тундровых и степных комплексов. Исключение составляют лишь некоторые районы Прибайкалья, в частности Приольхонье и о-в Ольхон, где большой запас холода и влаги в грунтах лимитировал почвообразовательные процессы, тем самым, препятствуя формированию древесной растительности (Стратиграфия..., 1990; Безрукова, 1999).

Средний голоцен на территории Прибайкалья ознаменовался наиболее частыми сменами ландшафтно-климатических ситуаций. В целом, в отличие от современного периода, климат среднего голоцена был более влажным и менее континентальным, шло общее улучшение климатических условий (Синицын, 1965). Резкое сокращение площади темнохвойно-таежных еловых комплексов 5–8 тыс. л.н. и замену их полидоминантной кедрово-пихтовой тайгой Е.В. Безрукова (1999) объясняет следующими факторами: деградацией ММП, увеличением поверхностного стока и атмосферного увлажнения, поднятием уровня Байкала. В то же время деградация ММП на территориях с дефицитом атмосферного увлажнения способствовала значительному расширению площадей занятых монодоминантными (сосновыми) светлохвойно-таежными ландшафтами. В сочетании очень сухих и переувлажненных местообитаний на крутых, хорошо инсолируемых склонах восточных экспозиций были широко представлены петрофильные степи.

Повышение континентальности климата, уменьшение количества атмосферных осадков в интервале времени 5–2,5 тыс. л.н. привело к закреплению на склонах западных и северо-западных экспозиций горно-таежных темнохвойных кедровых ландшафтов, а на склонах южных и восточных экспозиций – светлохвойных сосновых. Еще больше сократились площади, занятые горно-таежными монодоминантами еловыми и пихтовыми геосистемами. Произошло окончательное становление светлохвойно- и темнохвойно-таежных комплексов, облик которых был близок к современному (Безрукова, 1999).

На фоне общего господства в ландшафтной структуре позднего голоцена горно-таежных темнохвойных кедровых и горно-таежных светлохвойных сосновых геосистем выделяются периоды увеличения роли пихтовой тайги в верхних поясах гор. Они связаны с периодами понижения континентальности и увеличением влажности климата, имевшие место 2600 и 850 лет назад (Савина, 1982).

Современные геосистемы Прибайкалья – результат длительного процесса формирования растительного и почвенного покрова, рельефа и т. д., о чем свидетельствует наличие в их структуре реликтовых элементов. Однако и в настоящее время фиксируются динамические изменения ландшафтной структуры региона. Например, на фоне нового повышения увлажнения климата, отмечается тенденция расширения темнохвойных горно-таежных комплексов, представленных пихтовыми лесами на Хамар-Дабанском побережье и Баргузинском хребте.

ЛИТЕРАТУРА

Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск: Наука, 1999.

Белова В.А. Динамика флоры растительности и климата позднего кайнозоя юга Восточной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск, 1983. С. 69–79.

Белова В.А. Некоторые особенности формирования растительности Байкальской котловины в плейстоцене // Зап. Забайк. фил. Географ. об-ва СССР, Иркутск, 1970. Вып. 51. С. 56–61.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.

Волков И.А. Колебания климата и эволюция ландшафтов в сартанское похолодание и в голоцене по геологическим и геоморфологическим данным (на примере Верхнего Приобья) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 4–25.

Думитрашко Н.В., Каманин Л.Г. Палеогеография Средней Сибири и Прибайкалья // Тр. ИГ АН СССР, 1946. Т. 37. С. 73–86.

Исаева Л.Л. Палеогеография долины Нижней Тунгуски в четвертичном периоде // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 430–436.

Пармузин Ю.П. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичное время // Вопросы геогр. Сб. 35. М.: Наука, 1954. С. 6–28.

Рюмин В.В. Динамика и эволюция южносибирских геосистем. Новосибирск: Наука, 1988.

Савина Л.Н. Тенденции развития прибрежных ландшафтов оз. Байкал по данным палеогеографических исследований // Позднекайнозойская история озер СССР. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 42–52.

Синицин В.М. Древние климаты Евразии. Ч. I. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

Сочава В.Б. Структурно-геодинамическое ландшафтоведение и географические проблемы // Проблемы физической географии и геоботаники. Новосибирск: Наука, 1986.

Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири. К III Конгрессу ИНКВА (КНР, 1991). Иркутск, 1990.

Украинцев В.В., Арсланов Х.А., Белорусова Ж.М., Устинов В.Н. Первые данные о раннеголоценовой флоре и растительности острова Большой Ляховский (Новосибирский архипелаг) // Бот. журн. 1989. С. 40–56.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: ИЛ, 1963.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ КАК ФАКТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЧЕРНОЗЕМОВ

В.М. Алифанов, Л.А. Гугалинская
ИФХиБПП РАН, ПушГУ, Пушино, Россия
alifanov_v@mail.ru

Почвенный покров севера аридной зоны Восточно-Европейской равнины представлен, в основном, черноземами. На черноземах зародилось современное мировое почвоведение, связанное с именем В.В. Докучаева. Начиная с появления монографии В.В. Докучаева «Русский чернозем» в 1883 г. и до настоящего времени, интерес к проблеме происхождения черноземов сохранен (Русский..., 1983; Сто лет..., 1986; Добровольский и др., 1992; Б. Ахтырцев, А. Ахтырцев, 1994; Рымарь, Покудин, 1997; Щеглов, 1999; Щербаков, Васенев, 1994, 1999; Алифанов и др., 2001; Алифанов, Гугалинская, 2005). Более того, проблема происхождения черноземов является одной из наиболее значимых в современном почвоведении. Наименее изученными в истории развития черноземов остаются ранние этапы их формирования, относящиеся к периоду перехода от плейстоцена к голоцену, когда почвообразование испытывало сильное влияние процессов палеокриогенеза (Алифанов и др., 2001; Алифанов, Гугалинская, 2005). На этот факт указывали Е.М. Самойлова (Русский..., 1983), И.И. Лебедева и С.В. Овечкин (1989).

О широком распространении на Восточно-Европейской равнине реликтовой (позднеплейстоценовой, поздневалдайской) криогенной морфоскульптуры, южная граница ареала которой достигала широты Астрахани, в палеогеографии известно (Марков, 1959; Величко, 1973). Известно также о наличии высокочастотных климатических колебаний при переходе от ледниковых к межледниковым условиям (Лаврушин и др., 1991; Величко и др., 1994). Однако влияние этих двух феноменов на формирование современного почвенного покрова территории севера аридной зоны Восточно-Европейской равнины только начинает проявляться.

Поскольку наши исследования роли процессов позднеплейстоценового палеокриогенеза в истории формирования, функционирования и дифференциации свойств современных черноземов являются пионерными, решались следующие задачи:

- 1) выявление палеокриогенных признаков позднеплейстоценового возраста в современных почвах;
- 2) выявление палеогеографических условий формирования палеокриогенных признаков;
- 3) изучение структуры почвенного покрова черноземов в связи с палеокриогенезом; изучение динамики морфологических и физико-химических свойств черноземов, обусловленной приуроченностью к элементам палеокриогенного микрорельефа.

Исследования в Воронежской области проводились как в заказнике «Каменная степь», заложенном в 1892 г. в качестве опытной станции Докучаевым и существующем в настоящее время как НИИ сельского хозяйства

Центрально-Черноземной полосы им. Докучаева, так и на прилегающих к заказнику территориях.

В процессе исследований (дешифрирование аэрофотоснимков на участках с различными типами и степенью выраженности палеокриогенного микрорельефа; нивелирная съемка поверхности на предварительно выбранных участках; документирование палеокриогенных признаков и морфологических свойств почв в почвенных разрезах и обнажениях длиной до 12–16 м и глубиной до 3–6 м; исследование физико-химических свойств черноземов) получены результаты особенностей морфогенеза почв, свидетельствующие о значительной роли процессов палеокриогенеза в истории формирования и дифференциации свойств черноземов. Показано, что на территории исследования развиты разные структурные типы проявления палеокриогенной морфоскульптуры (Величко, 1973): на водораздельных поверхностях преимущественное развитие получили два типа палеокриогенного микрорельефа — полигонально-блочный и слитно-полигональный. Последний представляет собой сочетание очень слабо выраженных в рельефе (слабее, чем в полигонально-блочном типе) поднятий-блоков в целом округлой формы и разделяющих их межблочных понижений; размеры полигональных блочных повышений составляют 15–25 м, а превышения блоков над межблочьями по результатам нивелирования составляют 10–25 см. На пониженных участках рельефа (террасы небольших рек) при близком залегании грунтовых вод сформирован однотипный полигонально-блочный микрорельеф с наиболее четко выраженными блоками-повышениями и межблочными понижениями. Размеры блоков и межблочий здесь, как правило, в 1,5–2 раза больше, чем размеры аналогичных форм на водораздельных поверхностях.

Формирование палеокриогенного полигонального микрорельефа обусловлено наличием как крупных грунтовых клиновидных структур, так и скоплениями крупных языковато-клиновидных образований, внедряющихся в погребенную почву.

Формирование профиля современного чернозема типичного среднегумусового среднемощного на ранних этапах его развития сопровождалось активными палеокриогенными процессами. Черноземы, развитые на разных элементах палеокриогенного микрорельефа, по некоторым параметрам существенно различаются. Выделено семь разновозрастных генераций палеокриогенных признаков, участвующих в формировании черноземов:

- палеокриогенный микрорельеф;
- клиновидные грунтовые образования, связанные с палеокриогенным микрорельефом;
- трещиноватые образования гор. В3са;
- клиновидно-языковатые образования гор. В3са;
- языковатая форма нижней границы гор. В2са;
- языковатая форма нижней границы гор. А1';
- языковатая форма нижней границы гор. А1.

На основе всего комплекса морфологических и химических свойств был выделен второй гумусовый горизонт черноземов (гор. А1'). Наличие палеокриогенного микрорельефа привело к формированию в черноземах своеобразного ожелезненного генетического горизонта (гор. В), развитого только в

межблочных понижениях. Подстиляется современный чернозем на территории Каменной степи хорошо выраженной погребенной почвой, которая при погребении прошла через активное прорабатывание палеокриогенезом.

Палеогеографические этапы формирования, определившие современное функционирование черноземов, обусловленное палеокриогенным микрорельефом, определяют и строение почвенных профилей. Каждой из трех зон палеокриогенного комплекса — блочному повышению, межблочному понижению и склону между ними, соответствует свой тип почвенного профиля, определяемый наличием или отсутствием определенных генетических горизонтов, формой и степенью выраженности некоторых морфологических признаков, в частности, палеокриогенных. Разница в строении профилей столь велика, что на данный момент она представляется нам выраженной, возможно, на уровне почвенного подтипа.

Как известно, форма дневной поверхности и строение профилей почв на любой территории в значительной мере определяют характер и направление эрозионных процессов. Фактором, стимулирующим формирование эрозионных потоков, являются неровности дневной поверхности водораздельных склонов. Неровности дневной поверхности на исследованной территории образованы в основном за счет реликтового палеокриогенного микрорельефа. Линейный рост овражной системы происходит в результате последовательного появления бортовых отвершков, закладывающихся по сохранившимся межблочным микропонижениям. Пониженные зоны палеокриогенного рельефа служат ложбинами стока, формируя начальную стадию эрозионной системы, а блоки-повышения, разрушаясь, проходят стадию останцов.

Палеокриогенные образования в области развития черноземов типичных сыграли значительную роль в их формировании и современном функционировании. Но еще большую роль они могут сыграть при сохранении современных тенденций изменения климата и связанных с ними изменениях уровня грунтовых вод (УГВ). В последние годы УГВ в черноземах Каменной степи приблизился к отметкам в 2–3 м от дневной поверхности. Такой УГВ свойственен для лугово-черноземных почв (Ахтырцев, Ахтырцев, 1994; Щеглов, 1999). На сегодняшний день пока еще отсутствуют яркие признаки влияния близкого залегания УГВ в черноземах Каменной степи, хотя отдельные из них уже выявлены (Девятова, 2005). Нами также зафиксирован один из процессов катастрофических изменений в свойствах черноземов при антропогенном влиянии на активный подъем УГВ. Этот процесс прослежен на примере почвы одного из орошаемых участков в Каменной степи. Фильтрация влаги из накопительных прудов привела к тому, что в межблочных палеокриогенных понижениях капиллярная кайма грунтовых вод уже достигла поверхностных горизонтов черноземов. Этот процесс привел к тому, что почвенный поглощающий комплекс черноземов здесь (в межблочных понижениях) оказался насыщен натрием более чем 20 % от суммы поглощенных катионов. Такая степень насыщенности почвенного поглощающего комплекса натрием характерна не для плодороднейших черноземов, а для бесплодных солонцов.

Итак, первые исследования роли палеокриогенеза в истории формирования черноземов Каменной Степи показали следующее. На дневной поверхности территории исследования развиты посткриогенные полигонально-блочные и слитно-полигональные структуры, формирующие слабо выраженный реликтовый криоморфный микрорельеф, обусловленный процессами палеокриогенеза на заключительной стадии валдайского оледенения. Палеокриогенный генезис микрорельефа доказывается наличием грунтовых клиновидных структур и скоплений крупных языковато-клиновидных образований, к которым приурочены межблочья-понижения. Палеокриогенные феномены на исследуемой территории формировались достаточно продолжительный временной период и циклически, проявляясь не только в современном (дневном) почвенном покрове, но и в погребенных почвах, подстилающих современные черноземы. Влияние палеокриогенных процессов проявилось в строении и свойствах современных профилей черноземов (в наличии или отсутствии отдельных горизонтов, наличии языковато-клиновидной нижней границы гумусового и других горизонтов; различии мощностей гумусовых горизонтов, степени карбонатности, плотности материала, различии физико-химических свойств почв блочных повышений и межблочных понижений). Кроме того, палеокриогенные особенности строения дневной поверхности и почв исследованной территории в значительной мере определяют характер и направление современных эрозионных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-04-48679).

ЛИТЕРАТУРА

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Палеогидроморфизм, палеокриогенез и морфолитопедогенез черноземов // Почвоведение. 2005. № 3. С. 309–315.

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Антошечкина Н.А., Черепянова Е.А. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной Степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909–917.

Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Палеочерноземы среднерусской лесостепи в позднем голоцене // Почвоведение. 1994. № 5. С. 14–24.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. М.: ИГ РАН, 1994. С. 4–60.

Девятова Т.А., Щеглов Д.И., Безлер Н.В., Антонюк Н.А. Влияние гидроморфизма на биологическую активность черноземов центра Русской равнины // Биосферные функции почвенного покрова. Тез. докл. Пушкино, 2005. С. 26–27.

Добровольский Г.В., Шишов Л.Л., Щербаков А.П. Состояние, прогноз и повышение плодородия черноземов // Вестник РАСХН. 1992. № 5. С. 24–27.

Докучаев В.В. Избранные сочинения. Т.1. Русский чернозем. М., 1948. С. 25–435.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Сулержицкий Л.Д. Геолого-палеоэкологические события севера аридной зоны в последние 10 000 лет // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 87–104.

Лебедева И.И., Овечкин С.В. Полигенез и современные профили черноземов ЕТС // Генезис, антропогенная эволюция и рациональное использование почв: Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1989. С. 10–17.

Марков К.К. Изучение перигляциальных образований (обзор) // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1959. № 2. С. 113–127.

Русский чернозем — 100 лет после Докучаева. М.: Наука, 1983. 304 с.

Рымарь В.Т., Покудин Г.П. Прошлое, настоящее и будущее чернозема. Каменная Степь. 1997. 131 с.

Сто лет генетического почвоведения. М.: Наука, 1986. 280 с.

Щеглов Д.И. Черноземы центра Русской равнины и их эволюция под влиянием естественных и антропогенных факторов. М.: Наука, 1999. 214 с.

Щербаков А.П., Васенев И.И. Экологические проблемы плодородия почв центральной черноземной области (К 100-летию особой экспедиции В.В. Докучаева) // Почвоведение. 1994. № 8. С. 83–96.

Щербаков А.П., Васенев И.И. Проблемы использования и охраны черноземов // Почвоведение. 1999. № 1. С. 83–89.

К ВОПРОСУ О НОВОЧЕРНОМОРСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАСЕЙНА

В.М. Антонова, А.А. Хоменко

Московский государственный университет, Москва, Россия

intergallactic@inbox.ru

По вопросу о палеогеографии новочерноморского этапа в истории Азово-Черноморского бассейна единого мнения нет. А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) считали, что с момента окончания новоэвксинской эпохи уровень моря повышался непрерывно, и соленость бассейна увеличивалась постепенно вплоть до нашей эпохи. До работ П.В. Федорова (1956, 1963 и др.) эта концепция была общепризнанной. Основываясь на изучении новейших низких прибрежных террас и террасовидных уступов, Федоров в развитии черноморской трансгрессии выделил новочерноморский этап (примерно 5–5,5 тыс. лет назад, в термический максимум голоцена) — бассейн с уровнем на 2–2,5 м выше современного и с более высокой соленостью, чем у современного Черного моря. Одни исследователи (Островский и др., 1977, 1980; Балабанов, Измайлов, 1988; Свиточ и др., 1990, 1998) в целом поддерживали его палеогеографические построения, другие (Невесская, 1965; Невеский, 1967) остались на прежних позициях.

Для обоснования предположения о самой высокой за голоценовую историю солености новочерноморского бассейна П.В. Федоров приводит состав малакофауны из отложений новочерноморской террасы: *Cardium edule*, *C. exiguum*, *Venus gallina*, *Ostrea taurica*, *Mytilus galloprovincialis*, отмечая, что именно новочерноморские слои содержат самую богатую в видовом отношении и самую солонолюбивую фауну Черного моря. Это утверждение оспаривается Л.А. Невесской (1965), считающей осолонение Черноморского бассейна постепенным с максимумом в современную эпоху, а перечисленные П.В. Федоровым виды не отвечающими бассейну с повышенной соленостью воды.

Анализ малакофауны из новочерноморских отложений, изученных нами в районе с. Героевское, показал присутствие в ее составе видов: *Ostrea edulis*,

Chione gallina, *Cardium edule*, *Chlamys glabra*, *Donax trunculus*, из которых преобладают *Chione gallina* (приблизительно 50 % общего состава раковин). В настоящее время господствующим видом здесь является *Cardium edule* — самый эвригалинный из морских видов, и практически не встречается каких-либо солонолюбивых форм. Это может свидетельствовать о более соленых водах Черного моря в этом районе бассейна в период его новочерноморского трансгрессивного этапа по сравнению с современным. Аналогичная ситуация наблюдается с составом фауны моллюсков из предположительно новочерноморских отложений, изученных нами в обнажениях на м. Камыш-Бурун и м. Малом (севернее и южнее села Героевское соответственно). В обоих случаях наблюдается преобладание более стеногалинного вида *Chione gallina* над более эвригалинным видом *Cardium edule*.

Этап развития бассейна с более высокой соленостью реконструируется и для прибрежной части Азовского моря. Невесской (1965) он выделен как казантипский, по времени примерно совпадающий с новочерноморским (каламитским — для Черного моря, по Невесской) этапом Федорова. В об-

разцах раковин моллюсков, отобранных нами из отложений древних береговых валов на побережье Азовского моря в районе Казантипа, преобладает *Chione gallina* — умеренно эвригалинный для Черного моря вид, отсутствующий как в более поздних отложениях побережья (преобладание *Cardium edule*), так и в составе современной малакофауны Азовского моря.

Этап повышенной по сравнению с современной солености Азовского моря реконструируется и в результате анализа состава раковин моллюсков из отложений обнажения мощностью около 2,5 м, находящегося в этом же районе побережья (рис. 1.1). В составе осадков преобладают разноразмерные пески прибрежных фаций, часто с обилием детрита. Среди раковин моллюсков преобладающими видами являются *Cardium edule* и *Chione gallina*, в смеси находятся *Mytilaster lineatus*, *Mytilus galloprovincialis*, *Nassa reticulata*, *Solen vagina*, *Tellina* sp. В их вертикальном распределении прослеживается закономерность: преобладание более

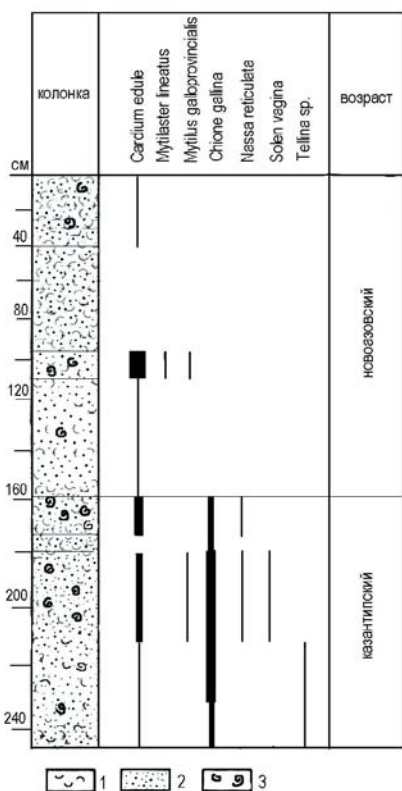


Рис. 1.1. Изменение состава моллюсков в обнажении в районе Казантипа: 1 — раковинный детрит; 2 — песок; 3 — целые раковины

солонолюбивых видов *Chione gallina* в нижней части обнажения (интервал 160—240 см), здесь же встречаются редкие стеногалинные для Черного моря

виды *Solen* и *Tellina*. Такое распределение моллюсков при однотипном литологическом составе осадков свидетельствует об этапе более высокой солености бассейна во время накопления прибрежных отложений интервала 160–240 см описанного обнажения – казантипского.

О существовании в истории Азовского моря и северной части Керченского пролива этапа максимальной для голоцена солености свидетельствуют и проанализированные нами образцы малакофауны из донных отложений этих районов, взятых колонками Л.А. и Е.Н. Невесскими и любезно предоставленные для изучения Л.А. Невесской.

Таким образом, проведенный нами анализ малакофауны из новочерноморских отложений позволяет высказать предположение о несколько более высокой солености вод Керченского пролива в эпоху максимального развития новочерноморской трансгрессии. Синхронный ему по времени этап в голоценовой истории Азовского моря (казантипский) также характеризовался соленостью вод, существенно более высокой, нежели современная, в этих же районах моря.

Следует отметить меньшую разницу в солености новочерноморского и современного бассейнов Черного моря, нежели в солености казантипского и современного бассейнов Азовского моря. Это объяснимо, так как при подъеме уровня моря на 2–3 м в максимум трансгрессии водообмен между Азовским и Черноморским бассейнами был более свободным, облегчивший приток в Азовское море более соленых вод из Черного моря и расселение богатой малакофауны. Снижение уровня привело к меньшему объему водообмена с Черным морем и опреснению небольшого по площади Азовского моря водами Дона и Кубани.

Однако, уверенно подтверждая материалами полевых исследований точку зрения Л.А. Невесской (1965), П.В. Федорова (1978) о казантипском этапе высокой солености в развитии Азовского моря, мы полагаем, что в вопросе о более солоноводном новочерноморском бассейне Черного моря пока такой уверенности нет. Для его решения требуются более тщательные исследования, включающие получение абсолютных датировок раковинного материала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64808).

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.

КОГДА ПОСЛЕДНИЙ РАЗ СОЕДИНЯЛИСЬ ЧЕРНОЕ И КАСПИЙСКОЕ МОРЯ?

Е.Н. Бадюкова

Московский государственный университет, Москва, Россия

badyukova@yandex.ru

Согласно современным представлениям, соединение Каспия с Черным морем в последний раз было в раннехвалынскую трансгрессию. Мнения о возрасте этой трансгрессии очень сильно расходятся. Автор, как и многие ученые, считает, что возраст раннехвалынской трансгрессии составляет около 50–70 тыс. лет, а позднехвалынская трансгрессия была около 10–15 тыс. л.н., т. е. в позднем плейстоцене.

Отсутствие связи Каспия с Черным морем в позднем плейстоцене–голоцене доказывает наличием водораздела у с. Зунда-Толга, высота которого составляет 26 м. Кроме того, в проливе нет террасы позднехвалынского времени, в отложениях отсутствуют раковины моллюсков *Cerastoderma glaucum* (*Cardium edule*). Эти доводы, при всей их очевидности, неубедительны по ряду причин.

На протяжении всего антропогена Маныч был ареной трансгрессий и регрессий морских бассейнов, на что указывалось в литературе. Однако, отдавая должное колебаниям уровня морей, исследователи не принимали во внимание активную аккумулятивную и эрозионную деятельность водотоков, впадающих в Маныч. Во время существования пролива происходил подпор устьевых участков рек, впадающих в пролив. Поэтому значительная часть аллювия осаждалась непосредственно в проливе. В периоды регрессий морские воды покидали пролив, происходило понижение базиса эрозии. Эрозионная деятельность рек приводила к формированию на дне бывшего пролива глубоко врезанных долин.

Енотаевскую регрессию сменила позднехвалынская трансгрессия. Каспийские воды вновь, как и в раннехвалынское время, заполнили приустьевой участок переуглубленной долины Калауса и образовался эстуарий. Когда уровень достиг отметок 0–3 м, вероятно, начался переток по палеоврезу каспийских вод в Черное море. Проникновение вод в разработанную долину было постепенным, шло растекание каспийских вод по эрозионным понижениям. Никакого катастрофического потока, конечно же, не было. Это подтверждает и характер осадков в Маныче — это в основном суглинки и супеси. Надо подчеркнуть, что при подтоплении абразия может проявляться лишь на тех участках побережья, где уклоны прибрежной суши больше подводных. В центральных же частях затопляемой долины идет лишь накопление материала, т. е. ингрессия не может приводить к размыву и переуглублению днища пролива. Оно было сформировано системой палеодолин.

Повышение уровней Черного моря или Каспия неизбежно привело к последующему накоплению аллювия в проливе. Наиболее активно это происходило в приустьевой части рек Б. Егорлык и Калаус, где образовались конусы дельтовых отложений, причем они и сейчас наращиваются. Так, на картах конца XIX — начала XX вв. Калаус еще течет на запад, а высота дель-

тового конуса составляет лишь 23 м. Лишь с конца 1970 гг. он стал полностью отдавать свои воды каспийскому бассейну и достиг отметки 26 м.

Следовательно, именно дельтовые отложения Калауса, где сейчас располагается камышовое болото, являются водоразделом между Каспием и Черным морем. Они исполняют роль «пробки» в Маныче. Изменения высоты перемычек, сложенных дельтовыми отложениями, а, следовательно, и история соединений двух морей в позднем плейстоцене—голоцене связаны с поведением этих вышеназванных рек. Надо отметить, что Калаус является одной из самых мутных рек России; другие реки, а также многочисленные балки и овраги также поставляют много осадочного материала. Поэтому палеоврезы могли быстро заполняться осадками. Можно привести, как пример, более широкий палеоврез Волги глубиной 20 м, который образовался во время последней мангышлакской регрессии и полностью заполнился при новокаспийской трансгрессии. На нескольких профилях через Маныч можно выявить палеоврезы до -5 м (рис. 1.2; Попов, 1983).

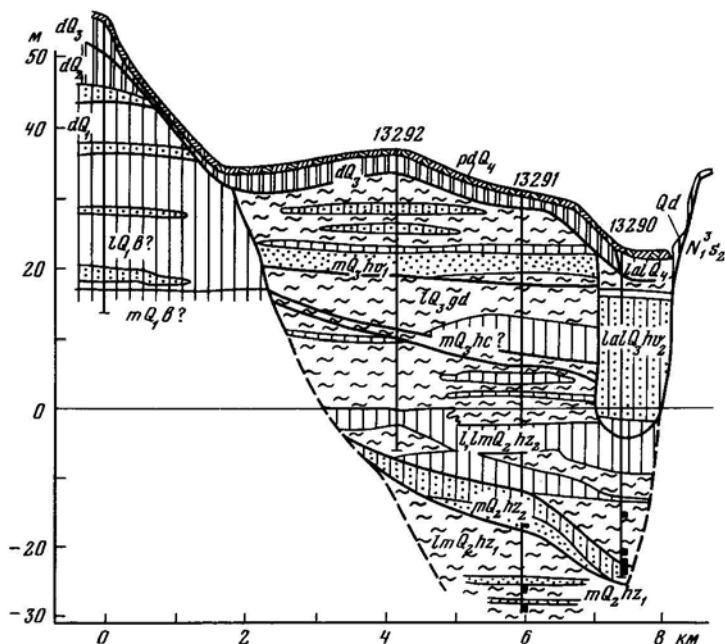


Рис. 1.2. Геоморфологический профиль через долину Манычей (по Г.И. Попову, 1983)

Следами последнего перетока вод из Каспия являются, по нашему мнению, бэровские бугры (ББ), расположенные в пределах Прикаспийской низменности. Здесь автором с коллегами проводились детальные полевые геологические и геоморфологические наблюдения. По мере движения на юг размах высот достигает 10 м, холмы приобретают облик типичных ББ, имеющих генеральное юго-западное направление. Описываемые формы рельефа являются теми же ББ, которые развиты в дельте Волги, отличаясь от них тем, что не подвергались воздействию новокаспийской трансгрессии, когда море достигало отметки -20 м абс.

Отложения, слагающие ББ, представляют тонкослоистое чередование глин и песков. Они содержат богатый комплекс солоноватоводных остра-

код, детрита и даже целых раковин, что указывает на их субаквальный генезис. Слоистость осадков очень характерна для однонаправленного потока, насыщенного материалом. Выявляется также другой, весьма характерный для русловых отложений признак — однонаправленность слойков в косослоистых сериях. Важно отметить, что в обнажениях на юго-западной оконечности бугров наблюдается не косая и мелковолнистая слоистость, а монотонное чередование субпараллельных слоев, углы падения которых возрастают от 20 до 30°. Это свидетельствует о наращивании аккумулятивной толщи при движении материала на юго-запад вдоль уже сформированного тела и сваливании его вниз по склону.

В позднехвалынское время на данной территории в водной среде (в большой лагуне) действовали устойчивые течения. Причем эти течения не были связаны с прибрежной волновой активностью, так как гранулометрический состав материала, характер сортировки осадков, а также типы слоистости не свойственны как эоловым осадкам (Бадюкова, 1999), так и осадкам береговой зоны моря. Они характерны для однонаправленного потока, часто меняющего свою скорость.

Ранее нами высказывалось предположение о том, что образование всех перечисленных характерных форм рельефа Прикаспийской низменности может быть обязано действию широких или, как мы их называем, “пластовых” потоков, следовавших из района Северного Прикаспия с СВ на ЮЗ и далее в Манычский пролив, который существовал еще в позднехвалынское время (Бадюкова, 2002). То есть ББ являются аналогами русловых форм, которые образуют в руслах рек большие гряды. Они произошли благодаря крупномасштабной турбулентности в потоке (Алексеевский, 1998). Для образования гряд нужен большой сток влекомых наносов, причем скорость потока, судя по экспериментальным данным, должна быть небольшой и располагаться в интервале 19–23 см/сек (Мельникова, 1997).

Судя по имеющимся датировкам по ^{14}C раковин моллюсков из отложений ББ, самый молодой их возраст 9600 ± 500 лет (МГУ-1488). Следовательно, последнее соединение Каспия с Черным морем было в конце плейстоцена — начале голоцена. Вначале воды по проливу текли из Каспия в Черное море, затем, наоборот — из Черного моря в Каспий. Именно в это время, когда в Маныче еще не образовалась последняя аллювиальная пробка, произошло проникновение *Cerastoderma glaucum* в Каспийское море по проливу (Бадюкова, 2005), минимальная ширина которого составляла около 2 км. Раковины можно обнаружить только при бурении палеовреза, на поверхности в Маныче они быть не могут.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64808).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд-во МГУ, 1998. 197 с.

Бадюкова Е.Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров // Вестник МГУ, сер. 5, географ. 1999. № 4. С. 52–61.

Бадюкова Е.Н. Геоморфологические признаки существования пластовых потоков в северном Прикаспии в позднехвалынское время // Геоморфология. 2002. № 2. С. 27–41.

Бадюкова Е.Н. Одно из доказательств соединения Каспийского и Черного морей в конце позднехвалынского времени // Геоморфология. 2005. № 2. С. 23–47.

Мельникова О.Н. Деформация дна потока со свободной поверхностью. М.: Изд-во МГУ, 1997. 107 с.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 214 с.

ДЕТАЛЬНАЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ЗАПИСЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА СЕВЕРНОЙ АЗИИ (БАССЕЙНЫ ОЗЕР БАЙКАЛ И ХУБСУГУЛ)

**Е.В. Безрукова^{1,2}, А.А. Абзаева^{1,2}, П.П. Летунова^{1,2},
А.В. Белов³, Н.В. Кулагина⁴**

¹Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск, Россия

²Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

bezrukova@igc.irk.ru

³Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия

⁵Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Предыдущие палинологические исследования послеледниковой и голоценовой истории растительности бассейнов двух великих озер Северной Азии проводились с использованием кернов донных отложений (Белова, 1985; Безрукова и др., 1991; 2000; Horiuchi et al., 2000; Bezrukova et al., 2005; Demske et al., 2005) и торфяных отложений этих озер (Безрукова и др., 1996, 2005). Анализ доступных палинологических материалов показал, что вопрос о позднеледниковой и голоценовой хронологии изменения растительности этого региона и ее корреляции с крупномасштабными климатическими событиями Северного полушария остается открытым. Результаты и выводы, представленные в настоящей статье базируются на анализе двенадцати пыльцевых записей для последних 16 тыс. лет (пять кернов донных отложений озер и семь кернов из торфяников). Возрастная модель для этих записей создана на основе 80 AMS¹⁴C датировок. Предполагается, что сигнал изменения растительности, записанный в донных осадках больших озер, отражает крупномасштабные изменения растительности и климата, в то время как пыльцевые записи из торфяников содержат информацию субрегионального или даже местного уровня. Мы сопоставили все записи между собой и получили, таким образом, наиболее полную на сегодняшний день картину изменения палеоклимата и растительности бассейна оз. Байкал – этого огромного региона Северной Азии. Наша запись может считаться модельной, поскольку она:

1) отражает детально датированную историю растительности последнего ледниково-медледникового переходного периода (Терминация I) и голоцена с высоким временным разрешением – в среднем 150 лет;

2) освещает региональные особенности в изменении растительности юга Восточной Сибири и Северной Монголии;

3) демонстрирует изменения в растительности, обусловленные крупномасштабными изменениями климата в Северном полушарии.

Полученные результаты показывают, что на протяжении заключительной фазы сартанского оледенения — временного аналога морской изотопной стадии 2 (МИС 2), и Терминации I изменения в растительности региона происходили квазисинхронно и имели сходную направленность (рис. 1.3). При этом надо помнить, что территория исследования протягивается по долготе более чем на 1000 км. Несмотря на то, что пока изменения температуры и увлажнения оценены в относительных значениях, амплитуда этих изменений для всего региона также выглядит аналогичной.

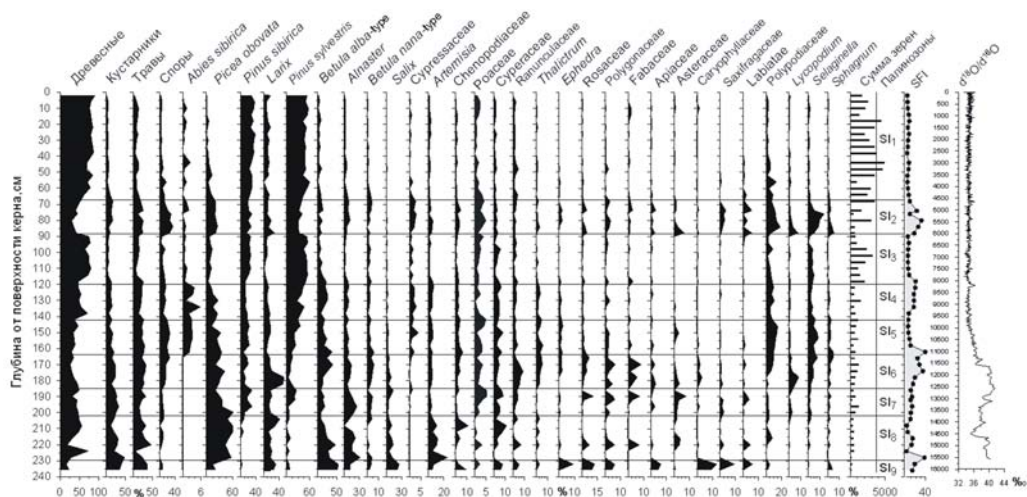


Рис. 1.3. Пыльцевая диаграмма донных отложений из южной котловины оз. Байкал: Возрастная модель для этой записи базируется на 12 AMS ^{14}C датах. ^{14}C возраст приведен в соответствие с календарным с использованием *CalPal-A-University of Cologne Radiocarbon Calibration Program Package* (<http://www.calpal.de>). SFI — степь/лес индекс, демонстрирующий относительное изменение влажности климата через вариации соотношений пыльцы степных и лесных таксонов растительности

Изменения в растительности после пессимума оледенения свидетельствуют об улучшении климатических условий. После 16 тыс. л.н. постепенное потепление, обусловленное повышающимся уровнем солнечной инсоляции и таянием ледовых щитов (см. шкалу изменения объема глобального льда в крайней правой колонке обеих диаграмм), привело и к таянию горнодолинных ледников и слоя многолетнемерзлых пород в бассейнах Байкала и Хубсугула. На этой территории началось расширение лесотундровой растительности из ели, березы и лиственницы. Но основными компонентами ландшафтов оставались кустарниковые тундры из ивы, ольховника и кустарниковых березок. Обилие пыльцы полыней, эфедры и лугово-степного разнотравья свидетельствует о широком распространении степной растительности 16–15,5 тыс. л.н. в условиях холодного климата с низким уровнем атмосферного увлажнения, но с достаточно высоким почвенным увлажне-

нием из-за таяния мерзлоты в летние сезоны и низкого уровня испарения. Между 15,5 и 13,7 тыс. л.н. вслед за наступлением интерстадиального потепления, аналогичного нерасчлененному Беллингу/Аллереде в изотопно-кислородной стратиграфии из ледовых кернов Гренландии, еловые и лиственничные разреженные леса расширили свои площади. К финалу этого потепления, 13,7–12,7 тыс. л.н., деградация слоя мерзлоты могла быть столь значительной, что в составе лесной растительности увеличилась доля кедра сибирского, а потом и сосны обыкновенной. В период оледенений последние два вида многократно сокращали свои ареалы, выживая в особо благоприятных местах обитания, возможно, по долинам крупных рек и в пределах подгорных равнин южных склонов горных хребтов.

Довольно быстрое и очень значительное увеличение обилия пыльцы лиственницы в спектрах, сформировавшихся в осадках, возраст которых 12,7–11,2 тыс. л.н., мог означать широчайшее за последние 16 тыс. лет развитие лиственничных лесов в бассейне Байкала в ответ на похолодание и повышение континентальности климата в период времени, синхронный стадиям поздний дриас. Существенное ухудшение условий существования древесной растительности отражено и в снижении роли пыльцы древесных растений в целом, и в сокращении ареала ели, и новом отступлении сосны и кедра. Надо отметить, что к финалу стадия климата стал несколько мягче, что выразилось в деградации лиственничных редколесий и, соответственно, в распространении еловых и березовых с обильным покровом из папоротников и мезофитного разнотравья.

Согласно нашим исследованиям, значительное изменение климата в направлении его улучшения произошло около 11 тыс. л.н., когда на исследованной территории началось расширение площадей темнохвойной тайги, где значительную роль наряду с елью и кедром сибирским стала играть пихта сибирская. Пихта в этом регионе является породой, наиболее требовательной к сумме климато-эдафических факторов. В настоящее время в бассейнах обоих озер пихта занимает очень ограниченные места обитания и растет только в условиях умеренно-континентального и влажного климата при среднегодовой сумме атмосферных осадков 700–1000 мм, прохладных летних (+16 °C) и теплых зимних сезонах (–16...–18 °C). Именно период максимального развития на исследуемой территории за весь голоцен кедрово-пихтовых лесов с ~11 до ~7,5 тыс. л.н. выделяется как влажностной оптимум голоцена (Безрукова и др., 2005).

При этом время начала и финала оптимума не было синхронным на столь большой территории: разница между южной и северной частями региона, согласно нашим записям, могла составлять около тысячи лет. Если в Прибайкалье оптимум был влажным и умеренно-прохладным, то в Прихубсугулье этот период характеризовался существованием умеренно-прохладного, но недостаточно влажного климата. Значительное сокращение площадей темнохвойной тайги с участием пихты произошло около 7,5 тыс. л.н., индицируя значительное снижение циклонической деятельности в регионе, повлекшее за собой понижение уровня атмосферных осадков примерно в 1,5 раза и нарастание степени континентальности климата. Как следствие понижения атмосферных осадков и повышения летних температур около

7,5–8 тыс. л.н. начался процесс расселения кедровых и особенно сосновых лесов в бассейнах обоих озер. Завершение влажностного оптимума голоцена в регионе совпадает с наступлением одного из самых холодных, кратковременных периодов голоцена около 8,2 тыс. л.н. (Sprahni et al., 2003). Основной причиной этого похолодания, получившего выражение во многих палеоклиматических записях Северного полушария, считается замедление термогаалинной циркуляции в Северной Атлантике из-за поступления огромной массы пресных талых вод Лаврентийского ледникового щита. Возможно, что именно это событие снизило влияние влажных и теплых атмосферных масс на климат юга Сибири и севера Монголии.

Процесс экспансии сосновых лесов в Прибайкалье был приостановлен или замедлен около 6 тыс. л.н. почти на тысячу лет. На рисунке 1.3 видно, что между 6 и 5 тыс. л.н. началось расширение ареала елово-лиственничных лесов, травянисто-кустарниковой растительности. Такие изменения в составе растительности могли быть обусловлены новым понижением летней температуры, испарения и повышением почвенного увлажнения.

После ~5 тыс. л.н. в исследуемом регионе начался необратимый процесс становления ландшафтов современного облика с господством светлохвойного (сосна, лиственница) лесного комплекса в условиях умеренно-холодного и резко континентального климата. Время начала господства светлохвойных лесов в регионе квази-синхронно наступлению неогляциального периода голоцена около 5,3 тыс. л.н., основной причиной которого могло стать изменение характера солнечной активности (Magny et al., 2006). Кратковременные интервалы усиления позиций пихты сибирской после 5 тыс. л.н. (около 3,2 1,5 и 0,5 тыс. л.н.) могли быть обусловлены снижением континентальности климата в регионе в связи с активизацией Северо-Атлантического воздушного переноса.

Таким образом, динамика растительности бассейнов озер Байкал и Хубсугул свидетельствует о значительных изменениях климата региона в связи с изменениями глобального климата. Удовлетворительный геохронологический контроль полученных пыльцевых записей демонстрирует квази-синхронный характер региональных изменений глобальным событиям. Хотя положение исследованной территории в глубине огромного континента, на значительном удалении от непосредственного влияния океанических воздушных масс обусловило наличие региональных особенностей в изменении климата и растительности этого региона после последнего оледенения.

Исследования проводились при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 06-05-64671, № 04-05-64078) и интегрированного проекта СО РАН № 6.10.

ЛИТЕРАТУРА

- Безрукова Е.В., Богданов Ю.А., Вильямс Д.Ф. и др.* Глубокие изменения экосистемы Северного Байкала в голоцене // Докл. АН СССР. 1991. Т. 319. С. 1221–1225.
- Безрукова Е.В., Мац В.Д., Летунова П.П. и др.* Голоценовые торфяники Прибайкалья как объект палеоклиматических реконструкций // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 12. С. 78–92.
- Безрукова Е.В., Данько Л.В., Снытко В.А. и др.* Новые данные об изменении ра-

стительности западного побережья озера в Байкал в среднем-позднем голоцене // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 100–105.

Белова В.А. Растительность и климат юга Восточной Сибири в позднем кайнозое. Новосибирск: Наука, 1985. 160 с.

Bezrukova E., Abzaeva A., Letunova P. et al. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in the Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International. 2005. V. 136. P. 18–32.

Demske D., Heumann G., Granoszewski W. et al. Late Glacial and Holocene vegetation and regional climate variability evidenced in high-resolution pollen records from Lake Baikal // Global and Planetary Change. 2005. V. 46. P. 255–279.

Horiuchi K., Minoura K., Hoshino K. et al. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2000. V. 157(1–2). P. 95–108.

Spahni R., Schwander J., Fluckinger J. et al. The attenuation of fast atmospheric CH₄ variations recorded in polar ice cores // Geophysical Research Letters. 2003. 30. P. 9–21.

Magny M., Leuzinger U., Bortenschlager S., Haas J. Tripartite climate reversal in Central Europe 5600–5300 years ago // Quatern. Res. 2006. 65. P. 3–19.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ИЗУЧЕНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И СОЗДАНИЕ ПРОГНОСТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЕЕ ИЗМЕНЕНИЙ В БУДУЩЕМ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА СРЕДНЕЙ КУМЫ)

Н.С. Болиховская

Московский государственный университет, Москва, Россия

nbolikh@geogr.msu.ru

Поиск палеогеографического аналога современного межледниковья и детальные реконструкции изменений растительности и климата, происходивших на его протяжении, — важнейшая часть в создании прогностической модели развития природной среды в будущем.

Решение этой задачи с помощью палинологических данных основывается на получении непрерывных записей изменения растительности и климата в плейстоцене и установлении закономерностей ритмического и циклического развития природного процесса.

Обобщение результатов детального палинологического анализа и материалов комплексного исследования опорных разрезов ледниково-перигляциальной и внеледниковой зон Восточно-Европейской равнины позволило нам уточнить межледниково-ледниковую климаторитмику неоплейстоцена. Установлено, что изменения природной среды на протяжении неоплейстоцена были обусловлены сукцессиями 17 глобальных климатических событий: 9 межледниковий и 8 разделяющих их оледенений или похолоданий ледникового ранга (Болиховская, 1995).

Выявление ближайшего палеогеографического аналога современного межледниковья проводилось нами путем сравнения флористических, фитоценологических и климатических сукцессий, реконструированных по па-

линологическим данным опорных разрезов неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины.

Всестороннее изучение одного из самых представительных разрезов семиаридной области было проведено автором совместно с А.А. Величко, В.П. Ударцевым, Е.А. Вириной, А.К. Марковой, Д.Р. Морозовым, Т.Д. Морозовой, С.С. Фаустовым и др. Разрез расположен в среднем течении р. Кумы (у с. Отказное) в зоне современных злаковых степей. Исходя из материалов детального палинологического анализа, а также палеомагнитного, палеопочвенного, микротериологического изучения 140-метровой лёссово-почвенной серии, реконструированы ландшафтно-климатические условия всех межледниковий и холодных периодов неоплейстоцена (Болиховская, 1995, 2005).

На основании сравнительного анализа палеогеографических реконструкций, полученных по результатам изучения этого уникального по своей геологической полноте разреза, установлены два длительных цикла в развитии растительности и климата в неоплейстоцене.

При детальном сравнительном анализе реконструированных климато-фитоценологических сукцессий выявлено, что каждый из межледниковых и ледниковых периодов в интервале от покровского похолодания (MIS 20) до лихвинского межледниковья (MIS 11) имеет свой более молодой аналог, т. е. близкую по важнейшим палеогеографическим показателям эпоху в интервале от калужского похолодания до голоценового межледниковья (рис. 1.4). Аналогия прослеживается в сходстве (или близости) зональной принадлежности доминировавшей растительности, степени аридизации или гумидизации климата (по сравнению с другими теплыми и холодными эпохами «своего» интервала), масштабов развития ледниковых покровов коррелятных криохронов и т. д.

Современное межледниковье (MIS 1) отчетливо параллелизуется с лихвинским межледниковьем, сопоставляемым с 11-й морской изотопной стадией (MIS 11). Об этом свидетельствует тот факт, что накопление только лихвинских отложений, как и голоценовых осадков, осуществлялось здесь в период господства лесостепей и степей. Кроме того, только для лихвинского межледниковья Средней Кумы зафиксирована типично степная фаза, во время которой доминировали злаковые степи — характерный компонент голоценовых ландшафтов этой территории. Отличие от голоцена состоит в присутствии в составе ограниченно развитых лесных участков лихвинского межледниковья и в лихвинской дендрофлоре Отказного таких реликтов и термофильных пород как *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Betula* sect. *Costatae*, *Juglans regia*, *Ostrya* sp. и др.

Вывод о том, что палеогеографическим аналогом голоцена является лихвинское (Holstein) межледниковье, хорошо согласуется с данными, полученными в последние годы по другим районам и природным объектам. Авторы отмечают сходство орбитальной конфигурации, глобального климата и региональных климатических режимов, других палеогеографических параметров двух теплых эпох, соответствующих MIS 11 и MIS 1.

Для определения возраста и продолжительности теплых и холодных этапов нами совместно с А.Н. Молодковым (Институт геологии, Таллинн) было проведено сопоставление палеоклиматических событий внеледнико-

вой и ледниково-перигляциальной зон Восточно-Европейской равнины с теплыми климатическими событиями, реконструированными на основе электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) анализа раковин морских субфоссильных моллюсков из трансгрессивных отложений разрезов палеошельфовой зоны Северной Евразии (Molodkov, Bolikhovskaya, 2002) и с изотопно-кислородной шкалой океанических осадков (Bassinot et al., 1994). Полученные данные приведены в табл. 1.3.

Таблица 1.3. Возраст и продолжительность ледниковых и межледниковых ритмов неоплейстоцена

Этапы	МИС	Возрастной интервал, тыс. лет	Продолжительность, тыс. лет
Голоцен	1	10–0	10
Валдайское оледенение	2-4	~70–10*	~60*
Микулинское межледниковье	5	~140/145–70*	~70/75*
Днепровское оледенение	6	~200–140/145*	~55/60*
Черепетьское межледниковье	7	~235–200*	~35*
Жиздринское похолодание	8	~280–235*	~45*
Чекалинское межледниковье	9	~340–280*	~60*
Калужское похолодание	10	~360–340*	~20*
Лихвинское межледниковье	11	~455–360*	~95*
Окское оледенение	12-14	~535–455*	~80*
Мучкапское межледниковье	15	~610–535*	~75*
Донское оледенение	16	659–610*	~50*
Семилукское межледниковье	17	712–659**	53**
Девицкое (сетуньское) оледенение	18	759–712**	47**
Гремячевское межледниковье	19	787–759**	28**
Покровское (ликовское) оледенение	20	815–787**	28**
Петропавловское межледниковье	21	860–815**	45**

*по А. Molodkov, N. Bolikhovskaya (2002), **по F.C. Bassinot et al. (1994)

Сопоставление выявленной цикличности в изменении растительности и климата последнего миллиона лет с данными о возрасте и длительности межледниковых и ледниковых климатических событий свидетельствует, что циклы в развитии природной среды неоплейстоцена имели продолжительность примерно 450 тыс. лет. Такова длительность цикла «покровское похолодание > лихвинское межледниковье». Проведенные корреляционные исследования позволяют заключить, что голоцен, как и его аналог – лихвинское межледниковье, будет столь же продолжительным, т. е. продлится примерно 95 тыс. лет. Длительность цикла «калужское похолодание > современное межледниковье» также составит примерно 450 тыс. лет (рис. 1.4).

Во время лихвинского межледниковья в разрезе Отказное формировался почвенный комплекс ПК IV (мощностью более 3 м), состоящий из трех полноразвитых ископаемых почв. Согласно палинологическим данным, на протяжении лихвинского межледниковья в районе средней Кумы господствовали лесостепные (преимущественно) и степные ландшафты. Изме-



~ 450-тысячелетние циклы в развитии растительности и климата неоплейстоцена (по данным палинологического изучения разреза Отказное в Восточном Предкавказье).
 Шкала времени и продолжительность климатических ритмов даны по результатам ЭПР определений А.Н. Молодкова (Molodkov, Bolikhovskaya [2002]).
 Возраст изотопных стадий 17-20 по Bassinet et al. [1994]. МИС - морские изотопные стадии

Рис. 1.4. Шкала времени и продолжительность климатических ритмов по результатам ЭПР-анализа

ния растительного покрова выражались перестройками в структуре степных ценозов и широколиственных и смешанных лесов. Об этом свидетельствуют шесть реконструированных фаз в развитии растительности (палинозоны L1-L6):

L1 – лесостепи с господством разнотравно-злаковых степей и участием березовых и хвойно-березовых лесов;

L2 – доминирование злаковых степей с участками орехово-дубовых лесов из *Juglans regia* и *Quercus robur*;

L3 – лесостепи с буково-грабовыми и хвойно-березовыми лесами;

L4 – L5 – лесостепи эндотермального похолодания, представленные злаковыми степями, березняками и грабниками (из *Carpinus orientalis*);

L6 – лесостепи с господством разнотравно-злаковых сообществ и орехово-грабово-дубовых лесов.

Характерными таксонами лихвинской межледниковой дендрофлоры района Средней Кумы были *Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *Pinus* sect. *Strobus*, *P. sylvestris*, *Betula* sect. *Costatae*, *B. pendula*, *B. pubescens*, *Juglans regia*, *Fagus orientalis*, *Quercus robur*, *Ostrya* sp., *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Daphne* sp. и др.

Детальную характеристику развития растительности и климата на протяжении лихвинского межледниковья следует рассматривать в качестве аналоговой модели их изменений в предшествующие и будущие стадии современной межледниковой эпохи.

Детальное палинологическое и комплексное палеогеографическое изучение наиболее полных континентальных разрезов неоплейстоцена южной половины Восточно-Европейской равнины позволяет сделать следующие выводы:

1) аналогом современной межледниковой эпохи является лихвинское (Holstein) межледниковье;

2) поскольку длительность лихвинского межледниковья по ЭПР данным была не менее 90 тыс. лет, по всей вероятности, и длительность современного межледниковья будет весьма значительной;

3) в районе Средней Кумы климатические условия лихвинского межледниковья, по сравнению с климатом других межледниковых эпох неоплейстоцена, были наиболее теплыми и сухими. Это позволяет предполагать для периода современного межледниковья более низкую трансгрессивную активность Каспийского моря, чем в другие межледниковые эпохи неоплейстоцена;

4) для создания корректной прогностической модели долгосрочного развития ландшафтов и климата в будущем наряду с другими палеогеографическими данными следует привлекать результаты сравнительного анализа климато-фитоценологических реконструкций, выполненных по материалам детального палинологического изучения и абсолютного датирования голоценовых и лихвинских отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.

Болиховская Н.С. Основные закономерности развития растительности и климата Восточно-Европейской равнины в последние 900 тысяч лет // Горизонты географии: К 100-летию К.К. Маркова. М.: Географ. ф-т МГУ, 2005. С. 159–181.

Bassilot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108

Molodkov A., Bolikhovskaya N. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia // Sedimentary Geology. 2002. V.150. P. 185–201.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ ЗОНА)

Р.Ц. Будаев, В.Л. Коломиец, И.Н. Резанов, В.В. Савинова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

kolom@gin.bsc.buryatia.ru

Баргузинская впадина относится к восточному флангу Байкальской рифтовой зоны и расположена между поднятиями Баргузинского и Икатского горных хребтов. Днище котловины состоит из наклонной предгорной равнины, развитой вдоль уступа Баргузинского хребта, аллювиального комплекса р. Баргузин и предгорной полосы песчаных увалов (куйтунов) по периметру юго-восточного Икатского склона. Они имеют отчетливое морфологическое выражение и представлены Верхним и Нижним Куйтунами, которые разделены между собой долиной р. Аргады – левого, крупного притока р. Баргузин. Высота их, относительно днища впадины, колеблется от 30–50 до 180–200 м. Тыловая часть Нижнего Куйтуна имеет пологое сочленение со склоном Икатского горного поднятия, обрываясь в сторону р. Баргузин. Для Верхнего Куйтуна характерна обратная ситуация – постепенное слияние с днищем и размыв в тыловой части рек Аргадой и Гаргой. На поверхности увалов широкое развитие получили эоловые явления с образо-

ванием выработанных и аккумулятивных форм рельефа, их крутые уступы проработаны процессами склонового смыва и овражной сетью. Массивы куйтунов выполнены мощными толщами песчаного материала смешанного озерно-речного происхождения с примесью фаций пролювиального, делювиального и эолового генезисов.

На правобережье р. Аргада исследована высокая песчаная толща (190–200 м) урочища Верхний Куйтун и радиотермолюминесцентным датированием определен возраст ее формирования, начиная с 172 м – 88000 ± 13000 л.н. и ниже: 171 м – 140000 ± 20000 л.н., 168 м – 234000 ± 23000 л.н., 42 м – 300000 ± 28000 л.н., 34 м – 310000 ± 28000 л.н., 29 м – 380000 ± 32000 л.н., 24 м – 460000 ± 40000 л.н., 19 м – >830000 л.н. и 6 м – >790000 л.н.

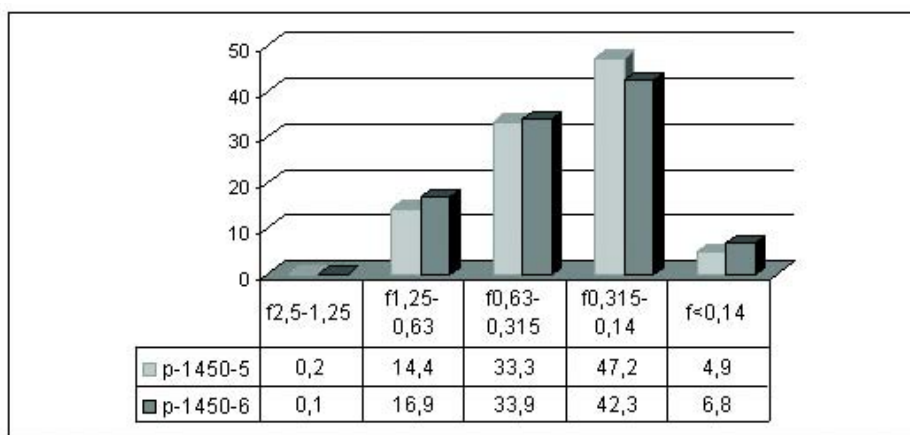


Рис. 1.5. Гранулометрический состав осадков по образцам 1450-5 и 1450-6. Здесь и далее: ось Y – процентное содержание фракций; ось X – размер фракций (мм) и частный остаток на ситах (%)

Отложения верхней части высокой песчаной толщи (до 15 м мощностью) представлены мелко-среднезернистыми (средневзвешенный диаметр частиц $x = 0,42-0,46$) и средне-мелкозернистыми ($x = 0,47-0,5$) песками темно-серого, серовато-желтоватого и коричневатого-желтоватого оттенков (рис. 1.5). Текстура субгоризонтальная и наклонная, мощность слоев – 2–6 см. Коэффициент сортировки песков (стандартное отклонение σ) находится в пределах 0,23–0,31 и характеризует осадки как хорошо и умеренно сортированные. Коэффициент асимметрии $\alpha > 1$ со сдвинутой модой в сторону крупных частиц оценивает энергетические уровни живых сил седиментации на этот временной срез как относительно высокие. Значения эксцесса в равных долях как положительные ($\tau = 0,46-1,86$), так и отрицательные ($\tau = -0,2 \dots -0,6$), что, в первом случае, свидетельствует об устойчивом поступлении вещества в седиментационный бассейн, устойчивой скорости его обработки на относительно спокойном тектоническом фоне, во втором – дополнительном приносе обломочного субстрата при нестабильном тектоническом режиме. Показатели коэффициента вариации n по всей толще относятся к диапазону от 0,5 до 0,64. Данное обстоятельство достоверно подтверждает аквально-озерное происхождение песчаных осадков (поле смешанного аллювиально-озерного генезиса), обоснованием чего является также вид кумулятивных

ных кривых с наличием двух, очень характерных точек перегиба на близких процентных уровнях в первой и четвертой квартилях.

Палеопотамологические характеристики отражают такую ситуацию накопления обозначенных толщ. Аккумуляция совершалась в стационарных озерных проточных водоемах. Реки, доставлявшие в озерный бассейн наносы, имели поверхностные скорости течения 0,5 м/с, срывающие скорости, приводящие в движение осадочный материал, 0,35 м/с, придонные скорости отложения 0,23 м/с, уклоны водного зеркала 0,96–1,35 м/км, глубины: в межень – 0,26 м, половодье – 2 м и ширину русел 117–132 м. По своим гидродинамическим параметрам они могли перемещать осадки по предельному диаметру подвижных частей от крупнозернистых до грубо-крупнозернистых песков, что полностью совпадает с размерностью изучаемых отложений. Слабоподвижные (ϕ -критерий устойчивости – < 100 единиц) русла полугорного типов (число Фруда $Fr = 0,1–0,12$) с площадью водосбора > 100 км² этих водотоков находились в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости $n > 35$). Вычисленные значения числа Лохтина ($\Lambda = 1,47–1,54$) указывают на незначительное отдаление потоков от конечного водоема в придельтовых условиях.

Полученный спорово-пыльцевой спектр из верхних горизонтов этой толщи восстанавливает распространение травянистой растительности (Cyperaceae – 29 %, Ranunculaceae – 19 %, Primulaceae – 10 %, *Artemisia* sp. – 8 %). Древесно-кустарниковая растительность представлена *Pinus sylvestris* L. – 16 % и *Betula* sp. – 14 %. Эти данные свидетельствуют о распространении на исследуемой территории сосново-березовых редколесий с травянистыми лугово-степными группировками в умеренных климатических условиях. Палинологическая диаграмма из нижних горизонтов изучаемой толщи содержит пыльцу трав – 48,5 % (Scheuchzeriaceae – 36,2 %, Cyperaceae – 9,4 %, Chenopodiaceae – 2,9 %), деревьев и кустарников – 31,9 % (*Betula* sp. – 21 %, *Populus* sp. – 5 %, *Pinus sylvestris* L. – 5,9 %) и споровой растительности – 19,6 % (*Botrychium* sp. – 10,8 %, Polypodiaceae – 8,8 %). Подобные растительные ассоциации характеризуют наличие хорошо увлажненных болотистых местообитаний с луговыми ассоциациями и редкими березовыми колками.

Нижняя часть осадочной толщи тобольского времени (от 300 000 до 380 000 тыс. л.н.) мощностью в 20 м сложена наклонно-слоистыми ожелезненными средне-мелкозернистыми ($x = 0,36–0,37$ мм) песками желтоватого и желтовато-серого цветов (рис. 1.6). Характеризуются хорошей сортировкой ($\sigma = 0,25$). Наблюдается асимметрия распределений: крупнозернистые фракции сортированы лучше, мелкозернистые – хуже ($\alpha > 1$). Экссесс положителен ($\tau = 1,51–3,29$). Показатели коэффициента вариации не превышают значения 0,7, что полностью соответствует условиям аккумуляции в стационарных лимнических объектах с проточным режимом.

Бесспорность водного генезиса данных песков позволяет провести дальнейшее восстановление условий осадконакопления по потамологическим параметрам палеопотоков. На основании данной методики можно утверждать, что аккумуляция происходила в неглубоких стационарных озеровид-

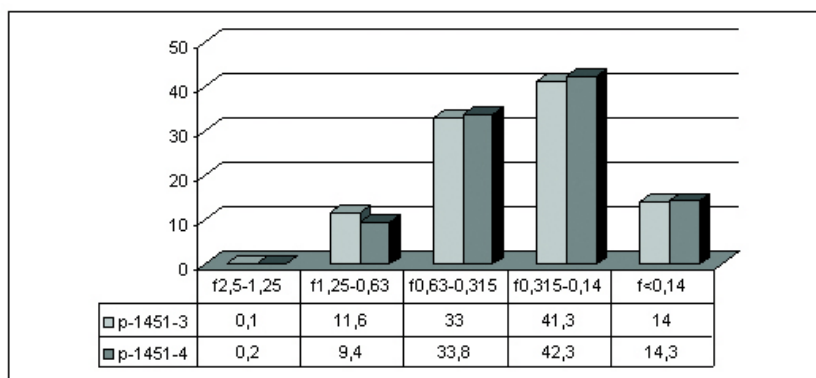


Рис. 1.6. Гранулометрический состав осадков по образцам 1451-3 и 1451-4

ных водоемах. Река пра-Аргада, доставлявшая в озерный бассейн наносы, имела поверхностную скорость течения 0,48 м/с, срывающую скорость 0,34 м/с, скорость отложения 0,22 м/с, уклон водного зеркала 0,76–0,81 м/км, меженную глубину 0,3 м при возрастании в половодье до 2,1–2,2 м и ширину русла 139–142 м в момент полного заполнения до выхода воды на пойму. По своим гидродинамическим параметрам она могла перемещать осадки по предельному диаметру подвижных частей руслоформирующих фракций от мелко- до крупнозернистых песков. Слабоподвижное (ϕ -критерий устойчивости <100 единиц) русло равнинного типа ($Fr = 0,08$) с площадью водосбора >100 км² этого водотока находилось в естественных, благоприятных, придельтовых ($\Lambda = 1,59$) условиях состояния ложа со свободным течением воды ($n = 39$). Кроме того, по показателям универсального критерия Ляпина ($\beta = 0,28$) устанавливается присутствие в палеорусле небольших подвижных форм низкогрядового рельефа высотой до 0,14 см, длиной до 1,6 м и скоростью их перемещения в 0,2 мм/сек.

Состав растительности на этом уровне характеризуется преобладанием пыльцы трав – 55,2 % (Gramineae – 14,4 %, Violaceae – 11,2 %, Ranunculaceae – 9,6 %, Primulaceae – 7,2 %, Caryophyllaceae – 6,4 %, Cyperaceae – 6,4 %), меньшим количеством древесно-кустарниковых пород – 40 % (*Pinus sylvestris* L. – 34,4 %, *Salix* sp. – 5,6 %) и незначительным присутствием спор (*Botrychium* sp. – 4,8 %), что отражает существование соснового редколесья с луговым разнотравьем в умеренных, достаточно влажных климатических условиях.

Самые низы массива (до 13 м), сформированные в раннем неоплейстоцене, выполнены слабонаклонными мелкослоистыми, крупно-, средне- и мелкозернистыми ($x = 0,5$ мм), желтовато-серыми асимметричными, со сдвинутой доминантной модой в сторону крупных частиц ($\alpha > 1$), песками умеренной сортировки ($\sigma = 0,31–0,32$) (рис. 1.7). Они имеют положительный эксцесс и значения коэффициента вариации ($v = 0,62–0,66$), соответствующие области смешанного озерно-речного генезиса с сезонными колебаниями водности. По палеопотамологическим данным процесс осадкообразования осуществлялся блуждающими водотоками полугорного грядового ($Fr = 0,12$) типа с естественными постоянными руслами (площадь водосбора >100 км²) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 37$) при впадении в

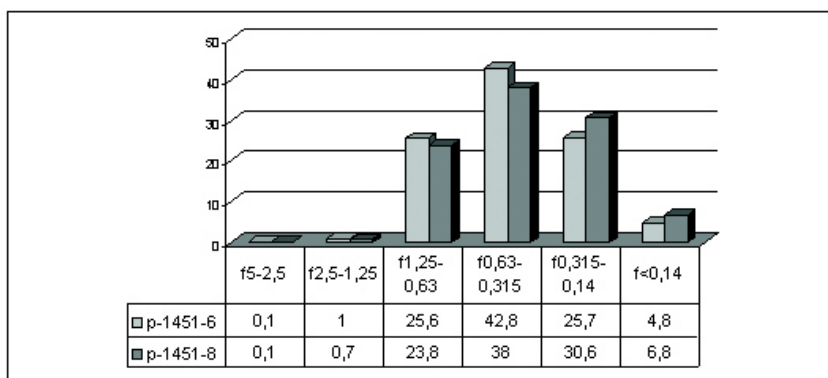


Рис. 1.7. Гранулометрический состав осадков по образцам 1451-6 и 1451-8

конечный водоем ($\Lambda = 1,47$). Палеорусли имели незначительные уклоны 1,3, скорости транспортировки частиц 0,36 м/с, придонные скорости отложения 0,3 м/с, поверхностные скорости течения воды 0,54 м/с, максимальные глубины в меженьный период 0,25 м и 1,97 м в половодье при ширине в момент наибольшего заполнения водой 117 м. В руслах имели место низкие гряды высотой 0,12 м, длиной 1,4 м и скоростью перемещения 0,26 мм/с.

Здесь, в спорово-пыльцевом спектре господствует пыльца *Pinus sylvestris* L. (65,1 %). Травянистая растительность обеднена и состоит из Gramineae (5,3 %), Violaceae (4,5 %). Споровая часть представлена Polypodiaceae (10,7 %), *Botrychium* sp. (8 %), Gleicheniaceae (6,2 %). Такой видовой состав флоры указывает на существование в это время сомкнутых сосновых лесов с папоротниками, гроздовником и глейхенией в подлеске.

Таким образом, слагающие куйтуны осадки накапливались в мелководных проточных озерных водоемах со слабым волнением и придонным течением (горизонтально-слоистые алевритово-тонкопесчаные разновидности береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации) и однонаправленных слабодинамичных потоках речного облика с подпорным, замедленным движением воды (наклонно- и косослоистые мелко-среднезернистые пески русловых и пойменных фаций речной макрофации). Подтверждением существования озерного режима осадконакопления в Баргузинской впадине могут служить находки малакофауны, представленные следующими видами моллюсков: *Lymnaea (Peregrina) lagotis* Schrank, *L. (P.) ovata* Drap., *L. (P.) peregra* Мьлл., *L. (P.) intermedia* Lamarck, *L. (P.) anisus* Jurarilus, *L. (P.) actonucus* Fer., *L. (P.) armiger crista* L., *Euglesa (Cyclcalyx)* ex. gr. *obtusalis* Pfeifer, *Euglesa (Casertiana)* aff. *casertiana* Poli, *Pisidium* sp. (Лосицкий, 1985 г.). Средой обитания данных видов были неглубокие, стационарные, слабопроточные водоемы с сезонным дефицитом кислорода, поросшие водной растительностью (присутствие *Limnaca intermedia*, *Arinider crista*). Изменения обстановок осадконакопления в целом происходили в условиях неоднократных тектонических подпоров озера Байкал южной оконечностью Сибирской платформы и ингрессий его вод в Баргузинскую впадину.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-97281).

ЦИКЛИЧНОСТЬ И ТРЕНД ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ СУБАЭРАЛЬНЫХ СЕРИЙ ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

**А.А. Величко¹, Ю.М. Кононов¹, Т.Д. Морозова¹, В.П. Нечаев¹,
Е.Ю. Новенко¹, П.Г. Панин¹, Я.Г. Рысков², В.В. Семенов¹,
С.Н. Тимирева¹, В.В. Титов³**

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

paleo@online.ru

²ИФХиБПП РАН, Пущино, Россия

ryskov2005@rambler.ru

³Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия

vtitov@yandex.ru

В рамках программы ОНЗ РАН, осуществляемой ЮНЦ РАН «Развитие технологий мониторинга, экосистемное моделирование и прогнозирование при изучении природных ресурсов в условиях аридного климата» сотрудниками Института географии РАН и Южного научного центра РАН проводятся исследования по проекту «Историческая реконструкция процессов формирования черноземных степей аридных зон». В соответствии с программой проекта на территории южного побережья Таганрогского залива Азовского моря проводились совместные комплексные исследования лессово-почвенной толщи, содержащей серию ископаемых почв плейстоцена и голоцена. Их изучение дает возможность оценить особенности изменения окружающей среды на протяжении межледниковых и ледниковых эпох и проследить тренд процессов почвообразования и степень аридизации юга Европейской части. В настоящее время получены результаты по опорным разрезам Семибалки-1, Семибалки-2 и Порт-Катон, в которых широко представлен хронологический диапазон, вскрытых здесь субаэральные толщ и их соотношение с лиманно-морскими отложениями.

В разрезе Семибалки-1 (рис. 1.8) выделяется четыре педокомплекса, включающих горизонты межледникового почвообразования (от более ранних к более поздним):

- 1) воронский (мучкапское межледниковье),
- 2) инжавинский (лихвинское межледниковье),
- 3) каменный (каменское межледниковье),
- 4) мезинский (микулинское межледниковье).

В основании субаэральной толщи разрезов Семибалки-2 и Порт-Катон (рис. 1.9) устанавливается более сложное строение, а именно, наличие еще одного более раннего этапа почвообразования, который соответствует либо более ранней фазе сложного этапа межледникового характера, который согласно существующим схемам (Величко и др., 2005) может отвечать либо раннемучкапскому интервалу, либо самостоятельному межледниковью внутри тираспольского интервала.

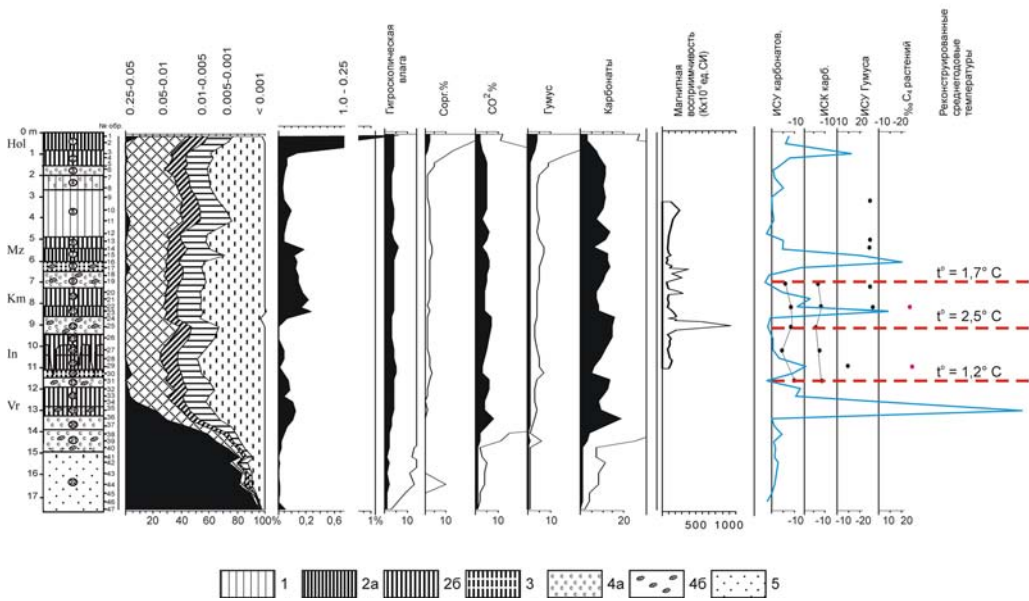


Рис. 1.8. Результаты анализов литолого-химических и изотопно-кислородных данных и магнитной восприимчивости разреза Семибалки-1.

Условные обозначения: 1) лёссовые отложения; 2) гумусовые горизонты (А) различной интенсивности окрашенности: 2а) интенсивная, 2б) менее интенсивная; 3) переходные (А/В); 4) горизонты В, содержащие: 4а) карбонаты, 4б) кротины; 5) лиманно-морские пески.

В колонке указаны горизонты почв: Hol – голоценовая. Палеопочвенные комплексы: Mz – мезинский; Km – каменный; In – инжавинский; Vr – воронский. ИСУ – изотопный состав углерода; ИСК – изотопный состав кислорода

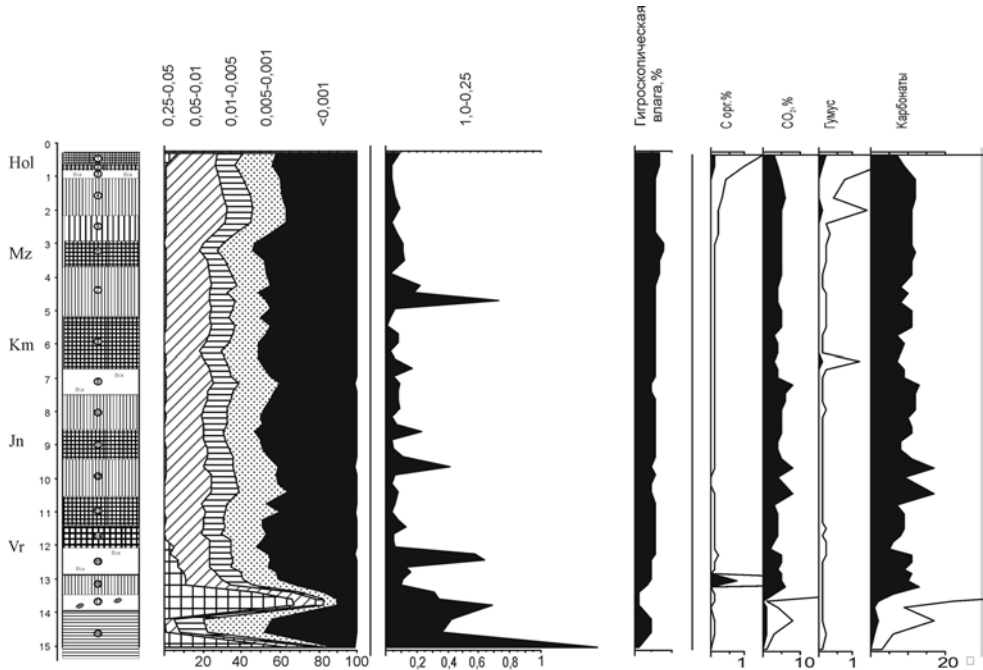


Рис. 1.9. Результаты литолого-химического анализа разреза Порт-Катон

Этот вывод подтверждается результатами микротериологического анализа, по данным которого в основании самого раннего почвенного комплекса в разрезе Семибалки-1 присутствует фауна с пеструшкой *Prolagurus rannonicus-posterius* (определения А.С. Тесакова), что позволяет говорить о раннетираспольском (домучкапском) времени его формирования.

По палеопедологическим данным изучения разрезов установлено, что лессово-почвенная серия в указанных разрезах характеризуется различной сохранностью палеопочв и мощностью разделяющих их лессовых отложений, что, по-видимому, определялось локальными геоморфологическими условиями, определявшими соотношение процессов аккумуляции и денудации.

Позднеплейстоценовое почвообразование. Палеопочвы позднего плейстоцена в разрезе Семибалки-1 представлены полноразвитым профилем чернозема мезинского комплекса (А1-Вкрот.-Вса), сопоставимый по своему строению с современным черноземом, венчающим разрез. В разрезе Семибалки-2 палеопочва этого возраста не сохранилась. Напротив, в разрезе Порт-Катон, почва мезинского комплекса имеет «растянутый» (около 4 м) профиль черноземной почвы, в котором генетические горизонты выражены не столь отчетливо (включая горизонт Вса), как в разрезе Семибалки-1.

Среднеплейстоценовое почвообразование. Во всех изученных разрезах горизонт каменной почвы выражен достаточно отчетливо. В разрезе Семибалки-1 она залегает на глубине ~ 8 м от поверхности (ниже днепровского лесса). Генетический профиль каменной почвы включает горизонты Am-Vm-Вса. Такие свойства палеопочвы, как фрагментарное микросложение, буровато-коричневая окраска за счет диспергированного Fe, обилие гидроксидов Fe, волокнистое строение оптически ориентированных глин, свойственны современным бурым и коричневым почвам Средиземноморского региона. Близкое строение почвы каменского межледникового обнаруживаются в разрезе Семибалки-2, где палеопочва залегает на глубине ~ 2,5 м за счет сокращения мощности перекрывающего лесса и отсутствия почвы мезинского комплекса.

Палеопочва инжавинского (лихвинского) межледникового представлена в разрезах Семибалки-1 и Семибалки-2. В этих разрезах инжавинская почва представляет собой полигенетическое образование, состоящее из почв двух фаз.

Во время основной фазы формировались мощные (1,25 м) темноцветные за счет высокой гумусированности (по-видимому, черноземовидные прерийные) почвы.

На заключительном этапе процессы гумусонакопления были ослаблены, преобладали процессы оглинивания и ожелезнения. После завершения почвообразования почва была разбита крупными вертикальными трещинами.

В разрезе Порт-Катон почва основной черноземовидной фазы сохранилась в виде отдельных участков. В основании горизонта встречаются крупные до 1,5 мм скопления микропылеватого кальцита.

Нижнеплейстоценовый воронский почвенный комплекс (мучкапское межледниковье). В разрезе Семибалки-1 почвы воронского комплекса залегают непосредственно под горизонтом инжавинской (лихвинской) почвы. Генетический профиль почвы А'-Am-Vm-Вса. Характерны — плотное блочно-трещиноватое микросложение, серовато-коричневая окраска, пылевато-

железисто-глинистая основная масса чешуйчатого и волокнистого микро-строения. Подобными свойствами обладают почвы, формирующиеся в условиях субтропического климата (коричневые или переходные к ним). В разрезе Семибалки-2 палеопочва имеет близкое строение. В разрезе Порт-Катон строение воронского почвенного комплекса более сложное, полигенетическое, включающее не менее 2-х фаз, близкое по своим природным условиям к современным почвам средиземноморского региона.

Проведенные исследования морфоскопии песчаных кварцевых зерен из разрезов Семибалки-1 и Порт-Катон позволили проследить изменения в характере осадконакопления снизу вверх по разрезам. При формировании нижней части толщи песчаных отложений тираспольского возраста основными агентами были водные. При формировании вышележащих толщ наиболее активными являлись эоловые процессы и процессы химического выветривания, а на заключительном этапе, при формировании верхних частей разрезов — ведущими были эоловые и криогенные процессы.

Полученные результаты палинологического анализа разреза Семибалки-1 свидетельствуют о наличии большого количества пыльцы маревых, злаков и полыней в верхней части валдайских лессов, что характерно для спектров степного типа. Существенную долю в пыльцевых спектрах составляют цикориевые. Ниже отмечено увеличение пыльцы древесных (до 40 %), преимущественно за счет сосны, отмечены единичные пыльцевые зерна ели и березы. Содержание цикориевых и полыней остается по-прежнему высоким. Возможно, в этот период здесь были распространены участки разреженных лесных сообществ. Ландшафт приобретал лесостепной характер.

В составе спорово-пыльцевых спектров верхнего (мезинского) почвенного комплекса хотя и отмечается сходство спектров с вышележащими отложениями, но все же здесь наблюдается некоторое увеличение содержания пыльцы маревых. Эти спектры уверенно относятся к спектрам степного типа.

В спектрах нижнего гумусового горизонта этой почвы отмечается увеличение доли пыльцы деревьев (до 65 %), преобладает пыльца сосны и березы, а в группе травянистых — пыльца полыни и злаков. В небольшом количестве присутствует пыльца вяза и клена. Очевидно, что в период формирования этого горизонта на прилегающей территории существовала лесостепь.

Величина магнитной восприимчивости, полученная, для разреза Семибалки-1 изменяется от 34 до 952×10^{-3} ед. Си/г. Погребенные почвы характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости по сравнению с лессовыми горизонтами. Это свидетельствует о том, что условия почвообразования здесь способствовали образованию педогенного суперпарамагнитного магнетита, являющегося главным носителем магнитных свойств погребенных почв в Центральной Азии, Китае и Африке.

На основе анализа изотопного состава углерода (ИСУ, $\delta^{13}\text{C}$) и кислорода (ИСК, $\delta^{18}\text{O}$) в палеопочвенных карбонатах и гумусе разрезов Семибалки-1 и Порт-Катон, проведена реконструкция температур. По предварительным оценкам большинство изученных палеопочв формировалось при среднегодовых температурах выше современных (на +1 ... +2 °C).

По карбонатам доля C_4 растений реконструируется до 40–60 %. Реконструируемые по составу углерода величины pCO_2 колеблются от 100 до 1600 ppm.

Таким образом, комплексные исследования в изучаемых разрезах позволяют говорить о том, что на протяжении конца нижнего, среднего и позднего плейстоцена (около 0,7 млн лет) устанавливается последовательный ряд из 5 ледниково-межледниковых циклов. На рассматриваемой территории юга России согласно полученным данным в межледниковые эпохи от более ранних к более поздним происходила смена условий от свойственных семигумидным субтропическим ландшафтам к условиям близким к прерийным, затем к бореальным теплоумеренным, далее к ландшафтам с почвами типично степного ряда в позднем плейстоцене и голоцене. Все это указывает на направленный сдвиг гидротермического режима межледниковых эпох почвообразования от условий с более высокой теплообеспеченностью и влагообеспеченностью к условиям понижения теплообеспеченности и роста аридизации.

Рассматриваемые этапы межледникового почвообразования чередовались эпохами резкой аридизации, когда происходило формирование лессовых горизонтов при активных эоловых процессах.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Историческая реконструкция процессов формирования черноземных степей аридных зон» программы ОНЗ РАН и гранта РФФИ (№ 04-05-64599).

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д. и др. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы, подходы к решению // Квартер — 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 64–66.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ БЭРОВСКИХ БУГРОВ И СОВРЕМЕННОЙ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

И.А. Волков

Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии
СО РАН, Новосибирск, Россия

В начале второй половины XX в. автором были проведены исследования в северо-западной части Прикаспийской низменности, охватывающие район бугров Бэра и дельты Волги. Тогда были получены следующие выводы (Волков, 1961):

1. Подтвердилось мнение Б.А. Федоровича о том, что бэровские бугры представляют собой древние, преимущественно аккумулятивные эоловые гряды, продольные образовавшим их господствующим ветрам.

2. Субстратом дефляции и эоловой аккумуляции послужила поверхность, осушившаяся после спада хвалынского моря, во время мангышлакской регрессии Каспия.

3. Регион распространения эоловых гряд был единым и охватывал большую часть Северного Прикаспия, а отчасти и современного мелководья Северного Каспия, включая и район современной дельты Волги. Эта дельта образовалась позже. Ее формирование сопровождалось эрозионной переработкой древних эоловых гряд.

Последующие работы автора в Европе, Западной Сибири и иных регионах Азиатской части страны позволили заключить, что образование бугров Бэра является лишь одним из регионов геологических процессов определенного периода дегляциации последнего (позднеюрмского, сартанского) оледенения.

В бассейне Днепра есть иной аналог бугров Бэра. Здесь в долине Припяти, вблизи впадения в нее левого притока Бобрика, развиты древние эоловые гряды (Волков, 1968, 1971). Установлено, что эти гряды моложе II, но древнее I террасы реки. В Западной Сибири генетическим и возрастным аналогом бугров Бэра является гривный рельеф юга и центральной части этого региона. Особенно характерен обширный район гривного рельефа северо-западнее г. Омска на левобережье Иртыша, известный, как Тюкалинский. Он образовался за счет эоловой переработки озерных отложений, осушившихся от вод понизившего свой уровень Мансийского приледникового бассейна.

Обширный район древних эоловых образований изучен и в бассейне Оби. От района г. Камня-на-Оби и до г. Новосибирска на дне долины распространён район эоловых бугристо-грядовых песков, известный как Чемский и Кудряшевский боры. Этот массив так же, как и в иных регионах, моложе II террасы, но древнее I (Волков, Архипов, 1978). Сходное геоморфологическое положение занимают древние эоловые образования во всех долинах Западной Сибири, а также и последний покров лёссовых отложений на междуречьях (Волков, 1965, 1971).

Охарактеризованные особенности образований времени дегляциации последнего оледенения ясно свидетельствуют, что эта дегляциация протекала в условиях глубокой аридизации всей Северной Азии и Европы. Из сказанного ясно, что позже формирования второй террасы рек Европы и Северной Азии был этап полного или почти полного прекращения речного стока. Это была глубокая аридизация климата. Представления автора в этом отношении сходятся с выводами А.Л. Чепалыги (2004).

Период глубокой аридизации климата, отразившейся в Каспийской впадине в виде мангышлакской регрессии, завершился следующей трансгрессией, новокаспийской. Сток рек в то время был в несколько раз обильнее, чем теперь. Строение долин Волги и Днепра свидетельствует, что это увлажнение климата было всеобщим для Европы и сопровождалось возникновением регионально развитой I террасы, а позже и поймы. Именно с этим увлажнением климата и связано формирование дельты Волги. Широкая I терраса характерна для всех долин Европейской части страны. Так, например, она прослеживается на дне долины Волги выше и ниже по течению этой реки от Ергеней. Ясно она прослеживается также и в бассейне Днепра в долине Припяти.

В Сибири дно долин также образовалось в результате резкого увеличения обильности стока всех рек бассейнов Оби и Енисея, т. е. рек всей Сибири. Резкое увеличение климатически обусловленного стока рек установлено и в Северной Америке работами Дьюри. Тот же период резкого увлажнения прослежен и в Австралии исследователем Боулером. Следовательно, резкое увлажнение климата, вызвавшее обильный сток рек и формирование в долинах первой террасы было общепланетарным.

Образование современной дельты Волги связано именно с этим общепланетарным увлажнением климата. Дельта Волги формировалась в процессе новокаспийской трансгрессии Каспия, начавшейся непосредственно позже самого низкого уровня этого моря в мангышлакскую регрессию. Сама трансгрессия, как и образования дельты Волги по своей природе едины, это следствие общепланетарного увлажнения климата самого конца дегляциации последнего (позднебурмского) оледенения и голоцена. Дальнейшие исследования с широким использованием радиоуглеродного датирования позволят установить возраст и детали этого природного процесса, имевшего место во время завершения дегляциации и перехода к голоцену. Автор убежден, что намеченная последовательность событий реальна и дальнейшие исследования подтвердят, уточнят и детализируют изложенные предположения.

ЛИТЕРАТУРА

Волков И.А. О геологическом строении и рельефе Бугров Бэра // Тр. лаборатории аэрометодов АН СССР. Л.: Изд. АН СССР, 1961. С. 74–89.

Волков И.А. Ишимская степь (рельеф и покровные лёссовидные отложения). Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1965. 75 с.

Волков И.А. О колебаниях климата во внеледниковой полосе (Западная Сибирь, Туран, Прикаспий // Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1968. С. 48–58.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. 89 с.

Чепалыга А.Л. Позднеледниковое обводнение в Понто-Каспийском бассейне как прототип Всемирного Потопа // Экология антропогена и современности: природа и человек. СПб.: Гуманистика, 2004. С. 83–88.

ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНАЯ СИСТЕМА СТОКА ВОД ЮЖНЕЕ ГРАНИЦЫ ПОСЛЕДНЕГО (ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО, САРТАНСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

И.А. Волков¹, С.П. Казьмин²

¹Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии
СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирская геолого-поисковая экспедиция, Новосибирск, Россия
c_kazmin@ngs.ru

Период последнего оледенения весьма важен для дальнейшего развития общей ледниковой теории. Исключительно богатый геологическими событиями был интервал от 20 до 10 тыс. лет назад (дегляциация). В то время в Европе и Северной Азии основная роль принадлежала речной, озерной и субаэральной деятельности. Особую роль играла озерная деятельность, которая пока изучена слабо. Тем не менее, авторы убеждены, что общие контуры системы стока талых вод последнего оледенения, для территории Северной Азии и Европы намечены правильно (Гросвальд, 1999).

Сибирь

В процессе исследований XX в. и начала текущего в азиатской части России были выявлены древние долины, пересекающие водоразделы современных водосборных бассейнов основных рек. Особое внимание привлекали Кас-Кетьская (Енисей-Обская) и Убаган-Тургайская (Иртыш-Аральская) сквозные долины. Была установлена также и Лено-Енисейская долина. Установлено, что полоса максимального продвижения на юг последнего оледенения субширотно пересекает Западную Сибирь от Урала до Средней Сибири. Многочисленные радиоуглеродные даты из осадков, перекрытых мореной ясно свидетельствуют, что эта полоса есть конечные образования сартанского (позднеюрмского) оледенения (Арсланов и др., 1983; Гончаров, 1989). Следовательно, система стока в Западной Сибири во время этого оледенения коренным образом перестраивалась. На территории Евразийской части страны были изучены и откартированы следы обширных приледниковых бассейнов, избыток вод которых сбрасывался на ЮЮЗ. Эти особенности приледниковых районов отображены на многих геологических и геоморфологических картах. К началу текущего столетия выяснилось, что весь север Сибири представлял собой единый континентальный (шельфовый) ледник (Гросвальд, Котляков, 1989). Следовательно, перестройки стока охватили все бассейны главных рек. Южнее края максимального распространения ледника возникли крупные ледниково-подпрудные бассейны — Ленский, Енисейский и Обский (Мансийский). Их максимальные уровни закономерно снижались с востока на запад. В этом же направлении снижались и днища междуозерных долин (спилвеев). Возникла единая транссибирская система стока талых вод последнего оледенения.

Верховья системы стока изучены пока слабо. Установлено, что предгорный ледник Верхоянского хребта перекрывал низовья Лены и сток на север этой реки прекращался. Возникал обширный Лено-Вилуйский приледниковый бассейн. Вероятно, он отчасти пополнялся талыми водами ледника хребта Черского (Гросвальд, 1999). Воды Лено-Вилуйского бассейна проникали в понижения долины Нижней Тунгуски и стекали на запад. В период максимального продвижения на юг последнего ледника, его край пересекал долину Енисея в 80 км ниже устья Подкаменной Тунгуски, в районе пос. Лебедь. На левобережье Енисея из отложений, перекрытых мореной получены многочисленные конечные радиоуглеродные даты позднекаргинского и сартанского возраста (Гончаров, 1989). Приведена последовательность повышения уровня Енисейского озера от отметок, близких к 60 м (около 36 тыс. лет назад) до ~115 м (около 28 тыс. лет назад). В период максимального стояния уровня приледникового Енисейского озера избыток его вод сбрасывался на запад по долинам Елогуя (левый приток Енисея) и Кас-Кетской ложбине. Положение максимального уровня Енисейского озера пока нельзя считать твердо установленным.

Не менее четко следы деятельности приледникового озерного бассейна выражены в центральных и западных районах ее водосборного бассейна. Этот бассейн назван Мансийским в 1964 г. (Волков, Волкова, 1964). Работами сибирских геологов изучена единая полоса береговых образований Мансийского озера на абсолютных отметках, близких к 130 м и более низких.

Эта полоса откартирована на протяжении от долины Иртыша на востоке до долины Тобола и низовьев Туры на западе. Выяснилось также, что в долинах левых притоков Иртыша (Туры, Тобола, Ишима) и самого Иртыша существовали обширные ингрессионные озерные заливы. Подобный же залив существовал и в долине самой Оби. Он проникал вверх по этой долине до района Новосибирска и Камня-на-Оби. На севере при максимальном уровне, близком к 130 м, озеро проникало к полосе максимальных краевых образований последнего ледника. Оно имеет две значительных лопасти, в районе долины Оби на западе и долины Енисея на востоке (Волков, 1997).

Некоторые твердо установленные факты косвенно свидетельствуют о грандиозности феномена последнего (сартанского, поздневалдайского) оледенения. Так, например, последнее оледенение проявлялось в Новой Зеландии, и его максимум был около 22 тыс. лет назад (Борисова, 2005), т. е. последнее оледенение было биполярным и похолодание, с которым оно совпадало, носило общепланетарный характер. Не менее впечатляющий факт — гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана. Она достигала уровня около минус 130 м, а возможно и несколько более низкого. Это означает, что все континенты Земли в максимум регрессии возвышались над уровнем Мирового океана, по крайней мере, на 130 м больше, чем теперь.

В районе Сибирских Увалов существовали меридиональные ложбины, Пур-Аганская и некоторые иные. По ним осуществлялась связь Мансийского озера с расположенным севернее Пуровским озером (Волков, 1980). Это озеро оставило серию террасовидных поверхностей, снижающуюся от Сибирских Увалов на север. Следовательно, сток от краевой полосы оледенения почти сразу же стал осуществляться на север (Арсланов и др., 1983).

Накопленные факты позволяют оценить время начала возникновения ледниковой преграды и появления Мансийского озера. Даты в низовьях Тобола, близ пос. Липовки, показали, что в конце каргинского интерстадиала, около 30 тыс. л.н. сток Иртыша и Оби на север был свободным. Установлено также, что максимальный уровень озера был около 20–15 тыс. лет назад. Позже началось быстрое снижение его уровня от высот 130 м до 30–40 м, когда возобновился сток Оби на север. Мансийское озеро было сточным лишь при уровнях, близких к максимальному. Спад вод озера протекал в условиях глубокой аридизации климата. Осадки озера переработаны деятельностью ветра и осложнены эоловыми грядами (гривами, маврами) и дюнными бугристо-грядовыми песками.

Арал, Каспий, Предкавказье

Огромный регион Тургая и Приаралья в отношении геологии квартера и позднего неоплейстоцена, в особенности, изучен весьма слабо. Ложбина верховьев Убагана и Тургая, по которой избыток вод Мансийского озера при его максимальных уровнях стекал в Аральскую впадину, прослеживается на протяжении около 500 км. На дне этой ложбины расположена цепочка крупных солончаков и соленых озер (Кушмурун, Сары-Моин, Аксуат, Сары-Копы и др.). Внутривалдинский Сибирско-Аральский водораздел расположен на высоте 126 м в районе оз. Аксуат. В пределах дна Аральской впадины ложбина не прослеживается.

Аральское озеро в период его максимального уровня было весьма обширным. Исследователь С.К. Кривоногов показал, что уровень достигал абсолютных отметок, близких к 90 м, а не 72 м, как это считал М.Г. Гросвальд (Гросвальд, Котляков, 1989). В него вливались воды не только со стороны Сибири, но также и со стороны гор Средней Азии. Аральское озеро при максимальных уровнях было сточным. Его воды, огибая с севера пустыню Кара-Кум, по долине Сарыкамышской впадины и Узбоя стекали в юго-восточный Каспий. Не исключено, что часть вод Арала стекала и в северо-восточный Каспий по низинам севернее Усть-Урта.

В Западной Туркмении была прослежена серия речных, дельтовых и морских осадков. На южном шлейфе Большого Балхана на высотах 47–48 м и более низких сохранилась единая серия морских хвалынских осадков. Серия береговых валов, образовавшихся в процессе снижения уровня моря, непрерывно прослеживается от максимального берегового вала до отметок минус 10–15 м. Никаких признаков длительного континентального перерыва нет. Спад уровней хвалынского моря был непрерывным. Именно он продолжался позже в виде мангышлакской регрессии Каспия (Волков, 1958, 1971). Приток вод в Каспий с востока происходил главным образом в начале хвалынской трансгрессии. Именно он сыграл важную, если не основную, роль в поднятии уровня хвалынской трансгрессии до ее максимума. Позже времени максимума трансгрессии в условиях глубокой аридизации Каспий стал бессточным. Это было начало мангышлакской регрессии.

В северо-западной части Прикаспия были проведены работы, которые существенно дополнили данные исследований в Восточном Прикаспии (Волков, 1971). Они вполне согласуются с результатами исследований в области Каспийско-Черноморской ложбины стока (Чепалыга, 2005). Вполне определенно был решен вопрос о генезисе и времени формирования бугров Бэра. Дальнейшие исследования авторов в Западной Сибири подтвердили правильность этих заключений.

Наиболее полно изучены низовья трансконтинентальной системы стока талых вод в пределах Каспийско-Черноморского и Черноморско-Средиземноморского соединений (море Ворукаша). Наиболее полно этот материал изложен в работе А.Л. Чепалыги и А.Н. Пирогова (Чепалыга, Пирогов, 2005), где обобщены данные и мнения не только отечественных, но и зарубежных исследователей. Накопленные к настоящему времени факты свидетельствуют, что время последнего (поздневалдайского, сартанского) оледенения сопровождалось возникновением трансконтинентальной системы стока талых вод. Приледниковые озера и соединяющие их ложбины стока в совокупности существенно повлияли на облик современной Северной Азии и Европы. Впереди огромный объем исследований, которые позволят выяснить не только особенности самой системы стока, но и всего последнего оледенения. Период аридизации в условиях которой протекал спад и исчезновение озер южнее оледенения оказал влияние на природу всей территории России, а также на жизнь палеолитического человека. Существование системы стока было кратковременным, однако сочетание во времени стока талых вод и глубокой аридизации климата оказало весьма многообразное влияние на рельеф новейшие отложения и характер геолого-геоморфологи-

ческой основы современных ландшафтов. Выяснение процессов дегляциации последнего оледенения затрагивает и многие основные вопросы общей ледниковой теории. Все это показывает, как важно расширить и углубить изучение времени последней дегляциации.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Новые данные о позднеплейстоценовом оледенении севера Западной Сибири // Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 27–35.

Борисова О.К. Особенности проявления последнего климатического макроцикла в умеренных широтах южного полушария (на примере Новой Зеландии) // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 45–46.

Волков И.А. Очерк строения и истории формирования верхнечетвертичных отложений и рельефа Западной Туркмении // Геология Закаспия. Вып.1. М.: Изд. АН СССР, 1958. С. 104–147.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

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

Волков И.А. Пределы распространения сартанского ледника в Западной Сибири / Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 6. С. 1049–1054.

Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. 1964. Вып. 44. С. 109–129.

Гончаров С.В. Последнее оледенение Западной Сибири и ледниково-подпрудные озера в бассейне Среднего Енисея: Автореф. дис ... канд. геогр. наук. М, 1989. 25 с.

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

Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Великая приледниковая система стока Северной Евразии и ее значение для межрегиональных корреляций // Четвертичный период: палеогеография и литология. Кишинев: Штииница, 1989. С. 5–13.

Чепалыга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений (ЭЭЗ) как прототип «всемирного потоп»: Понто-Каспийские бассейны и северное измерение. // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 447–452.

Чепалыга А.Л., Пирогов А.Н. События эпохи экстремальных затоплений в долине Маныча: сброс Каспийских вод через Маныч-Керченский пролив // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 445–447.

СТАНОВЛЕНИЕ БОРЕАЛЬНОГО КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

В.С. Волкова

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
Новосибирск, Россия
VolkovaVS@uiggm.nsc.ru

Пространственные взаимоотношения современной северной границы аридной зоны и динамика ее границ тесно связана со временем становления и развития бореального климата в Северной Азии и ландшафтных зон, обусловленных глобальными климатическими колебаниями в кайнозое.

Следует подчеркнуть, что на протяжении позднего кайнозоя границы аридных зон не были постоянными.

Многие отечественные и зарубежные географы установили, что на облик ландшафта, его тип и структуру решающее влияние оказывает баланс тепла и влаги, характеризующиеся различными гидрометеорологическими коэффициентами. Академики А.А. Григорьев и М.И. Будыко (1956) сформулировали периодический закон географической зональности, согласно которому размещение географических зон определяется пространственным распределением баланса радиационной энергии и распределением радиационного индекса сухости (отношение радиационного баланса к количеству тепла, необходимому для испарения годовой суммы осадков). Согласно этому закону в экваториальной зоне максимуму притока тепла соответствует более высокий приток влаги, связанной с характером циркуляции атмосферы. Это теплый пояс избыточного увлажнения и стока. У границ этого пояса существует некоторое соответствие между влагообеспеченностью и теплообеспеченностью ландшафтов. Севернее, в зонах пустынь субтропического и умеренного пояса, при высоком притоке тепла приток влаги крайне мал. Это аридный пояс недостаточного увлажнения и отсутствие стока. В северной части пояса количество тепла существенно уменьшается, а приток влаги начинает возрастать. На северной границе его наблюдается соответствие между влаго- и теплообеспеченностью ландшафтов. Здесь располагается граница гумидных и аридных зон умеренного пояса. Еще севернее приток тепла меньше притока влаги. Это холодный пояс избыточного увлажнения и стока. На самом крайнем севере приток тепла и влаги минимален, но малые значения испарения обеспечивают и здесь некоторое превосходство притока влаги над притоком тепла. Таким образом, положение границ каждой географической зоны предопределяется особенностями гидротермического баланса и каждая зона характеризуется своеобразными, только ей присущими притоком тепла и влаги.

Этот закон применим не только к современным ландшафтным зонам, но и к формированию зон прошлого. Западная Сибирь представляет собой редкий пример сравнительно закономерного расположения природных зон от тундры до полупустыни и протягивается с севера на юг более чем на 2500 км. Отложения этого региона хорошо изучены, имеют прекрасные палеонтологические характеристики, отраженные в Унифицированной стратиграфической схеме неогена и палеогена 2001 г. В связи с этим этот регион является опорным для всей Северной Азии.

Для решения поставленной проблемы (взаимоотношение бореальной и аридной областей) нами будет рассмотрены геологические и климатические процессы на территории юга Западной Сибири и Северного Казахстана (рис. 1.10).

Следует отметить, что на этой территории от 65 до 37–38 млн лет аридных зон не было. На всем Земном шаре в этот период существовала “теплая” биосфера (Ахметьев, 2004). Арктический бассейн соединялся с Тетисом. Шло морское осадконакопление. Среднегодовая температура была близка +18 ... +23 °C, осадков было 1200 мм в год.

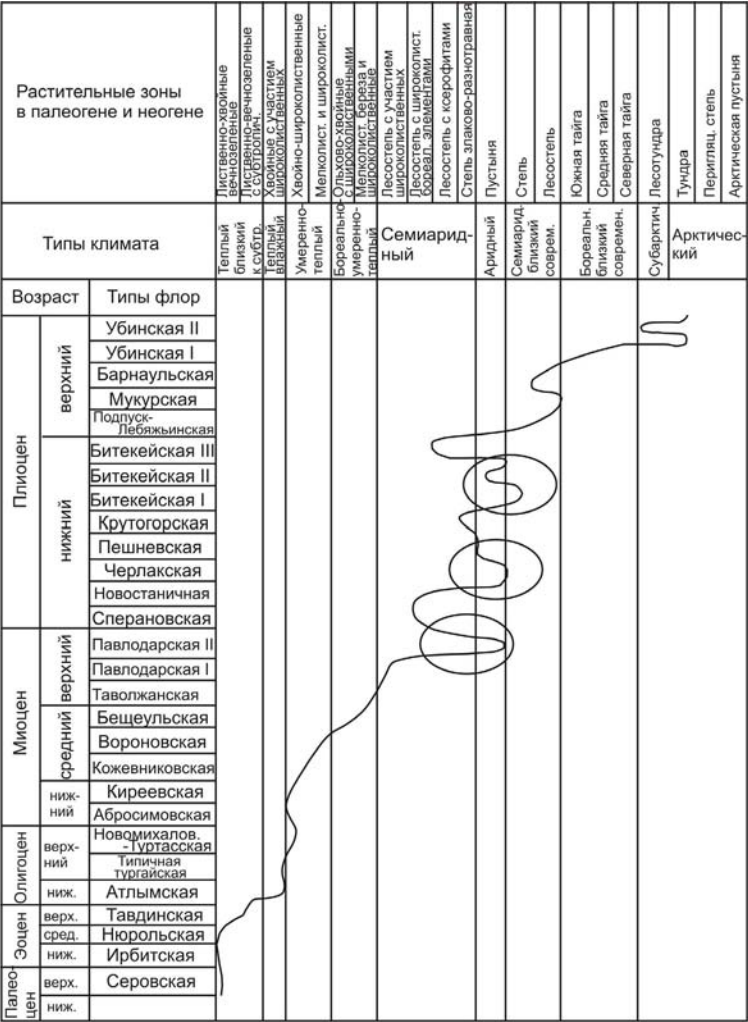


Рис. 1.10. Климатическая кривая для Западной Сибири в кайнозой (Кулькова, Волкова, 1997) (овалами обведены эпохи аридизации)

Наиболее сильные изменения климата происходили на рубеже эоцена и олигоцена. Это было обусловлено изоляцией Антарктического континента от других континентов бывшей Гондваны, образованием пролива Дрейка между Антарктикой и Южной Америкой с одновременным образованием циркумполярного антарктического течения, что привело к началу оледенения Антарктиды и гляциоэвстатическому понижению уровня Мирового океана, уходу морских вод из внутренних бассейнов северного полушария и осушения Западно-Сибирского моря и Тургайского пролива, сокращению площади Байгубекского моря, но климат оставался еще умеренно теплым (Кулькова, Волкова, 1997). Постепенно от олигоцена к миоцену климат менялся в сторону континентальности и сухости. Уже в позднем миоцене около 7 млн лет назад произошла смена семиаридной обстановки на аридную. Аридный климат на юге Западной Сибири и Северного Казахстана возникал неоднократно. Он определял миграцию ландшафтных зон аридного климата к северу до 57° с.ш.

По материалам бурения разрезов скважин и естественных обнажений на юге Западной Сибири, в Кулунде, частично в Барабе, а также в Казахстане, у пос. Малый Калкаман, у г. Павлодар, на р. Битекей, Иман-Бурлуке и ряда озер для конца позднего миоцена (павлодарское время) на юге Западной Сибири и Северного Казахстана устанавливается этап сильнейшей аридизации климата. Он проявился в образовании покрова субаэральных красноцветных карбонатных глин, которые заполнили речные долины и озерные котловины. Этап аридизации проявился в редукции стока, в формировании дефляционных котловин и денудационной поверхности, а также в массовом вымирании в фауне млекопитающих (Архипов и др., 1993) и в расширении зоны пустынь на север Западной Сибири до 56–57° с.ш. Павлодарская аридная фаза отчетливо прослеживается во всей внутренней Азии. По палеомагнитным и биостратиграфическим данным она соответствует падению уровня океана на 50–70 м в конце миоцена и связанному с ним мессинскому кризису солености, вызвавшим аридизацию климата. Уже в конце павлодарского времени по палинологическим данным на рассматриваемой территории произошло опустынивание. В составе растительности до 80 % принимали участие травы из сем. *Asteraceae* и *Ephedra*. Все это указывает на развитие полупустынь в сочетании с солончаковыми участками. Среднегодовая температура было около +6 °С. Количество осадков на юге Западной Сибири колебалось от 100 до 250 мм/год.

В раннем плиоцене (от 4,9 до 3,2 млн лет) периоды засушливого климата чередовались с фазами относительно увлажнения. За период 4,9 до 3,5 млн лет установлено четыре эпохи аридизации климата (опустынивание) (Кулькова, Волкова, 1997). По данным В.С. Зыкина (Архипов и др., 1993), наряду с аридизацией установлено пять циклов увлажнения. Климатические флюктуации нашли отражение в строении циклитов континентального осадконакопления, начинающихся водными речными или озерными отложениями и заканчивающиеся субаэральными осадками с включением крупных карбонатных конкреций. Климатический оптимум относится к началу плиоцена – 4,9–4,4 млн лет назад (Зыкин, 1991).

Битекейское время (4–3,4 млн лет) ознаменовалось вновь потеплением климата. Среднегодовая температура достигала +6 ... +7 °С (Волкова, 1999). В пресноводной малакофауне вновь преобладают сино-индийские и Западно-Сибирские элементы, сокращается доля палеоарктических. Около 3,2 млн лет на юге Западной Сибири произошла резкая перестройка биоты, обусловленная похолоданием и аридизацией климата. В этот период выпадают все теплолюбивые виды пресноводных моллюсков, малакофауна приобретает палеоарктический облик, появляются ксерофитные виды наземных моллюсков, руссенийская фауна млекопитающих сменяется виллафранкской (Зыкин, 1991). Широкое развитие получает растительность (семиаридного климата), близкая к современной. Сокращаются площади полупустынных ландшафтов. Широкое развитие получают злаково-разнотравные разнотравно-злаковые степи. Это климатическое событие на юге равнины и Казахстана совпадает по времени с вымиранием пресноводной малакофауны в центральной Японии, датированным в 3,1 млн лет, и соответствует переломному моменту в развитии глобального климата, отраженному на изотопно-кислородной кривой по колонке V-28-179 на уровне 3,2 млн лет назад.

Около 2,5 млн лет назад по данным палеонтологии произошла значительное похолодание климата. В мукурско-барнаульское время климат стал близ-

ким к современному. Это похолодание в конце палеомагнитной эпохи Матуяма совпадает с претиглем Северо-Западной Европы и прослеживается по всей северной Евразии в Северной Америке и южном полушарии. В конце плиоцена — начале эоплейстоцена (2–1,8 млн лет назад) произошло замещение лесостепной и степной растительности современной бореально-таежными темнохвойными лесами с зеленомошными болотами (Волкова, 1991). К этому времени следует относить становление современного бореального климата и соответствующих ему ландшафтов в современных границах. Следует подчеркнуть, что аридизация климата неоднократно происходила и в эпоху Брюнес. Особенно сильная аридизация произошла в конце позднечетвертичного времени. Она нашла отражение в строении осадков, в сокращении речного стока, в составе растительности и в продвижении аридных зон в высокие широты.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Волкова В.С., Зыкин В.С. Календарь биотических и абиотических событий позднего кайнозоя в Западной Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 6. С. 53–93.

Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеогене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10–51.

Волкова В.С. Колебание климата в Западной Сибири в позднелиценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. С. 30–40.

Волкова В.С. Анализ флоры и климатов на рубежах раннего-позднего плиоцена и эоплейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 5. С. 585–597.

Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110. № 1. С. 129–132.

Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ОИГГиМ СО АН СССР, 1991. С. 5–17.

Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 58–95.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 2001.

О СТРОЕНИИ, СОСТАВЕ И УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СРЕДНЕ-РУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (НА ПРИМЕРЕ СТОЙЛЕНСКОГО КАРЬЕРА КМА)

Т.Н. Воскресенская

Московский государственный университет, Москва, Россия

kavosk@mail.ru

Красноцветные кайнозойские отложения юга России издавна являются объектом внимания исследователей, однако по вопросу об их происхождении не существует общепризнанной точки зрения. Поскольку красноцветные суглинки часто залегают на известняках, спорным остается вопрос о том, являются ли красноцветные образования корой выветривания извест-

няков или они представляют собой осадочные накопления, связанные с размывом и переотложением подготовленных выветриванием более древних пород. В.В. Добровольский (1968), изучив и проанализировав геохимические особенности позднекайнозойских красноцветных отложений Крыма, приходит к выводу о том, что известняки являются лишь субстратом, на котором отлагались принесенные продукты выветривания сиаллитных пород.

Красноцветные позднекайнозойские отложения в пределах Средне-Русской возвышенности распространены в ее южной части; севернее широты Тамбова они не отмечены. Обычно они залегают на меловых, реже — морских палеоцен-эоценовых осадках. Для плейстоценовых отложений красноватые тона окраски нехарактерны, преобладают желтовато-буровые, серые, коричневатые оттенки. В данном сообщении мы попытаемся охарактеризовать особенности строения и литологического состава красноцветных образований, их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами на примере разреза Стойленского железорудного карьера КМА, расположенного на востоке Средне-Русской возвышенности, на высокой водораздельной поверхности (абс. отметка бровки карьера 208 м). В стенках этого гигантского карьера вскрыта толща осадков мощностью свыше 250 м: железистые кварциты протерозоя, юрские и меловые морские отложения, кайнозойские, преимущественно континентальные отложения.

Кайнозойские отложения в карьере залегают на верхнемеловых, представленных белым писчим мелом мощностью до 120 м. Добыча мела в карьере ведется с помощью роторных экскаваторов. Красноцветные кайнозойские образования, покровом небольшой мощности перекрывающие белые меловые породы, вскрываются в обрыве верхней стенки основного карьера, а также в небольших карьерах, разрабатывавшихся способом гидропоники. Изучение новейших отложений Стойленского карьера проводилось коллективом Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ. В результате исследований выявлены особенности строения и состава новейших отложений, прослежены сложные взаимоотношения разновозрастных и разнотектонических толщ (Судакова и др., 2000). Среди кайнозойских отложений выделено нескольких седиментационных комплексов:

- зеленоватые глины, залегающие на поверхности меловых пород;
- пестроцветные (коричневые, зеленоватые, красноватые) алевроиты бассейновой седиментации;
- красноцветная толща песков и глин;
- красно-бурая суглинистая субаэральная толща на водоразделах с горизонтами ископаемых почв;
- толща субаэральных буровато-желтых лессовидных суглинков с горизонтами ископаемых почв, залегающая стратиграфически выше, но на более низких гипсометрических отметках.

Зеленоватые глины и алевроиты, залегающие в основании разреза кайнозоя, тонким слоем перекрывают поверхность, оставшуюся после ухода моря. Мощности глин не превышают 1–2 м, однако могут достигать 8 м в случаях выполнения ими карстовых полостей. Глины почти не содержат песчаной терригенной составляющей. Фракция 0,1–0,25 мм в основном состоит из минеральных новообразований — стяжений железистых силикатов

(до 70 %). Среди тонкодисперсных минералов, по данным Г.М. Немцовой (Судакова и др., 2000), резко преобладает монтмориллонит (до 80 %), примесь гидрослюда составляет 10–20 %.

Залегающая стратиграфически выше пестроцветная толща представлена темно-коричневыми и зеленоватыми алевритами с линзами красновато-коричневых опесчаненных алевритов, с прослоем красноватого тонкого песка в основании и прослоя, обогащенного карбонатными конкрециями, напоминающих грецкий орех, в кровле слоя. Толщу отличают причудливые пятнистые текстуры, линзовидные прослои имеют четковидное строение. Мощность толщи изменчива — от 1,5 до 5 м. В минералогическом составе тяжелой фракции песков господствуют устойчивые к выветриванию минералы. Средние содержания ставролита составляют 16 %, ильменита — 28 %, дистена — 28 %, турмалина — 11 %, рутила — 5 %, большинство зерен хорошо и идеально окатано. Поскольку подобные минералогические спектры характерны для коренных раннемеловых пород, естественно предположить, что формирование пестроцветных отложений в значительной мере происходило за счет местных источников сноса. В составе тонкодисперсных минералов в примерно равных количествах (по 40–50 % каждого) отмечаются монтмориллонит и гидрослюда, т. е. по сравнению с подстилающими зелеными глинами резко сокращается содержание монтмориллонита. В целом, пестрая толща представляет собой осадки неглубоких эфемерных озеровидных водоемов с плоскими берегами, неустойчивым режимом осадконакопления, неоднократной сменой застойного режима на слабо проточный. При аккумуляции осадков, по-видимому, происходили процессы подводного оползания грунтов, чем объясняется наличие специфических текстур.

Над пестроцветной толщей с размывом и угловым несогласием на абсолютных отметках около 200 м залегает красноцветная толща песков с линзовидными прослоями суглинков и глин, приуроченными, главным образом, к нижней части толщи. Отложения содержат включения марганцево-железистых бобовин и карбонатные конкреции. Мощность толщи изменяется в пределах 3–8 м. Пески окрашены в яркие малиново-красные, оранжевые, желтые тона. Отложения толщи отличаются от подстилающих четкой слоистостью, лучшей сортированностью и могут быть отнесены к образованиям озерно-аллювиального типа. По составу терригенных компонентов красноцветные пески сходны с подстилающими породами, отличаясь от них лишь некоторой перегруппировкой среди господствующих минералов (дистен — 24,5 %, ставролит — 18 %, турмалин — 10,5 %). Среди источников сноса преобладали местные коренные породы мела и палеогена. Слабо расчлененный рельеф и теплый климат обеспечивали условия, благоприятные для красноцветного выветривания. Толща красноцветных песков венчает разрез новейших отложений водораздельного плато. Развитый на ее поверхности почвенный покров мощностью до 6 м отличается чрезвычайно сложным строением. Условно красноцветные пески могут быть соотнесены с осадками полтавской серии, возраст которой в бассейне Дона определяется как олигоцен-раннемиоценовый (Миоцен..., 1977).

Стратиграфически выше красноцветной песчаной толщи с размывом и угловым несогласием залегает сложно построенная красноцветная субаэраль-

ная толща суглинков и глин, для которой характерно залегание в виде крупных пологих линз мощностью до 3–5 м, приуроченных к нескольким этапам врезания. В минералогическом составе красно-бурых суглинков преобладает турмалин-ставролит-дистеновая ассоциация руководящих минералов (в соотношении 15:15:27 %). Очень высокое содержание минералов окислов и гидроокислов железа свидетельствует об интенсивном выветривании толщи. В нижней части толщи преобладают красные, вишнево-красные, малиновые глины и тяжелые суглинки, очень плотные, вязкие, водоупорные. С ними связаны горизонты подземных вод, выходы которых на поверхность вызывают процессы оползания грунтов в стенках карьера. В верхней части толщи наряду с красновато-бурыми суглинками отмечаются прослои темных коричневатых суглинков, включения карбонатных конкреций, т. е. толща явно затронута процессами почвообразования. Несомненно, что накопление красноцветных субаэральных отложений происходило в течение длительного отрезка времени. Р.В. Красненков (Верхний..., 1985) отмечает, что в долине Дона красно-бурые суглинки обнаруживают тесную связь и переслаивание с осадками миоценовых и плиоценовых террас. Условно формирование толщи красноцветных водораздельных суглинков можно отнести к неогену.

Толща плейстоценовых приводораздельных лёссовидных желтовато-бурых супесей и суглинков с горизонтами ископаемых почв залегает на подстилающих породах с глубоким размывом. Обычно это приуроченные к ложбинообразным понижениям овражно-балочные отложения верхних звеньев гидрографической сети. В южной стенке карьера вскрыт разрез, в котором на сильно размытой поверхности верхнемеловых пород залегает лёссовидная толща мощностью около 28 м, состоящая из двух пачек. Нижняя пачка сложена светлыми серовато-бурыми супесями и суглинками, переслаивающимися с горизонтами гидроморфных погребенных почв (пролювиальные отложения небольшого водотока). Верхняя пачка мощностью около 15 м состоит из чередующихся прослоев палево-бурых лёссовидных суглинков и более темных буроватых горизонтов погребенных почв.

Итак, изучение разреза Стойленского карьера позволило проследить эволюцию процессов осадконакопления на высоких водоразделах Средне-Русской возвышенности в позднем кайнозое. Строение и состав новейших отложений высоких плато и Окско-Донской равнины существенно различаются. В отличие от плато, где маломощные преимущественно субаэральные красноцветные и лёссовидные суглинки в залегают на высотах 180–200 м на поверхности меловых пород, в долине Дона мощные (свыше 150 м) аккумулятивные толщи миоцена, плиоцена и плейстоцена выполняют глубокие эрозионные врезы, подошва которых расположена ниже современного уреза Дона (на отметках 54 м в районе Воронежа) (Верхний..., 1985). Однако, несмотря на значительные различия, в развитии процессов осадконакопления на плато и в долине Дона прослеживаются общие основные этапы, обусловленные ходом геологической истории.

Отложения наиболее древних этапов позднего кайнозоя, залегающие на поверхности меловых пород, сохранились лишь в разрезах плато, в до-

лине Дона они полностью размыты. Аккумуляция их происходила на низменной равнине, оставшейся после ухода моря. Вначале это были бассейновые мелководные фации, сложенные глинами и алевроитами преимущественно гидроморфных окрасок. С прогрессирующим развитием гидрографической сети связано накопление аллювиально-озерных песков с прослоями глин, характеризующихся яркими красными, желтыми тонами окраски, наличием многочисленных железо-марганцевых бобовин и карбонатных стяжений. Слаборасчлененный рельеф и климатические условия благоприятствовали миграции и осаждению как соединений железа и марганца, так и карбонатов, что говорит о чередовании относительно влажных и засушливых периодов. Красноцветные пески, сопоставляемые с полтавской серией олигоцен-раннемиоценового возраста, венчают разрез мелового плато. Более молодые отложения залегают на более низких высотных отметках. Это связано с этапом глубокого врезания и перестройкой речной сети, обусловленным глубокой раннемиоценовой (мессинской) регрессией южных морей.

Этап накопления красноцветных водораздельных суглинков и глин, за счет размыва и переотложения которых в значительной степени формировались красноцветные суглинки в речных долинах, охватывал значительный временной интервал. Красноцветные суглинки в долине Верхнего Дона обнаруживают тесную связь и переслаивание с осадками миоценовых и плиоценовых террас (Верхний..., 1985). Вероятно, можно считать, что накопление красноцветных водораздельных суглинков осуществлялось в миоцене и плиоцене.

Отложения плейстоценового лёссово-почвенного приводораздельного комплекса в разрезах Стойленского карьера приурочены к овражно-балочным понижениям и связаны с несколькими этапами врезания. Иногда довольно мощные (28 м) толщи желтовато-бурых лёссовидных супесей и суглинков залегают на сильно размытой и сниженной поверхности меловых пород. Условия осадконакопления на рубеже плиоцена и плейстоцена значительно изменились как вследствие изменения климата в сторону более прохладного и сухого, так и вследствие изменения тектоно-геоморфологических условий, вызвавших кардинальную перестройку гидрографической сети бассейна Дона. С изменениями условий осадконакопления связаны существенные различия литологического облика покровных неогеновых и плейстоценовых образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1985. 144 с.
Добровольский В.В. Красноцветные образования Крыма и их палеогеографическое значение // Вестник МГУ. Сер. географ. 1968. № 1. С. 45–50.
Миоцен Окско-Донской равнины. М., 1977. 248 с.
Судакова Н.Г., Воскресенская Т.Н., Немцова Г.М. Палеогеографические предпосылки плейстоценового литогенеза на юге Среднерусской возвышенности // Вестник МГУ. Сер. географ. 2000. № 3. С. 51–57.

О ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ДАРХАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ)

В.Б. Выркин

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия

vyrkin@irigs.irk.ru

Дархатская котловина — это крупная суходольная впадина байкальско-го типа на севере Монголии, протянувшаяся с севера на юг на 120 км, а с запада на восток на 40–50 км. Эта котловина расположена на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны и относится к компенсированным прогибам, заполненным сложным полифациальным комплексом осадков, состоящих из озерных, озерно-ледниковых, ледниковых, аллювиальных, дельтовых и эоловых отложений (Геоморфология..., 1982). Для нее характерен асимметричный профиль бортов. В то же время она отличается более низкой сейсмичностью по сравнению с «типичными» впадинами байкальского типа, к которым можно отнести близлежащие Хубсугульскую и Тункинскую. В котловине крайне мало минеральных источников, среди которых нет ни одного термального.

С запада котловина ограничена системой высоко- и среднегорных хребтов Шишхидского нагорья (Улан-Тайга и др.) с абсолютными высотами 2000–3350 м, а с востока — хребтами Хардыл-Сардык и Баян-Ула, достигающими высоты 3130 м. Высота днища котловины — 1538–1600 м, а останцовые горы в ее пределах достигают 2100 м. В котловине преобладают мелкосопочный рельеф с округлыми, сглаженными формами и равнинный, сложенный аллювиальными и озерными отложениями, а также озерно-болотные низины.

Ее рельеф сформирован под действием экзогенных и эндогенных (рифтогенез) процессов, а также тесно связан с палеогеографическими особенностями развития территории. В плейстоцене здесь существовало Дархатское озеро, которое неоднократно меняло свои размеры, очертания и было окончательно спущено в конце позднего плейстоцена. Следы существования этого озера выражаются в наличии толщ озерных илов, супесей и тонкозернистых песков мощностью более 200 м и серии из 5–10 абразионных уступов на абсолютных высотах 1550–1700 м. Для нее характерно наличие большого количества сточных и бессточных озер, самые крупные из которых Дод-Нур и Тарган-Нур. Многие из этих озер реликтовые, с сохранившимися фрагментами крупного четвертичного палеоозера, которое было осушено на границе каргинского и сартанского времени (Геокриологические..., 1974), после чего началось активное эпигенетическое промерзание верхних горизонтов озерных отложений с формированием ритмически сложенных мерзлых пород.

Образование подпрудного Дархатского озера было обусловлено формированием базальтовых покровов, наиболее масштабно выразившихся в долинах рек Шишхид-Гол и Хогоргын-Гол. Остатки базальтового покрова мощностью около 200 м сохранились в сужении долины Шишхид-Гол меж-

ду вершинами Хойт-Агая-Ула (3065 м) и Урд-Агая-Ула (2792 м) в 50 км западнее озера Дод-Нур. С излиянием этих базальтов Е.И. Селиванов (1972) связывает первый этап образования древнего озера. Второй этап его формирования обусловлен излиянием плейстоценовых базальтов вблизи западной оконечности современного озера Дод-Нур. Что же касается третьего выделенного им этапа, связанного с подпруживанием Шишхид-Гола Тэнгисийским ледником, то он в настоящее время представляется малообоснованным вследствие недоказанности столь масштабного оледенения бассейна р. Тэнгисийн-Гол.

В позднем плейстоцене окружающие котловину хребты подвергались оледенению, носившему горно-долинный характер. Конечные морены последнего (сартанского) оледенения в Дархатской котловине наиболее четко выражены на выходе из гор рек Хугэйн-Гол и Джарайн-Гол. Абсолютные высоты расположения подножий и верхних частей моренных валов в долине Хугэйн-Гола равны 1670–1740 м, а Джарайн-Гола – 1600–1780 м. В долине р. Мунгарагийн-Гол также наблюдаются валы конечной морены, но они находятся в ее среднем течении уже не в котловине, а в предгорьях хребта Улан-Тайга на высотах 1850–2000 м. Для всех этих конечно-моренных валов характерно наличие большого количества небольших озер. Реки выше морен отличаются чрезвычайно активно выраженными процессами меандрирования, сменяющимися при их пересечении участками крутого падения и отсутствия резких изгибов русла. Ниже конечно-моренного вала р. Хугэйн-Гол расположен конус выноса песчано-галечного состава с большим количеством глыбово-валунного материала размером до 2–3 м, вынесенного рекой из морены.

По данным А.К. Уфлянда и др. (1969), небольшая конечная морена находится в приустьевой части р. Утрагийн-Гол на высоте 1600–1640 м. Конечно-моренные валы в верховьях небольших рек восточного и северного склона г. Лхашяхундэв-Ула (2716 м), вытекающими из каров, расположены на абсолютных высотах более 2000 м.

Наиболее проблематично выделение конечных морен в нижнем течении р. Тэнгисийн-Гол, впадающей в р. Шишхид-Гол в районе северо-западной оконечности Дархатской котловины. Е.И. Селиванов (1972) пишет, что мощная конечная морена Тэнгисийнского ледника перегораживала долину Шишхид-Гола, способствуя образованию подпрудного озера в Дархатской котловине. По нашим данным, в устьевой части этой реки (абсолютная высота 1530 м) следов ледниковой деятельности не обнаружено. Ледники позднего плейстоцена по долинам Мунгарагийн-Гола, Хугэйн-Гола и Джарайн-Гола были длиной 25–50 км, а максимальные высоты в их бассейнах на восточном склоне хребта Улан-Тайга и западном хребта Баян-Ула составляют 3100–3350 м. Если же предположить, что ледник долины р. Тэнгисийн-Гол занимал всю ее длину, то он должен быть длиной не менее 90 км. Учитывая, что максимальные высоты рельефа в пределах бассейна этой реки составляют 2800–3000 м и он расположен на южном макросклоне Большого Саяна, то такая длина ледника маловероятна. Следы конечных морен этого ледника следует искать в днище долины среднего или верхнего течения этой реки. Об этом же свидетельствуют данные Уфлянда и др. (1971) о том, что

флювиогляциальные отложения отмечены в долине Тэнгисийн-Гола и, что очевидно, конечные морены расположены не в устьевой ее части, а выше по долине.

Интересно отметить отсутствие следов оледенения в высокогорье хребта Хардыл-Сардык с высотами до 3093 м, требующее в будущем научного объяснения. Здесь представлен высокогорный резко расчлененный эрозионно-денудационный рельеф без явных следов ледниковой обработки. Нет и конечных морен в его предгорьях и на юго-востоке котловины.

В Дархатской котловине русло Шишхид-Гола тяготеет к склону граничащей с ней с запада системы высоко-среднегорных хребтов Шишхидского нагорья (Улан-Тайга и др.). В целом в котловине преобладает широкопойменный морфодинамический тип русла с господством свободного меандрирования. Менее представлена бифуркация русла. На небольшом отрезке реки между устьями протоки из озера Цаган-Морьт-Нур и р. Ходон-Гол распространен адаптированный тип русла, приуроченный к огибанию Шишхид-Голом массива коренных пород Элстийн-Толгой. В этой же части котловины наблюдается максимальный врез (до 10–15 м) рек в отложения древнего Дархатского озера, что свидетельствует о произошедшем после его деградации куполо- или валообразном поднятии, максимальном в центральной части и минимальном на периферии впадины (Геокриологические..., 1974). Здесь выявлены следы перестройки отдельных звеньев речной сети котловины, произошедшие после исчезновения озера, например, основное русло р. Ходон-Гол мигрировало на север, и эта река стала притоком р. Шаргын-Гола, а не Шишхид-Гола. В котловине отмечается асимметрия речной сети. Число притоков Шишхид-Гола слева составляет справа 12, а слева лишь 6. Падение русла основной дренирующей реки равно 0,8 м/км. На отдельных участках долин рек развиты наледи, наиболее крупные из которых достигают площади в 2 км² и мощности 2–3 м (бассейн р. Шаргын-Гол).

В этой котловине отрезки с широкопойменным типом русла соответствуют участкам с преобладанием аккумуляции, а адаптированный тип соответствует участкам, на которых уравновешены процессы аккумуляции и врезания. На этих участках могут выделяться локальные отрезки с преобладанием аккумуляции или врезания. Для выявления совпадения современных зон аккумуляции или врезания с существовавшими ранее зонами необходимо исследование террасовых комплексов долин.

На многих участках ее днища широко представлен комплекс термокарстовых озер и западин разных размеров с многолетними буграми пучения, что свидетельствует о наличии широко развитых многолетнемерзлых, часто сильно льдонасыщенных толщ. Бугры пучения в основном состоят из льдистых озерных глин и суглинков и содержат ледяные ядра. Они достигают высоты 10–15 м и диаметра 50–100 м. Эоловые формы, развитые в основном в междуречье Шишхид-Гола и Арсайн-Гола, представлены дюнами, барханами, грядами и котловинами выдувания, ориентированными в направлении северо-запад – юго-восток, и представлены двумя возрастными генерациями: позднеледниковой (сартанской) и голоценовой.

Итак, в котловине позднеплейстоценовая и голоценовая история резко различны по характеру рельефообразования. В позднем плейстоцене основ-

ными экзогенными факторами формирования рельефа центральной части котловины были озерные и береговые, а на ее периферии – флювиальные и гляциальные процессы; неоднократно происходили перестройки речной сети. После спуска озера главными процессами рельефообразования стали флювиальные, криогенные и эоловые, которые вместе с антропогенными, карстовыми и водно-эрозионными процессами определяют современное развитие рельефа котловины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64409).

ЛИТЕРАТУРА

Геокриологические условия Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 200 с.

Геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1982. 260 с.

Селиванов Е.И. Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1972. 296 с.

Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. Впадины байкальского типа Северной Монголии // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1969. Т. 44(6). С. 5–22.

Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И., Шилова Г.Н. Основные черты стратиграфии и условия формирования кайнозойских образований Прикосоголья (МНР) // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1971. Т. 46(1). С. 54–69.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИКАСПИЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

А.А. Гольева, В.П. Чичагов, О.А. Чичагова

Институт географии РАН, Москва, Россия

alexandragolyeva@rambler.ru; chichagov@mail.ru; ochichag@mtu-net.ru

Для природных реконструкций четвертичного периода, как известно, используются различные методы и объекты. Особенностью палеогеографических реконструкций позднего плейстоцена и голоцена является то, что за основу нередко берутся объекты, связанные с деятельностью человека. В аридной зоне это в первую очередь курганы. В связи с этим большой интерес представляет сравнительный анализ имеющихся палеогеографических выводов, полученных при работе с объектами различного генезиса – имеющими и не имеющими отношение к человеку.

Среди первой группы объектов, наиболее часто используемых в качестве основы для палеогеографических реконструкций, видное место занимают почвы, погребенные под искусственными сооружениями, преимущественно под курганами.

К объектам, не имеющим прямого отношения к антропогенной деятельности, можно отнести болотные и озерные отложения, почвы, погребенные под балочным аллювием, под сурчинами, сусликовинами, а так же геоморфологические особенности формирования балочных или речных систем в целом.

К объектам, непосредственно связанным с деятельностью человека, можно отнести различного рода органические остатки (древесину, травы), найденные в погребениях. Серьезную информацию содержат плотность, распространение и особенности размещения самих курганных групп, созданных представителями определенных культур, а также сведения, содержащиеся в исторических источниках (летописях, хрониках, описаниях античных и римских историков, путевых дорожниках и древних картах).

В 1999–2006 гг. авторы проводили полевые исследования в пустынной и полупустынной зоне Калмыкии, достаточно детально изучили строение балочных систем Ергеней и на основании этого установили основные этапы формирования балочных отложений, провели корреляцию между последовательностью формирования основных типов голоценовых отложений и колебаниями уровня Каспийского моря; определили скорости процессов почвообразования и осадконакопления; провели реконструкцию природной среды на основе исследования почв, погребенных в балках Ергеней.

Авторы исследовали оба типа объектов, имеющие непосредственное отношение к человеку (почвы под курганами, а также сами курганы и погребения) и не имеющие прямой связи с антропогенной деятельностью (палеопочвы и балочные отложения, эрозионная сеть Ергеней в целом) (Гольева и др., 2006).

В предлагаемой публикации полученные результаты сравниваются с известными литературными, историческими и археологическими данными по изучаемому региону. Целью проведенного исследования было сопоставление палеогеографических реконструкций, полученных на основе различных объектов. Привлекает внимание кажущаяся противоречивость выводов, полученных для периода 4000–3500 лет назад. Для большинства природных объектов каких-либо резких климатических изменений не выявлено (Динесман, 1976; Киселева, 1976; Гольева и др., 2006). В тоже время на основе исследования почв под курганами делаются выводы об аридных и экстрааридных природных условиях (Демкин и др., 1986, 2002, 2004), проявлениях процессов интенсивной дефляции (Гольева, 2000).

Привлекая к анализу археологические данные, можно выяснить, что данный временной отрезок выделяется развитием курганного строительства. Плотность освоения территории Северо-Западного Прикаспия в эту эпоху была максимальной за всю историю заселения региона, включая современный этап (Шишлина, 2000; Шишлина, Булатов, 2000). При этом в погребениях фиксируется обилие древесины и трав, включая гидрофильные (Гольева, 2000). Жители региона в эпоху бронзы были скотоводами, что наглядно отражено в спорово-пыльцевом спектре почв Ергеней (Динесман, 1976).

Подобная интенсивная антропогенная деятельность, безусловно, меняла облик ландшафтов в пределах ареалов, непосредственно освоенных деятельностью человека, главным образом почв и растительности, так сказать, на локальном уровне. При этом исходный характер природной среды в целом оставался прежним. Весьма важным является факт, что период после ухода людей, т. е. после снятия антропогенной нагрузки, всеми исследователями фиксируется как более комфортный с точки зрения природно-климатических условий.

Таким образом, выявленная при сравнительном анализе противоречивость выводов различных авторов является кажущейся и может служить убедительным доказательством интенсивной антропогенной деятельности в регионе 3500–4000 тыс. лет назад.

Сходные результаты получены и для другого временного интервала (1000–1100 лет назад), когда драматические исторические события в регионе (разгром хазарского каганата и вторжение диких племен с многотысячными стадами овец) способствовали уничтожению луговой степи, интенсификации эрозионных процессов и проявлению опустынивания. В эти века интенсивная хозяйственная деятельность, возможно, совпала с некоторым иссушением климата, усилив проявление катастрофических процессов, что нашло свое отражение в древних рукописях (Борисенков, Пасецкий, 1983).

Следует отметить, что в связи со значительной потерей информации полностью восстановить масштабы и характер антропогенных преобразований на протяжении древних этапов не представляется возможным. Природные последствия функционирования дорожной инфраструктуры, оросительных систем, строительства населенных пунктов, возведения фортификационных сооружений, военных действий трудно распознаются, хотя заслуживают того. Они недавно начали изучаться, и первые полученные результаты свидетельствуют о явной недооценке их масштабов (Чичагов, 2005).

Итак, на основе сопоставления данных, полученных при использовании природных и антропогенно-зависимых объектов, получены убедительные доказательства интенсивного антропогенного воздействия на ландшафты уже 4000 лет назад. Степень преобразования почвенного и растительного покровов была столь высока, что отдельными исследователями объясняется как следствие общих климатических изменений. Можно уверенно говорить о том, что Северо-Западный Прикаспий во второй половине голоцена испытывал сильный антропогенный пресс выпасом и перевыпасом скота, дорожной дигрессией, перемещением огромных масс грунтов при создании курганов, по крайней мере, дважды — около 3500–4000 и 1000–1100 лет назад. В эти этапы после снятия антропогенной нагрузки природная среда достаточно быстро восстанавливалась.

Дополнительным методическим выводом проведенного исследования представляется необходимость использования различных объектов при проведении палеогеографических реконструкций в аридной зоне, поскольку эти ландшафты очень чутко реагируют на антропогенные воздействия. Подчеркнем, что опираться при палеоклиматических реконструкциях исключительно на почвы, погребенные под искусственными сооружениями, представляется некорректным, порой рискованным. Это может привести к неточным, искаженным, а то и ошибочным выводам, так как данные объекты запечатлевают и отражают интегральный результат влияния природных и антропогенных факторов в формировании и преобразовании палеоландшафтов.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ (№ 06-05-64559).

ЛИТЕРАТУРА

Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI–XVII вв. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 137 с.

Гольева А.А. Взаимодействие человека и природы в Северо-Западном Прикаспии в эпоху бронзы // Сезонный экономический цикл населения Северо-Западного Прикаспия в бронзовом веке. Тр. ГИМ. Вып. 120. М., 2000. С. 10–30.

Гольева А.А., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Динамика природной среды Северо-Западной Калмыкии во второй половине голоцена // Изв. РАН. Сер. географ. 2006. № 2. С. 103–110.

Демкин В.А., Демкина Т.С., Борисова М.А., Шишлина Н.И. Палеопочвы и природная среда южных Ергеней в конце IV–III тыс. до н.э. // Почвоведение. 2002. № 6. С. 645–653.

Демкин В.А., Ельцов М.В., Алексеев А.О. и др. Развитие почв Нижнего Поволжья за историческое время // Почвоведение. 2004. № 12. С. 1486–1497.

Демкин В.А., Иванов И.В., Максимюк Г.П. Почвы полупустынной зоны Северного Прикаспия и их изменение при орошении // Проблемы освоения пустынь. Ашхабад. Ылым. 1986. № 4. С. 10–17.

Динесман Л.Г. Голоценовая история биогеоценозов Русской равнины в позднем антропогене // История биогеоценозов СССР в голоцене М.: Наука, 1976. С. 122–132.

Киселева Н.К. Биогеоценозы Северного Прикаспия в голоцене // История биогеоценозов СССР в голоцене. М.: Наука, 1976. С. 244–260.

Чичагов В.П. Антропогенная деструкция аридных равнин в позднем голоцене // Изв. РАН. Сер. географ. 2005. № 6. С. 26–37.

Шишлина Н.И. Потенциальный сезонно-хозяйственный цикл носителей катакомбной культуры Северо-Западного Прикаспия: проблема реконструкции // Сезонный экономический цикл населения Северо-Западного Прикаспия в бронзовом веке. Тр. ГИМ. Вып. 120. М., 2000. С. 54–72.

Шишлина Н.И., Булатов В.Э. К вопросу о сезонной системе использования пастбищ носителями ямной культуры Прикаспийских степей в III тыс. до н.э. // Сезонный экономический цикл населения Северо-Западного Прикаспия в бронзовом веке. Тр. ГИМ. Вып. 120. М., 2000. С. 43–54.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИО-, КЛИМАТО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА АЗОВО-КУБАНСКОГО РЕГИОНА

**А.Е. Додонов¹, А.С. Тесаков¹, В.В. Титов², В.М. Трубихин¹,
С.А. Иноземцев³, А.Н. Симакова¹**

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

dodonov@ginras.ru

²Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия

vvtitov@yandex.ru

³Московский государственный университет, Москва, Россия

microsoil@yandex.ru

Азово-Кубанский регион, в составе которого рассматриваются Восточное Приазовье и долина р. Кубань от Армавира до Усть-Лабинска, включая нижнюю часть долины р. Лаба, характеризуется широко развитыми лессово-почвенными покровами, налегающими на разнофациальный комплекс отложений аллювиального, аллювиально-дельтового и лагунного типа. В долине Кубани изучены разрезы Горькая балка близ станицы Северокавказская (12 км севернее Армавира) и Темижбекский у восточной окраины одноименной станицы, а по долине Лабы – разрез Новолабинский в 0,5 км к востоку от одноименной станицы. Эти разрезы представляют собой подмы-

ваемые реками обнажения высоких оползневых береговых обрывов. Были проведены геологические, биостратиграфические, палеопедологические и палеомагнитные исследования. В двух разрезах — Горькая балка и Новолабинский — впервые обнаружены линзы с костными остатками мелких млекопитающих. В основании изученных разрезов обнажается древний аллювий, представленный песками с прослоями глин, супесей и карбонатизированных песчаников. В фациальном отношении это русловые и пойменные разности древнеаллювиальных свит. Их возраст ранее рассматривался как позднеплиоцен-эоплейстоценовый (Лебедева, 1972). Новые данные указывают, что они не древнее эоплейстоцена. Согласно палеомагнитным измерениям по разрезу Новолабинский, в его основании прослеживается хорошо выраженный интервал прямой полярности, предварительно интерпретируемый как эпизод Харамильо. Одним из важных аргументов такой интерпретации в Новолабинском являются находки фауны мелких млекопитающих раннетираспольского облика в русловых песках над прямонамагнитным эпизодом. Выше песчаной пачки, содержащей фауну, в лессовидных суглинках зафиксирован интервал обратной полярности, сменяемый еще выше мощной прямонамагнитной зоной, характеризующей лессово-почвенную серию, содержащую до пяти-шести хорошо развитых палеопочв. Самая верхняя часть Новолабинского разреза (7–10 м) задернована. Смена полярности в основании лессово-почвенной серии интерпретируется как инверсия Матуяма-Брюнес. Фауна мелких млекопитающих из Новолабинского разреза включает формы полевок *Microtus (Stenocranius) ex gr. hintoni-grgaloides* и *Mimomys savini*. Предварительно ее можно отнести к самому концу эоплейстоцена или началу неоплейстоцена.

Палеопочвы Новолабинского разреза красновато-бурые, иногда пестрые за счет неравномерной карбонатизации, сложены, как правило, тяжелым суглинком, во многих почвах в верхней части их профиля встречаются железистые нодулы, конкреции, а также отмечаются сликен-сайды. В шлифах диагностируются тонкие иллювиально-глинистые кутаны и зоны выщелачивания карбонатов. Палеопочвы можно отнести к типу коричневых. Их формирование происходило в относительно гумидных климатических условиях.

Разрез Темижбекский отличается от Новолабинского большей мощностью. Попытки получить биостратиграфический материал из карбонатных заполнений кротовин древних палеопочв дали первые положительные результаты. Согласно палеомагнитной характеристике разреза Темижбекский, в его нижней части, где обнажается песчано-суглинистая толща, отвечающая субаквально-субаэральным условиям осадконакопления, хорошо выражен отрезок прямой намагнитченности, прерываемый в середине коротким обратномагнитным интервалом, а ниже следует обратная намагнитченность до основания разреза. Выше песчано-суглинистой толщи (выше 10 м над урезом воды р. Кубань) залегает пачка лессовидных суглинков, мощностью 16–17 м, переработанных почвенными процессами. В этой пачке насчитывается до 4–5 уровней почвообразования, причем это как отдельные почвенные горизонты, так и педокомплексы. Палеопочвы красновато-бурые, карбонатизированные. Эта пачка имеет обратную намагнитченность.

Смена палеомагнитного знака с обратного на прямой, что, вероятно, связано с прямонамагниченным эпизодом, происходит на уровне около 27–28 м выше уреза воды – в горизонте, насыщенном карбонатными конкрециями, являющимися, в свою очередь, заполнениями многочисленных кротовин. Карбонатные конкреции опробовались для поиска костных остатков грызунов, для чего они растворялись в уксусной кислоте и остающийся материал просматривался. Горизонт с обизвествленными кротовинами является иллювиально-карбонатным горизонтом расположенной выше коричневой почвы. Залегающая выше конкреционного горизонта лессово-почвенная серия включает семь горизонтов почв, ее мощность 20 м. Обратная намагниченность значительной части верхней лёссово-почвенной серии (верхние 20 м разреза) свидетельствует о том, что неоплейстоценовая часть Темижбекского разреза в большой мере редуцирована.

Первая (верхняя) палеопочва Темижбекского разреза характеризуется слабо дифференцированным профилем и выделяется во вмещающем лессе за счет темно-серого цвета и большей пористости. Эта палеопочва диагностируется и в других разрезах Прикубанья и восточного Приазовья. Второй уровень почвообразования представляет собой педокомплекс, состоящий из двух наложенных друг на друга почвенных профилей. Верхний профиль с иллювиально-карбонатным горизонтом; нижний – характеризуется текстурной дифференцированностью. Ниже этого педокомплекса находятся две почвы светло-коричневого цвета. Глубже, в составе лёссово-почвенной серии выделяются 3 коричневых палеопочвы, характеризующиеся карбонатностью и слабой дифференцированностью профиля на генетические горизонты.

Из кротовин ниже второго уровня почвообразования (педокомплекс) были получены остатки грызунов *Eolagurus luteus* и *Ochotona* sp. Эти находки позволяют определить возраст педокомплекса не древнее позднего или, по крайней мере, второй половины среднего неоплейстоцена.

В верхней части разреза Горькая балка, в 22-метровой толще лёссов и лёссовидных суглинков, вскрывается шесть горизонтов палеопочв. В восьми метрах ниже шестой палеопочвы впервые обнаружена линза с костными остатками мелких млекопитающих, а еще на два метра глубже при раскопках был извлечен бивень слона. Находка бивня – это результат совместных работ с Армавирским краеведческим музеем, в которых участвовал научный сотрудник музея А.П. Лопатин, а также научный сотрудник Одесского палеонтологического музея Н.А. Орлов. Палеомагнитные данные, полученные для нижней части разреза, показали, что находка костных остатков слона приурочена к обратномагнитной части лёссовидных суглинков, а костеносная линза с фауной грызунов располагается в 1 м выше уровня, на котором происходит смена знака с обратного на прямой. Учитывая раннетираспольский возраст фауны мелких млекопитающих, представленных такими формами, как *Microtus* ex gr. *arvalinus*, *Microtus* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *Prolagurus* ex gr. *posterius-transiens*, есть основания интерпретировать уровень смены палеомагнитного знака как инверсию Матуяма-Брюнес.

В разрезе Горькая балка первая сверху палеопочва – серовато-бурого цвета, гумусирована, имеет слабо дифференцированный профиль. Второй уровень почвообразования представляет собой педокомплекс, состоящий

из трех наложенных друг на друга профилей. По сравнению с разрезом Темижбекский, этот педокомплекс более растянутый; два верхних почвенных профиля — сероцветные, слабо карбонатизированные, а нижний — серо-коричневая, гумусированная почва. Ниже по разрезу Горькая балка выделяется четыре палеопочвы, характеризующиеся слабой дифференциацией профилей, возможно, относящиеся к типу коричневых.

В северо-восточном Приазовье в результате изучения лёссово-почвенных образований и подстилающих аллювиальных, дельтовых и лагунных отложений охарактеризован верхнеэоплейстоцен-неоплейстоценовый стратиграфический интервал. По материалам ранее проводившихся работ в Приазовье известны находки фауны мелких и крупных млекопитающих таманского и тираспольского возраста (Лебедева, 1972; Разрез..., 1976; Markova, 1990; Bajgusheva et al., 2001).

Открытие и изучение новых местонахождений фауны мелких млекопитающих в разрезах Маргаритово, Порт-Катон, Кагальник, Беглица существенно увеличивает объем биостратиграфических данных и позволяет уточнить стратиграфическое расчленение разрезов. На рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена в лагунной толще разрезов Маргаритово и Порт-Катон установлен палеомагнитный эпизод Харамильо. На этом же уровне, в нижней части прямомагнитного эпизода Харамильо, в Маргаритово охарактеризована фауна с *Mimomys savini*, *Lagurodon arankae*, *Allophaiomys* ex gr. *pliocenicus* (Tesakov et al., 2006).

В разрезе Кагальник в результате новых палеонтологических раскопных работ в 1999 г. извлечен скелет *Mammuthus trogontherii* (Байгушева, Тимошина, 2001). Ориентация костей скелета в захоронении и особенно элементов его краниальной части, а также относительно хорошая сохранность костного материала указывают на то, что погребение слона произошло на месте его гибели. Судя по литолого-фациальным особенностям толщи, в которой находятся костные остатки слона, — горизонтальнослоистые суглинки с включением пресноводных моллюсков — это место ассоциируется с озерными заболоченными участками авандельты палео-Дона. В песчаной толще нижней части этого разреза были обнаружены костные остатки мелких млекопитающих: *Microtus nivaloides*, примитивный *Lagurus transiens* и *Stenocranius* ex gr. *hintoni-gregaloides*, характеризующие тираспольский биостратиграфический уровень. Палеомагнитные измерения этого интервала показали прямую намагнитченность пород. Согласно палинологическим данным, из интервала отложений, заключающих костные остатки трогонтериевого слона, получены спорово-пыльцевые спектры, отражающие развитие открытых степных ландшафтов в устье палео-Дона при относительно сухом и прохладном климате. Большой интерес представляют криогенные текстуры, наблюдаемые в разрезе Кагальник в верхней части песчаной дельтовой толщи палео-Дона, выраженные в виде псевдоморфоз по ледяным клиньям. Они свидетельствуют о перигляциальных условиях в данном регионе в конце раннего — начале среднего неоплейстоцена.

Лёссово-почвенная толща перекрывает субаквальный комплекс отложений Северо-Восточного Приазовья, образуя покров двух основных террас — платовской / семибалкской (20–25 м) и ногайской / маргаритовской

(30–35 м) (Лебедева, 1972; Величко и др., 1973; Величко, 1975). В составе лёссового покрова выделяется по разным участкам от одной-двух до четырех-пяти (возможно шести) палеопочв. Такое строение покровной части разреза связано с фациальными замещениями и особенностями палеорельефа. Диагностика этих почв и корреляция с почвенными горизонтами стратиграфической шкалы юга России требуют дальнейших детальных исследований. Два верхних уровня почвообразования — самбекская и беглицкая почвы (по Лебедевой, 1972), коррелируемые с брянской почвой и мезинским почвенным комплексом, сравнительно хорошо прослеживаются. Они представлены в разрезах Подлюдки, Семибалки, Беглица.

Мезинский почвенный комплекс состоит из двух профилей почв. Нижняя почва темно-коричневого цвета, выщелоченная, гумусированная, черноземовидная, с карбонатными нодулями и псевдомицелием в иллювиально-карбонатном горизонте, содержит кротовины, заполненные серо-коричневым почвенным мелкоземом. Эту палеопочву можно интерпретировать как чернозем выщелоченный. Верхняя почва серо-бурого цвета, с мелкими стяжениями микрокристаллического кальцита и включениями гипса, с вертикальными узкими трещинами усыхания, заполненными серо-палевым лессом. Скорее всего, эта почва принадлежит к почвам каштанового типа сухих степей. В некоторых изучающихся разрезах наблюдается трехчленное строение мезинского комплекса.

Брянская палеопочва светло-коричневая, со слабо дифференцированным профилем, иногда срезается современной почвой (чернозем обыкновенный). Отмечается ее слабая оструктуренность, небольшое оглеение, некоторая окарбоначенность и включения железисто-марганцевых микроконкреций за счет периодического переувлажнения.

Палинологически охарактеризованы брянская палеопочва и мезинский комплекс в разрезах Беглица и Семибалки.

Формирование нижней палеопочвы мезинского педокомплекса (Беглица—4.03; Беглица—2.05) происходило в условиях широкого развития разнотравных и луговых степных сообществ, что подтверждается доминированием в палиноспектрах пыльцы трав (до 80 %) — *Asteraceae*, *Chichoriaceae*, *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Fabaceae*. В древесной группе преобладает пыльца сосен. Единично встречены зерна таких представителей широколиственной флоры, как *Carpinus*, *Corylus*, *Ulmus*, что позволяет предположить существование небольших участков хвойно-широколиственных лесов с березово-ольховыми балочными зарослями. Во время формирования верхней каштановой палеопочвы мезинского педокомплекса резко сокращается количество пыльцы широколиственных, появляются единичные зерна пыльцы ели. В это время отмечается некоторое похолодание и усиление континентальности климата. На территории господствовали лесостепные ландшафты, представленные сочетанием луговых степей с небольшими участками хвойно-мелколиственных лесов.

Пыльцевые спектры, полученные из отложений брянской почвы (Беглица—4.03; Беглица—2.05), показывают преобладание пыльцы травянистых растений (до 60 %). Среди трав доминирует пыльца *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Plumbaginaceae*, а в древесной группе — пыль-

ца *Pinus* и *Betula*. Присутствуют также зерна *Picea*, *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Alnus*, *Salix*. Встречены единичные зерна *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Quercus*, *Elaeagnus*. Согласно палинологическим данным, времени формирования брянской почвы отвечали ландшафты разнотравно-маревых степей в сочетании с участками лесной растительности, развивавшиеся в условиях прохладного и сухого континентального климата.

В разрезе Семибалки в мезинском педокомплексе из пяти проб в двух содержится до 50–60 % пыльцы древесных, доминирует пыльца сосны (45 %). Присутствует пыльца лещины, граба, вяза, липы, ольхи и березы. В травянистой группе преобладает пыльца *Chenopodiaceae*, в значительных количествах встречены зерна *Poaceae*, *Caryophyllaceae*, *Artemisia*, *Polygonaceae*. Споры фактически отсутствуют. Такие палиноспектры указывают на развитие лесостепных ландшафтов. Открытые пространства были заняты ковыльно-разнотравными степными ценозами. Лесные участки представляли собой сочетание сосновых и широколиственных лесов с березово-ольховыми зарослями. В этом же разрезе брянская почва содержит единичные пыльцевые зерна, не позволяющие провести реконструкцию палеорастительности.

Мелкие млекопитающие из лёссово-почвенной серии Восточного Приазовья пока плохо изучены. Некоторые новые данные по самым верхним частям лёссовых разрезов, полученные в разрезах Порт-Катон, Маргаритово и Беглица, показывают широкое распространение в это время элементов степной фауны с полевыми *Lagurus lagurus*, *Microtus gregalis*, сусликами и тушканчиками, эволюционный облик которых неотличим от современных видов.

Таким образом, предварительный итог изучения четвертичных разрезов в прикубанской части исследуемой территории позволяет детализировать стратиграфическое строение лёссово-почвенной толщи и выделить до 6 горизонтов палеопочв в прямонамагнитном интервале, отождествляемом с эпохой Брюнес. Впервые обнаруженные костеносные линзы с фауной мелких млекопитающих раннетираспольского и, возможно, позднетаманского возраста дают основание относить нижнюю часть изученных разрезов, где представлены лессовидные суглинки, пески и глины, — к позднему эоплейстоцену — раннему неоплейстоцену. В прикубанских разрезах впервые установлен короткий интервал прямой намагнитченности, интерпретируемый как эпизод Харамильо.

В Приазовье при переходе от эоплейстоцена к неоплейстоцену в лагунной части разрезов также зафиксирован палеомагнитный эпизод Харамильо, охарактеризованный фауной мелких млекопитающих таманского комплекса.

К югу от устья Дона в позднем эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене доминировали лагунные и дельтовые обстановки осадконакопления; они сменились субаэральным типом седиментации в среднем и позднем неоплейстоцене. Падение уровня Азовского моря и проградация дельты палеодона имели место на рубеже эоплейстоцена и неоплейстоцена, т. е. около 1–0,8 млн лет назад. Сокращение обводненности северо-западной части Приазовья было связано с общим иссушением северных областей аридной зоны. Об этом свидетельствует увеличение масштабов лёссообразования, которое охватило в среднем и позднем неоплейстоцене обширные территории как в Приазовье, так и Западном Предкавказье. Цикличность процессов

лессообразования, представленная в чередовании горизонтов почв и лёссов, хорошо выражена на общем фоне аридизации палеоклимата. В эпоху поздненеоплейстоценового оледенения произошло осушение (регрессия) Азовского моря и интенсивная дефляция осадков в осушенной части бассейна, что сопровождалось накоплением сравнительно мощной лёссовой толщи (до 7–8 м) вдоль его северо-восточных берегов. Аналогичные изменения интенсивности лёссообразования в позднем неоплейстоцене происходили и в долине Кубани.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-64049а, № 06-04-48762а, № 06-04-63135к).

ЛИТЕРАТУРА

Байгушева В.С., Тимонина Г.И. Раскопки скелета степного или трогонтериевого слона *Mammuthus trogontherii* (Pohlig, 1885) у г. Азова в 1999 г. Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в 1999–2000. Вып. 17. Азов, 2001. С. 27–38.

Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциальной, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1975. С. 7–25.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А. Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья. В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 48–70.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья. М.: Наука, 1972. 106 с.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 159 с.

Bajgusheva V.S., Titov V.V. and Tesakov A.S. The sequence of Plio-Pleistocene mammal faunas from the south Russian Plain (the Azov Region). Bollettino della Societa Paleontologica Italiana, 40 (2). 2001. P. 133–138.

Markova A.K. The sequence of Early Pleistocene small-mammal faunas from the South Russian Plain. Quartärpaläontologie, 8. 1990. P. 131–151.

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Plio-Pleistocene geological record and small mammal faunas in the east of the Azov Sea, Southern European Russia. Quaternary International, 2006 (in press).

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МАНЫЧСКОЙ ДОЛИНЫ, ЕРГЕНЕЙ И ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ

А.В. Зайцев¹, Е.П. Зарина²

¹ ФГУГП «Южгеология», Ростов-на-Дону, Россия

² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Схема стратификации четвертичных отложений Северного Кавказа, включающая южную половину Ростовской области и утвержденная в 1998 г. редакционным Советом Министерства природных ресурсов при ВСЕГЕИ, была представлена на всероссийском совещании «Главнейшие итоги в изу-

чении четвертичного периода и основные направления исследований в 21 веке» (Черных и др., 1998). Из-за большого объема сама схема не была опубликована. Ответственным исполнителем работы по составлению схемы была центральная геосъемочная экспедиция (г. Ессентуки). Авторы части схемы, включающей долину Манычей, Ергени и Восточное Приазовье, представляют ее к публикации, чтобы она была доступна широкому кругу специалистов, занимающихся изучением четвертичных отложений Ростовской области. Ниже даются краткие пояснения к схеме и сопоставление приведенных стратонов со смежными территориями (рис. 1.11).

Эоплейстоценовые отложения распространены и фаунистически охарактеризованы в восточной части долины Манычей вплоть до Сальского вала, а также в широтной полосе, включающей долины рек Сал и Кагальник и южное побережье Таганрогского залива до Ейского полуострова. В долине Маныча это морские, в долине Сала и в Приазовье – морские и лиманные отложения, а также аллювий апшеронского палео-Дона. На водораздельных пространствах Ергеней и Азово-Кубанской впадины эоплейстоцен представлен озерными и субаэральными фациями наadakчагыльского пестроцветного комплекса.

Неоплейстоцен (нижнее звено). В начале неоплейстоцена морские отложения Каспия распространились в Западный Маныч и получили широкое развитие в Восточном Приазовье (Платовская терраса). Кроме того, от Цимлянского водохранилища прослежены аллювиальные отложения палео-Дона с раннетираспольским комплексом млекопитающих. Этому возрасту в районе Донского ледникового языка соответствует подморенный аллювий, на Черном море осадки ранней чауды, на Каспии и Нижней Волге нижнебакинские слои. Донскому оледенению отвечает пестроцветный донской лесс, рожковские слои Восточного Приазовья, а также высокий уровень нижнего баку в районе Сальского вала (по Г.И. Попову). К последующему межледниковью относятся аллювий венедской свиты в переуглубленных участках долины Дона, сусатские слои и пески основания Джалгинской террасы Маныча. Верхняя часть нижнего неоплейстоцена в долине Маныча представлена морскими отложениями верхнего баку, выше залегают субаквальные суглинки и немые зеленовато-серые глины. Разрез заканчивается на отметках +40 м горизонтом с фауной дидакн, отвечающим в Прикаспии урунджикским, в Маныче – джалгинским, в Восточном Приазовье – наталевским слоям с аналогичным комплексом малакофауны. Этот высокий уровень сопоставим с возрастом конца окского оледенения.

Среднее звено. В Манычском проливе разрез этого звена начинается толщей нижнехазарских песков, врезаемых в районе оз. Маныч-Гудило в Джалгинскую террасу. В Западном Маныче они смыкаются с древнеэвксинскими песками. Эта регрессивная фаза привела к глубокому размытию более древних отложений и сформировала современную долину Западного Маныча, где от ранних террас сохранились лишь трудно картируемые останцы. Основной сток был со стороны Каспия, что подтверждается наличием каспийской малакофауны в приазовских разрезах.

В долине Дона этому звену отвечает кривичская свита. Аллювий нижнекривичской подсвиты — древнему эвксину, верхнекривичской — узунларской ингрессии. Послелихвинский гляциал существенно не повлиял на гидрографию и климат описываемого региона. К нему можно отнести верхнюю часть древнеэвксинских слоев с фауной вивипарусов, обнажающихся в основании Мариинской террасы Дона и бессергеновской террасы северного побережья Таганрогского залива.

Отложения, достоверно сопоставляющиеся с периодом московского оледенения в долине Маныча, неизвестны. Возможно это немая толща глин на границе нижнего и верхнего хазара. В это же время на Дону вплоть до устья Северского Донца были развиты флювиогляциальные пески, залегающие на Верхнем Дону над мореной, на Среднем и Нижнем Дону на III и с размывом на IV надпойменных террасах. Эти отложения сопоставляются с московским оледенением. На северном побережье Таганрогского залива гляциалу отвечают озерно-лиманские отложения беглицкой террасы — пески, глины и супеси. Можно предположить, что сток вод окского оледенения шел по Волге, а московского — по Дону.

Верхнее звено неоплейстоцена в Восточном Маныче представлено верхнехазарскими морскими осадками, которые смыкаются в центральном Маныче с карангатскими. В разрезах скважин наблюдается чередование слоев с каспийской солоноватоводной и черноморской стеногалинной малакофауной. Карангатская трансгрессия несколько запаздывает по отношению к верхнехазарской и завершается позднее, сменяясь гирканскими морскими глинами с каспийской фауной и буртасскими (гудиловскими) субаквальными суглинками. Весь разрез венчается появлением на отметках +40...+50 м маломощного горизонта супесей с хвалынской фауной моллюсков. Эта хвалынская фаза +45 м максимального уровня Каспия связывается с максимальной фазой валдайского оледенения. Последующим, отступающим на север, фазам в долине Центрального и Восточного Манычей отвечает понижающиеся хвалынские террасы: фаза +20 м, верхняя хвалынь до +10 м.

В Западном Маныче хвалынские отложения отсутствуют. Поверхность буртасских суглинков постепенно понижается к западу от Сальского вала, где они смыкаются с карангатскими суглинками второй надпойменной террасы. Гирканские отложения фрагментами прослеживаются до устьевой части Западного Маныча. Сурожские слои Приазовья и Западного Маныча смыкаются с отложениями первой надпойменной террасы Нижнего Дона и Сала. Новоэвксинская трансгрессия была кратковременной и доходила до устья Маныча. Эти отложения залегают под голоценовыми осадками поймы Дона.

ЛИТЕРАТУРА

Черных В.И., Зарина Е.П., Измайлов Я.А. и др. Новая стратиграфическая схема стратификации четвертичных отложений Северного Кавказа // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в 21 веке. Сб. тез. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. С. 54.

КАСПИЙ – ЗАЛИВ ЗАНКЛИЙСКОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ (С 5,3 ДО 3,6 МЛН Л.Н.)

В.А. Зубаков

Центр ИНЭНКО РАН, Санкт-Петербург, Россия

inenco@mail.neva.ru

*Памяти исследовательниц, внесших
наибольший вклад в решение проблемы
акчагыла – Елены Николаевны Анановой,
Галины Ивановны Кармишиной,
Натали Алексеевны Лебедевой
и Варвары Львовны Яхимович, посвящаю*

Более 100 лет не раскрыта главная каспийская загадка — как в акчагыльский бассейн проникла атлантическая фауна. Н.И. Андрусов и П.В. Федоров считали ее реликтом сарматского бассейна, сохранившимся в неизвестном азиле. По С.А. Ковалевскому и В.Л. Яхимович, она проникла из Ледовитого океана по Печеро-Камскому проливу, по А.Л. Чепалыге — из Средиземного моря через Турцию и Грузию. Совершая маршруты в 70-х гг. по предгорьям Северного Кавказа и наблюдая мощные толщи лав и осадочно-вулканогенных образований, выполняющих долины палеорек, автор пришел к идее о том, что наиболее вероятным было соединение Каспия со Средиземным морем по ныне несуществующему проливу, параллельному антиклинорию Большого Кавказа. Аргументация этой гипотезы дается ниже.

Самые древние находки акчагыла описаны Н.А. Лебедевой в долине р. Сабля на междуречье Кумы и Терека, на отметках около 200 м абс. Остракоды, идентичные содержащимся в верхах балаханской свиты Апшеронского полуострова, были обнаружены Г.И. Кармишиной в черноморских разрезах Керчь-Таманского района в слоях, идентичных свите Кутря с возрастом около 5 млн лет. Факт бесспорной занклийской ингрессии в Черное море доказан Е.Н. Анановой по смене характерных для мессинского бассейна динофлагеллят *Gonyaulax* полупресноводными *Sigmalina* в слоях Мокви в разрезе Панагия тотчас ниже инверсии экскурса Твера, 5,23 млн л.н. Обедненный комплекс микрофауны, похожей на атлантическую, обнаружен Яхимович с сотрудниками в акчагыльских слоях в керне скважин близ г. Уфы (см. рис. 1.14 в следующей статье), в экскурсах Сидуфиал и Нунивак, т. е. в той же стратиграфической ситуации, в которой атлантические мигранты встречены в занклийских разрезах Средиземноморья.

Эти факты позволили (Зубаков, 1983, 1990, 2000) выдвинуть гипотезу занклийской ингрессии атлантических вод, проникшей в Каспий по проливу вдоль Кавказского антиклинория (см. рис. 1.14). Причиной трансгрессии было таяние до 2/3 объема ледникового щита Антарктиды, превысившего 6 млн л.н., по компьютерным расчетам, современный объем льдов Антарктиды в 1,8 раза. По К/Ar датам лав в разрезах на оз. Буэнос-Айрес в Патагонии, ледниковый щит Патагонии стоял 5,05 млн л.н. По данным Л. Маринковича и А. Гладенкова (2001 г.), великая раннеплиоценовая Берингийская транс-

грессия началась $5,15 \pm 0,7$ млн л.н., а по геохронометрической шкале, составленной автором (Зубаков, 1990, 2000, 2006), 5,07 млн л.н. По эмпирическим данным, великое раннеплиоценовое межледниковье Антарктиды Пектен сопровождалось трансгрессией высотой 50–65 м.

В разрезах Йорктаунского уступа в Северной Америке и на берегах Ледовитого океана эта трансгрессия имеет четыре уровня, которые в разрезе Панагия – Железный Рог на южном берегу Таманского полуострова отвечают четыре горизонта фауноносных пляжевых галечников (суперклиматемы 25, 23, 21 и 19 на рис. 1.12). По схеме автора (Зубаков, 2006), они соответствуют термальным сезонам 400-тысячелетнего цикла и имеют возраст 5,07–4,96, 4,65–4,55, 4,26–4,15 и 3,85–3,75 млн л.н.

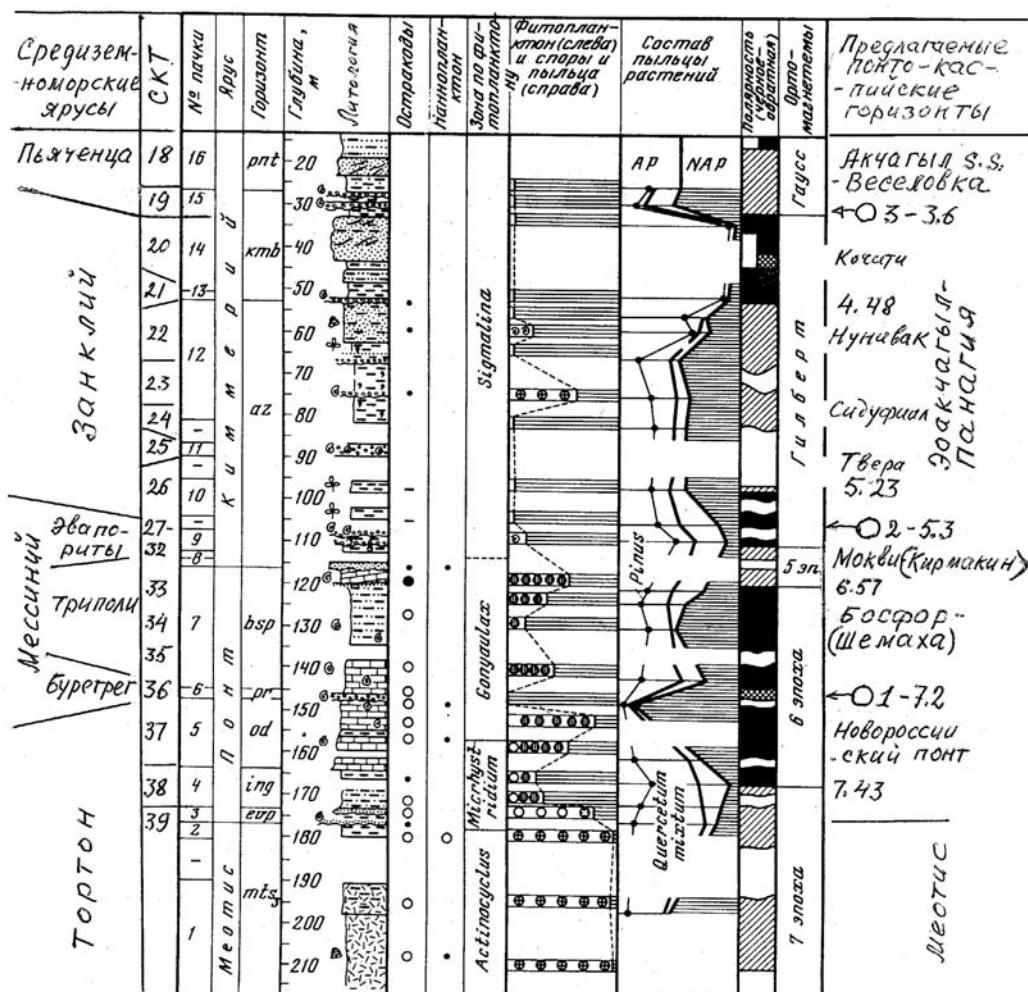


Рис. 1.12. Опорный Таманский разрез миоцен-плиоцена между мысами Панагия и Железный Рог (по Е.Н. Анановой и др. (1985) с уточнениями).

СКТ – суперклиматемы – климатически противоположные части 400-тысячелетнего звеньевое ритма; ТГСГ – точки глобальных стратотипов границ (круг со стрелкой): 1 – мессинского – портаферского яруса, 2 – занклийского – эоакчагыльского, 3 – пьяченцкого – акчагыльского s.str. яруса, в млн лет

По мнению автора, уникальный разрез может и должен стать стратотипом для наших понто-каспийских региоярусов (горизонтов), приведенных в соответствие с международными средиземноморскими лимитотипами. Так, босфор-моквинский двоянный горизонт оказывается эквивалентом мессинского и шемаха-кирмакинского ярусов, а панагийский горизонт — эквивалентом эоакчагыла и занклийского яруса. Впечатляющим обстоятельством является то, что Каспий на протяжении 1,7 млн лет был связан с Черным и Средиземным морями Саблинским проливом, по которому в Каспий проникли немногие элементы микрофауны и два вида моллюсков (*Cardium dombra* и *Clessiniola*), из которых, по Ю.Ф. Чельцову, в силу уникальных экологических условий и сформировался акчагыльский зональный биокомплекс.

Исключительную глобальную значимость приобретает рубеж в 3,6 млн л.н., когда поднятие Большого Кавказа геологически мгновенно ликвидировало Саблинский пролив и превратило Каспий в изолированное озеро. Эта чегемская, по Е.Е. Милановскому, тектоническая фаза совпадает с кульминацией поднятия всех альпийских горных сооружений, подошвой пьенченцкого яруса и началом лаврентьевского гипероледенения северного полушария. Занклийская — Йорктаунская трансгрессия завершается проникновением в Каспий, по В.Л. Яхимович (1965), бореальной микрофауны с *Criboelphidium heterocameratum* и *Elphidiella subarcticum*.

Исследование поддержано грантом РФФИ (№ 04-05-65140).

ЛИТЕРАТУРА

Ананова Е.Н., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др. Новые данные по Таманскому опорному разрезу // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 4. С. 925–928.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. С. 84–99.

Зубаков В.А. Климатостратиграфия и ее вклад в стратиграфию, геоэкологию и палеоклиматологию // Палинологические, геоэкологические и палеоклиматические реконструкции. СПб.: Экогеософский альманах, 2006.

Яхимович В.Л., Немкова В.К. и др. Кайнозой Башкирского Предуралья. М.: Недра, 1965. Т. 2. Ч. 2.

ВЕЛИКОЕ БАРЕНЦЕВОМОРСКО-АКЧАГЫЛЬСКОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ (2,55–2,44 МЛН ЛЕТ НАЗАД)

В.А. Зубаков

Центр ИНЭНКО РАН, Санкт-Петербург, Россия

inenco@mail.neva.ru

Памяти моего многолетнего сподвижника
по полевым исследованиям магнитолога
Владимира Васильевича Кочегуры посвящаю

Наше с В.В. Кочегурой прикосновение к проблеме состоялось в 1971 г. на разрезе свиты Рухс-дзуар на р. Терек, при выходе ее из гор на равнину у с. Эльхотово. В нем М.С. Швецов в 1928 г. описал морену, максимально выходящую за пределы горного Кавказа и внедренную в толщу морского акчагы-

ла. Мы нашли, что морена (или сель из морены) обратно намагничена и располагается в низах магнитозоны Матуяма. Серьезное исследование данной проблемы началось в 1972 г. на уникальном разрезе «таманского акчагыла» в балке Поливадиной на берегу Черного моря у с. Веселовка. В нем мы зафиксировали появление акчагыльской *Cardium dombra* на высоте 1,7 м выше инверсии Гаусс – Матуяма (рис. 1.13).

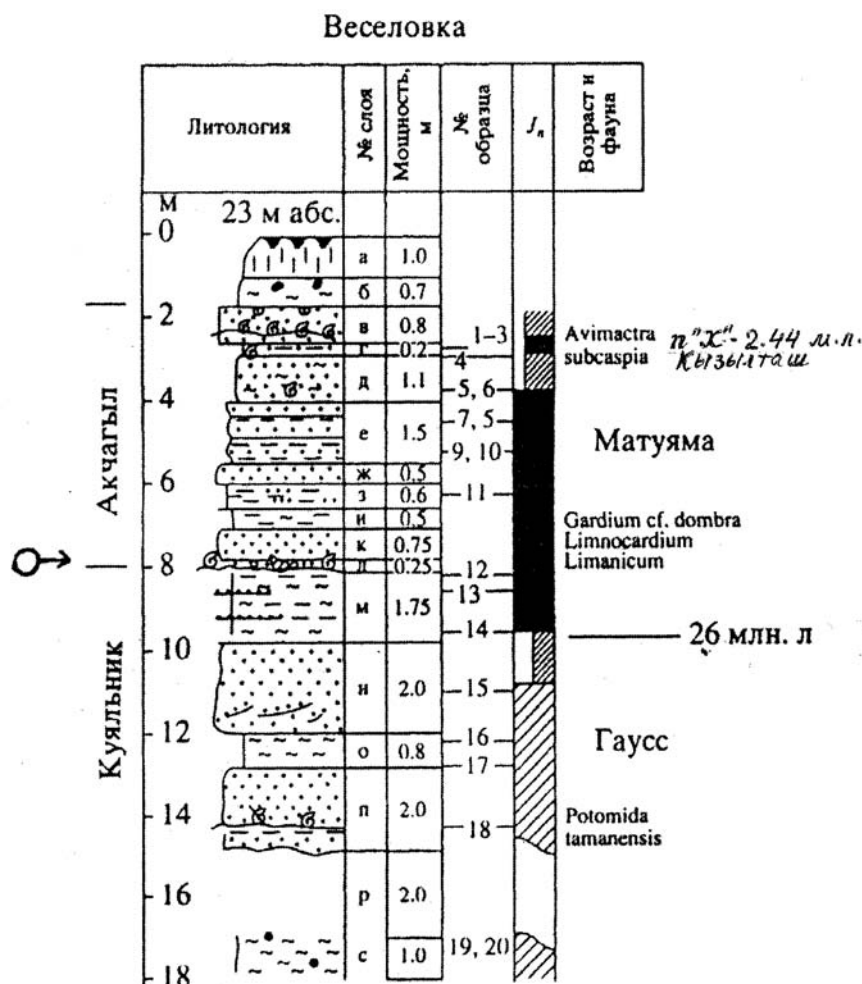


Рис. 1.13. Опорный разрез акчагыла на Таманском полуострове (по В.А. Зубакову и В.В. Кочегуре, (1972))

В верхних шести образцах 6-метровой пачки акчагыла, в слоях с *Avimactra subcaspia*, нами был обнаружен неизвестный тогда п-экскурс, названный кизылташским. В схеме П. Гиббарда и др. (Gibbard et al., 2004) он именуется «экскурсом Х» и датируется К/Аг в 2,44 млн л.н. Таким образом, получается, что временной объем «таманского акчагыла» составляет 110 тыс. лет. Что он собой представляет, раскрыто в табл. 1.4.

Как было показано в предшествующем докладе (Зубаков, 2006), временной объем акчагыла составляет 3,3 млн лет, из которых 1,6 млн лет приходится на изолированный озерный акчагыл. Следовательно, объем «таманс-

кого акчагыла» в Черноморском бассейне не превышает 7,5 % длительности озерного акчагыла Каспия. Временной его объем – 2,55–2,44 млн л.н. – хорошо согласуется с оценкой времени претегеленского оледенения в Западной Европе и оледенения Элк-Крик в Северной Америке – 2,44 млн л.н., по Joуse et al. (1993), по пику талых вод в разрезе скв. DSDP 625-B близ устья Миссисипи, а также с возрастом кызаульского леса Украины и «красного леса» Китая. Уже эти хроносылки свидетельствуют о том, что А.И. Москвитин (1958, 1959, 1961) и его последователи Д.Д. Квасов и др. (1969) и А.В. Кожевников (1966) были правы, связывая великую акчагыльскую трансгрессию высотой до 120 м абс. со стоком талых вод из Баренцевоморского ледникового щита.

Таблица 1.4. Корреляция региостратонов акчагыла с соседними регионами

ПМ		Средиземное море		Черное море – Дон		Каспий – Волга		
Олдувей		Нижний калабрий		Нижняя гурия		Нижний апшерон		
— 2.0 —								
Матуяма	Re ₁ Re ₂	Гелазий	Телеген	Дрейссеновый горизонт Грузии – в. Урыв		Озерный ачкагыл	Верхний	Биклянь – Домашка Аккулаево
	x-2.44							
	R		Претелеген	Поливадин Баренцевомор- ский ледниковый щит	Средний		Чистопольский приледниковый бассейн Эльхотово море- на	
				Маньч сброс ? 2.55 ?		?		
— 2.6 —								
Гаусс	N	Пьяченца		Веселовка		Нижний	Квабеби – Сокол	
— 3.6 —				~ Чегем-поднятие ~				~~~~ изоляция ~~~~
Гил-берт	R	Занклий		Панагия		Морской зоакчагыл – чел-ны-кушум		
		Гибралтарский потоп ? 5.3						

А.И. Москвитин ошибался лишь в оценке возраста акчагыльского оледенения, считая его «четвертичным» и коррелируя с окским, возраст которого всего 510–470 тыс. л.н. (Зубаков, 2006). До сих пор морена акчагыльского оледенения была описана только со стороны Кавказа – у с. Эльхотово (В.А. Зубаков (1960), рис. 5,2–2, с. 87, клн. XII). И только недавно В.Н. Осколков (1992) описал 8-метровую толщу морены с галькой шокшинских песчаников и гранитов в трех скважинах у д. Васильевка Липецкой области, в долине ручья Репец, текущего в Дон, зажатую между двумя красноцветными почвами, «несомненно неогеновыми». Эти разрезы располагаются на той же широте (62°30' с.ш.), что и разрезы, описанные Москвитиным на Волге (рис. 1.14).

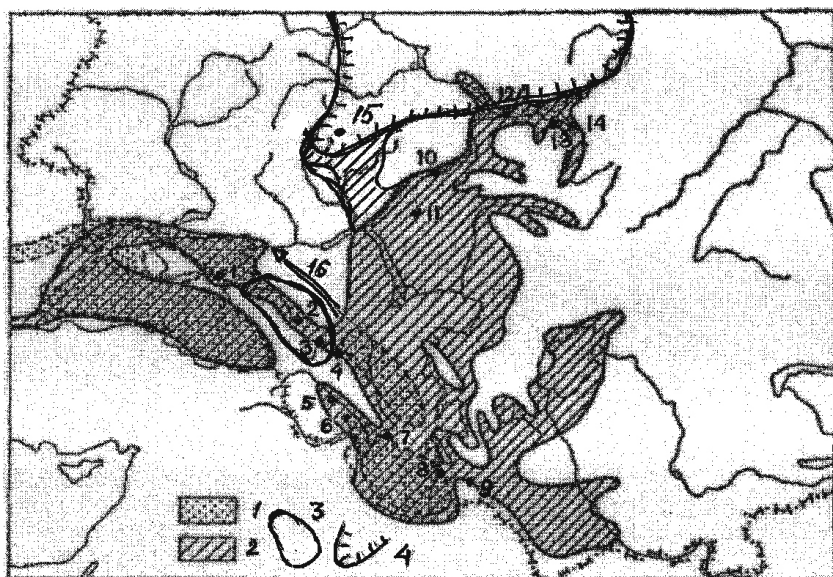


Рис. 1.14. Акчагыльский залив Занклийского Средиземного моря с указанием главных разрезов (Зубаков, 1990, с. 98), 5,2–3,6 млн л.н. и граница Баренцевоморского оледенения, 2,55–2,44 млн л.н.

Границы Каспия: 1 – в термический оптимум мессиния (СКТ 31); 2 – в максимум великой акчагыльской трансгрессии (СКТ 14); 3 – Саблинский пролив (засыпан в чегемскую тектонофазу, 3,6–3,0 млн л.н.); 4 – граница оледенения. Точки: 1 – Веселовка – Поливадина балка, 2 – Сабля, 3 – Эльхотово и Заманкул, 4 – Черноречье, 5 – Квабеби и Кушкун, 6 – г. Дуздаг, 7 – Апшеронский п-ов (г. Дегдовских, Кергез и др.), 8 – Малый Балхан и Челекен, 9 – Орумелджа, Кызыл-Арват и др., 10 – скв. Кошелево, 11 – скв. Паллас, 12 – Рыбная Слобода, 13 – скв. Бикбулово, 14 – Аккулаево-Симбугино, 15 – Васильевка-Репец, 16 – Манычский пролив (2,55 млн л.н.)

Итак, великое плиоценовое оледенение, по размерам равное донскому и днепровскому, но предшествовавшее им на 2 млн лет (!), действительно имело место. Поэтому предложение Международной стратиграфической комиссии (Gradstein, 2006) перенести границу квартала на подошву гелазийского яруса неогена не лишено основания. Вопрос, однако в том, надо ли и можно ли выделять границу последней незаконченной системы по «первому похолоданию» и что за него принимать? Как было показано (Зубаков, 2006), похолодания в подошве пятацского яруса (3,6 млн л.н.) и в подошве мессинского яруса (7,2 млн л.н.) были более значимыми реперами для глобальной корреляции и выделения новейших отложений по сравнению с подошвой гелазия и таманского акчагыла.

ЛИТЕРАТУРА

Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 224 с.

Зубаков В.А. Климатостратиграфия и ее вклад в стратиграфию, геоэкологию и палеоклиматологию // Палинологические, геоэкологические и палеоклиматические реконструкции. СПб.: Экогеософский альманах, 2006.

Квасов Д.Д., Ананова Е.Н. и др. О палеогеографии Восточной Европы в акчагыльско-апшеронское время // Вестник ЛГУ. 1969. № 6.

Кожевников А.В. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа // Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд. МГУ, 1966.

Москвитин А.И. Плейстоцен Европейской части СССР. М.: Наука, 1985.

Москвитин А.И. Соотношение надпойменных террас Волги и древних трансгрессий Каспия с оледенениями // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 3.

Москвитин А.И. Плейстоцен Европейской части СССР. М.: Наука, 1985.

Осколков В.Н. Следы неогенового оледенения в бассейне Верхнего Дона // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М., 1992. С. 138–151.

ПАЛЕОКРИОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ ДНЕПРА

А.А. Каздым

Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

kazdym@mail.ru

Нами были изучены краевые напорные образования у пос. Гнездово, на правом берегу р. Днепр, у впадения в него р. Свинец, в 15 км к западу от Смоленска. Они представляют собой невысокие холмы, сложенные типичными моренными отложениями (моренными валунными суглинками), представленными красновато-коричневой, плотной глиной с многочисленными включениями гравия, щебня, валунов гранитного и гранито-гнейсового и гнейсового состава. Среднее количество гравийно-щебнистого и валунного материала в толще суглинков не менее 30–40 %. Отмечены также линзы и прослой карбонатных суглинков, мелковалунно-гравийного и песчано-глинистого материала. Средний размер валунов 15–20 см, иногда до 30 см, реже более. Видимая мощность отложений — около 15 м.

В верхней части разреза были отмечены палеокриогенные структуры типа «ледовых клиньев» (псевдоморфозы по повторно-жильным льдам), секущих тело палеокриогенного холма в западном борту старого карьера на окраине пос. Гнездово.

Палеокриогенные структуры локализованы близ поверхности и представляют собой хорошо выраженные на общем фоне моренных отложений ширококлиновидные включения в моренные отложения, мощностью до 1 м, шириной до 50 см. Палеокриогенные структуры легко фиксируются визуально по цвету и текстурным особенностям — темно-красновато-бурые клиновидные формы резко выделяются на общем более светлом коричневом фоне моренных пород.

По периферии палеокриогенные образования приобретают более темный красно-бурый цвет вследствие интенсивного ожелезнения. Граница с вмещающей толщей ясная, размытая (мощность границы до 5 см, легко фиксируется визуально). Характерно изменение насыщенности цвета сверху вниз: от светло-коричневого до темно-коричневого.

«Внутренняя» верхняя часть палеопсевдоморфоз по повторно-жильным льдам освещена, имеет светло-коричневые неоднородные оттенки, ниж-

няя часть криогенных образований более интенсивно прокрашена оксидами и гидрооксидами железа в темно-бурый цвет. Некоторые из валунов, попавших в пограничную зону между ледовыми клиньями и общей массой четвертичных отложений, расколоты. Данные криогенные образования представляют непрерывный ряд (визуально до 10 м), отличаясь лишь размерами. Верхняя часть разреза преобразована современной дерново-подзолистой почвой, частично разрушенной антропогенными процессами.

Подобные палеокриогенные образования были также отмечены в пределах 3 км к юго-западу от выше описываемого участка, также в обнажении верхней части старого песчаного карьера. Сходные палокриогенные структуры отличаются лишь меньшими размерами и незначительным распространением.

Кроме того, в береговых опесчаненных суглинках правого берега р. Днепр на глубине около 1 м отмечены кольцообразные образования ржаво-бурого цвета размером до 15–20 см (рис. 1.15), вероятно, коррелирующие по возрасту с псевдоморфозами по повторно-жильным льдам.



Рис. 1.15. Криогенные кольцообразные образования в опесчаненных суглинках

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСТРОЕНИЯ ЛЁССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ

А.А. Каздым

Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

kazdym@mail.ru

Исследование микростроения осадочных горных пород в шлифах всегда имело большое значение, однако изучение неконсолидированных горных пород (суглинков, глин, песков) в ряде случаев вызывает определенные сложности в основном с точки зрения изготовления шлифов (особенного большого размера) с ненарушенным микростроением.

Нами были исследованы лёссовидные суглинки Северного Приазовья (Ростовская обл.) в районе хут. Недвиговский. Изучения микростроения подобных покровных отложений в данном районе практически не проводилось.

Лёссовидные суглинки верхнего плейстоцена-голоцена представляют собой толщу мощностью до 3 м и залегают на красноцветных глинах эоплейстоцена. Генезис лёссовидных суглинков до настоящего времени не совсем ясен (предполагается, что это могут быть и делювиальные, и эоловые отложения), причем в той или иной степени переработанные криогенными процессами. Визуально суглинки (условно) подразделяются на несколько толщ, причем верхняя их часть интенсивно проработана процессами современного (голоценового) почвообразования.

Изучение микростроения лёссовидных суглинков проводилось в прозрачных шлифах ненарушенного сложения (Каздым, 2005). Отбор образцов проводился сплошной колонкой в металлические емкости, сушка в лабораторных условиях проводилась воздушно-капиллярным методом. Для исследования использовались классические оптические методы поляризационной микроскопии, применяемые в литологии. Предварительные результаты (в настоящее время проводится детальное изучение микростроения образцов) позволили получить следующие данные.

Микростроение большинства образцов характеризуется алевро-пелитовой, лёссовидной, с крупными порами, текстурой, представленной, в большинстве случаев, блоками неправильной или угловатой формы или агрегатами округлыми или неправильной формы (рис. 1.16; 1.17).

Минеральный состав крупной фракции представлен кварцем (более 95 %), глауконитом (до 1–3 %), единичными зернами плагиоклазов. Размерность зерен минералов до 0,03–0,06 мм в основном угловатой формы.

Крупные зерна кварца имеют размер 0,3–0,4 мм (обычно не более 0,5 мм) и составляют не более 3–5 %. Единичные зерна (количество менее 1 %) имеют размер около 1 мм и представлены преимущественно идеально сферическими, округлыми, окатанными (округло-угловатыми), угловато-окатанными зернами.

Морфоскопический анализ — изучение зерен кварца размером 1 мм под бинокуляр (МБС-2) позволил разделить зерна на несколько групп по степени окатанности и шероховатости поверхности. Количество идеально округлых (сферических) зерен с матовой поверхностью, характерных для эолового приноса (Градзиньски и др., 1980; Рейнек, Сингх, 1981) составляет около 20 %.

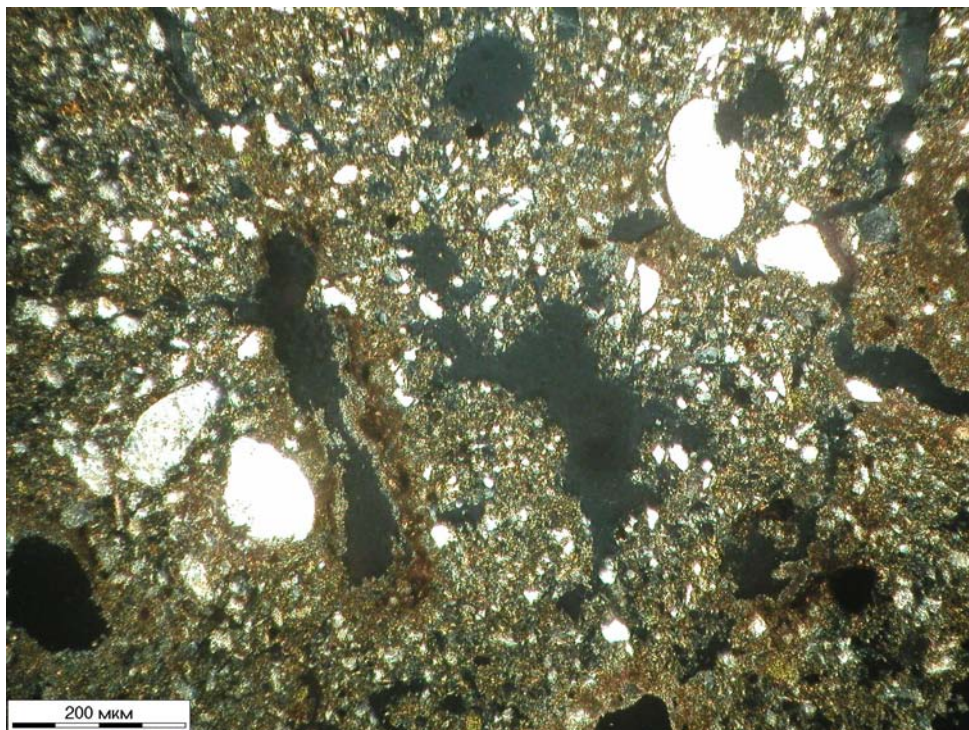


Рис. 1.16. Алевропелитовая текстура, крупные поры неправильной формы, с концентрацией микрита вокруг стенок пор (ник. X, об. 9)

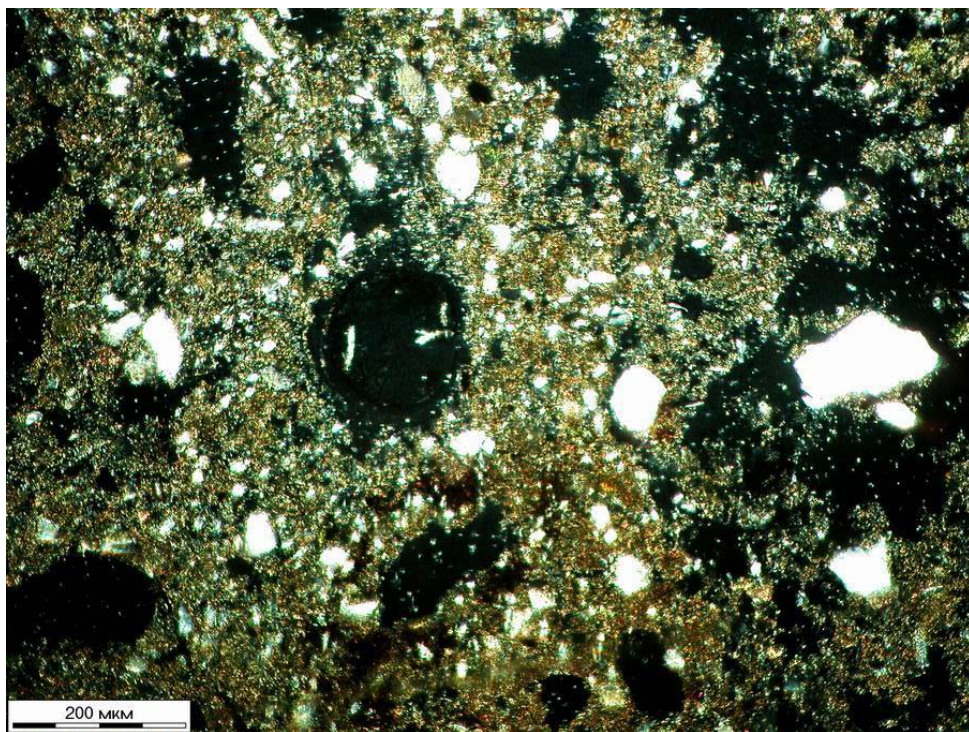


Рис. 1.17. Округлые поры и поры неправильной формы, микрозоны концентрации пылеватых зерен кварца вокруг пор (микрокольцевые структуры)

Новообразованные (точнее диагенетические минералы) представлены кальцитом (в основном в виде микрита, реже зерен кальцита, размером не более 0,1–0,2 мм), оксидами и гидрооксидами железа в основном в виде округлой или неправильной формы, или хлопьевидных железистых образований.

Для большинства шлифов характерны микрозоны концентрации микрита (пелитоморфного кальцита) в виде скоплений вокруг пор и трещин или концентрации в виде пятен неправильной формы.

Высокодисперсная составляющая в большинстве случаев карбонатно-глинистая или глинисто-карбонатная, слабоожезненная, в боковом (“косом”) освещении бледно-желтых оттенков.

Криогенные признаки представлены достаточно ярко в виде скоплений зерен кварца, кольцевыми или близкими к ним структурами (рис. 1.17), а также (вероятно) вертикальной трещиноватостью блоков.

Таким образом, изучение микростроения позволяет более детально изучить лёссовидные образования, попытаться установить их генезис, выделить некоторые микропризнаки, свидетельствующие о сингенетических или диагенетических процессах.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ (№ 06-06-80016).

ЛИТЕРАТУРА

Градзиньски Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 646 с.

Каздым А.А. Методические указания по изготовлению прозрачных шлифов и аншлифов. М.: Изд. РУДН, 2005. 29 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

ЭОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВРЕМЕНИ ПОСЛЕДНЕЙ ДЕГЛЯЦИИ

С.П. Казьмин

Новосибирская геолого-поисковая экспедиция, Новосибирск, Россия
c_kazmin@ngs.ru

Многолетние исследования, геологическое картирование и изучение литературных данных убедили автора в том, что роль деятельности ветра большинством геологов-четвертичников и геоморфологов сильно недооценивается. Древним эоловым геологическим образованиям в формировании геолого-геоморфологической основы ландшафтов (ГГОЛ) принадлежит весьма важная, а на огромных пространствах и основная роль. В самом кратком виде в настоящем сообщении автор приводит результаты наблюдений по затронутому вопросу.

Наиболее показательным примером господствующего эолового и сопутствующего ему иного субаэрального осадконакопления является крупногрядовая (увалистая) равнина Восточной Кулунды. Исследователями этого региона и, в частности, автора установлено, что со времени поздней палео-

магнитной эпохи Матуяма и всей эпохи Брюнес здесь основным геологическим процессом была эоловая аккумуляция (Казьмин, 1997). В указанном регионе всегда преобладала аккумуляция взвешенного эолового наноса. Такой характер седиментации сохранялся и на протяжении последней дегляциации, что видно из строения разреза около п.г.т. Краснозерское в Новосибирской области. 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:

А. Современный почвенный покров, мощность — 0,3 м.

Б. Супесь желтовато-коричневая, в нижней части с примесью песка, карбонатная, слоистая, хорошо сохраняющая вертикальные стенки, со следами корней травянистых растений, по облику и свойствам напоминает типичный лёсс. Мощность — 2,7 м. Переход в нижележащий слой резкий по поверхности денудационного (дефляционного) среза.

В. Суглинок желтовато-бурый, лёссовидный, с темно-серыми и темно-коричневыми вертикальными полосами, с карбонатными конкрециями, в верхней части разбит трещинами усыхания и заполненных желтовато-коричневым песчаным материалом, на границе с верхней толщей со скоплением гипсовых конкреций и карбонатных скоплений разного вида от мучнистых пятен до журавчиков. Видимая мощность после расчистки стенки котлована — 0,6 м.

Слой в этом разрезе, как и во многих иных, часто встречающихся, следует отнести к искитимскому педокриокомплексу. Верхняя часть его срезана поверхностью денудационного сноса, что особенно ярко наблюдается при виде дна котлована сверху. Судя по затекам, можно заключить, что гумусовый горизонт верхней почвы был темно-коричневого цвета, т. е. черноземного типа. Темно-серый цвет указывает на значительное временное увлажнение климата после формирования почвы. Карбонатные конкреции, скопления гипса, темно-коричневый цвет затекшего гумусового горизонта свидетельствует, что почва формировалась в теплых степных условиях климата, близких к современным при непромывном режиме грунтовой влаги.

Слой В несет следы вторичных преобразований. Он разбит морозобойными клиньями, образовавшимися в условиях холодного климата и существования многолетней мерзлоты. Как было отмечено выше, клинья заполнены перемещенным гумусированным материалом, образовавшимся ранее. Заполнение происходило в результате промывного процесса в деятельном слое многолетней мерзлоты. Следовательно, после образования почвы климат был холодным и избыточно увлажнен.

Слой Б уверенно может рассматриваться как ельцовский лессовый покров эпохи дегляциации сартанской стадии оледенения. Нижняя часть слоя сложена более крупнозернистым материалом, свидетельствующая, что в начальной своей стадии динамика среды и накопление слоя были наиболее интенсивными. Верхний гумусовый горизонт искитимского педокриокомплекса был уничтожен в начальный период формирования ельцовского покрова дефляционными процессами. Верхняя часть обнаженных отложений (слой В) быстро усыхала и разбивалась трещинами. Густая полигональная

сеть зияющих трещин усыхания в слое В, хорошо видимая в котловане сверху, и заполненная песком из слоя Б показывает, что образование трещин происходило непосредственно в начальную стадию формирования покрова лессовых отложений. Скопления гипса, карбонатов и трещины усыхания в верхней части слоя В указывают на эксудационный режим грунтовой влаги. Отсюда следует, что накопление слоя Б происходило в сухой обстановке при теплом климате.

Эоловые отложения широко распространены также и на Салаире. Здесь они залегают на поверхности и образуют почти всю ГГОЛ территории. Установлен возраст этого покрова лессовых отложений. Он образовался позже 20—19 тыс. лет назад, т. е. во время последней (сартанской) дегляциации. Установлено также, что в подобных условиях накапливались и более древние (верхнелепестовые) покровы эоловых лёссовых отложений. Они также были связаны с периодами дегляциаций (Волков, 1971; Зыкина и др., 1981; Волков, Зыкина, 1991; Казьмин, 1997).

В пределах молодой, преимущественно плоской и слаборасчлененной Барабинской равнины эоловые осадки также распространены крайне широко. Наряду с развитыми верхнелепестовыми озерными и речными образованиями, здесь широко представлены накопления взвешенного эолового наноса, образующие покров лёссовых отложений (лёссовидные суглинки). Распространены также и скопления влекомого наноса (преимущественно песчаного). Они формируют гряды (гивы). Среди них преобладают субширотные, продольные, образовавшим их господствующим ветрам (чановский тип), но есть и субмеридиональные гряды, поперечные им (бурлинский тип) (Казьмин, 1997, 2005). Следовательно, на большей части Барабы водные осадки перекрыты эоловыми отложениями, которые преобладают в строении ГГОЛ.

Установлено также, что на всем протяжении юга Западной Сибири от Зауралья до Обь-Енисейского междуречья древние эоловые образования также пользуются широким распространением. Наряду с осадками водного и биогенного генезиса, они образуют ГГОЛ на большей части этой обширной территории. Среди них преобладают накопления влекомого эолового рельефа (гивный и бугристый рельеф) и взвешенного эолового наноса (полого-волнистая и западинная лёссо-степь). В совокупности эоловые осадки, главным образом сартанского возраста, преобладают на междуречьях и склонах долин, включая и II террасу рек. Их нет только на поймах и I террасе Тобола, Ишима, Иртыша.

Эоловые образования на юге Западной Сибири распространены также и в пределах акватории последней, максимальной для неоплейстоцена трансгрессии Мансийского приледникового озера на абсолютных отметках около 130 м и более низких. Так, например они преобладают на левобережном пологом склоне Иртыша ниже г. Омска. Здесь гивы, сложенные песком, образовались в результате эоловой переработки озерных осадков регрессировавшего Мансийского приледникового озера.

Эоловые образования широко развиты и в центральной части Западной Сибири, наряду с биогенными, озерными и речными осадками. В западной части Обь-Иртышского междуречья, в пределах таежной зоны на

междуречьях и склонах местных долин за пределами болот ГГОЛ главным образом представлена покровом взвешенного эолового наноса (Волков, 1987). Этот покров представляет аналог ельцовского лёсса южной части Западной Сибири. Высказавшиеся ранее взгляды об озерном генезисе этой ГГОЛ оказались ошибочными.

Древние эоловые гряды (мавры) широко распространены и в Кондинской низине. Они сложены влекомым эоловым наносом (песком) и чередуются с древними дефляционными понижениями, как бы просвечивающими из-под торфа болот. Это особенно ясно видно на материалах аэрофотосъемки и при визуальных наблюдениях с воздуха. Ясно поэтому, что аридный режим в центральных районах Западной Сибири сохранялся уже и после окончательного исчезновения Мансийского озера, т. е. в конце последней дегляциации.

На обширных низменных пространствах правобережья широтного отрезка Оби вплоть до Сибирских Увалов на севере в регионе основного нефтяного района Сибири крайне широко распространена супесчано-песчаная таберальная толща. На междуречьях она обычно перекрыта торфом, а на дренированных придолинных участках является основой современной почвы. Здесь же развит и обращенный микрорельеф древних аласных озер. Наблюдениями многих исследователей, в том числе и автора, твердо установлено, что осадки Мансийского озера здесь перекрыты деградированной едомой. На дренированных участках желтовато-серые озерные пески перекрыты таберальной супесчано-песчаной толщей с прослоями железистых ортзандов. Следовательно, и в Кондинской низине, и на правобережье Оби в ГГОЛ эоловые процессы принимали самое активное участие.

Таберальная толща и в той или иной мере деградированная лёссово-ледовая едома распространены на севере Западной Сибири в пределах области сартанского оледенения и на мелководьях дна рельефа Северного Ледовитого океана (Рокос, 2005). Наличие эоловой толщи на дне долины Оби в районе Сургута свидетельствует, что эоловые процессы активно проявлялись в центральной части Западной Сибири и непосредственно ранее увлажнения времени формирования первой террасы Оби и ее притоков (Волков, 2005). На равнинных пространствах северо-востока Азии широко распространены образования едомного комплекса (Томирдиаро, 1980). Эта ледово-грунтовая толща является генетическим и возрастным аналогом ельцовского (сартанского) покрова лёссовых отложений юга Западной Сибири. На обширных пространствах она, обладая своеобразным рельефом аласных междуречий, образует ГГОЛ. Установлено, что она имеет эоловый генезис и накопилась в сартанское время (Томирдиаро, 1980). Хотя таберальная толща и едомные равнины пока изучены слабо, факт глубокой аридизации климата Северной Азии во время дегляциации последнего оледенения можно считать уверенно установленным. Проблема изменения климата на протяжении последней дегляциации является важнейшей для дальнейшего изучения всего ледникового периода кватерра.

Автор убежден, что последняя дегляциация уже с самого ее начала протекала по всей Северной Азии и Европе преимущественно в условиях аридного климата, т. е. в условиях климата недостаточного увлажнения. Только очень малая часть ледниковых вод кратковременно стекала на юге и образовала трансконтинентальную систему озер и соединяющих их проток. Основная часть талых вод ледников, вызвавшая подъем уровня Мирового океана от максимума

гляциоэвстатической регрессии (–130 м) до настоящего уровня, поступала в океан из самой зоны оледенения. Два наиболее крупных озера талых ледниковых вод (Мансийское и Хвалынское) уже во время максимального их уровня располагались в аридной зоне. Они вскоре стали бессточными и стремительно снижали свои уровни (Мансийское от –130 м до полного исчезновения и Хвалынское – от +50 м до минимума мангышлакской регрессии). Со становлением климата избыточного увлажнения в Северной Азии и Европе связано образование I террасы и поймы рек, а в Каспийской впадине – формирование современной дельты Волги и новокаспийская трансгрессия.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков И.А.* Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов центральной части Западной Сибири (на основе использования дистанционных методов исследования) // Дистанционные исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1987. С. 64–91.
- Волков И.А.* Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.
- Волков И.А.* Геологические события конца позднеледниковья в долинах Сибири и динамика природной среды // Археология, этнография и антропология Евразии. 2005. 2(22). С. 18–21.
- Волков И.А., Зыкина В.С.* Цикличность субаэральной толщи Западной Сибири в позднеплиоценовое и четвертичное время // Эволюция климата, биоты и среды обитания человека в позднем кайнозое Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1991. С. 40–1.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И.* Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 202 с.
- Казьмин С.П.* Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 46 с.
- Казьмин С.П.* Грядовые геологические образования юго-востока Западной Сибири // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 164.
- Рокос С.И.* Многолетнемерзлые породы на шельфах Баренцева и Карского морей: стратиграфия, распространение и свойства // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 359–61.
- Томирдиаро С.В.* Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

ОТРАЖЕНИЕ БИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ В СВОЙСТВАХ СОВРЕМЕННЫХ И ПАЛЕОВЕРТИСОЛЕЙ

И.В. Ковда¹, А.В. Борисов²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия
komo@rc.msu.ru

²ИФХиБПП РАН, Пущино, Россия
a.v.borisov@rambler.ru

Вертисоли (слитоземы) встречаются при широкой вариации природных биоклиматических условий. Кроме того, помимо современных вертисолей, существуют древние и погребенные вертисоли, а благодаря их уникальным и легко диагностируемым свойствам, их существование выявлено

уже с мелового периода. При этом, встречаясь в условиях годового количества осадков от <200 мм до >1000 мм, для своего формирования слитоземы нуждаются в наличии смены условий увлажнения, т. е. чередования сухого и влажного сезонов различной степени проявления.

Чередование условий увлажнения вызывает процессы усадки-набухания, педотурбации и сдвиговые явления, которые, в совокупности, формируют диагностические свойства вертисолей. Выраженность диагностических признаков и ряда других свойств вертисолей меняется в зависимости от степени увлажнения почв. Все это привлекало исследователей к использованию палеовертисолей в качестве индикатора биоклиматических условий прошлого. Первоначально они считались индикатором тропического и субтропического климата (Dudal, 1965). Позже делались попытки использовать отдельные морфологические свойства (например, Fe новообразования) для реконструкции количества осадков.

В задачи нашего исследования входило изучение морфологических и химических свойств, а также в ряде случаев проведения более детальных исследований включая определение физических свойств, радиоуглеродного возраста и состава стабильных изотопов органического вещества и карбонатных новообразований с целью анализа свойств и их возможной индикационной роли для палеореконструкций.

Отметим, что в настоящее время известно наличие вертисолей в широком диапазоне биоклиматических условий от бореальных до тропических зон. При этом, современные слитоземы во внеледниковых областях могут иметь доголоценовый возраст (Ковда, 1965; Ковда, Уалдинг, 2004). В связи с этим, можно предполагать, что некоторые вертисоли в настоящее время находятся не в оптимальных условиях своего функционирования, а их наличие отражает палеоусловия бывшие благоприятными для формирования вертисолей и существовавшие в прошлом. В частности, к таким регионам могут относиться и ареалы вертисолей на Северном Кавказе. В связи с недостаточной изученностью этого региона трудно утверждать определенно, но существование реликтовых вертисолей на Северном Кавказе представляется вполне возможным. Кроме того, в этом регионе известны палеовертисоли. В связи с этим мы пытались проследить развитие морфо-аналитических признаков с целью выявления признаков развития и стирания слитогенеза. Задачей нашего исследования было изучение современных и палеовертисолей различного возраста на территории Северного Кавказа, выявление признаков и причин усиления или ослабления слитогенеза (процесса формирования вертисолей), в частности сопоставление признаков слитогенеза с этапами нарастания/снижения аридизации и в данном регионе.

В основе изучения почв лежит детальный сравнительно морфологический анализ. Объекты исследования включают три группы:

1. Дневные вертисоли и вертикальные почвы голоценового возраста Центрального Предкавказья Ставропольской возвышенности и прилегающих территорий (Изобильненский, Андроповский и Кочубеевский р-ны). Годовое количество осадков 500–540 мм, среднегодовая температура воздуха $\sim 8,8$ °C, средняя $T_{\text{июля}} +21,8...+22,4$ °C, средняя $T_{\text{января}} -5,0...-2,9$ °C (Агроклиматические ресурсы..., 1973). Растительность — разнотравно-злаковая. Некоторые почвы находятся под пашней, единично — под древесной растительностью.

На этих объектах детально изучались морфо-аналитические свойства слитоземов и их изменения в различных физико-географических условиях.

2. Погребенные вертисоли и вертиковые почвы плейстоценового возраста изучались в лёссово-почвенных обнажениях в Западном Предкавказье — долина р. Лаба на территории Азово-Каспийской низменности (Краснодарский край, ст. Новолабинская). Современные условия более теплые и важные по сравнению с Центральным Предкавказьем: среднегодовая температура воздуха около 9–12 °С, ср. $T_{\text{янв.}}$ –2 °С, ср. $T_{\text{июля}}$ +23 °С. Годовое количество осадков 500–600 мм (Каноников, 1977). Растительность смешанная разнотравно-злаковая с участием лиственных древесных пород. На этом объекте изучалась возможность выявления долговременного биоклиматического тренда по свойствам погребенных вертисолей.

3. Почвы, погребенные под курганами с различной степенью выраженности вертиковых признаков, изучаемые параллельно с фоновыми аналогами. Время погребения варьирует от XXV–XXIII вв. (ямная культура), рубежа III–II вв. (посткатакомбное время) и до второй половины III в. до н.э. Они расположены в Центральном Предкавказье на Ставропольской возвышенности и в пойме р. Кубани (Андроповский и Кочубеевский р-ны). Среднегодовая температура воздуха около 10,7 °С, ср. $T_{\text{июля}}$ +20,6 °С, ср. $T_{\text{янв.}}$ –4,6 °С. Разнотравно-злаковая растительность или пашня. Почвы имеют сликенсайды, трещины и клиновидную структуру различной степени выраженности. В этих объектах изучались относительно кратковременные климатические изменения и их отражение в свойствах подкурганных и фоновых почв.

Выраженность вертиковых признаков (признаков слитогенеза) определяется с одной стороны физическими свойствами почвы (ее внутренним потенциалом к реализации процессов усадки-набухания), с другой стороны природными условиями, позволяющим реализоваться внутреннему потенциалу в реальных природных условиях. Кроме того, выраженность вертиковых признаков меняется в зависимости от эволюционной стадии развития вертисолей (Ковда, Моргун, 2001).

Показателями интенсивности процессов усадки-набухания можно считать ширину, глубину и частоту трещин, наличие и параметры клиновидной структуры, сликенсайды, наличие микрорельефа, внутреннюю цикличность горизонтов или отдельных признаков, некоторые особенности почвенной морфологии, например — вытянутость или разорванность карбонатных новообразований.

Особое внимание заслуживают сликенсайды, а именно, такие показатели как расстояние между сликенсайдами, их размер, поверхность (форма, шероховатость или гладкость, бороздчатость), угол наклона сликенсайдов, общая мощность толщи со сликенсайдами, а также глубина их появления в почве. Эти признаки в современных вертисолях коррелируют с активностью процессов усадки-набухания и с климатическими условиями. Например, глубина появления сликенсайдов в более влажных вертисолях понижается.

В дневных вертисолях Ставропольской возвышенности детально исследованы перечисленные признаки и их изменение в зависимости от современных физико-географических условий. Определение состава стабильных изотопов органического вещества и карбонатных новообразований выявило

общий тренд к более теплым и сухим условиям на раннем этапе почвообразования (~ 5000 л.н.). В это время доля растений С4-типа достигала 30 %, тогда как в настоящее время снизилась до 5 %. Выраженность вертикальных признаков менялась в зависимости от физико-географических условий, ослабляясь в условиях хорошего дренажа. С увеличением увлажнения глубина появления сликенсайдов понижалась, увеличивалось число и разнообразие железистых и карбонатных новообразований.

В плейстоценовых погребенных вертисолях биоклиматические тренды на основании результатов определения состава стабильных изотопов были определены в самых общих чертах. Выраженность вертикальных признаков максимальна в раннеплейстоценовых вертикальных почвах и ослабляется в позднеплейстоценовых, что совпадает с нарастанием аридных признаков от раннего к позднему плейстоцену. Поверхность сликенсайдов, как основной показатель активности усадки-набухания, даже при максимальной отчетливости и выраженности характеризуется матовостью, что наиболее вероятно может быть результатом прекращения колебаний влажности и осуществления подвижек в результате погребения почв. Выраженность сликенсайдов и ориентировки глинистой плазмы на микроуровне в шлифах гораздо слабее по сравнению с современными почвами. Несмотря на щелевидную форму пор, явно отражающую сликенсайды, ориентировка плазмы вдоль этих пор отсутствует. Изотопный анализ не выявил принципиальных изменений типа растительности (доля С3-типа не менее 70 %, максимум растений С4-типа в почве относимой к миккулинскому возрасту).

Выраженность вертикальных признаков в подкурганных почвах и их фоновых аналогах существенно различалась. В связи с этим возникает вопрос, является ли снижение вертикальных признаков результатом диагенетического изменения почв, или же вертикальные признаки в подкурганных почвах не были развиты в момент их погребения в связи с молодостью почв или отсутствием климатических условий для реализации процессов усадки-набухания. Тщательное изучение вертикальных признаков и, в частности, выраженности сликенсайдов в почвах разновозрастных курганов выдвигает еще одну гипотезу — начавшиеся изменения климата (прогрессирующая аридизация) ослабили выраженность сликенсайдов еще до погребения почв под курганами. Наличие мощного гумусового горизонта, внутрипочвенной цикличности горизонтов и микрорельефа в погребенных подкурганных почвах на склоновых участках свидетельствуют о достаточной зрелости этих почв. Частота и углы наклона сликенсайдов в погребенных почвах свидетельствуют об интенсивных, но несколько различающихся процессах усадки-набухания и сдвиговых явлений в подкурганных почвах до погребения. В настоящее время поверхность сликенсайдов в них матовая, не блестящая, иногда с выделениями солей, следовательно, в настоящее время сликенсайды не активны.

Таким образом, подкурганные почвы в прошлом, вплоть до момента погребения 4000–4500 л.н., находились в условиях достаточного и контрастного увлажнения для реализации усадки-набухания. На наш взгляд, ин-

формативность сликенсайдов требует специального изучения. С одной стороны они легко диагностируются в древних почвах, имеющих возраст миллионы лет, сохраняются такие показатели как углы наклона, размер, с некоторой поправкой на уплотнение погребенных почв можно использовать данные о мощности толщи со сликенсайдами и глубине их появления. С другой стороны, особенности поверхности сликенсайдов, вероятно, менее устойчивый признак, и после погребения они «стираются», т. е. выраженность сликенсайдов на микроуровне ослабляется в связи с отсутствием динамики влажности и усадки-набухания под насыпью. Поверхность сликенсайдов теряет блеск, что проявляется на микроуровне в исчезновении ориентированной плазмы, и они уже не могут индцировать интенсивность процессов усадки-набухания. Показательный и информативный признак — наличие погребенного микрорельефа или внутрпочвенной цикличности, обладающие хорошей сохранностью после погребения и свидетельствующие об эволюционной стадии развития почв.

С другой стороны, недостаточная изученность подкуранных почв не исключает гипотезу иных климатических условий во время нормального дневного функционирования подкуранных почв. В частности, предположительно, меньшего (~ на 100 мм) количества осадков 4—5 тыс. л.н. В поддержку этой гипотезы указывают и полученные нами данные по составу стабильных изотопов углерода современных вертисолей Ставрополя. Отметим, что сокращение нормы осадков, изменение их годового ритма, изменение роли грунтовых вод могут вызывать затухание педотурбаций и ослабление слитогенеза в почвах.

Таким образом, наличие палеовертисолей само по себе не является информативным показателем, констатируя лишь наличие контрастного увлажнения при их формировании. Для оценки степени аридности или гумидности палеоклимата более информативным комплексное изучение других почвенных свойств: количества и состава гумуса, морфологии, обилия и глубины распространения соединений железа, карбонатов, гипса, легко растворимых солей, анализ стабильных изотопов. Однако информативность палеосликенсайдов, как мы указывали, требует дополнительного изучения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматические ресурсы Ставропольского края. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 238 с.

Канонников А.М. Природа Кубани и Причерноморья. Краснодар: Краснодар. кн. изд-во, 1977, 112 с.

Ковда В.А. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов (к составлению почвенной карты мира) // Почвоведение. 1965. № 1. С. 3—17.

Ковда И.В., Моргунов Е.Г. Эволюция вертисолей: стадии и индикаторы // 4 Всерос. конф. «Проблемы эволюции почв». Пушкино, 2001. С. 123—124.

Ковда И.В., Уалдинг Л.П. Вертисоли: проблемы классификации, эволюции и пространственной самоорганизации // Почвоведение. 2004. № 12: 1507—1518.

Dudal R. Dark clay soils of the tropical and subtropical regions. Rome: FAO, 1965. 161 p.

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ УСТЬ-БАРГУЗИНСКОЙ ВПАДИНЫ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В.Л. Коломиец, Р.Ц. Будаев, В.В. Савинова

Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

kolom@gin.bsc.buryatia.ru

Усть-Баргузинская впадина расположена на юго-восточном побережье оз. Байкал. Современное днище впадины — аллювиально-озерная равнина с болотными низинами и предгорные наклонные террасовидные ступени — выполнено различными по генезису континентальными осадочными образованиями квартера. Террасовые образования отображены следующими уровнями — VI (высота 80–100 м, возраст — Q_1^2 – Q_2^1) V (50–80 м, Q_2^{1+2}), IV (25–50 м, Q_2^{3+4}), III (15–25 м, Q_3^1), II (9–12 м, Q_3^2) и I (7–9 м, Q_3^4 – Q_4^1).

Тело *шестой надпойменной террасы* (НТ) сформировано песками различной крупности зерна — от алевритовых до крупно-среднезернистых песков. По статистическим параметрам они характеризуются изменчивой сортировкой — как совершенной (коэффициент сортировки Траска $S_0 = 1,22$ – $1,36$, стандартное отклонение $\sigma = 0,18$), так и плохой ($S_0 = 1,89$; $\sigma = 0,52$), что в первом случае соответствует достаточной длине транспортировки субстрата перед его отложением в условиях слаботурбулентной подвижной среды. С ухудшением показателей сортированности происходит сокращение пути перемещения материала без должной его динамической обработки в обстановке роста живых сил седиментации. По коэффициентам асимметрии S_k Траска и статистическому α пески имеют положительную асимметрию ($S_k < 0$; $\alpha > 0$) и, соответственно, лучшую сортировку крупнозернистой части гранулометрического спектра. Экссесс (τ) также положителен, что указывает на определенную тектоническую стабильность и поступление небольших порций обломочного вещества. Коэффициент вариации n принадлежит области как смешанного лимно-флювиального накопления, так и устойчивых стационарных аквальных водотоков турбулентного характера с сезонными колебаниями водности.

Палеопотамологическая модель диагностирует формирование осадков в неглубоких (2–5 м) озеровидных проточных водоемах. Привнос субстрата происходил за счет естественных блуждающих потоков равнинного облика (число Фруда, $Fr \leq 0,1$), динамика которых характеризовалась переходным между ламинарным и турбулентным режимами типом осадконакопления. Критерий устойчивости русел (ϕ) определяет их слабоподвижный (< 100 единиц) характер и не способность к осуществлению масштабных русловых преобразований. Кроме того, они находились в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды (коэффициент шероховатости, $n > 38$). Ясна и фациальная принадлежность данных отложений — аллювиальные пески прирусловых и озерно-аллювиальные пески лимнических береговых и прибрежных фаций.

В спорово-пыльцевых спектрах низов изучаемой толщи господствующее положение занимает пыльца древесно-кустарниковых пород (75 %) с

подчиненным значением споровой (23,3 %) и почти полным отсутствием травянистой (1,7 %) растительности. Для таких палеоландшафтов было характерно наличие темнохвойных лесов (кедр, пихта, сосна) с ольховником, березами, а также плаунами, папоротниками, сфагновыми и бриевыми мхами в подлеске. Климатические условия — умеренно-теплые и влажные. В верхней части разреза пыльцы деревьев становится еще больше — до 78 %, но зато исчезают представители споровых и уже зависимую роль играет травянистая растительность (22 %). Распространение получают сосновые леса с примесью пихты, березы и сложноцветных. В климатическом плане данный факт указывает на некоторую аридизацию, а, следовательно, и температурные вариации в сторону их уменьшения.

Пятая НТ выполнена слоистыми алевритово-мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми песками среднееоплейстоценового возраста (первая половина). Сортировка отложений — от очень хорошей до хорошей ($S_0 = 1,32-1,50$; $\sigma = 0,15-0,37$), что определяет характер седиментогенеза в умеренно-турбулентной среде ($\alpha > 0$, $S_k < 1$). Плюсговые значения эксцесса дают основание утверждать о постоянном внедрении небольших порций вещества в бассейн аккумуляции, соответствующей его обработке и сравнительно стабильном тектоническом фоне. Такие обстановки свойственны стационарным водным пространствам ($v = 0,61-1,45$) — для впадавших в сквозной неглубокий озерный (2–6 м) водоем малоподвижных ($\phi < 100$ единиц) палеопотоков был характерен равнинный тип русла ($Fr = 0,03-0,07$) в нормальном придельтовом положении состояния ложа (число Лохтина, $\Lambda = 1,6-1,9$) с беспрепятственной поступательной динамикой воды ($n > 39$).

Кроме описанного выше сценария осадконакопления в этот временной промежуток во впадине имели место малопроточно-застойные условия в озерном бассейне седиментации, в которых сформировались осадки непостоянного грансостава псаммит-алевропелитовой структуры при субламинарном режиме осаждения и критически малых скоростях переноса вещества. В фациальном отношении отложения V террасы имеют дифференцированную природу. Глинистые и алевритовые разности с тонкой слоистостью отлагались как в более глубокой, так и прибрежной полосе акватории озерных объектов со слабым волнением и придонным течением с преобладанием приглубоких и прибрежных фаций озерной макрофагии. Средне-мелкозернистые пески накапливались блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды (нестрежневые фации).

Палинологические данные из осадков этой террасы восстанавливают развитие древесно-кустарниковой (72 %) и травянистой (28 %) флоры. Ландшафтный облик территории характеризовался развитием темнохвойных лесов, состоящих преимущественно из кедра, пихты, сосны, тсуги, с подлеском (лещина, ольховник, береза) и травянистым покровом на открытых участках (кипрейные, подорожниковые, сложноцветные).

В вещественном плане осадки, сформированной во второй половине среднего неоплейстоцена, *четвертой НТ* представлены алевритово-мелкозернистыми, мелкозернистыми и средне-мелкозернистыми песчаными разностями. Динамические показатели характеризуют отложения как совершен-

но, хорошо и умеренно сортированные ($S_0 = 1,20-1,76$; $\sigma = 0,17-0,41$), одно-вершинная мода ($\alpha > 0$, $S_k > 1$) сдвинута большей частью в сторону мелких частиц (условно повышенный энергетизм среды седиментации, живых сил которой было явно не достаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть обломочного субстрата). Экссесс положителен, что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости ($v = 0,7-1,3$) указывает на возможность накопления таких осадков в подвижной среде, характерной для речных систем, так как почти целиком соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков. Палеопотамологические данные определяют осадкообразовательный процесс блуждающими водотоками равнинного ($Fr = 0,04-0,07$) типа с постоянными руслами (площадь водосбора >100 км²) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 40$) при впадении в конечный водоем ($\Lambda < 2,0$).

Результаты изучения микрофлористических остатков данного уровня реконструируют доминантное положение в ландшафтном палеооблике депрессии пихтово-кедрово-сосновых лесов с примесями ольховника, берез, лещины и ивы. Травянистая растительность представлена только очень малым количеством осоковых (2 %), споровая – папоротниками (до 16 %).

В самом начале верхнего неоплейстоцена, в казанцевское время, была образована *третья НТ*, сложенная горизонтально- и косослоистыми песками различной структуры. Осадки имеют как умеренно-хорошую сортировку ($S_0 = 1,38-1,58$; $\sigma = 0,24-0,52$), так и очень плохую ($S_0 = 2,2$; $\sigma = 0,7-1,2$), достаточная степень которой соответствует удлинению пути переноса в условиях стабильного переходного режима между субламинарным и турбулентным типами осаждения. Недостаточная сортировка связана с усилением энергетизма среды седиментации и ее живых сил, что обусловило подъем транспортирующей мощности, врезание водотоков и переуглубление их продольного профиля с появлением «мутных» потоков. Отложениям свойственна одномодальность с лучшей сортированностью крупнозернистой части эмпирического полигона распределения ($\alpha > 0$, $S_k < 1$). Тектоническая составляющая процесса осадконакопления, несмотря на повышенный энергетизм, остается в некоторой степени постоянной (рост числовых показателей эксцесса в пределах первых десятков единиц). Значения коэффициента вариации схожи с таковыми, присущими флювиальным условиям аккумуляции ($v = 1,0-1,6$) стационарными сезонно-колебательными водотоками с однонаправленным движением воды.

Для нижней части толщи осадки аккумулировались блуждающим, средним по величине водотоком полугорного грядового ($Fr > 0,1$) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора >100 км²) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 35$) ϕ -критерий устойчивости русел определяет его как близкое к переходному между слабоподвижным и подвижным типами. По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловые нестрежневые группы фаций). Верхняя часть разреза террасы формировалась в более спокойной гидродинамической среде в условиях вновь образовавшегося подпорного слабопроточного неглубокого (до 5 м) озерного объекта. Внедрявшие-

ся в этот водоем палеореки имели равнинный тип русла ($Fr < 0,1$). По фациальному облику данные отложения коррелируются с прибрежно-береговой группой озерной макрофации.

По данным палинологического анализа, растительные сообщества этого периода характеризовались наличием хвойных лесов, состоящих из светлых хвойных (сосна обыкновенная) и темных хвойных пород (сосна кедровидная, пихта). По опушкам произрастали березы и лещины, из трав — лютиковые, подорожниковые и полыни, в подлеске — папоротники и плауны. Судя по большому процентному содержанию пыльцы пихты, которая из всех хвойных пород Сибири требует наибольшей тепло- и влагообеспеченности, максимальное количество осадков за вегетационный период должно было составлять не менее 700 мм, за год — 900 мм и более, средняя температура этого же периода — $+12\text{ }^{\circ}\text{C}$, а среднеиюльская — $+16\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Толща *второй НТ* верхненеоплейстоценового возраста (ермаковская эпоха) сложена разнотекстурированным набором обломочного субстрата с весьма высоким содержанием алевритово-глинистых частиц (до 56 %). Это наименее сортированные, мономодальные осадки ($S_0 = 2,1\text{--}2,4$; $\sigma = 0,3\text{--}0,7$), накапливавшиеся в относительно подвижной среде аккумуляции ($\alpha > 0$). Небольшие показатели эксцесса определяют некую равновесную эволюцию тектонических событий. Значения коэффициента вариации ($v = 1,32\text{--}1,50$) соотносят условия седиментации на этот временной промежуток с областью постоянных водотоков при сезонном колебании водности. Местом аккумуляции наносов являлся постоянный слабоподвижный извилистый поток равнинного ($Fr = 0,05\text{--}0,07$), реже полугорного грядового ($Fr = 0,11$) типа средних рек в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($v > 37$). В фациальном отношении исследуемая толща соотносится с русловыми нестречневыми и пойменными фациями речной макрофации аллювиального парагенетического ряда материковых осадочных образований.

Верхняя часть разреза финальнонеоплейстоценово-раннеголоценовой *первой НТ* сложена тонкозернистыми и алевритовыми песками с горизонтами обохренных илов, органики и погребенных почв, низы толщи образованы крупно-среднезернистыми и гравелистыми песками с наклонным и косым залеганием и высоким содержанием среднеокатанного псефитового материала. Отложениям свойственна как умеренная сортировка ($S_0 = 1,56$; $\sigma = 0,58$), так и полное отсутствие таковой ($S_0 = 2,51$; $\sigma = 4,86$), асимметричное распределение со сдвинутой в сторону крупных ($S_k < 1$, нижняя часть толщи) и мелких частиц ($S_k > 1$, верхние горизонты) модой. Тектонические условия осадконакопления были стабильными с некоторым дефицитом поступающего вещества ($\tau > 0$). Коэффициент вариации определяет генезис данных осадков ($v = 1,27\text{--}1,42$) как флювиальный — турбулентный речной с поступательным характером движения воды.

Палеопотамологические характеристики для данного отрезка наиболее рельефны, так как преимущественное развитие получили горные потоки с оформившимися аллювиальными грядовыми формами ($Fr = 0,39$), извилистыми, галечно-валунными ложами русел и беспокойным течением ($n = 27$). Динамика имела ярко выраженный турбулентный режим осаждения. Генетико-фациальная сущность осадков — аллювиальные русловые грядовые и в меньших количествах — пойменные пески речной фациальной группы.

Таким образом, для палеоландшафтов среднего неоплейстоцена при-склоновых частей Усть-Баргузинской впадины и ее горного обрамления было характерно господство темнохвойных лесов с мелколиственными элементами (березы, ольховник, лещина) и густым подлеском, состоящим из папоротников, плаунов, сфагновых и бриевых мхов. В это же время днище впадины занимали крупные стационарные озерные проточные бассейны, так как преобладал озерный характер аккумуляции отложений. Столь длительное существование озерных условий осадконакопления во впадине следует соотнести в первую очередь с ингрессиями вод Байкала в прилегающие понижения его горного обрамления. Формирование низов третьей террасы (казанцевская эпоха) происходило в динамичной аквальной среде при наличии сети палеопотоков полугорного типа, к финалу которого устанавливается новая озерная фаза осадкообразования с изменением гидрологического режима рек на равнинный тип. В этот период здесь произрастали хвойные леса с примесью берез, ольховника, плаунами и папоротниками в нижнем ярусе и небогатыми в видовом отношении травостоями на открытых пространствах. Рубеж неоплейстоцена–голоцена отразился в смене переходных обстановок седиментогенеза на ярко выраженный турбулентный режим горных рек. Венчающие разрез первой террасы пески образовались в слабоподвижных условиях при смене горного типа русел на полугорный, что характерно для сегодняшних рек впадины.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-97281).

ПРИРОДНАЯ СРЕДА И КЛИМАТ УДИНСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ (ПО ДАННЫМ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЪЕКТА САННЫЙ МЫС)

В.Л. Коломиец¹, Л.В. Лбова²

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, Россия
kolom@gin.bsc.buryatia.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
llbova@mail.ru

Геоархеологический объект Санный Мыс находится на правом берегу долины р. Уды в 1,5 км юго-западнее с. Санномыска и располагается на второй надпойменной террасе. Его осадки представлены довольно широким гранулометрическим спектром – от алевритово-мелкозернистых (средневзвешенный диаметр частиц $x = 0,37$ мм), средне-мелкозернистых ($x = 0,41–0,49$) и мелко-среднезернистых песков ($x = 0,52–0,59$) до алевритисто-средне-мелкозернистых песков с примесью псефитовых частиц ($x = 1,31$). По фракционному составу, набору статистических и динамических параметров процесса седиментации здесь можно выделить следующие литологические горизонты.

Слой 1 выполнен алевритово-мелкозернистым песком. Характерна умеренная сортировка (коэффициент сортировки Траска $S_0 = 1,42$ и стандартное отклонение $\sigma = 0,91$ – показатели средней длины транспортировки частиц перед их отложением) и положительные значения моды (коэффициенты асимметрии Траска $S_k > 1$ и $\alpha > 0$). Экссессу свойственны небольшие значения, что указывает на некоторую тектоническую стабильность, поступление небольших порций обломочного субстрата и превышение скорости его обработки над привносом. Довольно высокий коэффициент вариации ($v = 2,43$) исключает формирование подобных осадков в аквальных условиях и сопоставим с плоскостным склоновым смывом и последующей ветровой дифференциацией вещества (смешанный эолово-делювиальный генетический тип континентальных осадочных образований).

Отложения *слоя 2* представлены алевритистым средне- и мелкозернистым песком с существенным количеством частиц мелкощебеночной (4,1 %) и дресвяной размерности (8,7 %). Это наименее сортированные, полимодальные осадки ($S_0 = 1,70$; $\sigma = 3,16$) с незначительной длиной их перемещения, довольно динамичной средой седиментации ($\alpha > 0$), плохой сортировкой крупнозернистой части распределения ($S_k = 1,26$). Меньшие показатели эксцесса определяют возрастание тектонической активности, а по коэффициенту вариации ($v = 2,41$) можно судить о склоновом характере процесса осадконакопления, свойственном делювиально-коллювиальному генотипу.

Слой 3 сложен крупно-мелко-среднезернистым песком с редкими дресвяно-грубозернистыми обломками (до 1,5 %). Осадки имеют умеренно-хорошую сортировку ($S_0 = 1,61$; $\sigma = 0,52$), что следует связать с удлинением пути переноса. Им свойственна гомомодальность с улучшенной сортированностью тонкозернистой части эмпирического полигона распределения ($\alpha > 0$, $S_k > 1$). Несмотря на повышенный динамизм в среде осадконакопления, тектоническая составляющая процесса седиментации становится более стабильной (возрастание числовых показателей эксцесса). Значения коэффициента вариации схожи с флювиальными условиями аккумуляции ($v = 1,01$), но отсутствие в разрезе подтверждающих текстурных признаков позволяет констатировать склоновый характер накопления данного слоя (парагенетическая группа коллювия смыывания) с возрастающим количеством в этой процедуре подвижной воды и последующей сингенетической или эпигенетической эоловой обработкой.

Слой 4, относящийся к 3-му культурному горизонту, состоит из средне-мелкозернистого песка ($x = 0,46–0,49$ мм). По статистическим параметрам осадки характеризуются как умеренно сортированные ($S_0 = 1,58$; $\sigma = 0,68$) (недалекий перенос в турбулентной среде без должной динамической обработки). Одновершинная мода ($\alpha > 0$, $S_k > 1$) сдвинута в сторону мелких частиц (условно повышенный энергетизм среды седиментации, живых сил которой было явно не достаточно, чтобы обрабатывать грубозернистую часть эмпирического полигона распределения). Экссесс положителен, что свидетельствует об относительной стабильности протекания неотектонических явлений на данной территории. Коэффициент изменчивости ($v = 1,4–1,5$) указывает на возможность образования подобных осадков в подвижной турбулентной среде, характерной в первую очередь для речных систем, так

как полностью соотносится с полем однонаправленных поступательных стационарных потоков. По гидродинамическим параметрам палеопоток мог перемещать осадки по предельному диаметру подвижных частей руслоформирующих фракций от алевритово-глинистых частиц до грубозернисто-песчаных и мелкогравийных частиц ($d_{\max} = 1,06-1,13$ мм). Слабоподвижное (ф-критерий устойчивости < 100 единиц) русло полугорного типа (число Фруда $0,1 < Fr < 0,3$) с площадью водосбора > 100 км² этого водотока находилось в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды (коэффициент шероховатости $n > 35$). В фациально-генетическом плане эти отложения следует сопоставить с русловыми нестрежневыми фациями речной макрофации.

Слои 5 (4-й культурный горизонт) и 7 сформированы крупно-мелко-среднезернистыми песками ($x = 0,56-0,57$ мм). Коэффициенты сортировки ($S_0 = 1,63-1,75$, $\sigma = 0,54-1,02$) определяют ее как недостаточно-умеренную (короткое перемещение наносов в ярко выраженной динамичной турбулентной среде). Асимметрия положительна в обоих случаях, как по статистическому коэффициенту a , так и по коэффициенту Траска $S_k < 1$. С увеличением глубины разреза положительные значения эксцесса возрастают ($\tau = 28,75-60,01$), что подтверждает равновесную эволюцию тектонических событий. Коэффициент вариации целиком соответствует области постоянных водотоков с сезонным колебанием водности. Процесс седиментации мог осуществляться блуждающим водотоком полугорного грядового ($Fr > 0,1$) типа с натуральным постоянным руслом (площадь водосбора > 100 км²) в благоприятных естественных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 36$). ф-критерий устойчивости русел определяет его как близкое к переходному между слабоподвижным и подвижным типами (≈ 100 ед.). По фациальной природе описываемые осадки принадлежат речной макрофации (русловые нестрежневые группы фаций).

Слои 6 и 8 выполнены мелко-среднезернистыми песками ($x = 0,41-0,48$ мм). Сортировка отложений — от хорошей до умеренной ($S_0 = 1,46-1,63$; $\sigma = 0,41-0,42$), что позволяет констатировать увеличение длины транспортировки обломочного субстрата в умеренно-турбулентной среде, энергетика которой была самодостаточной. Данное обстоятельство способствовало формированию и преобладанию крупнозернистой, хорошо сортированной составляющей гранулометрической совокупности осадков ($\alpha > 0$, $S_k < 1$). Значения эксцесса характеризуются знаком «+», что дает основание утверждать о постоянстве внедрения небольших порций вещества в бассейн аккумуляции и, в целом, сравнительно стабильном тектоническом фоне. Подобные условия типичны для стационарных водных пространств, имеющих определенные вариации своего физического состояния ($v = 0,96-1,01$). Накопление материала совершалось естественными блуждающими потоками как полугорного ($Fr = 0,1$) так и равнинного типа ($Fr = 0,09$). Во втором случае кумуляция могла реализовываться в озеровидных проточных водоемах, так как существование равнинного типа русла в условиях расчлененного горного рельефа представляется менее очевидным. По своим гидродинамическим особенностям потоки Удинского водосбора находились в благоприятных условиях состояния ложа и свободного течения воды ($n > 38$). Ясна и

фациально-генетическая принадлежность данных отложений — аллювиальные пески прирусловых и, вероятно, озерно-аллювиальные пески лимнических береговых фаций.

Слой 9 представлен алевритово-средне-мелкозернистым песком ($x = 0,43$ мм). Отложения характеризуются умеренной сортировкой ($S_0 = 1,67$; $\sigma = 0,91$), Экссесс и коэффициент асимметрии положителен (мода больше среднего размера зерен), что характеризует лучшую отсортированность крупнозернистой части распределения всей совокупности частиц осадка. Значения коэффициента вариации соответствуют водному характеру осадконакопления ($v = 2,13$), но превышают таковые для постоянных водотоков. Поэтому такой набор основных параметров говорит об относительно стабильных условиях среды седиментации, ее заметном энергетизме, который мог присутствовать в квазистационарных флювиальных системах с постоянным внедрением несортированного материала без должной динамической обработки (высокий процент пелитовых частиц).

Слой 10 (седьмой культурный горизонт) образован крупно-, мелко- и среднезернистыми песками ($x = 0,55–0,59$ мм). Ему присуща умеренно-недостаточная сортировка ($S_0 = 1,56–1,81$; $\sigma = 0,93–1,16$), указывающая на короткий путь перемещения субстрата в изменчиво-динамичных турбулентных условиях среды аккумуляции. В итоге данное обстоятельство привело к плюсовой асимметрии распределения частиц осадка — мода находится в левой, крупнозернистой, лучше сортированной половине эмпирического полигона ($S_k = 0,91–0,98$, $\alpha = 9,2–12,0$). Тем не менее, характер протекания тектонических явлений не отличался особой активностью — эксцесс резко положителен в пределах первых сотен единиц. По величине коэффициента изменчивости ($v = 1,68–1,97$) процесс накопления мог совершаться однонаправленными постоянными водотоками речного облика. Им был свойственен полугорный тип русла ($Fr = 0,13–0,14$) с площадью бассейна не менее 100 км^2 , вода имела беспрепятственный сток по естественному ложу ($n = 36$) в благоприятных условиях его состояния. Режим осадкообразования имел переходный тип. По ϕ -критерию устойчивости русел, близкому к первой сотне единиц, определяется усиление эрозионных процессов на водосборной территории, что нашло отражение в росте предельного диаметра подвижной части наносов ($d_{\max} = 1,28–1,36$ мм). По фациальному облику данные осадки коррелируются с русловой группой речной макрофации.

В строении *слоя 11* (жилище, восьмой культурный горизонт) принимают участие породы песчаного диапазона ($x = 0,45–0,48$ мм). По своим статистическим показателям отложения характеризуются, как хорошо и умеренно сортированы ($S_0 = 1,46–1,72$; $\sigma = 0,50–0,93$), им свойственна одномодальность распределений с большим интервалом значений коэффициента асимметрии ($\alpha = 6,95–13,1$) со смещением в сторону крупных частиц ($S_k < 1$) и резко положительный эксцесс ($\tau = 67,6–220,4$). Коэффициент вариации v принадлежит области устойчивых стационарных аквальных водотоков динамичного турбулентного характера с сезонными колебаниями водности. Накопление отложений аккумуляровалось постоянным слабоподвижным — подвижным извилистым потоком полугорного ($Fr = 0,11$) типа средних рек в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды ($n > 37$) В фаци-

альном отношении исследуемая толща соотносится с русловыми нестрессовыми фациями речной макрофации аллювиального парагенетического ряда материковых осадочных образований.

Таким образом, по представленным материалам можно сделать следующее заключение. Средняя и нижняя части разреза Санный Мыс (2,0–5,7 м) формировались в аквальных обстановках седиментации. Те изменения в характере гидрологического режима р. Пра-Уды, которые приведены выше, при относительно спокойном протекании тектонических процессов на данной территории, на наш взгляд, имеют палеоклиматическую направленность. Увеличение средневзвешенного размера частиц следует связывать с ростом живых сил потока (его глубины и скорости), что ведет к подъему транспортирующей мощности, врезанию реки и снижению продольного профиля. Данное обстоятельство функционально зависит от усиления водности и влажности, и, как следствие этого – климатического потепления. Наоборот, уменьшение показателей процедуры осадконакопления указывает на противоположный характер – прогрессирующую аридность, понижение температуры, ослабление эрозионной работы водотока, выполаживание продольного профиля и общее похолодание климата.

Следовательно, накопление слоев 7 (образец СМ-04-8) и 5 (СМ-04-6) совершалось в более динамичной среде при возрастании водности и условном повышении температуры, а слоев 9 (СМ-04-12), 8 (СМ-04-10), 6 (СМ-04-7), и 4 (СМ-04-4 и 5) – в менее подвижных условиях при некотором недостатке количества свободной воды и сравнительном падении температуры окружающего пространства, вызванном вариациями климатических условий в сторону кратковременных похолоданий (рис. 1.18). Слой 10 (СМ-04-13 и 11) формировался в самой мобильной обстановке, что очень схоже со слоем 5. По мере роста глубины разреза (слой 11, СМ-04-9, 14, 16 и 15), на фоне общего достаточно динамичного положения характера седиментогенеза и довольно устойчивого протекания тектонических событий, возникает тенденция постепенного уменьшения диаметра частиц руслоформирующих фракций, обусловленного температурной и влагообеспечивающей изменчивостью по пути усиливающейся засушливости.

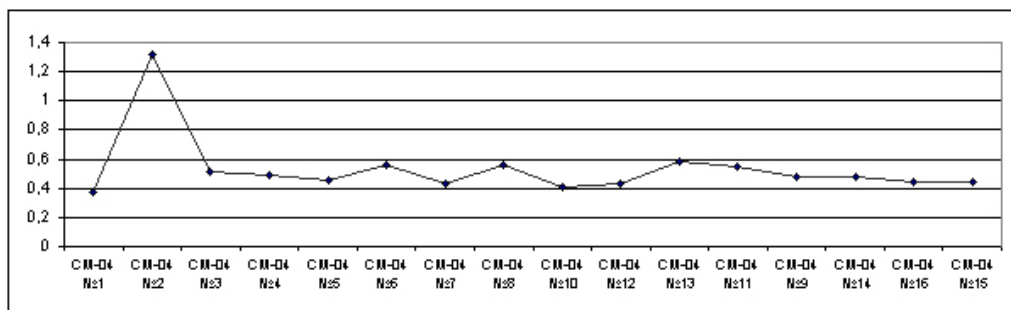


Рис. 1.18. Изменение средневзвешенного размера частиц (x) в разрезе Санный Мыс. Ось X – номера образцов, ось Y – диаметр частиц (мм)

Верхняя часть разреза (0,0–2,0 м) имеет смешанный эолово-делювиальный и коллювиальный генезис. Самые верхи разреза (слой 1, СМ-04-1) с наименьшей крупностью зерна в осадке можно соотнести с маловлажной

климатической эпохой. Грубозернистый слой 2 (СМ-04-2), в свою очередь, свидетельствует об усилении склоновых процессов. Образование слоя 3 (СМ-04-3) совершалось на фоне относительного снижения аридизации.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 04-06-80403).

**ТРЕНДЫ И РИТМИКА ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ
ПРИБАЙКАЛЬЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

С.Б. Кузьмин

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия

kuzmin@irigs.irk.ru

В последние годы для Прибайкалья появилось много новых данных, которые позволили верифицировать продолжительность и последовательность палеогеографических событий, уточнить региональную геохронологическую шкалу позднего плейстоцена и голоцена (табл. 1.5), наметить тренды и ритмику природных процессов: а) геодинамические – тектонические и геоморфологические процессы, б) климатические – изменение тепло- и влагообеспеченности ландшафтов (рис. 1.19; Кузьмин и др., 2005).

Наивысший пик тектонической активности приходится на казанцевский этап позднего плейстоцена, что связано с общей активизацией геодинамических процессов в Байкальской рифтовой зоне. До завершения среднезырянской фазы намечается тенденция к спаду тектонической активности, которая сменилась на границе позднезырянской фазы и каргинской стадии новым максимумом. Эпоха стабилизации тектонических движений в сартанскую стадию сменилась в начале голоцена новым пиком активности, который, тем не менее, уже не достигал значений предыдущих пиков. В целом, следует отметить тенденцию к ослаблению тектонической активности с середины казанцевского этапа с единственным значительным максимумом в интервале 50 000–40 000 лет назад.

Таблица 1.5. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена и голоцена Прибайкалья

Геохронозоны				Возраст, лет
Голоценовое межледниковье, Hol		Субатлантическая стадия, SB		2500–0
		Суббореальная стадия, SB		4500–2500
		Атлантическая стадия, A		8500–4500
		Бореальная стадия, B		10 500–8500
		Предбореальная стадия, PB		12 500–10 500
Верхний плейстоцен, Ple ₃	Зырянское оледенение, ZRI	Сартанская стадия, SR		23 000–12 500
		Каргинская стадия, KR		40 000–23 000
		Зырянская стадия, ZR	Позднезырянская фаза, ZR ₃	60 000–40 000
			Среднезырянская фаза, ZR ₂	105 000–60 000
			Раннезырянская фаза, ZR ₁	118 000–105 000
	Казанцевское межледниковье, KCW			140 000–118 000

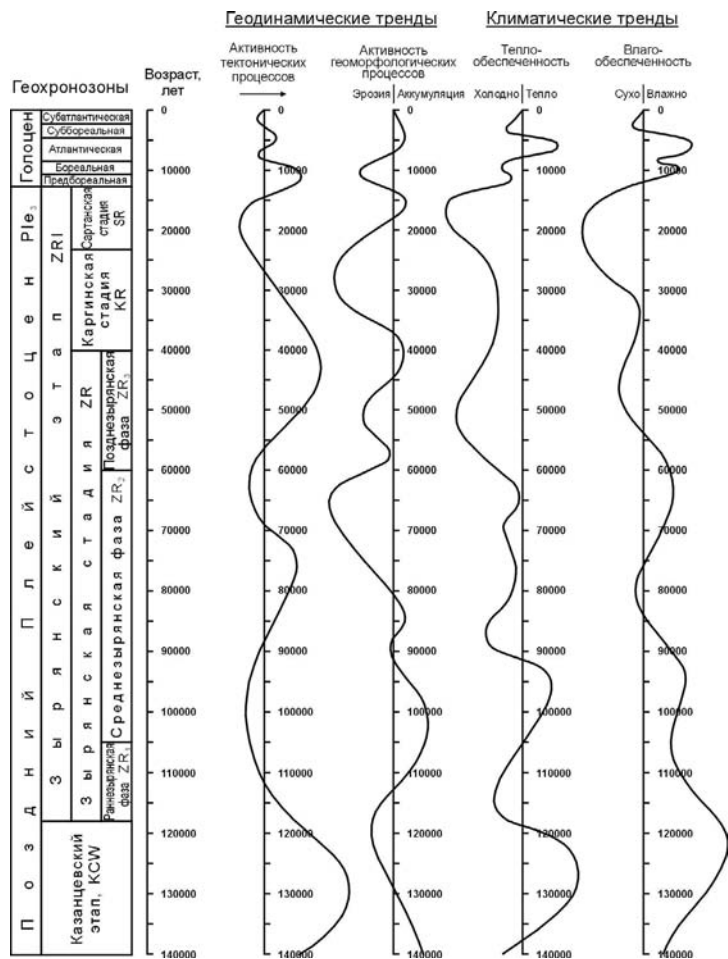


Рис. 1.19. Тренды палеогеографических событий Прибайкалья для позднего плейстоцена и голоцена

В тренде геоморфологических процессов главные максимумы эрозии соответствуют максимумам в тренде тектонической активности с закономерным запаздыванием на 5–10 тыс. лет. Причем, чем выше пик тектонической активности, тем больше период запаздывания. В целом главные максимумы эрозии приходятся на конец среднезырянской стадии и вторую половину каргинской стадии, когда в дополнение к гравитационным большую роль начинали играть и флювиальные агенты денудации. В это время активность эрозионных процессов была существенно выше современной. Основной максимум аккумулятивных процессов приходится на начало среднезырянского времени, когда проявилась главная фаза пополнения осадочного бассейна Байкальских котловин. В целом тренд отражает общую тенденцию к усилению темпов разрушения горных сооружений Прибайкалья от казанцевского этапа к каргинской стадии, и только последние 20 000 лет активность денудационных процессов заметно снижается.

В климатическом тренде теплообеспеченности отмечается ее четкая тенденция к снижению от казанцевского этапа к сартанской стадии при

некоторых вариациях. Максимальный пик теплообеспеченности ландшафтов для всего изучаемого периода приходится на интервал 128 000–122 000 лет назад. Похолодание раннезырянской фазы сменилось потеплением, которое в начале среднезырянской фазы было все еще больше современного, но во второй половине среднезырянской фазы теплообеспеченность стала ниже нынешней при относительно высоком положении в рамках всего тренда. Более существенное похолодание позднезырянской фазы сменилось увеличением теплообеспеченности ландшафтов на каргинской стадии, но оно уже не достигало значений даже похолодания раннезырянской фазы. И самое глубокое похолодание наступило в сартанскую стадию, хотя продолжительность его была относительно невысокой. Затем происходит с некоторыми вариациями достаточно резкое увеличение теплообеспеченности, которая на атлантической стадии впервые за последние 90 000 лет достигает и превышает современные значения. Похолодание суббореальной стадии сменяется устойчивым потеплением субатлантической, когда пики похолодания уже не опускаются ниже предыдущих.

Рассмотренные палеогеографические тренды несколько отличаются для различных регионов Прибайкалья, что является отражением неравномерности геодинамической активности в Байкальской рифтовой зоне, изменений климатических параметров в зависимости от географической широтной зональности и высотной поясности и, как следствие, различий в эрозионно-аккумулятивных геоморфологических процессах.

Наиболее рельефно эти различия проявлены для голоцена, что не отражает природных закономерностей, а является скорее следствием высокой детальности при изучении палеогеографических реперов и наличия достаточного фактического материала. Это позволяет провести геохронологическую корреляцию стадий или последовательности изменений природной среды для геохронозон голоцена между отдельными районами Прибайкалья (табл. 1.6; рис. 1.20).

Таблица 1.6. Геохронологическая корреляция стадий развития природной среды Прибайкалья в голоцене

Хронозоны голоцена	Возраст, лет				
	Южное Прибайкалье	Юго-Западное Прибайкалье	Западное Прибайкалье	Восточное Прибайкалье	Северное Прибайкалье
SB	2200–0	2000–0	1800–0	2000–0	1500–0
SB	3800–2200	4300–2000	4200–1800	4500–2000	4400–1500
A	9200–3800	8500–4300	8500–4200	8700–4500	7700–4400
B	10 700–9200	10 000–8500	10 200–8500	10 200–8700	9300–7700
PB	12 500–10 700	12 500–10 000	12 000–10 200	12 200–10 200	11 000–9300

Для различных районов Прибайкалья выявлены отличия в наступлении предбореальной стадии голоцена. Оно отмечается с запаздыванием по направлению от Южного к Северному Прибайкалью. Разница может достигать 1500 лет. Эта же тенденция относится к бореальной и атлантической стадиям. В целом продолжительность первых двух стадий для разных районов мало отличается: для предбореальной – 1700–2500 лет, бореальной – 1300–1700 лет. Атлантическая стадия существенно отличается по продол-

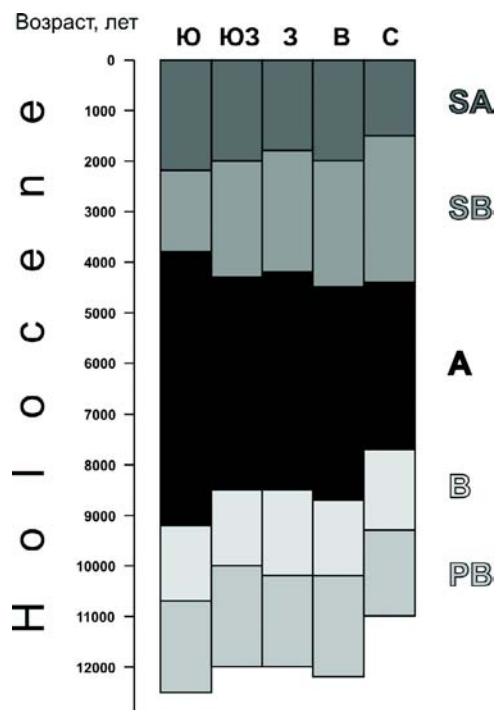


Рис. 1.20. Периодизация голоцена для разных районов Прибайкалья.

Стадии голоцена: PB – предбореальная, B – бореальная, A – атлантическая, SB – суббореальная, SA – субатлантическая. Районы Прибайкалья: Ю – Южное Прибайкалье, ЮЗ – Юго-Западное Прибайкалье, З – Западное Прибайкалье, В – Восточное Прибайкалье, С – Северное Прибайкалье

жительности от района к району. Если в Южном Прибайкалье она составляет 5400 лет, в центральных частях Прибайкалья по обе стороны от озера – 4200–4300 лет, то в Северном Прибайкалье – 3300 лет. Разница, как видим, существенная, что и определило более позднее начало суббореальной стадии голоцена в Южном Прибайкалье – 3800 лет назад, и более раннее в Северном и Восточном Прибайкалье – 4400–4500 лет назад.

Собственно продолжительность суббореальной стадии голоцена также увеличивается от южных районов Прибайкалья к северным: для Южного Прибайкалья – 1600 лет, для Юго-Западного – 2300 лет, для Западного – 2400 лет, для Восточного – 2500 лет, для Северного – 2900 лет. Эта же тенденция, только с обратным знаком сохраняется и для продолжительности субатлантической стадии голоцена. Но в этом случае более показательна сама дата наступления стадии: для Южного Прибайкалья – 2200 лет назад, для Юго-Западного – 2000 лет назад, для Западного – 1800 лет назад, для Восточного – 2000 лет назад, для Северного – 1500 лет назад.

Таким образом, выявляется нормальная широтная географическая зональность в развитии природной среды Прибайкалья в голоцене. Она, судя по таблице и графику, несколько нарушается орографическими элементами Прибайкалья, что имеет место и в современных ландшафтах. Горные сооружения, расположенные вдоль байкальского побережья в определенной степени изменяют даты наступления сезонов года, что связано, в част-

ности, с экранирующей ролью Приморского и Байкальского хребтов и экспонирующей ролью хребтов Хамар-Дабан и Морской. Первые из известных нам упоминаний о широтной зональности природной среды в раннем голоцене Прибайкалья имеется в работе В.В. Ламакина (1962), который пришел к такому выводу на основе спорово-пыльцевого анализа четвертичных отложений Приольхонья и о. Ольхон. Позднее этот вопрос применительно к Южной Сибири рассматривался в работах В.А. Беловой (1985), а в последнее время для Прибайкалья — в работах Е.В. Безруковой (1999).

ЛИТЕРАТУРА

Безрукова Е.В. Палеогеография Прибайкалья в позднеледниковье и голоцене. Новосибирск: Наука, 1999. 129 с.

Белова В.А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 160 с.

Кузьмин С.Б., Безрукова Е.В., Данько Л.В. Палеогеографические события Прибайкалья в позднем плейстоцене и голоцене // Структура, функционирование и эволюция горных ландшафтов Западного Прибайкалья. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. С. 64–75.

Ламакин В.В. О стратиграфических и географических изменениях состава растительной пыльцы в четвертичных отложениях Ольхонского края // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1962. Вып. 4. С. 79–100.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В РАЙОНАХ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Н.Б. Левина

ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

kilya@aerogeologia.ru

Изучение стратиграфии перигляциального неоплейстоцена в районах восточного склона Южного Урала выявило в процессе геологической съемки масштаба 1:200 000 ряд проблем, несмотря на многолетние исследования специалистов и коллективов высокой квалификации. Территория листов N-40-XXIX, XXXV располагается в пределах двух структурно-геоморфологических районов восточного склона Южного Урала, отличающихся высотным положением, условиями осадконакопления и характерным для каждого набором преобладающих картируемых подразделений. Согласно районированию территории Южно-Уральской серии листов Геологической карты масштаба 1: 200 000, утвержденной МСК в 1995 г. (с дополнением 2000 г.), упомянутые районы соответствуют Горноуральской и Урало-Гумбейской зонам Южно-Уральского региона.

Сформировавшиеся в пределах этих зон четвертичные отложения представлены разновозрастными аллювиальными, делювиальными, озерными, элювиальными, коллювиальными, ледниковыми (горные ледники) и техногенными образованиями, перекрывающими около 75 % территории листа. Преобладают плащеобразно залегающие склоновые отложения между-

речий, мощностью от 1 до 15 м. Меньшую площадь занимают осадки, которые выполняют межгорные впадины, древние долины и понижения, связанные с развитием карстовых палеовпадин и воронок. Их мощность колеблется в пределах от 5 до 57 м. Осадки современных долин имеют мощности 1–10 до 16 м, техногенные образования достигают местами 30 м. Мощность отложений, выраженная изопахитами на карте четвертичных образований, контролируется высотами дочетвертичного рельефа и особенностями новейшего структурного плана.

Основные нерешенные проблемы стратиграфии четвертичных образований района относятся к расчленению рельефообразующих отложений среднего и верхнего неоплейстоцена. Первая, главная из них – обоснование и уточнение возрастных характеристик. Затруднения в этом вопросе связаны не только с редкими опорными разрезами, но и с нечеткостью климатических реперов для широтно-зональных лесостепных и степных ландшафтов, которые изменялись в зависимости от своего положения в пределах различных высотных горных поясов в разные временные этапы четвертичной эпохи. Результаты достаточно фрагментарных палинологических исследований могут иметь несколько различных трактовок и не всегда и не обязательно лесные спектры соответствуют теплему климату, а лесостепные и степные – похолоданиям, как обычно принято считать в более северных провинциях умеренно-бореальной зоны. Лесостепную растительность, отвечающую оптимуму межледниковья, признавали ряд исследователей (В.Л. Яхимович и др.), в том числе для восточного склона Южного Урала (Яхимович, 1965а). Результаты палинологических анализов можно толковать достаточно широко и неоднозначно даже с учетом экологии мелких позвоночных, остатки которых найдены в отложениях. Сомнения в интерпретации спорово-пыльцевых спектров, в которых преобладает пыльца недревесной растительности, как спектров эпох, сопоставимых с межледниковьями или оледенениями, особенно важны для горных районов в связи с высотной дифференциацией ландшафтов. В частности, неоднозначно трактуется требующая дополнительного изучения стратиграфическая привязка лессовидных делювиально-озерных отложений, рельефообразующих для полого-увалистых равнин в межгорных впадинах и предгорных прогибах. Это суглинки и супеси коричневато-бурые, буровато-желтые, карбонатные, неясно- или тонко-, микрослоистые (местами слоистость отчетливая, горизонтальная), участками с включениями дресвы и щебня, мощность толщи 3–8 до 25 м. Делювиально-озерные равнины, четко выделяемые на космо- и аэрофотоматериалах, занятые степными растительными группировками, в основном распаханые, являются своеобразными динамическими «реперами» при определении неотектонического режима. Они маркируют пассивные в новейшую эпоху впадины и прогибы. А их участки, гипсометрически относительно поднятые на 60–75 м, соответствуют новым предгорьям, площадь которых увеличилась в процессе активизации инверсионных движений, вероятно, в конце позднего неоплейстоцена, например, в западных предгорьях хр. Ирэндик – бывшей приграничной части Таналык-Сакмарской депрессии. Единичный, охарактеризованный палиноспектрами разрез этих отложений находится на руч. Улусоз (бассейн р. Таналык). По заключению

Н.Ю. Филипповой (ГИН, Москва), степной палиноспектр представлен по-лынно-маревыми разнотравными группировками. По положению в разрезе и геоморфологической позиции условный возраст толщи определен как средне-верхненеоплейстоценовый. В.В. Стефановский (2005) относит эту толщу, которую он называет макарушинской, к среднеуральскому (среднерусскому) надгоризонту среднего неоплейстоцена по находкам остракод из лимно-делювиальных прослоев глин Бакальского карьера на Южном Урале, но, к сожалению, этот нерасчлененный возрастной интервал требует детализации.

Особенно важны поиски критериев корреляции террасовых аллювиальных стратонов, так как порядковые номера террас не всегда отвечают их возрастной характеристике (наложенные террасы), террасовый ряд не всегда однозначно отражает историю долин из-за частичного разрушения ранее образовавшихся уровней и несовпадении геоморфологической позиции и принятого возраста отложений. Синхронизация высот, порядковых номеров террас с главными событиями неоплейстоцена нуждается в дополнительных исследованиях и радиоуглеродных датировках для верхнего неоплейстоцена-голоцена, особенно для режевской (первой) и камышловской (второй) террас, цоколи которых зачастую сложены отложениями среднего неоплейстоцена. Возраст исетской (третьей) террасы (средненеоплейстоценовый, одинцовско-московский) также нуждается в уточнении: возможно, верхи ее более молодые.

В сущности, стратиграфическое расчленение четвертичных отложений базируется в настоящее время (как и в прошлом) по-прежнему в основном на изучении фрагментарных находок костных остатков млекопитающих из отряда хоботных геологами Л.С. Либровичем (1936), К.В. Никифоровой (1948), В.В. Стефановским (1965) и Н.Н. Яхимовичем (1961, 1965 а,б, 1976). Проблемы стратиграфического расчленения квартера для данного района связаны не только с фрагментарностью разрезов — стратотипов, но и с тем, что они находятся на значительном расстоянии от района работ.

Вторая проблема заключается в обосновании выделенных впервые на изученной территории ледниковых осадков. Ледниковые образования отмечены на западном склоне хр. Ирендык по дороге от д. Назаркино на запад в сторону с. Бекешево, хотя они, возможно, могут быть прослежены на большей площади. Они залегают на дочетвертичных породах в средних и нижних частях склонов, местами перекрывают нерасчлененные коллювиальные и десерпционные образования, представлены суглинками желтовато-бурыми или ярко палево-желтыми, легкими и средними, неслоистыми, неотсортированными с гравием, галькой и мелкими валунами, щебнем, местами грубыми песчаными глинами. Суглинки плотные, бесструктурные, «насыщены» обломочным материалом. Гравий окатан, галька и валуны полуокатаны, размером до 0,6 м. Галька в основном кварцевая (кварц молочно-белый). Характерны несортированность и значительный разброс крупности и окатанности обломочного материала. В колее дороги отмечены валуны кварцитов местных пород. Предполагаемая мощность ледниковых отложений от 2–5 до 15 м.

Ледниковые отложения отдешифрированы также фрагментарно в верховьях ручьев — притоков р. Таналык (западный склон хр. Ирендык) и

р. Бол. Уртазымка (восточный склон хр. Ирендык). Горные морены приурочены к троговым долинам, в истоках которых местами наблюдались в привершинных частях гор чашеобразные углубления типа цирков и каров. В предгорьях хр. Ирендык расположены долины, имеющие в поперечном сечении форму, характерную для трогов, и борта, сложенные дочетвертичными породами. Южнее оз. Талкас на западном склоне хр. Ирендык и в долине р. Юлалы (приток р. Таналык); в верховьях р. Буреле (приток р. Бол. Уртазымка) на восточном склоне отмечены висячие долины, на коренных склонах которых сохранились фрагменты моренных террас оседания.

Несмотря на фрагментарный характер распространения, ледниковые отложения имеют определенные дешифровочные признаки. Рисунок фотоизображения представлен мелкими концентрическими овалами и окружностями обычно на темном или пестром фототоне, что, вероятно, связано с реликтовыми микроформами рельефа — термокарстовыми западинками, образовавшимися при таянии льда.

Морены горно-долинного оледенения были отмечены значительно севернее района работ на хр. Зигальга и Б. Сука и в долине р. Евлахта при съемках 1:50 000 масштаба (Колоколова, Львова, 1945). Следы горно-долинного оледенения признавал В.А. Лидер (1976). Автором доклада были откартированы в процессе геологической съемки с доизучением масштаба 1:200 000 в Челябинской области (лист N-40-XII) на склонах хребтов Нургуш, Зюраткуль, Уреньга, Нурали боковые морены, цирки и другие следы горно-долинного оледенения (Левина и др., 2001; Левина, Фунтиков, 2001).

Не исключено, что местами на изученной территории отлагались морены, не являющиеся следами горно-долинного оледенения. Они формировались в пределах кара (ледникового цирка) в результате таяния фирна и прослоев льда в фирновых бассейнах. Возможно, местами вышеописанная морена является абляционной, в формировании которой участвовали процессы водного перемыва материала донной (основной) морены ледникового языка, оползание, солифлюкционное смещение. Не исключено, что вышеописанные отложения и рельеф логичнее называть следами деятельности карово-долинного ледника, характерного для эмбрионального оледенения перигляциальных областей, хотя в серийной легенде оно названо горно-долинным по материалам А.А. Колоколова и К.А. Львова. Проблема требует дальнейшего изучения, так же как и вопрос о возможности выделения в нижних частях склонов нивационных, флювио-ниваационных и нивационно-солифлюкционных образований и соответствующих им форм и элементов рельефа (Галабала, 1995; Материалы..., 2002).

Возраст морен (верхнеленоплейстоценовый) определен относительно условно по положению в разрезе и согласно серийной легенде как евлахтинская свита полярно-уральского горизонта (сартанское, поздневалдайское оледенение).

Таким образом, необходимо провести дополнительное изучение следов карово-долинного или горно-долинного оледенения с уточнением возраста ледниковых отложений, вероятно, и не одной генерации, а также найти новые доказательства и отличительные черты морен фирновых бассейнов от морен подвижных частей горных ледников.

ЛИТЕРАТУРА

- Галабала Р.О. Новые генетические типы четвертичных отложений // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 53–57.
- Колоколов А.А., Львов К.А. О следах оледенения на Южном Урале (геоморфологический очерк хребта Зигалга) // Изв. Всес. географ. об-ва. 1945. Т. 77. Вып. 1–3. С. 108–116.
- Левина Н.Б., Фунтиков Б.В., Батрак И.Е. Горно-долинное оледенение на Южном Урале // Мат. IV Республиканской геологической конференции. Уфа, 2001. Т. 4. С. 151–154.
- Левина Н.Б., Фунтиков Б.В. Новые данные о следах оледенения на Южном Урале // Уральский геологический журнал. 2001. № 4 (22). С. 17–26.
- Либрович Л.С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале (Геол. Карта Урала 1:200 000, листы 165 и 175) // Труды ЦНИГРИ, ОНТИ НК ГП СССР. Л.-М., 1936. Вып. 81.
- Лидер В.А. Четвертичные отложения Урала. М.: Недра, 1976. 144 с.
- Материалы III Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, 2-8 сентября 2002 г. Смоленск, 2002. Т. 2. С. 79–82, 159–162.
- Никифорова К.В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала // Труды ГИН АН СССР. Сер. геол. 1948. Вып. 45. № 130. С. 66–80.
- Стефановский В.В. Четвертичные отложения восточного склона Южного Урала и Зауралья // Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. М.: Недра, 1965. С. 172–190.
- Стефановский В.В. Склоновые образования межгорных депрессий горного Урала // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 404–405.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Блудорова Е.А. и др. Изменения ландшафтов и климатов апшерона и плейстоцена Волго-Уральской области // Новые материалы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Уфа: АН СССР, 1986. С. 3–11.
- Яхимович Н.Н. Антропогенные отложения восточного склона Южного Урала // Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965.
- Яхимович Н.Н. Опорные разрезы плиоценовых и четвертичных отложений на восточном склоне Южного Урала // Мат. по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Стратиграфия. М., 1965. Вып. 4. С. 118–134.
- Яхимович Н.Н. О возрасте II надпойменной террасы на восточном склоне Южного Урала (по фауне млекопитающих) // Уч. зап. Саратовского ин-та. Вып. геол. 1961. Т. 67. С. 269–278.
- Яхимович Н.Н. Стратиграфическое положение находок *Mammuthus chosaricus* Dubrovo на Южном Урале // Стратиграфия и корреляция плиоцена и плейстоцена Предуралья. Уфа, 1976. С. 20–25.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ В СТРАТИГРАФИИ И КАРТИРОВАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИАЗОВЬЯ

Н.Б. Леонова¹, С.А. Несмеянов², О.А. Воейкова², Е.А. Спиридонова³

¹Московский государственный университет, Москва, Россия
nbleonova@hotmail.com

²Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

³Институт археологии РАН, Москва, Россия

При геологическом картировании терригенных континентальных отложений часто основными считаются литологические признаки корреляции. Это в первую очередь касается глинистых и лёссовидных отложений, различающихся по цвету или разделяемых горизонтами погребенных почв.

Именно такие признаки используются при картировании четвертичных лёссовых образований юга Русской равнины, в том числе Приазовья. Здесь эоплейстоценовые образования обычно представлены так называемыми «скифскими глинами», а в неоплейстоцене пачки лёссов чередуются с погребенными почвами (Лебедева, 1972; Разрез..., 1976). При этом скифские глины характеризуются красно-бурой и зеленовато-табачной окраской, отсутствием слоистости, наличием стяжений и конкреций карбонатов, гипса, бобовин окиси железа. Они залегают на неогеновых известняках, их коре выветривания и аллювиальных песках с фауной млекопитающих хапровского фаунистического комплекса.

Подобный разрез наблюдается и на верхнепалеолитической стоянке Каменная Балка II, расположенной на высоком правом берегу приустьевой части долины Дона (рис. 1.21).

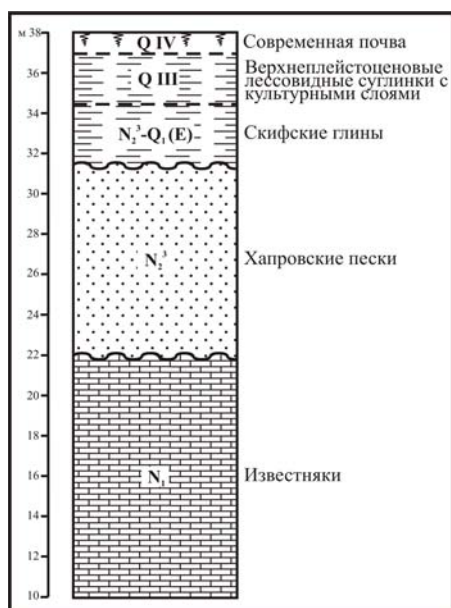


Рис. 1.21. Традиционная схема геологического разреза комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка I-III в Северном Приазовье

Здесь традиционно выделялись буроватые и палеоцветные культуросодержащие верхненеоплейстоценовые отложения, налегающие на более интенсивно окрашенные красноцветные и зеленоцветные слои со стяжениями карбонатов, гипса и железо-марганцевыми бобовинами, которые относились к скифским глинам. Последние, в свою очередь, подстилаются светлыми хапровскими песками (Г.Н. Родзянко, В.М. Муратов и др.). Верхняя часть покровной толщи, включающая культурные слои, по археологическим данным и абсолютным датировкам, безусловно, принадлежит к позднему неоплейстоцену (получено около 20 радиоуглеродных дат в интервале 12,0–15,7 тыс. лет).

Такая схема строения разреза глинистой толщи неизбежно должна была предполагать существование значительных перерывов в осадконакоплении и соответствующих резких стратиграфических границ, с возможными следами размыва. Между тем тщательное изучение разреза показало, что внут-

при этой толще достаточно резкой была только граница налегания красноцветов на зеленые глины, то есть внутри предполагавшейся здесь пачки скифских глин. Для вышележащих красноцветных, буроцветных и палеоцветных пород характерны отсутствие четко выраженных погребенных почв и постепенные переходы, свидетельствующие об относительной непрерывности седиментационного процесса. Между тем расположение культурных слоев на стоянке Каменная Балка II позволяло относить к концу позднего неоплейстоцена буроцветные и палеоцветные отложения.

Следовательно, традиционная схема корреляции разреза покровных отложений позволяла предполагать в данном разрезе перерыв между эпохами формирования красноцветных «скифских» и буроцветных (верхне-неоплейстоценовых) отложений продолжительностью в сотни тысяч лет. Однако именно соотношение красноцветной и буроцветной пачек отличается здесь чрезвычайной постепенностью взаимных переходов по вертикали.

Детальные исследования, опирающиеся на литологическое, палеопедологическое и палинологическое изучение множества обнажений, шурфов и канав, показали, что покровная толща на группе стоянок Каменная Балка общей мощностью 5–7 м достаточно надежно делится на 6 пачек (пластов), которые, несмотря на различия в окраске, имеют в основном делювиальное, реже делювиально-пролювиальное, происхождение (рис. 1.22). При этом делювий рассматривается, конечно, как сложный генетический тип, в котором может выделяться ряд подтипов (осадки собственно плоскостного смыва мелкоструйными водотоками, более крупных турбулентных распластанных водотоков, временных лужеподобных водоемов и т. п.) со специфическими микрофациальными литологическими особенностями.

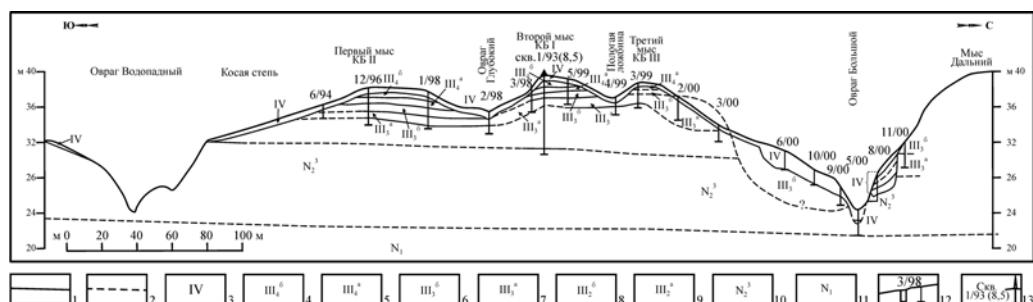


Рис. 1.22. Схема соотношения толщ на правобережном плакоре низовьев балки Каменной в районе комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка. Условные обозначения: 1–2 – геологические границы: 1 – достоверные, 2 – предполагаемые; 3–11 – стратиграфические подразделения: 3–9 – пачки покровной толщи Q: 3 – голоценовая почва, 4 – «буровато-палевая», 5 – «палевая», 6 – «бурая», 7 – «красно-бурая», 8 – «темно-зеленая», 9 – «серо-зеленая»; 10 – хапровский аллювий; 11 – морские известняки; 12–13 – горные выработки: 12 – шурфы и их номера (°/год), 13 – скважины и их номера (°/год (глубина в метрах))

Полученные Е.А. Спиридоновой палинологические материалы позволяют надежно коррелировать буровато-палевую и палевую пачки с верхним валдаем, бурую и красно-бурую пачки – со средним валдаем, а зеленоцветную пачку – предположительно с нижним валдаем (см. табл. 1.7). Эта корреляция подтверждается тем, что покровные отложения в приосевой части балки Каменной подстилаются

маломощными морскими глинами с типичной карангатской фауной (определения А.Л. Чепалыги), сопоставляемыми с микулинским межледниковьем.

Таблица 1.7. Палинологическая характеристика разреза стоянки
Каменная Балка II

Абсолютный возраст	Стратиграфические горизонты	Региональные стратиграфические подразделения	Палеоклиматические фазы оледенения	Литоогические пачки	Палинозоны	Индексы палинозон		
4500	голоцен	поздний		“серая”	Преобладают полыни, злаки	33		
8000		средний			Преобладают маревые, полыни	32		
10000		ранний			Преобладают травы, сосна, береза, ель и широколиственные породы	31		
					Преобладает сосна, есть ель	30		
14000	поздний валдай	ранний дриас	стадиал	“буровато-палевая”	Господствуют маревые и полыни	29		
					Плюсский	II половина межстадиала	Господствуют сосна и береза при участии злаков и маревых	28
						I половина межстадиала	Господствует сосна при участии березы, маревых и полыней	27
		Крестецкий	стадиал		Много спор зеленых мхов, злаков и маревых	26		
Преобладают злаки				25				
14500		Мстинский	II половина межстадиала	“палевая”	Преобладают полыни, есть маревые	24		
					Преобладает береза, сосна и разнотравье	23		
I половина межстадиала			Преобладает сосна при участии разнотравья		22			
			Увеличение роли древесных пород при господстве злаков и разнотравья		21			
15000		Вепсовский	стадиал	Преобладание полыни при участии маревых	20			
17000	Преобладание маревых, много полыней			19				
221000	средний валдай	начало максимума оледенения	начало стадиала	“бурая”	Преобладание трав	18		
		Брянский (дунаевский) межстадиал	I половина межстадиала		Господствует сосна, береза при участии разнотравья	17		
					Господствует сосна при участии ели, ольхи, березы, широколиственных пород	16		
					Господствует ель при участии сосны, ольхи и широколиственных пород	15		
		Брянский (дунаевский) межстадиал	похолодание	“бурая”	Преобладает разнотравье	14		
			оптимум межстадиала		Доминирует сосна и ольха, максимальное участие широколиственных пород	13		
			начало оптимума межстадиала		Преобладает сосна, постоянно присутствует ольха, береза и широколиственные породы	12		
			I половина межстадиала		Преобладает береза, ольха при высоком участии злаков и разнотравья	11		
		34000	поздняя стадия	стадиал	“красно-бурая”	Преобладание сосны, березы и широколиственных пород	10	
						Господство маревых	9	
37500		Кашинский межстадиал	II половина межстадиала	Преобладание сосны		8		
				Преобладание сосны, березы, ольхи и широколиственных пород		7		
40000		ранняя стадия	стадиал	Господство маревых, много полыней		6		
				Увеличение роли злаков, маревых, разнотравья при участии сосны		5		
60000		Гражданский межстадиал	переход к стадиалу	“зелено-цветные”		Преобладает сосна, ольха, береза и широколиственные	4	
						оптимум межстадиала	Преобладание сосны, единично широколиственные породы	3
ранний валдай?		ранне-валдайский комплекс	межстадиал		Преобладание березы, сосны	2		
			стадиал		Преобладание маревых, полыней, астровых	1		
Толщина линии указывает на перерыв в осадконакоплении: толстая — длительный, двойная — непродолжительный.								

Полученные результаты хорошо коррелируются с общей климато-стратиграфической схемой, разработанной Спиридоновой (1991) ранее для более северных регионов, и с общей стратиграфической шкалой верхнего неоплейстоцена Восточной Европы.

Вышеизложенное заставляет существенно пересмотреть прежнюю схему данного разреза, использовавшуюся при геологическом картировании. Поэтому стратификация покровных отложений в районе группы стоянок Каменная Балка имеет принципиальное значение. Столь детальное изучение района данных археологических стоянок позволяет рассматривать их стратиграфический разрез в качестве одного из опорных для верхнего неоплейстоцена Северного Приазовья. Этот тип разреза значительно отличается от более западных разрезов верхнего неоплейстоцена, в которых лёссовидные суглинки переслаиваются с хорошо выраженными погребенными почвами (Лебедева, 1972; Разрез..., 1976). Данное различие в типах разреза связано, очевидно, со спецификой локальных условий покровной седиментации. В полных приморских разрезах обычно хорошо представлены региональные почвенные горизонты, которые отсутствуют в сокращенных разрезах бортов небольших балок.

Таким образом, существенно трансформируется ряд традиционных представлений. В частности, установлена недостаточность прежних визуальных критериев для выделения эоплейстоценовых отложений скифской свиты, которые широко используются при геологическом картировании четвертичных отложений степной зоны России.

Делювиально-пролювиальное переотложение пород скифской свиты может привести в определенных ситуациях к формированию молодых неоплейстоценовых отложений, очень близких к ним по литологическим и цветовым характеристикам. Соответственно должны быть откорректированы или пересмотрены схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений многих районов степного пояса юга Европейской России, где выделялась, но не была датирована непосредственно скифская свита (серия, толща).

Работа выполнена при содействии РФФИ (проект № 06-06-80016).

ЛИТЕРАТУРА

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. М.: Наука, 1972. 136 с.

Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 157 с.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене—голоцене (верхний палеолит—бронза). М.: Наука, 1991. 221 с.

ПЛЮВИАЛЫ И АРИДЫ В СУБТРОПИЧЕСКОМ ПОЯСЕ ЕВРАЗИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

О.Н. Лефлат

Московский государственный университет, Москва, Россия

onl38@mail.ru

Развитие обширных покровных оледенений, неоднократно происходившее в плейстоцене, приводило к перестройке атмосферной циркуляции в эпохи оледенений и к изменениями климатов внеледниковых областей. Еще

в конце XIX в. в геологической и палеогеографической литературе появились сведения об увлажнении и усыхании отдельных территорий у границ засушливых поясов в течение плейстоцена. Северная полоса современной области с сухим климатом представляет собой субтропический пояс и примыкающие к нему с севера районы недостаточного увлажнения умеренного пояса. Именно в этой полосе разбросаны многочисленные бессточные озера и обнаружены многие следы более влажного, чем теперь климата, в том числе озерные террасы расположенных здесь озер, а также толщи озерных отложений, свидетельствующие о трансгрессиях этих озер. Следы исчезнувших озер оказались столь же важным свидетельством изменчивости природной обстановки в плейстоцене для низких широт, как и следы оледенений в высоких широтах. В результате сопоставления этих явлений во времени было сформулировано понятие о плювиальных условиях и плювиальных эпохах, синхронных оледенениям. Так появилась гипотеза классических плювиалов, первоначально разработанная для территории плоскогорья Большой бассейна Северной Америки.

Дальнейшее накопление геологического материала привело к неоднозначному пониманию этого соотношения и к 1980-м гг. сформировалось более сложное представление о степени увлажненности низких широт в плейстоцене и о времени его максимума. В основу него были положены геологические материалы исследователей, работавших в аридных зонах северного полушария Евразии. Результаты исследований В.Э. Мурзаевой, Д.В. Церетели, Э.Д. Мамедова, Б.А. Федоровича, Э.И. Равского, Е.В. Девяткина, З.В. Алешинской, М.Н. Алексеева, опубликованные в 60–70-х гг., легли в основу обобщающей работы Ю.М. Васильева, представленной в сборнике к Конгрессу ИНКВА 1982 г. Основные положения ее таковы. В области низких широт в ледниковую эпоху могут развиваться не только плювиальные, но и аридные условия. Видимо, различие в структуре климатических зон в эпохи оледенений и межледниковий и определяет установление в разных районах или плювиалов или аридов. Таким образом, оледенениям могут соответствовать и аридные, и плювиальные климаты в области умеренных и низких широт; плювиал иногда соответствует начальным фазам оледенений или их концу, т. е. жесткой схемы соотношения оледенений с плювиальными условиями не существует. Термин же «плювиальный период или эпоха» все более теряет свою хронологическую связь с развитием или деградацией покровных оледенений, а становится термином свободного пользования, отражающим сравнительное состояние климата района в его палеогеографическом смысле (Васильев, 1982).

Современные субтропики и южная часть умеренного пояса представляют собой полосу, пересекающую суперконтинент Евразию, которой присуще большое разнообразие климатических условий в части увлажненности климата. В позднем плейстоцене на фоне резкого похолодания разнообразие не могло уменьшиться. Так, в настоящее время средиземноморские субтропики характеризуются сезонной сменой воздушных масс, влажной зимой и жарким сухим летом. В климате этой территории большую роль играет западный перенос и пути прохождения циклонов, несущих влагу; по существу, они и определяют влагооборот на данной территории. В периоды

наиболее низких температур при наличии устойчивого ледникового покрова в атмосферной циркуляции должен был меняться западный перенос и его интенсивность, и главные направления ветров. Поскольку над валдайским щитом устанавливалась область высокого давления, циклоны проходили южнее, чем в настоящее время, и увлажняли юг Средиземноморья — Северную Африку. Глобальное понижение температуры приводило к уменьшению испарения и способствовало повышению уровней бессточных озер. Для этой территории, а также для Передней Азии вполне доказано соотношение «оледенение» — «плювиал» (Варущенко и др., 1987).

Сухой субтропический климат господствует на территории, расположенной к востоку от южного побережья Каспия примерно до широты среднего течения р. Хуанхэ. Это область развития пустынь и полупустынь, так же как и примыкающие к сектору сухих субтропиков южные части умеренного пояса — Монголия, Средняя Азия и Казахстан, юг Западной Сибири, северный Прикаспий. Значительная часть этой территории занята горами.

Обширные материалы есть для территории Монголии, которая при общем похолодании оказалась областью горного оледенения. Е.В. Девяткин (1981) выделяет регрессивно-трансгрессивные фазы позднего плейстоцена озер Западной Монголии: регрессию начала позднего плейстоцена (межледниковье) и трансгрессии, отмеченные тремя террасами, происходившие в течение последнего оледенения. Современное состояние этих озер определяется как регрессивное. То же наблюдается в горах Средней Азии — установление плювиального климата и трансгрессии озера Иссык-Куль при похолоданиях и увеличении площади оледенения Тянь-Шаня (Алешинская, 1971). Развитие горных оледенений, вне зависимости от широтного положения способствует становлению плювиальных условий, горы — конденсаторы влаги. На равнинах Средней Азии, Казахстана, южной части Западной Сибири во время оледенений происходит аридизация климата, а увлажнение возможно в теплые (более теплые, чем сейчас) межледниковья. Континентальность климата, присущая этим районам в настоящее время, только усиливалась, и это исключало возможность одновременности оледенений и плювиалов. Трудно не согласиться с доводами Э.И. Равского (1972) по поводу невозможности плювиальных условий в пустынях Азии на протяжении всего плейстоцена. И само понятие «плювиал» применимо к этой территории лишь как отражающее сравнительное состояние климата по отношению к еще более аридному.

Восточная окраина субтропической зоны Евразии — арена действия муссонной циркуляции, которую в настоящее время по аналогии с плейстоценом можно назвать областью господства плювиальных условий. Влагооборот здесь обеспечивается муссонами и зависит от интенсивности муссонной циркуляции. На фоне регрессии Мирового океана во время оледенений муссонная циркуляция ослабевает как в тропической, так и во внутритропической области, следовательно, оледенениям соответствует арид (сравнительное состояние).

Краткий обзор разных соотношений климата в низких широтах с оледенениями в высоких базируется на представлениях, которые нуждаются во многих уточнениях и не всегда могут пониматься однозначно. Весьма нео-

пределенно понятие «увлажненность» климата. По отношению к климатам плейстоцена трансгрессивные фазы озер и увлажнения климата понимаются как синонимы, что надо доказывать, поскольку баланс бессточных озер зависит не только от климатической, но и от гидрологической ситуации. Для Внутренней Азии весьма актуальна роль вечной мерзлоты во влагообороте, которая пока не учитывается. Отсутствуют модели изменения муссонной циркуляции для оледенений и межледниковий. Это только самые очевидные неопределенности. Отсутствие четкости в этих вопросах является препятствием в интерпретации геологических материалов, даже когда они есть. Пока же можно принять соотношение «оледенение» — «плювиал» для областей, в которых возникало или расширялось горное оледенение и для территорий современных средиземноморских субтропиков. Все остальные соотношения нуждаются в дальнейшей разработке.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Ю.М. Аридные и плювиальные климаты в плейстоцене и их отношение к оледенениям и межледниковьям // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. С. 204–213.

Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 255 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии // Тр. ССМГЭ. Вып. 27. М.: Наука, 1981. С. 117–131.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 236 с.

ГЕОМОРФОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СКИФСКОЙ И ЮГА РУССКОЙ ПЛИТ (НА ПРИМЕРЕ ДОЛИНЫ ДОНА)

Н.В. Макарова¹, В.И. Макаров²

¹Московский государственный университет, Москва, Россия

²Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

makarov@geoenvironment.ru

Юг Восточно-Европейской платформы со Скифской плитой является уникальным регионом для изучения стратиграфии четвертичных отложений и пространственно-временных закономерностей рельефо- и осадкообразования. На протяжении всего четвертичного периода здесь происходило сочленение аллювия рек, берущих начало в области покровных оледенений, с осадками Азово-Черноморского и Каспийского морских бассейнов. Первый из них сообщается с мировым океаном, второй является практически замкнутым. При этом важно, что между ними осуществлялась односторонняя связь по Манычскому прогибу-проливу. Эрозионно-аккумулятивные процессы, происходившие в этой внеледниковой области в четвертичное время, отражали климатические ритмы разных рангов и дифференцирован-

ные тектонические движения. В зоне Донецкого кряжа формирование эрозионных врезов и выполняющих их отложений происходило на фоне восходящих движений, поэтому здесь преобладает последовательное углубление речных долин и вложенный характер аллювиальных комплексов. В южной части, охватывающей Азово-Кубанский прогиб, в течение новейшего этапа преобладали нисходящие движения, особенно активные в западной его части. Кроме того, непосредственное влияние оказывали эвстатические колебания уровней Черного и Каспийского морей. Поэтому здесь имеет место сложное переплетение морских и аллювиальных отложений разного возраста.

Стратиграфия четвертичных отложений южных районов основана преимущественно на морской фауне, заключенной в морских осадках. В этом отношении ключевой и многократно изучавшейся является зона Манычского прогиба. Однако до настоящего времени существуют разногласия в корреляции черноморских и каспийских осадков этого прогиба, вызванные недостаточностью и разной датировкой фаунистических остатков. Биостратиграфические и радиологические методы пока не позволяют однозначно решать вопрос о возрасте четвертичных отложений. С нашей точки зрения, расчленение и корреляция последних может быть более эффективной, если осуществлять их с учетом цикличности эрозионно-аккумулятивных процессов и выделения парагенетических (формационных) рядов одновозрастных отложений и слагаемых ими форм рельефа (Макаров и др., 2006).

Эрозионно-аккумулятивные циклы имеют в своей основе климатические и/или тектонические ритмы. Необходимо заметить, что пространственно-временные соотношения и генетическая связь между этими ритмами не являются достаточно изученными и понятными. Поэтому нередко говорят о тектоно-климатических ритмах. Для нас в данном случае важно то, что сами ритмы не вызывают сомнений. И именно они должны быть положены в основу ритмостратиграфических схем расчленения и корреляции четвертичных отложений и могут самым существенным образом дополнять, а в ряде случаев, и контролировать биостратиграфические методы. Каждый цикл развития рельефа начинается активизацией эрозионных процессов, которая может быть вызвана либо тектоническим увеличением наклона земной поверхности (что, очевидно, не является глобальным и единовременным), либо опусканием базиса эрозии — уровня моря. Последнее связывается прежде всего с глобальными изменениями климата, что доказано для четвертичного периода, отличающегося чередованием холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) эпох. Вместе с тем предполагается, что к колебаниям уровня морей, особенно замкнутых, могут привести и крупномасштабные тектонические деформации земной коры, изменяющие емкость морских бассейнов или их связь между собой. Значительные ритмичные колебания Черного и Каспийского морей в четвертичном периоде в основном связываются с климатическими изменениями. Заканчивается каждый цикл прекращением врезания и полным или частичным заполнением врезов-долин с формированием аккумулятивной поверхности террасы.

В соответствии с последовательностью процессов эрозионно-аккумулятивных циклов изменяется рельеф и слагающие или выполняющие его отложения. Нижние, тальвеговые или наиболее глубокие части разновозрастных аллювиальных комплексов и свит, как правило, сложены самыми грубыми отложениями, включающими и так называемый базальный горизонт. Они накапливались в начальные стадии циклов, соответствующие врезанию или углублению долин. Основная, большая по мощности часть аллювиальных комплексов, выполняющая долину на всю ее ширину, представлена констративным аллювием. Верхние его части сложены наиболее тонкими отложениями, включая пойменные фации. По литологическим и палинологическим признакам нижние горизонты аллювия сформированы в теплых климатических условиях, а верхние — в холодных.

Такой тип разреза характерен для четвертичных террас и горных, и равнинных рек, в том числе и для Дона. В его долине аллювий слагает 6 возрастных комплексов, выявленных, описанных и датированных в разное время и в разных местах многими исследователями (Ю.М. Васильев, Г.И. Горецкий, Н.М. Грищенко, А.В. Зайцев, Р.В. Красненков, Д.М. Коненков, Н.А. Лебедева, Г.И. Попов, Г.В. Холмовой и др.). Они соответствуют крупным эрозионно-аккумулятивным циклам и слагают цикловые террасы. Эрозионные врезы Дона контролировались уровнями или глубинами черноморских регрессий. Последние достигали —30...—100 м. В современных низовьях Дона дно древних эрозионных врезов, по данным Горецкого (1982) и Г.И. Попова (1983), не опускалось ниже —50...—60 м. По долине Дона врезы распространялись к его верховьям, причем врез каждой последующей более молодой долины был меньше предшествующего. Наибольшая глубина (относительно современного русла) характерна для раннелепесточного вреза (около —50 м в низовье), уменьшающаяся к верховьям до 27—30 м. Днища следующих двух, среднепleistоченных врезов находятся соответственно на —40 и —30 м в низовьях и 13 и 8 м на Среднем Дону.

В ледниковой области отложения двух ранних циклов — лепесточного и раннепleistоченного погребены под покровом морены максимального оледенения. Во внеледниковой области лепесточный аллювий слагает VI (ногайскую) террасу, аллювий которой и перекрывающие его лиманно-морские осадки охарактеризованы фауной млекопитающих таманского комплекса (Лебедева. 1972). Они обнажаются в нескольких местах северного (с. Приморское) и южного (с. Маргаритовка) побережья Таганрогского залива на участках поднятий. Восточнее аллювий этого комплекса (танаисский) выполняет широкую погребенную лепесточную долину Дона, проходящую южнее современной долины вдоль долины Сала. К юго-западу аллювиальные отложения замещаются лиманно-морскими и морскими апшеронскими осадками. Нижнепleistоченный аллювий слагает V (платовскую или нагибинскую) террасу, аллювий которой содержит остатки фауны тираспольского комплекса (Разрез..., 1976). В разрезе Весело-Вознесенка на северном побережье Таганрогского залива его верхняя часть характеризуется холодными спектрами раститель-

ности, а нижняя — более теплыми. Нижняя часть аллювия, которую Горецкий (1982) выделяет в венедскую свиту, выполняет тальвег, находящийся более чем на 30 м ниже современного русла. В устье Западного Маныча этот аллювий смыкается с морскими верхнебакинскими осадками, выполняющими Манычский прогиб.

Средненеоплейстоценовый аллювий слагает IV и III террасы Дона. IV (мариинская) терраса появляется в области развития морены как долинный заандр времени отступления ледникового покрова. К ней относят и флювиогляциальные отложения Воронежского оза (Грищенко, 1976; Горецкий, 1982). Сразу за пределами развития морены Донского языка аллювий этой террасы имеет повышенную мощность за счет верхней, типично перигляциальной части, постепенно убывающую вниз по долине (Горецкий, 1982). В долине р. Криуши на южном склоне Калачской возвышенности IV терраса непосредственно подходит к морене, а в районе Цимлянского водохранилища она разветвляется в широкий песчаный заандр. Нижняя часть аллювия этой террасы (нижнекривичская свита Г.И. Горецкого), находящаяся на 15–20 м ниже современного русла, относится к лихвинскому межледниковью. На Нижнем Дону терраса снижается, в ее разрезе под перигляциальным аллювием появляются слои, содержащие древнеэвксинскую фауну. И сама терраса в устье Дона сопрягается с черноморской древнеэвксинской террасой. Несмотря на это, возраст IV террасы до сих пор остается неясным. Ранее она сопоставлялась с мореной днепровского оледенения. Теперь же ее, как и III террасу, относят ко времени московского оледенения (Холмовой, Глушков, 2001), что не вяжется с датировкой ее по морским древнеэвксинским осадкам, относимым к первой половине среднего неоплейстоцена.

III терраса, прослеживаемая фрагментарно по долине Дона, вложена в покровную морену Окско-Донской низменности. Нижняя часть ее аллювия относится к теплой одинцовской эпохе, а верхняя к холодной, соответствующей московскому оледенению. В устьевой части долины Дона аллювий этой террасы смыкается с узунларскими морскими осадками. Два верхненеоплейстоценовых аллювиальных комплекса, слагающие II и I террасы, включают теплый в нижних и холодный в верхних частях аллювий, относящийся соответственно к микулинско-калининскому и мончаловско-осташковскому климатическим циклам (Холмовой, Нестерова, 2001). В низовье Дона аллювий этих террас замещается карангатскими и сурожскими морскими осадками.

Помимо основных цикловых террас в долине Дона на разных его участках выделяются дополнительные террасы, образование которых связано либо с расщеплением уровней основных террас на участках поднятий, либо с проявлением климатических ритмов менее крупных рангов. Примерами являются дополнительные террасы, относящиеся к I и II террасам Дона в верхней и средней его частях.

В большинстве случаев аллювий цикловых террас перекрыт почвенно-лессовыми образованиями, мощность которых часто в несколько раз превышает мощность аллювия. В них также выделяются климатические ритмы

разных рангов, хорошо изученные преимущественно в ледниковой области. Наиболее крупные из них соответствуют планетарным ритмам – потепление-похолодание, выраженным в формировании почвенного горизонта и перекрывающего его лёссового. В наиболее полных разрезах, приуроченных к поверхности V ранненеоплейстоценовой террасы Дона, выделяется четыре горизонта лёссов с тремя или четырьмя погребенными почвами. Трактовка возраста всех горизонтов до настоящего времени неоднозначна.

Нам представляется, что без учета эрозионно-аккумулятивных циклов корреляция отложений ледниковой области центра и севера Русской равнины и внеледникового юга будет неоднозначной. При этом речь идет не только об изучении самого аллювия, но и характера заполнения им долин, форм и глубин врезов. Аллювий и речные террасы являются важнейшим связующим звеном между ледниковыми и морскими формациями. Можно членить любую морену на разное количество возрастных горизонтов, но при этом необходимо, чтобы каждый из них находил отражение в аллювиальных комплексах.

Геолого-геоморфологический анализ должен быть самым тесным образом связан с биостратиграфическими методами при расчленении четвертичных отложений и в некоторых случаях корректировать результаты последних. Возможно, что данные геоморфологии помогут уточнить возраст и наиболее древних покровных образований – скифских глин, широко развитых по всему югу Восточно-Европейской платформы и на Скифской плите. Они залегают на разновысотных ступенях рельефа, перекрывая морские и континентальные разновозрастные отложения. Возраст скифских глин определен как эоплейстоценовый на основании их постепенного перехода в залегающие ниже танаисские слои, датированные апшеронской фауной (Попов, 1983). Однако залегают они таким образом, что глины более низких ступеней вложены в глины, залегающие на более высоких ступенях, что позволяет предполагать их разновозрастность. Об этом же свидетельствуют погребенные в них почвенные горизонты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 03-05-64244 и № 06-05-64335).

ЛИТЕРАТУРА

- Горецкий Г.И.* Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.
- Грищенко М.Н.* Плейстоцен и голоцен Верхнего Дона. М.: Наука, 1976. 228 с.
- Лебедева Н.А.* Антропоген Приазовья. М.: Наука, 1972. 108 с.
- Макаров В.И., Макарова Н.В., Несмеянов С.А. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
- Попов Г.И.* Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Разрез новейших отложений Северо-Восточного Приазовья. М.: Изд-во МГУ, 1976. 159 с.
- Холмовой Г.В., Глушков Б.В.* Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности // Тр. Воронеж. гос. ун-та. 2001. Вып. 1. 220 с.
- Холмовой Г.В., Нестерова Е.В.* Плейстоценовые отложения Костенковско-Борщевского палеолитического района // Тр. Воронеж. гос. ун-та. 2001. Вып. 4. 106 с.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДИАТОМОВОГО И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ АЗОВСКОГО МОРЯ

**Г.Г. Матишов ¹, В.В. Польшин ², Г.В. Ковалёва ¹,
Е.Ю. Новенко ³, А.А. Уланова ^{4,5}**

¹ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия
matishov_ssc-ras@mmbi.krinc.ru; kovaleva_galina@mail.ru

² Азовский филиал Мурманского морского биологического
института КНЦ РАН, Ростов-на-Дону, Россия,
polshin@mmbi.krinc.ru

³ Институт географии РАН, Москва, Россия
lenanov@mail.ru

⁴ Упсальский университет, Упсала, Швеция

⁵ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-
Петербург, Россия
anna_ulanova@yahoo.com

Процесс седиментогенеза Азовского моря определяются главным образом незначительными размерами и глубиной водоема, климатом, строением рельефа дна, значительным объемом речного стока, характером и направлением морских течений и биологической активностью организмов. Все эти факторы, напрямую и косвенно влияющие на процесс осадконакопления, предопределили развитие на площади дна водоема главным образом терригенных осадков — от глинистых илов до песков. Биогенные осадки, несмотря на высокую продуктивность организмов (в первую очередь бентосных моллюсков), имеют ограниченное распространение, и максимальное развитие получили на аккумулятивных формах рельефа — банках, береговых валах и косах.

Большая часть терригенных осадков попадает в Азовское море в результате разрушительной и транспортирующей деятельности рек и абразии берегов, сложенных в основном, легко разрушающимися осадочными породами кайнозойского возраста. Значительно меньше осадков образуется вследствие размыва пород дна. Эпизодически в морской бассейн поступают продукты подводного грязевого вулканизма и дефляции (эолового переноса). Такой тип аккумуляции предопределил развитие на площади дна в основном тонкодисперсных осадков — глинистых и алевроитовых илов и переходных между ними разностей.

Частые смены климата, ландшафтов на прилегающей территории, твердого стока рек, гидрохимических и гидродинамических параметров водной среды, а так же изменение конфигурации береговой линии приводили к изменениям условий осадконакопления на протяжении всего времени существования Азовского моря. Не последнюю роль в этом процессе играл антропогенный фактор.

Наиболее быстро реагируют на изменяющиеся условия среды высшая растительность и диатомовые водоросли, которые к тому же хорошо сохраняются в донных отложениях. Поэтому горизонты донных осадков, содержащие пыльцу растений и створки диатомовых, могут являться своего рода «маркирующими». В таких условиях, помочь определить возраст морских отложений могло бы применение биостратиграфических методов, а именно — палинологического и диатомового.

С целью изучения видового состава диатомовых водорослей, пыльцы и спор растений, содержащихся в морских отложениях, были отобраны колонки донных осадков в центральной части Таганрогского залива и на юго-восточном участке акватории моря в незначительном удалении от Темрюкского залива. Пробоотбор производился прямоточными грунтовыми трубками, на площадях с преимущественным развитием илистых осадков, что позволило нам получить колонки мощностью до 1 м. В колонке, отобранной в Таганрогском заливе, были послойно исследованы пыльца и споры растений (палинологический анализ), а в колонке из юго-восточной части моря изучен видовой состав диатомовых водорослей (диатомовый анализ).

При изучении современных и погребенных морских осадков большое значение имеют палинологические исследования, ибо на основе спорово-пыльцевого анализа могут быть уточнены некоторые вопросы стратиграфии донных отложений, выяснены физико-географические условия, существовавшие во время образования осадка и т. д.

Сведения о составе пыльцы и спор в донных отложениях Азовского моря весьма многочисленны (Панов и др., 1964; Вронский, 1970; Шнюков и др., 1974). В этих работах в основном характеризуется самая верхняя часть новоазовских отложений. Небольшие размеры Азовского моря не влияют на разницу в количестве и составе пыльцы и спор в зависимости от удаленности от берега. Во всем поверхностном слое осадков отмечают преобладание пыльцы травянистых растений (74–89 %), в меньшей количестве встречается пыльца древесной растительности (5–20 %), среди которой доминирует сосна типа *Diploxylon*, береза и ольха, реже дуб, граб, вяз. Среди травянистой растительности преобладает пыльца маревых (*Cyclolobeae* и др.) и полыни, а так же эфедры, сложноцветных и злаковых. Разнотравье представлено семействами *Leguminosae*, *Umbelliferae*, *Ranunculacea*, *Labitae* и др. Обнаружена пыльца водных растений — *Typha latifolia* L., *Sparganium* sp. Встречены также споры зеленых мхов и папоротников. В устье Кубани обнаружена переложенная пыльца сосну, пихты, таксодиевых и других пород.

Наши материалы дают возможность проанализировать состав спор и пыльцы почти метровой (85 см) толщи отложений в осевой ложбине Таганрогского залива. Колонка грунта была отобрана на глубине около 8 м севернее банки Песчаных островов. В литологическом отношении вскрытые осадки представлены темно-серыми глинистыми илами. В низ по колонке (с 10 см) отложения становятся более уплотненными и содержат раковинный материал.

Спорово-пыльцевые спектры всего изученного разреза обладают очень большой степенью сходства. Для них характерно низкое содержание пыльцы древесных пород 10–15 %, и только на глубине 62–66 см, ее процентное

соотношение возрастает до 50 %. Постоянные компоненты этой группы — сосна, береза, дуб, вяз, орешник и граб. Периодически встречается пыльца грецкого ореха, липы и бука. Среди кустарников отмечены кизил и ива.

Группа пыльцы травянистых растений отличается высоким разнообразием (определены 46 таксонов — видов, родов и семейств). Абсолютные доминанты спорово-пыльцевых спектров — пыльца полыни (*Artemisia*, 30–40 %), маревых (*Chenopodiaceae*, 25–42 %) — компоненты южных степей, и злаков (*Poaceae*, до 20 %). В небольшом количестве, но постоянно присутствует пыльца растений, характерных для степных и луговых сообществ, — это представители широко распространенных семейств — гречишные (*Polygonaceae*), бобовые (*Fabaceae*), розоцветные (*Rosaceae*), губоцветные (*Lamiaceae*), крестоцветные (*Brassicaceae*), цикориевые (*Cichoriaceae*) и др. Следует отметить присутствие пыльцы показательных видов сообществ южных степей — *Ephedra*, представители семейства *Plumbaginaceae* и лугово-степных местообитаний — *Polygonum bistorta*, *Plantago lanceolata*, *Linum*, *Convolvulus*, *Centaurea*, *Malva*.

Наши материалы свидетельствуют, что верхний полуметровый слой илстых отложений Таганрогского залива содержит следы влияния сельскохозяйственного земледелия. Постоянным компонентом рассмотренных пыльцевых спектров является пыльца культурных злаков. С глубины 55 см их содержание образует непрерывную кривую. Некоторое увеличение их содержания наблюдается в интервалах 50–40 см и выше 20 см. Также в качестве индикаторов антропогенного влияния на растительных покров можно отметить пыльцу конопли (*Cannabis*) и гречихи посевной (*Fagopyrum saggitatum*), частота встречаемости пыльцы которых также возрастает в верхних 20 см профиля. Пыльца щавеля (*Rumex*), цикориевых и печеночных мхов (*Hepaticae*) может отражать развитие ассоциаций на нарушенных грунтах, возможно, в результате выпаса.

Несмотря на столь однообразный характер спорово-пыльцевых спектров в разрезе можно выделить три спорово-пыльцевые зоны. Они также отличаются консистенцией грунта, количеством примеси раковинного материала, а так же цветом осадка.

Зона 1 (короткий интервал ниже 66 см) и зона 3 (62–0 см) идентичны по составу и соотношению основных компонентов спектра. В период формирования этих осадков на прилегающей территории были распространены сообщества южных степей. Влияние хозяйственной деятельности человека постепенно возрастало. Наиболее сильно оно проявилось во время формирования верхних 20 см разреза, т. е. в настоящее время.

Для зоны 2 (66–62 см) характерно повышенное содержание пыльцы древесных, в основном за счет дуба, вяза, ольхи и орешника. В то же время количество пыльцы полыни и маревых сокращается. Отмечено некоторое повышение содержания пыльцы луговых трав (*Fabaceae*, *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*). Очевидно, в период накопления отложений этих образцов происходило продвижение границы лесостепи к югу, что привело к увеличению доли пыльцы древесных в спектрах. На прилегающей территории были распространены луговые степи. Возможно, этот период отражает климатические изменения, связанные с увеличением увлажнения в начале новоазовского времени. В любом случае можно говорить, что осадки на этом уровне

накапливались до интенсивного антропогенного воздействия на экосистему водоема, и безусловно то, что главное место в поступлении терригенных наносов в Азовское море занимает абразия берегов в совокупности с гидрохимическими и гидробиологическими факторами, а также геоморфологией дна.

Данные диатомового анализа, несмотря на незначительное содержание диатомовых водорослей в морских осадках, также явились достаточно информативными. Из колонки донных отложений были отобраны 8 образцов для исследования. Горизонты отбора проб (0–5 см, 5–10 см, 10–35 см, 35–48 см, 48–64 см, 64–74 см, 74–84 см, 84–95 см) выбраны в соответствии с литологическими особенностями осадков.

Результаты анализа показали, что наибольшее разнообразие видов отмечено в пробах из поверхностных горизонтов 0–5 см и 5–10 см. В осадках представлены современные планктонные диатомовые водоросли (преимущественно из родов *Coscinodiscus* и *Thalassiosira*). Доминирование какого-то одного вида не характерно. Массовые виды в горизонте 0–5 см (*Coccinodiscus granii* Gough., *Coscinodiscus gigas* Ehr., *Thalassiosira baltica* (Grun.) Ostf., *Thalassiosira aculeata* Pr.-Lavr., *Thalassiosira eccentrica* (Ehr.) Cl.). Судя по видовому составу диатомовых водорослей, литологический горизонт 5–35 см неоднороден. В осадках горизонта 5–10 см преобладали *Coscinodiscus jonesianus* (Grev.) Ostf., *Thalassiosira eccentrica*, *Thalassiosira baltica*. Горизонт 10–35 см отличается выраженным доминированием *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr. В следующем горизонте (35–48 см) тоже отмечено массовое развитие *Actinoptychus senarius* (= *A. undulatus* Ehr.), а так же вымершей разновидности *A. undulatus* var. *tamanica* Jouse и переходных форм между видом и разновидностью. Это может свидетельствовать о специфических условиях в водоеме, существовавших на протяжении достаточно длительного периода. Более подробное изучение диатомовых в интервале 48–95 см показало, что горизонты 48–64 см, 64–74 см, 74–84 см, 84–95 см однородны по составу диатомовой флоры, что указывает на сходные условия в период накопления осадков этого слоя. Однако процентное соотношение двух массовых видов (*Actinocyclus octonarius* Ehr., *Actinoptychus senarius*) меняется в сторону доминирования *Actinocyclus octonarius* в более глубоких горизонтах.

Указанные выше виды (за исключением *A. undulatus* var. *tamanica* Jouse) встречаются в современном фитопланктоне Азовского моря и некоторые виды (*Coccinodiscus granii*, *Coscinodiscus gigas*, *Thalassiosira baltica*, *Thalassiosira aculeata*, *Thalassiosira eccentrica*, *Coscinodiscus jonesianus*) достигают массового развития. Не смотря на то, что *Actinocyclus octonarius* и *Actinoptychus senarius* изредка встречаются в планктоне Азовского моря, они не достигают такого массового развития, о котором можно судить по их обилию в донных отложениях на горизонтах глубже 10 см. Вероятно, условия в которых формировались донные осадки, содержащие створки этих видов, отличались от современных.

Помимо планктонных форм диатомовых водорослей, на горизонтах 0–5 см и 5–10 см были отмечены бентосные виды (*Gyrosigma acuminatum* var. *gallica* Grun., *Rhopalodia musculus* (Kütz.) Mull., *Diploneis bombus* Ehr.), которые могли попасть в донные отложения этого района только из прибрежной зоны, вероятно с выносами р. Кубань.

В донных отложениях исследованной колонки найдено более 30 видов диатомовых, из которых три вида *Actinoptychus undulatus* var. *tamanica* (5–10 и 35–48 см), *Actinocyclus* aff. *podolicus* (Missuna) Kozyg. (48–64 и 84–95 см), *Thalassiosira delicatissima* Pr.-Lavr. (74–84 и 84–95 см) известны из миоценовых отложений керченско-таманского района и считаются вымершими (Прошкина-Лавренко, 1960; Макарова, Козыренко, 1966).

Присутствие в пробах створок вымерших форм диатомовых водорослей, по нашему мнению, может быть связано как с абразией берегов, сложенных осадочными породами кайнозойского возраста, так и с выносами р. Кубань или с переотложением из более древних осадков в результате штормовой деятельности, размыва дна и эпизодически проявляющейся в этом районе активностью грязевых вулканов.

Полученные данные палинологического и диатомового анализов могут быть использованы для стратификации осадочных толщ и реконструкции древних обстановок осадконакопления и позволят прояснить условия при которых формировались осадки, а также уточнить геологическую историю водоема и изменение его физико-химического режима.

ЛИТЕРАТУРА

Вронский В.А. «Пыльцевой дождь» над акваторией Азовского моря // Океанология. 1970. Т. 10. № 4. С. 732–733.

Макарова И.В., Козыренко Т.Ф. Диатомовые водоросли из морских миоценовых отложений юга Европейской части СССР. М.-Л.: Наука, 1966. 68 с.

Прошкина-Лавренко А.И. Новые и интересные диатомовые водоросли из мезоценовых отложений Причерноморья // Бот. матер. Отд. спор. раст. БИН АН СССР. М.-Л., 1960. Т. XIII. С. 54–66.

Панов Д.Г., Вронский В.А., Александров А.Н. Распределение и состав пыльцы и спор в поверхностном слое осадков Азовского моря // Доклады академии наук СССР. 1964. Т. 155. № 4. С. 818–821.

Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974. 247 с.

ОСОБЕННОСТИ ФЛЮВИАЛЬНОГО РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ В КОТЛОВИНАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

М.Ю. Опекунова

Институт географии СО РАН, Иркутск, Россия

orek@mail.ru

Тункинская ветвь впадин байкальского типа представлена шестью крупными котловинами, вытянутыми в меридиональном направлении и разделенными межкотловинными перемычками. Все котловины приурочены к прогибам фундамента, занимают наиболее глубокие их части, сопровождаются молодыми разломами и формировались в условиях растяжения земной коры. Их возраст определяется как палеоген-неогеновый, кроме того, все они обладают рядом специфических черт: вытянутостью в северо-восточном направлении, асимметричным строением (Флоренсов, 1960). По

геоморфологическому районированию В.Н. Олюнина они выделяются как плоские, увалистые и ступенчатые равнины, сложенные мощной толщей кайнозойских отложений. С севера котловины ограничены хребтом Тункинские Гольцы (высоты превышают 3200 м), с юга — Хамар-Дабаном (высоты до 2300—2600 м), среднее расстояние от водораздельной линии до основной дренирующей р. Иркут соответственно равно 20 и 60 км. Высоты днищ котловин понижаются с запада на восток с 1430 м в Мондинской, до 700 м в Быстринской котловинах. Основной дренирующей рекой во всех котловинах является р. Иркут (левый приток р. Ангары), за исключением Хойто-гольской котловины, которую дренирует р. Ихе-Ухгунь и Быстринской, основной дренаж которой осуществляет р. Бол. Быстрая. Особенности движения литодинамических потоков во впадинах байкальского типа, которые являются важнейшими частями рифта (центростремительное направление из горного обрамления в котловины, с последующей аккумуляцией и выносом вещества за их пределы), обусловлены прежде всего прогрессирующим углублением центральных частей котловин и относительным воздыманием их краев (Выркин, 1998).

Исследованию аллювиальных отложений, условий осадконакопления и морфологии долин посвящено множество работ, начиная с конца XIX в. и до наших дней (А.Л. Чекановский, И.Д. Черский, Э.И. Равский, А.А. Кульчицкий, Е.Е. Кононов, В.Б. Выркин, М.Ю. Опекунова, Г.Ф. Уфимцев и др.), но в основном исследователи уделяли внимание изучению главной реки — Иркуты и его основных притоков.

Объектами наших исследований являются малые и средние реки Тункинских котловин. Различие между морфологией, климатическими условиями котловин Тунгинской ветви, а также окружающих их хребтов обусловило формирование различных по морфологическим характеристикам и гидрологическим типам групп рек.

В первую очередь различаются левые притоки основной реки, стекающие с хр. Тункинские Гольцы и правые, стекающие с более увлажненного хр. Хамар-Дабан. Левые притоки имеют небольшую длину и связаны с системой поперечных разрывных нарушений. По гидрологическому районированию Б.В. Зонова и М.Ф. Шульгина (1968), реки горного обрамления относятся к Восточно-Саянскому горнотаежному району высокой водности. Данный район сложен метаморфическими породами архейско-протерозойского возраста. Для рек района характерны высокие летние паводки, низкий зимний сток, преобладание дождевого и наледно-снегового питания, неравномерный ледяной покров. Все эти характеристики относятся к долинам притоков в верхнем и среднем их течении. Основные черты морфологии долин — это значительный уклон, порожистость русла, наличие наледей, а в высокогорной зоне и снежников. Морфодинамический тип русел в основном врезанный или адаптированный, террасово-пойменный комплекс отсутствует или представлен фрагментарно. Отличительной чертой морфологии долин является и наличие следов плейстоценовых оледенений (рис. 1.23).



Рис. 1.23. Схема Тункинских котловин: 1 – Мондинская; 2 – Хойтогорльская; 3 – Туранская; 4 – Тункинская, 5 – Торская; 6 – Быстринская; 7 – котловина оз. Байкал

Днища котловин относятся к Тункинскому межгорному району средней водности. Речные долины вследствие распространения многолетней мерзлоты отличаются здесь значительной заболоченностью (реки Тунка, Енгарга). Типы русел рек – широкопойменные, нередко с разветвленными и извилистыми участками и ясно выраженным пойменно-террасовым комплексом. В пределах Тункинской котловины реки нередко теряются в болотно-озерных отложениях поймы р. Иркуты, не достигая последнего.

На реки склона Тункинских Гольцов значительное влияние оказывает карстовый процесс, который проявляется, во-первых, в выходах карстовых вод в речных долинах (реки Кынгарга, Хандагайка), во-вторых, в поглощении вод (реки Бухота, Бугатой) (Белоусов, Будэ, 1997).

Таким образом, ведущими экзогенными процессами, сопутствующими флювиальному, в горном обрамлении котловин является склоновый, непосредственно в днищах котловин – криогенный и эоловый. Особенности флювиального рельефообразования в Тункинских котловинах обусловлены тем, что малые и средние реки, осуществляя вынос вещества из горного обрамления в днища котловин с последующей его аккумуляцией, являются транзитными, переходными реками от гор к котловинно-равнинной территории. Эта черта в совокупности с эндогенной составляющей (сейсмичностью, вулканизмом), которая ярко проявляется в горном обрамлении, климатическими условиями и экзогенными процессами (эоловый, криогенный), в днищах котловин способствует формированию специфического типа речных долин. Эта специфичность выражается в контрасте морфодинамических русловых типов, следовательно, и в контрасте осадконакопления в долинах, что во многом влияет и на режим осадконакопления во всем бассейне.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64409) и РФФИ «Байкал» (грант № 05-05-97234).

ЛИТЕРАТУРА

Выркин В.Б. Современное экзогенное рельефообразование котловин байкальского типа. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1998. 175 с.

Белоусов В.М., Будэ И.Ю. Влияние карста на развитие речной сети южного макросклона Тункинских Гольцов // Гидрология и геоморфология речных систем. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 1993. С. 227–228.

Зонов Б.В., Шульгин М.Ф. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища. М.: Наука, 1966. 168 с.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВАЯ ЭРОЗИОННАЯ СЕТЬ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СТАВРОПОЛЬЯ

А.В. Панин ¹, Е.А. Еременко ¹, Ю.Р. Беляев ¹, И.В. Ковда ²

¹Московский государственный университет, Москва, Россия

panin@morpho.geogr.msu.ru

²Институт географии РАН, Москва, Россия

На северо-востоке Ставропольской возвышенности современная овражно-балочная сеть имеет густоту не более 0,25 км/км². Она наследует нижние звенья древней эрозионной сети (ДЭС), большая часть которой в современном рельефе представлена системами пологих ложбин, густота которых достигает 8–10 км/км². Расстояние между соседними ложбинами местами не превышает их ширины – 40–50 м. Такая плотность форм указывает на существование в прошлом крайней степени эрозионного расчленения – бедленда. Проведено исследование распространения ДЭС, ее морфологии, геологического строения, связи с современными эрозионными формами.

Распространение ДЭС. По серии космоснимков с разрешением 3 м изучена 30-километровая полоса ЮЮЗ-ССВ простирающаяся от долины Кубани до южных Ергеней. На весенних снимках ложбины выделяются в виде темных полос на пашне благодаря более интенсивному гумусонакоплению: привлечение поверхностного стока обуславливает лучшее увлажнение ложбин и накопление в них продуктов почвенной эрозии. Выраженность ДЭС изменяется с запада на восток. На левобережье Калауса у Ипатово ДЭС почти сливается с фоном, и западнее 42,5° в.д. на снимках она не видна. К востоку и северо-востоку от Ипатово ДЭС выделяется более четко. Сеть реликтовых ложбин покрывает борта долины Маныча, склоны южных Ергеней. Эти закономерности отражают, по-видимому, не географическое распространение ДЭС, а особенности влияния микрорельефа на дифференциацию и контрастность почвенного покрова в разных условиях увлажнения. ДЭС хорошо видна в ареале каштановых почв, хуже – в ареале темно-каштановых, и совсем не видна к западу в ареале черноземов. Древнее эрозионное расчленение отличается литологической избирательностью. Местные литоморфные водоразделы, сложенные прочными кварцитовидными песчаниками, расчленены слабо. Напротив, в лёссах древнее расчленение максимально.

На снимках также хорошо выделяются темные округлые пятна суффозионно-просадочных котловин размером от 15–20 до 100 м и более (рис. 1.24). Их распространение четко связано с лёссами: их нет в местах выхода коренных пород и на сложенном песчано-глинистыми породами дне долины Маныча. Они особенно многочисленны на плоских водоразделах. Они часто «нанизаны» на древние эрозионные формы, т. е. суффозионно-просадочные процессы накладывались на уже заполненную эрозионную сеть. Нередко имеет место сложное переплетение ложбин и западин, заставляющее предполагать участие суффозионных процессов, в том числе тоннельной эрозии, в заложении эрозионных форм.

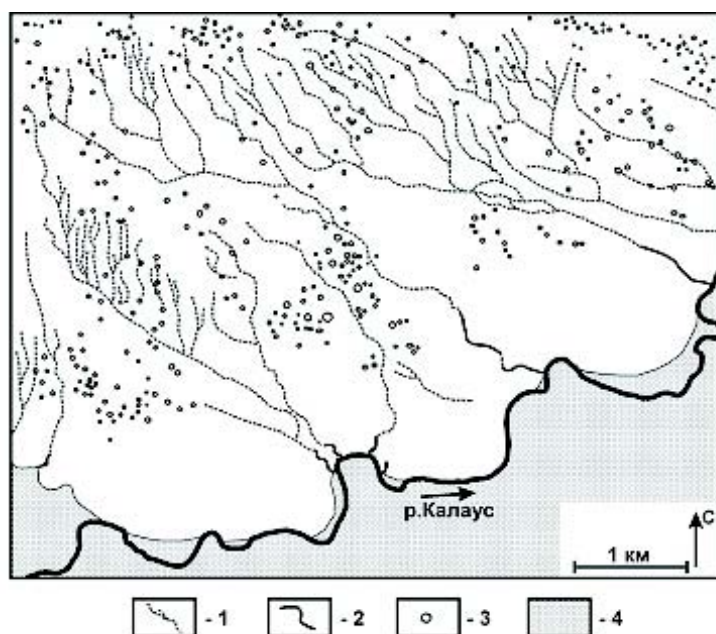


Рис. 1.24. Сеть реликтовых ложбин на левобережье Калауса между Дербетовкой и Вознесенским: 1 – ложбины, 2 – современные балки и овраги, 3 – суффозионно-просадочные котловины, 4 – пойма Калауса

Рисунок ДЭС. Для северо-востока Ставрополя характерны длинные (до 10–12 км) пологие ($0,5-1,5^\circ$) и прямые как в продольном, так и в поперечном направлении склоны. На относительно коротких склонах (менее 1 км) ложбины образуют параллельный рисунок, самостоятельно заканчиваясь в современной балке или у тылового шва дна речной долины. На более длинных склонах ложбины образуют древовидные системы, нижние звенья которых плавно переходят в современные балки (рис. 1.24). Местами ложбины образуют перекрещивающийся рисунок, напоминающий систему рукавов разветвленного русла реки. Такой рисунок характерен для начального расчленения плоской поверхности, сопровождающегося явлениями перехвата стока и отмирания части врезов. Система ложбин переходит в балку, когда площадь водосбора достигает $1,0-1,5 \text{ км}^2$. В древовидных ложбинных системах это происходит в $1,5-2,5 \text{ км}$ от водораздела. При параллельном рисунке ложбинной сети балок нет даже на длинных склонах (3 км и более),

так как водосборная площадь нарастает вниз по склону слишком медленно. Интересный аспект — влияние древнего эрозионного расчленения на современный почвенный покров: слитые черноземовидные почвы, развитые по дну ложбин, образуют сложный древовидно-полосчатый пространственный рисунок.

Геологическое строение древних и современных эрозионных форм. Древняя эрозионная сеть выражена в современном рельефе двумя элементами: верхние звенья — системами ложбин, нижние — современными балками. Строение этих элементов изучено на примере балки М. Казгулак (длина 8,3 км, площадь водосбора 17,0 км²), в верховьях р. Айгурки, 45°30' с.ш., 43°15' в.д. Продольный профиль балки слабовыпуклый. По результатам бурения, балка выполнена толщей алевролитистого суглинка мощностью до 14 м. По подошве заполнения реконструирован древний тальвег, имеющий вогнутый профиль. Траншейные разрезы (длина 20 м, глубина 3 м) поперек дна балки (разрез КБ-1) и одной из ложбин-притоков (разрез КЛ-1) вскрыли сходные литологически и, по-видимому, стратиграфически слои:

1. Лёссовидный суглинок с включениями дресвы и мелкого щебня местных карбонатных пород, которые группируются в линзы, наклоненные от бортов к центру днища. Встречаются массивы светло-коричневой глины с заворотами слоев, характерными для вязко-текучего перемещения грунта. Интерпретация: верхняя часть доголоценового солифлюкционного заполнения эрозионных форм.

2. Линзовидно залегающий чрезвычайно плотный тяжелый суглинок (фракция <0,005 мм — 50–60 %), пестро окрашенный (темно-серые, бурые, желтовато-коричневые пятна), вверх — темнеет до темно-серого. В верхней части — затеки по некогда существовавшим корням. Ореховато-призмовидная структура, кутаны давления (сликенсайды) — результат процессов усадки-набухания при изменении влажности. Мелкие марганцевые новообразования, пятна ожелезнения. В кровле нижележащего слоя визуально наблюдается выщелачивание карбонатов. Интерпретация: слитая черноземовидная почва по делювиальному материалу, формировавшаяся в условиях периодического переувлажнения. По гумусу из кровли слоя получено две даты: разрез КЛ-1 (глубина 1,40–1,55 м) — 7600±120 л.н. (ИГРАН-2693), разрез КБ-1 (1,70–1,80 м) — 3840±60 (ИГРАН-2691). Различие в датах может быть связано как с разным временем погребения почвы, так и с влиянием водного режима на скорость обновления гумуса (в днище балки более влажно). По-видимому, почва формировалась в раннем — начале среднего голоцена, а почвообразующий материал накопился еще ранее (позднеледниковье?). Источником глинистого материала могли служить фоновые лёссовидные породы: можно предположить, что вымытые из них тонкие фракции отстаивались в дне балок и ложбин. В пользу делювиального происхождения материала говорит полное отсутствие обломочных включений.

3. Суглинок легкий и средний, пылеватый, по механическому составу сходный с фоновыми лёссовидными породами (фракция <0,005 мм — 20–30 %, 0,05–0,005 мм — 40–50 %), коричневатый-серый, с ореховато-призматической структурой. Вверх темнеет до темно-серого, приобретает комкова-

то-ореховатую структуру. Редкие суглинистые окатыши плохой сохранности. Интерпретация: голоценовый делювий с развитым по нему профилем луговой почвы. Возраст органического вещества из подошвы слоя в разрезе КЛ-1 (глубина 1,50–1,65 м) составил 7110 ± 80 л.н. (ИГРАН-2692), из кровли (0,80–0,95 м) – 4980 ± 40 л.н. (ИГРАН-2693). С учетом времени обновления гумуса и возможности переотложения древнего органического вещества накопление осадка можно отнести ко времени между 5–7 тыс. л.н. В днище балки (разрез КБ-1) оно произошло позднее – после 3,8 тыс. л.н. Слой 3 вложен в кровлю слоя 2, т. е. отложению слоя 3 предшествовала небольшая эрозия кровли слоя 2.

4. Суглинок средний пылеватый темно-серый, с многочисленными глинистыми окатышами, с линзами светло-коричневого суглинка (переотложенные лёссовидные породы). Интерпретация: современный агроделювий. Его мощность 1,0–1,5 м.

Возраст и история развития ДЭС. Бедное органическим веществом выполнение, по кровле которого развиты голоценовые почвы, указывает на процессы аккумуляции, заполнявшие глубокую эрозионную сеть перед началом голоцена. Углубление этой сети, по аналогии с внеледниковыми районами Русской равнины, может относиться к концу пленингляциала (на Среднерусской возвышенности не позднее 15–16 тыс. л.н.) (Панин, 2002); в позднеледниковье происходило ее выполнение, в основном завершившееся к началу голоцена. Возможно, наблюдаемая густая ДЭС обязана не только поздневалдайскому эрозионно-аккумулятивному циклу. У многих ложбин-притоков балок в устьевой зоне наблюдается крутой выпуклый перегиб продольного профиля («висячие устья»), т. е. поздневалдайское углубление не распространилось по самым верхним звеньям ДЭС, и основной этап их углубления был ранее. В южных районах Русской равнины такой этап относится к концу среднего плейстоцена, когда сформировалась эрозионная сеть, густота и глубина которой никогда не была превзойдена позже (Сычева, 1997; Беляев, 2006). Рисунок эрозионной сети, реконструированная форма продольного профиля одной из балок указывают на климатические причины врезания – рост эрозионного потенциала атмосферных осадков. Речные долины углублялись и выполнялись одновременно с балками. Свидетельствами тому – широкое (2,5–3 км) дно долины нижнего Калауса (заполнение поздневалдайского и, возможно, позднемосковского вреза), отсутствие на нем конусов выноса балок-притоков, обширный конус выноса самого Калауса, перегородивший Манычский пролив.

В голоцене в балках и ложбинах преобладали процессы медленной аккумуляции продуктов склоновой эрозии. Антропогенное влияние на развитие современной эрозионной сети молодо и пока невелико. Траншеей КБ-1 вскрыта вершина донного вреза, заполненного оглиненным торфом с возрастом основания 350 ± 50 л.н. (ЛУ-5086), или $\text{cal} (\pm 2\sigma) 1450\text{--}1640$ н.э. Агроделювий накопился позднее поверх уже заполненного вреза. Это согласуется с данными по истории землепользования. Коренное население занималось скотоводством, водосбор был распахан лишь после основания в 1861 г. русскими переселенцами села Казгулак. Активизацию эрозии в балке между концом 15 и началом 17 вв. можно связывать с пастбищной дигрессией, но

не менее вероятная причина — рост атмосферных осадков в малый ледниковый период.

Сейчас водосбор почти полностью распахан. На пахотных склонах активна микроручейковая эрозия, в днище балки в нижнем течении имеется несколько полузаполненных вторичных врезов, однако склоновых оврагов не образуется. Это типично для всего северо-восточного Ставрополя: при малой крутизне подверженных эрозии склонов (обычно менее 1°) овраги не развиваются вследствие недостаточной интенсивности и количества атмосферных осадков (300–350 мм/год). Это контрастирует с густотой позднеплейстоценовой эрозионной сети. Очевидно, для ее развития требовались величины атмосферных осадков, значительно превышающие современные.

Исследования выполнены по гранту господдержки научных школ РФ (проект НШ-4884.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

Беляев Ю.Р. Развитие малых эрозионных форм центра Русской равнины в межледниково-ледниковом климатическом цикле: Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 2006. 25 с.

Панин А.В. Развитие балок центра и юга Русской равнины в позднеледниковье и голоцене // Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы: Мат. юбилейной Всероссийской научной конференции. М.: МАКС Пресс, 2002. С. 144–145.

Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенение—межледниковье—оледенение» // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ТАМАНСКОГО ЗАЛИВА В ЭПОХУ ГРЕЧЕСКОЙ КОЛОНИЗАЦИИ

А.В. Поротов, О.Б. Парунин, Т.А. Янина

Московский государственный университет, Москва, Россия
geography@inbox.ru

Одна из проблем, возникающих при реконструкции очертаний и положения береговой линии первого тысячелетия до нашей эры, связана с колебаниями уровня Черного моря на завершающем этапе голоценовой трансгрессии. Ряд геолого-геоморфологических и археологических признаков свидетельствует о колебаниях уровня моря в течение последних 2,5–3 тыс. лет, амплитуда которых оценивается от 4,5 до 9 м. Подобный разброс отражает как степень надежности используемых индикаторов выделения древних береговых линий и точность оценки положения уровня в прошлом, так и возможность локальных колебаний под влиянием местных новейших тектонических движений. Поэтому при палеогеографических реконструкциях побережья для целей археологии следует с большой осторожностью использовать обобщенные кривые изменения уровня.

Нами были проведены палеогеографические исследования Таманского залива, основу которых составили геоморфологическое, лито-фациальное и малакофаунистическое изучение отложений побережья и описания дон-

ных колонок и фаунистические образцы из них, любезно предоставленные для изучения Л.А. Невесской, за что авторы ей искренне признательны. По раковинному материалу из отложений таманского залива получена серия калиброванных радиоуглеродных датировок, позволившая хронологически соотнести некоторые события в истории Таманского залива с рассматриваемым историческим периодом — с середины I тыс. до н.э. до V века н.э.

Поверхностный чехол (7 м) отложений Таманского залива представлен однородными мелкоалевритовыми илами с прослоями раковинного материала и залегает на верхнеплейстоценовых образованиях, поверхность которых несет отчетливые следы длительного пребывания в субаэральных условиях. Общая однородность илистого слоя и гипсометрические отметки (–10...–11 м) залегания его основания свидетельствуют об относительной стабильности условий седиментации во внутренних частях залива с начала ингрессии моря в эрозионно-тектоническое понижение Таманского залива. Об этом же говорит и состав раковинного материала. Преобладающие в нижних 80 см мелкие гастроподы *Hydrobia ventrosa*, *Rissoa parva*, *Bittium reticulatum*, довольно многочисленные *Cardium exiguum*, более редкие *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Retusa truncatula*, являются самыми эвригалинными морскими видами, проникшими в Черное море из Средиземного с началом голоценовой трансгрессии. Они свидетельствуют об условиях закрытого от волнений и течений водоема с соленостью 8–10 ‰, с зарослями водной растительности. В верхних 6 м они сменяются несколько иным малакофаунистическим сообществом — увеличивается количество *Cerastoderma glaucum*, появляются новые морские виды — редкие раковины *Loripes lacteus*, *Paphia discrepans*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chrissalida interstincta*, *Cyclope neritea*, *Nassa reticulata*. Отмеченные виды — более стеногалинные по сравнению с описанными в низах голоценовых отложений, что свидетельствует о постепенном проникновении в залив морских вод и медленном повышении его солености.

Соотношение отметок основания илистой толщи залива с гипсометрией выявленных и датированных нами аналогичных горизонтов в пределах Кизилташского и Витязевского лиманов позволяет приблизительно оценить время превращения депрессии в полуизолированный морской залив в 5,5–6 тыс. лет назад. Подтверждением этому может служить возраст низкой голоценовой террасы высотой 3,5–4 м в окрестностях Тамани — 4498 (калиброванная датировка) лет. Сказанное позволяет оценить время развития первого пика новочерноморской трансгрессии, во время которого очертания залива были близки современному.

Донными колонками охвачены осадки мощностью 2,5–3 м на различных участках залива. Нижняя часть вскрытых отложений глинистая, с многочисленными крупными хорошей сохранности, иногда в двух створках, раковинами *Cerastoderma glaucum*, единичными *Chione gallina*, *Gastrana fragilis*, *Cardium exiguum*, *Abra ovata*, многочисленными мелкими гастроподами *Gidrobia ventrosa*, *Bittium reticulatum*, *Rissoa* sp. Она характеризует мелководный залив лагунного типа со стабильным гидрологическим режимом, очевидно, отчлененный от моря косой или пересыпью. Видовой состав моллюсков однозначно указывает на их позднеголоценовый возраст. Выше наблюдается постепенное опесчанивание осадков при сходном видовом со-

ставе моллюсков, увеличение количества раковин *Chione*, *Gastrana*, появление редких *Ostrea edulis*, *Mytilaster lineatus*, по-видимому, свидетельствующее о поступлении в лагуну морских вод в результате более широкого сообщения ее с морем. Верхние 30–40 см осадков заилены (при неизменном видовом составе раковин), что указывает на стабилизацию гидрологического режима в заливе. Геохронологическое изучение этих колонок позволило определить время существования изолированного мелководного бассейна на месте западной части современного Таманского залива как конец I тыс. до н.э.

В толще голоценовых отложений Таманского залива отсутствуют следы как собственно кубанского аллювия и каких-либо пресноводных видов, так и влияния опресняющего воздействия речных вод на видовой состав морских моллюсков, что, по-видимому, свидетельствует о том, что Кубань не впадала в Таманский залив в позднем голоцене, в частности, в период «фанагорийской регрессии», максимум которой относят к середине I тыс. до н.э. и с которой хронологически совпадает начало греческой колонизации побережья Северного Причерноморья.

Существование изолированного (или сильно отчлененного) бассейна на месте Таманского залива в конце голоцена подтверждается анализом осадков Маркитанской банки. Все колонки (мощность до 3-х м) имеют сходное строение. Их нижняя часть представлена темно-серым илистым песком с раковинами, среди которых многочисленны *Abra ovata*, *Loripes lacteus*, *Cerastoderma glaucum* и мелкие гастроподы *Gidrobia ventrosa*, *Rissoa* sp. *Bittium reticulatum*, единичны *Gastrana fragilis*, *Mytilaster lineatus*. Выше постепенно увеличивается песчанистость осадков, появляется галька (интервал 150–160 см), еще выше ее количество увеличивается, отмечено много детрита раковин, их обломков. Среди раковин появляются *Corbula mediterranea* и *Chione gallina*, редкие (все со следами окатанности) раковины *Abra ovata*, *Loripes lacteus*, *Mytilus galloprovincialis*, единичные *Mytilaster lineatus*, *Cardium exiguum*. Вверх по колонке грубозернистость осадков увеличивается, обильны детрит, обломки раковин, галька. Целые раковины обычно окатаны, среди них многочисленны *Cerastoderma glaucum*, *Loripes lacteus*, *Bittium reticulatum*, редкие *Abra ovata*, *Cardium exiguum*, *Chione gallina*, *Mytilus galloprovincialis*, *Mytilaster lineatus*, *Corbula mediterranea*. Верхние 60–40 см колонки представляют собой раковинный детрит с окатанными обломками и редкими целыми окатанными раковинами *Corbula mediterranea*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Bittium reticulatum*.

Вскрытые колонками осадки Маркитанской банки по их фациально-литологическому составу, малакофаунистическому содержанию (видовой состав раковин, их количество, внешний облик, наличие обломков, детрита и т. д.) подразделяются на три части, характеризующие разные этапы развития бассейна. В интервале 270–160 см среди раковин преобладают самые эвригалинные формы, предпочитающие мягкие грунты на глубинах до 10–13 м, господствующие при спокойных гидрологических условиях, избегающие течений и волнения. Очевидно, что это условия морского залива лагунного типа. Осадки выше 150 см характеризуют резко отличный режим. Судя по окатанности раковин, обилию обломков, эти отложения отражают усиление динамики водоема и этапы формирования аккумулятивного тела

Маркитанской банки. Самая верхняя часть колонки — современные донные осадки на вершине банки.

Разрез имеет трансгрессивное строение, отражающее надвигание тела палеокосы вслед за повышающимся уровнем моря на залегающие бережное мелководные отложения. Полученная в результате вибробурения схема строения отражает один из этапов в ее эволюции при положении уровня моря на 5–6 м ниже современного. Облик раковинного материала, вскрытого в основании этой аккумулятивной формы и продатированного радиоуглеродным методом, свидетельствует о его переотложенности, а значит, и несколько большей древности, чем основание косы. Возраст фаунистических группировок — позднеголоценовый.

Датирование образцов из основания толщи песчано-раковинного материала, слагающего Маркитанскую банку, позволило отнести ее формирование к периоду «фанагорийской регрессии». Радиоуглеродный возраст раковин моллюсков из базального горизонта грубозернистых песков составил 2450 ± 70 лет назад. Это подтверждает факт существования в этот период барьерной формы, частично или полностью отгораживавшей Таманский залив от акватории Керченского пролива.

Изученный материал позволил проследить последовательность заселения малакофауной Таманского залива, аналогичную в целом для Черного моря, только со значительным запаздыванием во времени: первыми вместе с водами из Керченского пролива в него проникли и широко расселились самые эврибионтные виды моллюсков. Из всех видов, обитавших к этому времени в Керченском проливе, только *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata* смогли приспособиться к условиям морского лимана.

Итак, эрозионно-тектоническое понижение Таманского залива постепенно заполнилось водами Керченского пролива и превратилось в полуизолированный морской залив 5,5–6 тыс. лет назад. Керченский пролив в эту эпоху своего существования имел более широкое сообщение с Черным морем, его населяла обильная фауна как эвригалинных моллюсков, так и отдельных представителей стеногалинной фауны. Лишь самые эврибионтные ее представители смогли освоить акваторию Таманского залива.

В течение всего периода существования Таманского залива условия седиментации в его внутренних частях оставались стабильными.

При положении уровня моря на 5–6 м ниже современного в основании Таманского залива стало нарастать аккумулятивное тело косы (или кос), надвигающееся вслед за повышающимся уровнем моря на мелководные отложения. Время ее формирования относится к периоду «фанагорийской регрессии». В конце I тыс. до н. э. на месте западной части современного Таманского залива существовал мелководный бассейн, частично или полностью отчлененный от акватории Керченского пролива барьерной формой. Следов впадения Кубани в Таманском заливе позднеголоценового времени не обнаружено.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64808).

АРИДНЫЕ УСЛОВИЯ И ИХ РОЛЬ В ЭКЗОГЕНЕЗЕ

Г.А. Постоленко

Московский государственный университет, Москва, Россия

Светлой памяти Маргариты Павловны Гричук

Возможность в полной мере использовать представления об аридных условиях в палеогеографических и палеогеоморфологических реконструкциях появилась благодаря исследованиям М.П. Гричук (1960, 1961), установившей членение климатического ритма, его эпох на стадии на основе многочисленных детальных исследований растительности и флор четвертичного периода умеренной зоны. Исторически сложившееся представление о двух эпохах климатических ритмов — теплой и холодной — было дополнено их разделением на стадии. Опиралось это деление на вывод о хронологическом несовпадении максимумов тепло- и влагообеспеченности ландшафтов. Климатический ритм был разделен на 4 стадии, характеризующиеся разными совокупными показателями тепла и влаги, которые получили названия термоксеротическая, термоигротическая, криоигротическая и криоксеротическая. Само по себе это деление привело к выявлению влажной и сухой эпох в природном процессе плейстоцена наряду с традиционными теплой и холодной эпохами. Максимум влагообеспеченности ландшафтов при таком делении ритма совпадает с границей теплой и холодной эпох, т. е. проходит внутри климатического ритма, а минимум влагообеспеченности, т. е. максимум аридности климата и ландшафтов разделяет климатические ритмы в общепринятом их наименовании.

Если климатический ритм — основная (по А.А. Величко) структурная единица природного процесса плейстоцена — представляет собой основную единицу измерения стратиграфии и хронологии плейстоцена в четвертичной геологии, то для палеогеографических, палеогеоморфологических и, в особенности, исследований рельефообразующих процессов стадийное деление климатических эпох предоставило новый инструмент, который может служить как мерой их времени, так и мерой условий функционирования.

Наиболее результативно к настоящему времени это проявилось в изучении флювиального процесса. До недавнего времени в геоморфологической литературе оценки влияния климата строились на умозрительных заключениях о связи этой деятельности с количеством осадков: предполагалось, в основном, что во влажные периоды под влиянием увеличения стока реки врезались. В то же время многочисленные данные исследователей четвертичных отложений указывали на то, что аллювий цикловых террас накапливается в пределах климатохронов. Надо отметить, что еще в своей исходной работе по детализации климатического ритма М.П. Гричук показала, что разным стадиям климатических ритмов отвечает образование генетически определенных наборов отложений. В частности, указывалось, что аллювиальные отложения коррелируют с первыми тремя стадиями ритма, а с первой из них связаны наиболее грубозернистые фации.

Использование нового инструмента измерений условий и длительности процесса, а также появление большого количества стратиграфически, литологически и хронологически изученных аллювиальных разрезов позволило получить новые, на первый взгляд парадоксальные, выводы о закономерностях флювиальной деятельности. Так, при сопоставлении геологически полных аллювиальных разрезов с изменениями ландшафтно-климатических условий в пределах ритмов было выявлено (Гричук, Постоленко, 1978, 1982), что в большинстве случаев в аллювиальных свитах отсутствуют отложения, отвечающие пограничному между климатохронами времени. Этот перерыв в седиментации аллювия подтверждается еще и тем, что ложе аллювия каждого последующего эрозионного цикла располагается гипсометрически ниже кровли предшествующей аккумуляции. Климатические характеристики этого интервала времени — наиболее континентальные условия, характеризующиеся максимумом сухости. Это относительно низкие температуры (но уже не минимальные), господство физического выветривания и многолетней мерзлоты, минимальное количество осадков. В ландшафтах — господство степей или тундростепей, отсутствие лесной растительности, что в совокупности обеспечивает интенсивные склоновые процессы, обильно поставляющие в долины материал со склонов и междуречий. Именно в это время вынос наносов преобладает над поступлением. Именно с этим временем связан наиболее выраженный морфообразующий эффект русловой деятельности — углубление долин, формирование нового днища, оформление бывшего днища в надпойменную цикловую террасу. В целом этот этап русловой деятельности — фаза направленного врезания водотоков ведет к увеличению размаха высот в рельефе. Этот интервал укладывается в пределы криоксеротической и термоксеротической стадий климатического ритма, его сухую эпоху.

Кажущаяся парадоксальность этого вывода может быть объяснена резко неравномерным режимом стока, обладающего в пиковые ливневые события высокой транспортирующей способностью и временами характеризующегося свойствами селевого потока. Иллюстрацией подобного режима может служить функционирование потоков — пространственных аналогов этого временного интервала, гидрографы которых (Михайлов, Добровольский, 1991) показывают резко выраженную сезонную неравномерность и даже спорадичность стока, при них расходы рек возрастают на три и более порядков. А области сноса в изобилии поставляют в долины материал, накапливавшийся в течение длительных интервалов между редкими ливнями, что и делает транспортирующую и эродирующую способности их потоков чрезвычайно высокими. Следует отметить, что и специфические черты процессов выветривания, свойственные аридным условиям, также отражаются в гранулометрическом составе аллювия.

По мере изменения климата, в конце первой стадии теплой эпохи (термоксеротической) наступает фазовый переход в эрозионной деятельности — фаза врезания сменяется седиментационной фазой. А наиболее полная седиментация аллювия отвечает максимально влажному периоду климатохронов.

В целом, из анализа механизма связи деятельности водных потоков с климато-ландшафтными параметрами следует, что фазовые переходы в эрозионных циклах осуществляются при определенной совокупности природных условий, но при этом они более тесно связаны с показателями влаго-, а не теплообеспеченности. Именно степень аридности климата определяет момент наступления фазовых переходов в русловой деятельности. Анализ М.П. Гричук (по палеоботаническим данным) времени начала и конца седиментации аллювия одноименного климатического ритма в разных климатических зонах показал, что накопление аллювия в гумидной зоне начинается раньше и заканчивается позже, чем в аридной. Следовательно, в аридной зоне фаза врезания имеет большую длительность, а фаза накопления — меньшую.

Многообразны и другие особенности деятельности водных потоков, происходящие под влиянием аридности климатов и ландшафтов, например, ее отклик на изменения природного процесса подчиненных рангов (Панин, Власов, 2005). В настоящее время известно, что на фоне направленного длиннопериодного седиментационного тренда русловой деятельности осуществляются короткопериодные осцилляции, отвечающие, по видимому, аспектам, стадиям и фазам, аридизации климата и ландшафтов теплых эпох.

Замечательно, что эти представления о характере связей климато-ландшафтных характеристик и русловой деятельности сыграли существенную роль в понимании условий и процессов формирования пластов автохтонных аллювиальных россыпей, истории четвертичного россыпеобразующего процесса (Постоленко, 1995, 1997) и закономерностей локализации этих россыпей. Последнее завершилось выработкой геоморфологических критериев поисков россыпей и высокой достоверностью поисковых рекомендаций.

Роль аридных условий прослеживается и в других генетических типах морфолитогенеза. К примеру, с трангрессивно-регрессивными циклами связаны морфологические и седиментационные результаты озерного экзогенеза. Известно, что жизнь озер четко увязывается с климатической ритмикой. В большинстве исследований озерный морфолитогенез традиционно увязывается с теплой и холодной эпохами, указывается, что их трансгрессии отвечают холодным эпохам, а регрессии — теплым. Но анализ отложений долгоживущих озер Дальнего Востока позволяет утверждать, что начала трансгрессий приходятся на конец теплых эпох, т. е. на стадии максимальной влагообеспеченности ландшафтов. Наивысшего уровня трансгрессии достигали в конце холодных эпох, в криоксеротические стадии. В.С. Гунова (1975), отмечая климатическую ритмику в жизни озера Неро, указывает на более тонкие зависимости для голоценового интервала — регрессии по ее данным происходят в теплые — влажные стадии, а трансгрессии — в холодные — влажные. Эти данные хорошо согласуются с выводами М.В. Кабайлене (1983), которая при реконструкции голоценовых уровней озер Литвы указывала на тесную связь с кривой осадков. А. Гарункштис для 7 озер Литвы, различающихся типом питания, отмечает усиление седиментации в периоды иссушения климата, ослабление — в периоды увеличения влажности.

Использование стадийного членения климатического ритма привело к существенным результатам в исследовании лёссов. Обычно лёссы рассматривались как образование холодной эпохи. Затем появились представления (Н.С. Болиховская), что лёссы и лёссовидные породы формируются и в теплые и холодные времена. Но многообразие обстановок формирования лёссово-почвенной формации выявлено Болиховской (1995) именно благодаря применению не только представлений о стадийной структуре климатических ритмов, но и последующих более полных, более детальных представлений об эволюции климатов в климатохронах. Она указывает, что образование лёссовых горизонтов Восточно-Европейской провинции лёссово-почвенной формации происходило во время не только всех стадий холодных эпох, включая и межстадиальные и межфазиальные потепления, но и во время термоксеротических стадий и эндотермальных похолоданий теплых эпох. Формирование почв происходило во время всех стадий теплых эпох, а также межстадиальных и межфазиальных потеплений и криогигротических стадий холодных эпох. Криоксеротические стадии холодных эпох характеризуются почти повсеместным развитием лёссовых покровов. По данным этого автора, лёссы Средне-Азиатской провинции формировались в холодные эпохи и термоксеротические максимумы теплых эпох, а почвы — в теплые эпохи, межстадиалы и криогигротические максимумы холодных эпох. Автор полагает, что предварительно можно сделать вывод, что образование лёссово-почвенной формации менее изученной Западно-Европейской лёссовой провинции обуславливалось теми же закономерностями.

Как видно из приведенных выводов Болиховской, формирование лёссовых покровов в холодные эпохи сдвинуто в сторону сухих стадий, а почвенных — в сторону влажных.

Касаясь эоловых процессов, естественно предположить их максимальную интенсивность в сухую эпоху ритма. Можно упомянуть о господстве эоловой переработки аллювия, выстилающего поверхность днищ долин на заключительном этапе их формирования, когда русловой поток начинает новую фазу врезания, — широко известны песчаные дюны на поверхностях низких надпойменных террас, формирование которых происходит именно в максимум сухой климатической эпохи. С этих позиций, по-видимому, можно проанализировать, например, формирование грядовых форм в днищах межгорных впадин Алтая (Рудой, 1997, 2000), сформированных на ледниковых отложениях в условиях сильнейших горно-долинных ветров.

Продуктивность применения рассматриваемого подхода может быть продемонстрирована и анализом экзогенеза других генетических типов рельефа и отложений. Можно, к примеру, привлечь внимание исследователей и к проблеме датирования ледниковых процессов. Традиционно во многих исследованиях холодные эпохи называются ледниковьями, и, практически, равнинные оледенения, сами являющиеся следствием климатической эволюции, приравниваются в стратиграфическом понимании к этим ледниковьям. Но можно полагать, что начало оледенений в горах и на равнинах не одновременно. Более того, оледенения имеют фазы нарастания и дегляциации, в функционировании которых безусловную роль играет количество атмосферных осадков.

Непрерывность перемещения материала на склонах также подвергается воздействию ландшафтно-климатических факторов, и указанный подход будет способствовать пониманию изменений интенсивности этих процессов, а также закономерной смены их типов в ходе климато-ландшафтных изменений.

ЛИТЕРАТУРА

Гричук М.П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода // Палеогеография четвертичного периода СССР. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 189–206.

Гричук М.П. О ритмах накопления аллювия в долинах рек и ритмах изменения климата в плейстоцене и голоцене // Продольный профиль рек и их террасы. М., 1978.

Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М., 1960.

ЛАНДШАФТЫ БЭРОВСКИХ БУГРОВ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ (ВОЗРАСТ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ)

А.А. Свиточ

Московский государственный университет, Москва, Россия

didacna@mail.ru

На обширной территории Северного Прикаспия от устья Кумы до нижней Эмбы местами встречается множество вытянутых, обычно субширотно ориентированных возвышенностей. Впервые они отмечены С. Гmeliным и С. Палассом. После работы академика К. Бэра, описавшего эти формы во время своего путешествия в Нижнее Поволжье в 1853–1856 гг., они называются бэровскими буграми. Одно из самых крупных скопления бугров располагается на Нижней Волге по обе стороны речной долины, в ее дельте и особенно на западной и восточной перифериях дельты в так называемых подступных ильменах. Красочное описание этих мест принадлежит К. Бэру: «Вид всей этой страны такой, как будто бы ее пропахали гигантским плугом, или будто кто-нибудь по еще мягкой поверхности ее провел борозды громадными палицами, без линейки, не придерживаясь строго одного направления» (Бэр, 1856, с. 198–199). Бугры и окружающие их открытые низменные пространства образуют необычайные для воображения ландшафты, состоящие из скопления таких геометрических форм рельефа как плоская равнина, усеянная субширотно ориентированными, четко очерченными гривами и холмами с покровом полупустынной растительности. Большую часть года они имеют выцветший бурый цвет и лишь ранней весной ярко зеленеют и покрываются цветными пятнами тюльпанов. Растительность окружающих пространств разнообразна. В пределах позднехвалынской равнины доминируют разнотравно-злаковые степи, на калмыцких песках — псаммофитные формации, в дельте р. Волги и в ильменах господствует водолубивая и галофитная растительность.

Главный элемент нижневолжских ландшафтов, бэровские бугры, морфологически представляют собой гряды различной протяженности, реже отдельные овальные холмы, кулисообразно или параллельно ориентированные. Вершины гряд слабовыпуклые либо уплощенные, иногда осложнены скоплениями эоловых песков. Склоны разной крутизны, часто выположенные маломощным шлейфом, обычно асимметричные, с более крутыми северными склонами. На участках, где бугры подрабатывались водами новокаспийской трансгрессии, склоны крутые, здесь в их основании прослеживаются 1–2 уровня новокаспийских террас.

В Нижнем Поволжье бугры распределены неравномерно, образуя ряд скоплений. На значительной части волжской дельты бэровские бугры уничтожены речной эрозией, либо морской абразией, здесь они часто разобщены. В западных и восточных ильменях бугры имеют наибольшее распространение, образуя неповторимые ландшафты. Основная масса бугров приурочена к территории распространения позднехвалынской трансгрессии Каспия, достигавшей абсолютной высоты около 0 м. Выше этой отметки они нигде не встречаются. Часть бугров располагается в районах, захватывавшейся новокаспийской трансгрессией (абс. отм. –20 м и ниже).

Бугры разделяются столь же протяженными понижениями глубиной 2–5 м и более, занятыми ильменями различной ширины, сорами и солончаками. Н.Н. Барбот де Марни (1862, с. 45) 150 лет назад, характеризуя этот рельеф, писал: «Бугры разделены продольными лощинами и расположены правильными рядами, большей частью так, что в том месте, где бугор кончается и примыкает к другому, там в соседних рядах развита середина бугров..., местами бугры бывают обнажены и поэтому имеют глубокие лощины, местами же ряды лежат на 1,5 и более версты один от другого».

Несмотря на длительный срок изучения бэровских бугров и образуемых ими ландшафтов, их происхождение до настоящего времени остается во многом загадочным. Это обусловлено рядом причин, в первую очередь – слабой изученностью отложений, слагающих бугры.

Основным элементом бэровских бугров является бугровая толща, определяющая главные черты их морфологии. По составу это преимущественно пески желто- и коричнево-бурые, мелкозернистые с большим количеством более крупных обломков – продуктов разрушения хвалынских шоколадных глин, с разнообразной текстурой, чаще диагонально-косослоистой и субгоризонтальной, образующей иерархию слоев. По азимутам их наклона резко преобладают слои, падающие на север и северо-запад, либо на юг и юго-запад. Большие расхождения отмечаются между азимутами простирания бугров (господствует субширотная ориентировка) и падением слоев (субмеридиональное).

По составу и положению среди бугровых отложений выделяются нижне- и верхнебугровая толща с резкой границей со следами перерыва и азимутальным и угловым несогласием, различающиеся между собой рядом признаков: 1) содержанием темноцветных компонентов, 2) характером залегания, 3) особенностями текстуры и т. д.

Анализ обширного документального материала по бэровским буграм определенно указывает на водное (морское) происхождение (бугровых) от-

ложений, слагающих аккумулятивные ядра бугров. Об этом прямо свидетельствуют:

- 1) строгое соответствие районов распространения верхнехвалынских отложений и бэровских бугров;
- 2) состав и строение бугровых отложений, состоящих из двух разных групп осадков — хорошо сортированные дальнепринесенные кристаллокластики и группы обломков шоколадных глин, вымытых из смежных межбугровых участков;
- 3) в бугровых отложениях установлены комплексы инситных солоноватоводных остракод и аутигенный глауконит.

Из разнообразных водных обстановок явное предпочтение имеет ситуация, предполагающая наличие обширных мелководий с резко и быстро меняющимися обстановками, с постоянными крупными нагонами по причине сильных ветров преимущественно субмеридионального направления и с наличием крупных стоковых течений волжских проток.

По устройству внутреннего строения бугров среди них выделяются два типа: 1) аккумулятивное ядро сложено ниже-верхнебугровыми толщами, 2) ядро сложено только одной из этих толщ. Отмеченные черты строения бугров свидетельствуют об особенностях их формирования — соотношении этапов аккумуляции и размыва. Устанавливаются пять этапов:

1 этап непосредственно предшествует образованию бэровских бугров. Он отвечает енотаевской регрессии (11—9 тыс. л.н.) и накоплению подбугровой толщи. Речные системы Нижнего Поволжья в это время протягивались далеко к югу на шельфе Северного Каспия, где располагались их дельтовые участки. По-видимому, основное значение этого этапа заключалось в континентальной проработке покрова нижнехвалынских отложений и их подготовке к последующему перемещению и концентрации в ядрах бугров.

2 этап — время формирования нижебугровой толщи, совпавшее с началом завершения максимальной (кушумской) эпохи позднехвалынской трансгрессии. Это был важнейший момент в истории возникновения бугров — образование системы субширотных гряд, во многом почти полностью совпадающих с ориентировкой и морфологией современных структур.

3 этап отвечает континентальному перерыву и частичному размыву преимущественно северных первичных склонов бугров. Об этом свидетельствует то, что в сохранившихся от уничтожения нижебугровых отложениях слои в основном падают к югу, т. е. уцелели южные части нижебугровой толщи.

4 этап соответствует накоплению верхнебугровых отложений, облекающих, реже прислоняющихся к частично размывым ядрам нижебугровых образований. Возможно, последние и были основными источниками поступления обломочного материала для верхнебугровых отложений. По всей видимости, это было время завершения конечной стадии (сартасской?) позднехвалынской трансгрессии. Если бы это происходило раньше, во время подъема уровня Каспия, то бугры были бы значительно размывы морем, либо совсем не сохранились.

5 этап охватывает длительную эпоху от окончания накопления верхнебугровых отложений до настоящего времени. Это время оформления современной морфологии бугров путем частичной их подработки речной эрози-

ей, морской абразией, водами ильменей, сорами, денудацией верхней части бугров, выполаживанием склонов золовыми и делювиальными покровами, солончаково-дефляционными процессами.

Как видно из пяти этапов только два прямо относятся к аккумуляции бугров, а в остальные происходило их частичное разрушение. Можно заключить: 1) накопление бугровой толщи происходило во время трансгрессивного стояния позднехвалынского Каспия, за крайне непродолжительный геологический срок (около 2 тыс. л.), в эпоху очень специфичной гидрологической обстановки; 2) формирование самих бугров охватывало и регрессивные эпохи, т. е. более продолжительное геологическое время, около 4 тыс. л.; 3) образование природного феномена, ландшафта бэровских бугров, имело еще большую продолжительность — практически весь голоцен.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64297).

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ МАТУЯМА-БРЮНЕС В ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

В.В. Семенов

Институт географии РАН, Москва, Россия

paleo@online.ru

Граница Матуюма-Брюнес (М/Б), возрастная позиция которой на основании данных абсолютного датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Baski et al., 1992) и моделирования с привлечением для расчетов орбитальных параметров Земли (Shackleton et al., 1990; Bassinot et al., 2004) оценивается в 780 тыс. лет, имеет исключительно важное значение для хроностратиграфических и палеогеографических построений позднего кайнозоя и прежде всего, — четвертичного периода. Анализ имеющихся в литературе данных (подчас противоречивых), а также полученные автором материалы говорят о том, что стратиграфическое положение границы М/Б не интерпретируется однозначно. Возникает необходимость вернуться к этому вопросу еще раз. Территорию распространения лёссовой формации Восточно-Европейской равнины по географическому положению и геологическому строению можно разделить на две области, линией раздела которых является граница распространения крупнейшего в Восточной Европе Донского ледникового языка. В области распространения донского оледенения отложения, перекрывающие нижнеплейстоценовую лёссово-почвенную серию, представлены преимущественно мореной. Южнее, куда ледник не доходил, этот стратиграфический интервал представлен мощной толщей лёссов, разделенные несколькими уровнями эмбрионального почвообразования. Важнейшим стратиграфическим репером в ледниковой области является морена донского оледенения, возраст которой на основании микротериологических данных определяется как раннеплейстоценовый. Именно здесь изучены богатейшие в Европе (как по

видовому составу, так и в количественном отношении) коллекции пресноводных моллюсков и остатков мелких млекопитающих, относящихся к нижнему плейстоцену, начиная с его самых ранних этапов.

Источником местонахождений остатков мелких млекопитающих являются русловой аллювий, пресноводный мергель, гиттии. Особым типом захоронения являются древние норы землероев (кротовины), генетически связанные с горизонтами погребенных почв (Красненков и др., 1984). Эта фауна, объединяемая в тираспольский комплекс и соответствующая по времени интервалу существования кромерских фаун Западной Европы, рассматривается как ассоциация, начальными этапами существования которой считается появление первых полевок рода *Microtus*, а последними — окончательное исчезновение корнезубых полевок рода *Microtus* и замещение их некорнезубыми водными полевками рода *Arvicola* (Красненков и др., 1984; Агаджанян, 1992). Вышеуказанные обстоятельства делают этот регион благоприятным объектом для изучения стратиграфии нижнего плейстоцена, в том числе и для палеомагнитных исследований. Палеомагнитные исследования лёссовой формации ледниковой области проводились в разное время М.А. Певзнером, В.В. Семеновым, И.К. Богомоловой, Г.А. Пospelовой, З.В. Шароновой, Е.И. Вириной.

Одним из наиболее стратиграфически полных из известных в настоящее время является разрез Лог Красный, расположенный в районе с. Урыв Острогожского района Воронежской области. Этот разрез охарактеризован микротириологически существенно детальней, чем разрез-стратотип петропавловской свиты. Так, в петропавловском аллювии, подстилающем лёссово-почвенную толщу, изучены древнейшие представители тираспольского фаунистического комплекса. Из кротовин в горизонте лёсса, залегающего под второй додонской почвой (терновской по региональной стратиграфической схеме Р.В. Красненкова), известна значительно более продвинутая (среднетираспольская териофауна). В разрезе Лог Красный детально изучен не только характер поведения магнитного поля, но и состав минералов-носителей магнитных свойств пород, проведена оценка размеров зерен магнитных минералов (Пospelова и др., 1997). Здесь охарактеризована в палеомагнитном отношении погребенная почва (петропавловская), венчающая петропавловский аллювий. Она, как и петропавловская свита в целом, намагничена полностью обратно (Пospelова, Левковская и др., 1998; Семенов, 1999). Слабовыраженный (около 8 см) лёсс (покровский), залегающий на петропавловском аллювии, характеризуется (по трем микроуровням) аномальным направлением намагниченности. Учитывая то, что долготный диапазон перемещения ВГП (виртуального геомагнитного полюса) укладывается в таковой для инверсии М/Б (Гурарий, 1988), мы считаем, что на данном интервале разреза зафиксирован фрагмент инверсионного перехода (инверсии) М/Б. Таким образом, инверсия М/Б в данном разрезе проходит над петропавловской свитой (Пospelова и др., 1998).

Разрез Стрелица, вскрытый в Стрелицком карьере вблизи г. Воронеж, на правобережье р. Дон (Величко и др., 2002а). Под донской мореной вскрыты четыре погребенные почвы, причем верхняя из них существенно преобразована ледником и выделяется по данным микроморфологического изу-

чения образцов. Вся эта толща залегает на красноцветных суглинках. В хрон Брюнес в этом разрезе попадают две верхние погребенные почвы (при детальном отборе образцов инверсия М/Б не выявлена). Две нижележащие почвы характеризуются обратным направлением намагниченности и сопоставляются с верхней частью хрона Матуяма. Близкая стратиграфическая ситуация наблюдается и в разрезе Себряково-Михайловка, расположенном в карьере Себряковского цементного завода (Волгоградская область) и отстоящим от разреза Стрелица на 400 км. (Величко и др., 2002a) Здесь под мореной вскрыты три погребенные почвы, верхняя из которых также преобразована ледником, но сохранилась значительно лучше, чем в разрезе Стрелица. В этом разрезе в хроне Брюнес находятся также две верхние погребенные почвы. Нижняя погребенная почва (балашовская по стратиграфической схеме А.А. Величко (1997)) намагничена обратно и сопоставляется с верхней частью хрона Матуяма.

Таким образом, в трех разрезах (парастратопитах) выделяется разное количество додонских погребенных почв в хроне Брюнес. В разрезе Лог Красный в хроне Брюнес под донской мореной находятся три погребенные почвы. В разрезах Стрелица и Себряково-Михайловка в хрон Брюнес попадают только две погребенные почвы. Некоторые исследователи считали, что в ряде разрезов лёссовой формации ледниковой области (Стрелица, Тростнянка, Тогайка и др.) часть лёссовой толщи «сорвана» ледником (Ударцев, 1980; Красненков и др., 1992). Такая точка зрения заслуживает внимания. В разрезе Лог Красный додонская лёссово-почвенная толща подстилается петропавловским аллювием, в Стрелице она залегает на красноцветных глинах. В.П. Ударцевым (1980) в разрезе-стратотипе Петропавловка (Яр Денисов) вскрыт нижний контакт петропавловской свиты, четко указывающий на вложение этой свиты в подстилающие красноцветные глины. Таким образом, в разрезе Стрелица стратиграфический интервал, соответствующий петропавловской свите, отсутствует. Более того, в разрезе Стрелица в 350 м юго-восточнее основной расчистки, вскрывающей додонскую лёссово-почвенную толщу, донская морена залегает на красноцветных глинах, что также указывает на воздействие ледника на подстилающие отложения. Действительно, в обоих разрезах отчетливо видны следы динамического воздействия ледника на верхний подморенный почвенный уровень, однако положение границы М/Б в этих разрезах под донской мореной ниже только двух почвенных уровней можно объяснить и другими причинами (например, расщеплением почв в условиях склона). Примером такого расщепления погребенной почвы является разрез Тростнянка, опубликованный нами ранее (Красненков и др., 1993). Он расположен на западной окраине одноименного села в Балашовском районе Саратовской области на левом склоне долины р. Хопер. Здесь под донской мореной (в двух расчистках) вскрыто четыре погребенные почвы, причем верхняя из них преобразована ледником. Все погребенные почвы, подстилаемые в этом разрезе плиоценовым аллювием, намагничены прямо. Нижележащий аллювий характеризуется обратной намагниченностью. Изученные Н.Е. Казанцевой коллекции мелких млекопитающих из кротовин в лёссе под первой погребенной почвой (расчистка 1) и из таковых под второй почвой (расчистка 2) показали их прак-

тически полную идентичность по видовому составу (Казанцева, 1987; Красненков, 1993), что, несомненно, указывает на расщепление погребенной почвы в этом разрезе. Важным также является разрез Троицкое (Ново-Троицкое), расположенный на р. Савале (Новохоперский район Воронежской области). Этот разрез интересен тем, что здесь под третьей додонской почвой сохранился сравнительно большой по мощности (1,1 м) горизонт лёсса (в Логу Красном этот лёсс имеет мощность 8 см). Палеомагнитное изучение образцов поводилось Е.И. Вириной. Эти исследования показали, что «все три почвы лежат в пределах прямой полярности Брюнес... палеомагнитные исследования шести образцов из горизонта лёсса, подстилающего троицкую погребенную почву, у выявили их отчетливую прямую полярность» (Кравые образования..., 1985, с. 41).

Опубликованные ранее данные по разрезу Стрелица указывают на то, что граница М/Б проходит непосредственно под донской мореной: «нам не удалось выявить интервалы прямой полярности в додонских лёссово-почвенных отложениях ... у большинства образцов диаграммы Зийдервельда были плохими» (Вирина, Фаустов, 1998, с. 14–15). Позднее, в другой работе дается несколько другая интерпретация тех же данных «образец из терновской почвы имеет обратную намагниченность, а из колешнянского лёсса — аномальное направление» (Фаустов, Вирина 2001, с. 25). Окончательный результат палеомагнитных исследований в определенной степени зависит от времени, прошедшего от отбора образцов до магнитометрических измерений (Храмов и др., 1967). Мы высказывали ранее свои соображения, как может получиться обратная («техническая») намагниченность образцов и в лабораторных условиях (Величко и др., 2002б). В 2000 г. по инициативе С.М. Шика сотрудниками лаборатории эволюционной географии Института географии РАН под руководством А.А. Величко была проведена экспедиция на разрез Стрелица с целью повторного отбора образцов (ориентированных кубиков с ребром 20 мм, по 2–4 образца из микроуровня) для палеомагнитных исследований и детального изучения погребенных почв. Был также осмотрен разрез Лог Красный с отбором образцов для микроморфологических исследований. Несколько позднее нами изучался близкий по строению разрез Себряково-Михайловка в Волгоградской области. Осуществлен ступенчатый нагрев образцов от 100 до 600 °С с шагом 50 °С, а в интервалах температур 250–400 °С — через 30 °С, проведено контрольное размагничивание переменным полем (поэтапно) до 150 мТ. Выполнен компонентный анализ NRM пород, получены вполне читаемые кривые Зийдервельда. Так, например, в разрезе Стрелица, на глубине 20,7 м. Jn° (ChRM) имеет следующие угловые параметры: D = 358°, I = 67°, которые с незначительными вариациями выдерживаются вплоть до донской морены (Величко и др., 2002а). (О стратиграфической интерпретации полученных палеомагнитных данных уже говорилось выше). В изучение палеомагнетизма внеледниковой области лессовой формации Восточно-Европейской равнины, несомненно, самый значимый вклад сделан А.Н. Третьяком, впервые начавшим эти работы в начале 60-х гг. в пределах Северного Причерноморья и продолжавшим их в течение многих лет в бассейнах рек Днепр, Днестр и Десна, в пределах широтной полосы 45–50° (Третьяк, 1967; Третьяк, Волок, 1982). Позднее ис-

следования здесь проводили Г.А. Поспелова, З.Н. Гнибиденко (1972), М.А. Певзнер (Величко и др., 1983), С.С. Фаустов и Е.И. Вирина (Разрез..., 1976), Е.И. Вирина, В.П. Ударцев (1992), А.И. Цацкин и др. (1998). Многими исследователями инверсия М/Б фиксируется в сульском горизонте лёсса (по стратиграфической схеме М.Ф. Веклича) (Веклич, 1968; Третьяк, 1983, Вигилянская, Дудкин, 1992; Поспелова и др., 1992).

Известные стратиграфические схемы лёссовой формации Восточно-Европейской равнины (Веклич, 1968; Величко др., 1997) различаются по степени геохронологического обеспечения и, как следствие этого, различной стратиграфической интерпретацией горизонтов погребенных почв. Поэтому их корреляция до настоящего времени в значительной степени затруднена (Семенов, 1999). Певзнером в разрезе Шамин, расположенном в бассейне р. Сал – левого притока Дона, граница М/Б выявлена в водных суглинках, подстилающих лёссово-почвенную толщу, и, судя по характеру поведения наклонения, достаточно уверенно (Величко и др., 1983). Вириной и Ударцевым изучены разрезы Воздвиженка и скважин 0-3 и Н-П (Азово-Кубанский водораздел) и скважин 0-1 и 0-2 (бассейн Нижнего Дона, в окрестностях г. Волгодонска). В разрезе 0-3 граница М/Б проводится в горизонте мощного лёсса, залегающего под воронской почвой и осложненного тремя уровнями «интерстадиального» почвообразования, в разрезах ВД-1, ВД-2 и Воздвиженка этот изохронный уровень проходит в том же лёссе примерно в средней его части («интерстадиальные» почвы, судя по рисунку, в этих разрезах отсутствуют) и, наконец, в разрезе Н-П граница М/Б зафиксирована в нижней части лёсса, залегающего (опять же, судя по рисунку) не под воронской почвой, а под более древней. Во всех указанных разрезах, за исключением Воздвиженки, зафиксированы аномальные горизонты, которые «вероятно являются отражением раннеплейстоценовых экскурсов геомагнитного поля» (Вирина, Ударцев, 1992). Следует заметить, что в разрезах 0-3 и Н-П некоторые аномалии «лежат» на обратной полярности хрона Матуяма. Если указанные аномалии отражают экскурсии хрона Брюнес, то они должны быть отделены от хрона Матуяма интервалами прямой полярности. Некоторые аномалии в вышеуказанных разрезах выделены только по одному микроуровню, но может быть это и не удивительно, т. к., например, по разрезу скв. ВД-2 (около 49 м) изучались образцы только по 38 уровням, по скв. Н-П, где палеомагнитными данными охвачено 48 м, изучены образцы по 38 уровням и т. д. Важными представляются также разрезы Отказное (Ставрополье) и Кубань (Краснодарский край, у г. Усть-Лабинск) изученные Вириной и С.С. Фаустовым (1990). Палеомагнитная корреляция указанных разрезов достаточно противоречива. Так, в разрезе Оказное граница М/Б проводится в мощном (ок. 30 м) донском лёссе, в разрезе Кубань этот изохронный уровень фиксируется «под второй красноцветной почвой в лёссе, заведомо до донского возраста» (Вирина и др., 1990, с. 121). Интересные и очень детальные палеомагнитные данные получены А.И. Цацкиным с соавторами по разрезу Роксоланы. Здесь граница М/Б проходит в нижней части горизонта лёсса по шестой погребенной почвой (Tsatskin et al., 1998).

В практике палеомагнитных исследований за границу М/Б мы часто принимаем уровень смены обратной полярности (хрон Матуяма) на пря-

мую (хрон Брюнес). Инверсионный переход, если он обнаруживается на определенном интервале разреза, в настоящее время принято относить к хрону последующему. Этот «переход» (инверсия), отражающий в разрезе траекторию перемещения палеополюса из одного полушария в другое и специфические характеристики геомагнитного поля того времени, в абсолютном изученных в палеомагнитном отношении разрезов лёссовой формации Восточно-Европейской равнины не зафиксирован или зафиксированы только фрагменты этого перехода (Семенов, 1999). Последнее можно объяснить неполнотой геологической летописи, низкой скоростью седиментации и другими причинами (в отдельных случаях, по-видимому, разреженным отбором образцов для палеомагнитных исследований). Отсутствие инверсионного перехода в разрезах, длительность которого оценивается около 10 тыс. лет (Гуарий, 1988), свидетельствует о наличии стратиграфического перерыва, по меньшей мере, такого порядка. Не вызывает сомнений, что инверсия М/Б в ледниковой области Восточно-Европейской равнины проходит стратиграфически значительно ниже донской морены. Для решения вопроса о количестве погребенных почв между донской мореной и инверсией М/Б в этом регионе необходимы детальные палеопедологические исследования наиболее полных (стратотипических) разрезов (таких как Троицкое, Лог Красный, Тогайка и др.), которые до настоящего времени не проводились. Для уточнения положения инверсии М/Б внеледниковой области, по-видимому, необходимо изучение новых разрезов с использованием одновременно палеопедологических, палеомагнитных и микротериологических исследований (поиски териофауны из нор древних землероев).

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К.* Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Ин-т географии РАН, 1992. С. 37–47.
- Величко А.А. и др.* Доклады РАН. 2002а. Т. 386. № 2. С. 240–244.
- Величко А.А. и др.* Магнетизм и палеомагнетизм горных пород. М-лы семинара. Борок, 19–20 окт. 2002. М.: «ГЕОС», 2002б. С. 23–25.
- Величко А.А. и др.* Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: Ин-т географии РАН, 1997. С. 13.
- Величко А.А. и др.* Доклады АН СССР. 1983. Т. 269. № 5. С. 1147–1150.
- Веклич М.Ф.* Стратиграфия лёссовой формации Украины и соседних стран. Киев.: Наук. думка, 1968. 238 с.
- Вигилянская Л.И., Дудкин В.И.* Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Киев.: Наук. думка, 1982. С. 6–11.
- Вирина Е.И., Ударцев В.П.* Корреляция палеогеографических событий материк-шельф-океан. М.: МГУ, 1992. С. 176–183.
- Вирина Е.И., Фаустов С.С.* Палеомагнетизм подморенных отложений разреза Стрелица. Тез. докл. Семинара. Борок. 26–30 окт. 1998. М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 13–15.
- Вирина Е.И. и др.* Четвертичный период: методы исследования. Стратиграфия и экология. Тез. VII Всесоюзн. совещ. Т. 1. С. 121–122.
- Гуарий Г.З.* Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое. М.: Наука, 1988. 205 с.
- Казанцева Н.Е.* Палеогеографические условия обитания нижнеплейстоценовых мелких млекопитающих бассейна Среднего Дона: Автореф. канд. дис. М., 1987. 23 с.

Краевые образования материковых оледенений. Путеводитель экскурсий VII Всесоюзн. Совещ. М.: Наука, 1985. С. 41.

Красненков Р.В. и др. Бюлл. региональн. межведомствен. Комиссии по центру и югу Русской платформы. М.: РМСК, 1993. Вып. 2. С. 138–143.

Красненков Р.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: ВГУ, 1985. 204 с.

Поспелова Г.А. и др. Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 1. С. 106–109.

Поспелова Г.А. и др. Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т.6. № 2. С. 65–80.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных отложений Южного Приднестровья. Геофиз. Сборник АН УССР. Киев: Наук. Думка, 1972. Вып. 47. С. 55–56.

Семенов В.В. Бюлл. по изуч. четвертичн. периода. 1999. № 63. С. 94–101.

Третьяк А.Н. Палеомагнетизм позднечетвертичных и четвертичных отложений Украины. Киев: Наук. Думка, 1967. С. 4–17.

Третьяк А.Н., Волок З.Е. Палеомагнитная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Приднестровья и юго-запада Молдавии. Киев: Наук. думка, 1982. С. 31–47.

Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 20–72.

Фаустов С.С., Вирина Е.И. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 2001. № 64. С. 21–30.

Храмов А.Н., Шолто Л.Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 252 с.

Baski A.K. et al. Science. 1992. Vol. 256. P. 356–357.

Bassinot F.C. et al. Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Shackleton et al. Soc. Edinb.: Earth Sci. 1990. Vol. 81. P. 251–261.

Tsatskin et al. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 143 (1998). P. 111–133.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЭКСПЕРТИЗА СОСТОЯНИЯ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ПРИРОДНОГО КОМПЛЕКСА В ДОНСКОМ РЕГИОНЕ

**Н.Г. Судакова, С.И. Антонов, А.И. Введенская,
В.А. Костомаха, Г.М. Немцова**

Московский государственный университет, Москва, Россия

antonov@morpho.geogr.msu.ru

Геоэкологическое состояние сложных природно-хозяйственных систем определяется взаимодействием разнообразных факторов: антропогенных, геологических, геоморфологических, ландшафтно-климатических, а также экзогенных процессов. Однако для общей оценки реальности риска возникновения опасных явлений важен не только вклад отдельных компонентов, но в большей мере анализ их взаимодействия и развития в единой системе. Актуальная проблема геоэкологии — поиск региональных закономерностей формирования и изменчивости природного комплекса как в пространстве, так и во времени. В соответствии с этим очевидна необходимость системного подхода к изучению состояния стабильности природных систем.

В этой связи особенно ответственна роль палеогеографической (ПГ) экспертизы интегральных оценок состояния устойчивости природной среды и ее причинной обусловленности, которая проводится на основе установленных закономерностей развития ПГ обстановки. При этом, важно наряду с современными различать и анализировать унаследованные от предшествовавших смен ПГ условий отличительные особенности геосистем, поскольку, как показывает опыт (Новейшие отложения..., 2004; Судакова и др., 2000, 2002, 2004а,б), вклад унаследованных признаков в суммарную оценку геоэкологической устойчивости систем весьма существенный.

Выбранный в качестве примера для реализации этой программы Донской регион неоднороден в природном отношении, что благоприятствует его пространственной дифференциации по комплексу признаков. Вместе с тем, зональные обстановки испытывали в плейстоцене неоднократные кардинальные перестройки: от межледниковых до перигляциальных и ледниковых; от гумидных к аридным (Новейшие отложения ..., 2004). Последовательное преобразование зональных и аazonальных черт морфолитосистем нашло прямое отражение в геоморфологических особенностях, в типе строения опорных разрезов, в литологии новейших отложений. Отсюда морфолитооснова — важнейшее базовое понятие для установления общих тенденций развития природной среды и состояния ее устойчивости.

Многофакторность и многокомпонентность геосистем, их закономерная изменчивость в пространстве и во времени осложняют определение истинного геоэкологического состояния природного комплекса в конкретных районах и требуют разработки специальной стратегии исследования и научно обоснованной общей оценки их экологической устойчивости. Руководящим принципом целесообразно избрать пространственно-временной анализ природных систем. Предлагается конструктивное методическое решение этой проблемы на базе комплексного эколого-палеогеографического районирования территории с целью выявления региональных закономерностей развития морфолитогенеза. В основу такого районирования положен анализ серии ПГ, геологических, геоморфологических, инженерно-геологических карт по разновозрастным ПГ срезам. Преимущества многоцелевого эколого-палеогеографического районирования — во всестороннем анализе и учете, как пространственного разнообразия, так и эволюционных тенденций порайонной изменчивости показателей геосистем. Это позволяет получить более обоснованную интегральную количественную оценку устойчивости природной среды, что показано на примере различных регионов Русской равнины (Судакова и др., 2000, 2002, 2004а,б).

В разработанной к карте легенде нашли отражение такие критерии, как ПГ зональная обстановка, геолого-тектонические, морфоструктурные, особенности дочетвертичной поверхности, строение и со-

став четвертичного покрова, геоморфологическая ситуация и рельефообразующие процессы. По каждой единице районирования дана комплексная характеристика. Эту многослойную по времени и пространству информацию о состоянии природной среды наряду с антропогенным воздействием необходимо учитывать при оценке устойчивости морфолитоосновы.

По комплексу критериев на обобщающей карте выделены единицы районирования различного таксономического ранга (рис. 1.25; табл. 1.8). Выявляются шесть провинций, отличающихся контрастными геолого-геоморфологическими особенностями в тесной связи с тектоническими структурами. Провинции включают 16 областей, различающихся по типу строения рельефа и разреза плейстоценовой толщи, особенностями местных питающих провинций. Области подразделяются на районы с характерным для каждого из них однотипным строением разреза и мощностью одного порядка, а также спецификой экзогенных процессов – их направленностью и интенсивностью.

Факторы природной устойчивости разнообразны, многочисленны и тесно взаимосвязаны между собой. Важнейшие из них, снижающие устойчивость: контрастный рельеф, литологическая неоднородность по простиранию маломощного четвертичного покрова, близкое залегание к поверхности коренных (особенно карстующихся) пород в сочетании со значительной глубиной и густотой расчленения рельефа, высокий уровень грунтовых вод, разнообразие и интенсивность экзогенных процессов. Ослаблению устойчивости морфолитосистем способствует приуроченность к областям тектонических поднятий и разломов. Пространственные и возрастные закономерности рельефо- и осадкообразования служат основой для порайонной оценки устойчивости морфолитосистем. На прилагаемой карте (рис. 1.25; табл. 1.8) территориальные подразделения различаются по степеням устойчивости морфолитоосновы (впервые дана их балльная оценка). Установленные пространственно-временные закономерности морфолитогенеза способствуют выявлению зон потенциального экологического риска и прогнозированию перспективного развития геоэкологической обстановки в конкретных районах Донского региона (Новейшие..., 2004).

Таким образом, проведенный региональный ПГ анализ особенностей морфолитогенеза Донского региона подтверждает целесообразность дифференцированного подхода к порайонной оценке экологической опасности природных объектов в экстремальных условиях. При этом следует подчеркнуть, что приоритетный ПГ подход к изучению закономерностей формирования и развития геосистем на базе комплексного эколого-палеогеографического районирования создает реальные предпосылки для выработки адресной интегральной оценки состояния экологической устойчивости природной среды. ПГ экспертиза устойчивости повышает надежность и эффективность общих геоэкологических построений.

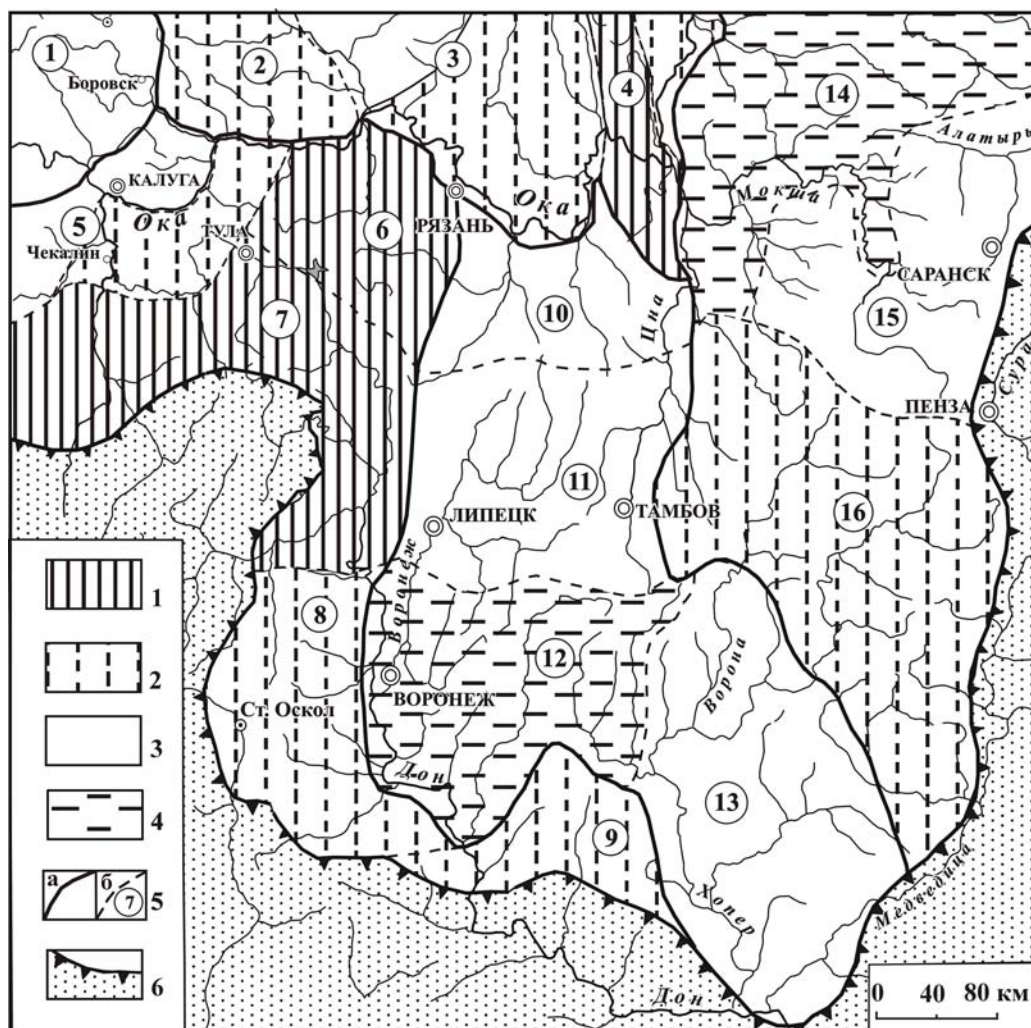


Рис. 1.25. Эколого-палеогеографическое районирование Окско-Донского региона. Геоэкологическая устойчивость территорий: 1 – неустойчивые (1 балл), 2 – слабоустойчивые (1–2 балла), 3 – среднеустойчивые (2 балла), 4 – относительно устойчивые (2–3 балла); 5 – эколого-палеогеографические границы: а) провинций, б) областей; 6 – граница внеледниковой зоны

Таблица 1.8. Легенда к карте «Эколого-палеогеографическое районирование Окско-Донского региона»

I. Единицы районирования		II. Факторы формирования морфолитосистем						Устойчивость морфолитосистем (в баллах)	
Провинция	Область, район	A. Коренное основание		Б. Зоны разновозрастных оледенений	B. Геоморфология		Г. Четвертичный покров		Д. Преобладающие экзогенные процессы*
		Тектонические структуры	Палеорельеф	Абс. отметки, м	Геологическое поле, формация	Тип рельефа	Абс. отметки, м	Мощность, м	Поверхностный горный зонт
I. Вяземско-Уваровская	1. Боровская	Московская синеклиза	Карбонное плато	150-190	C ₂ , C ₁	Moreнное плато	180-230	30-90	pI-III 1,5-3,0
	2. Окско-Пахринская			120-180	C ₂ , J ₃ , K ₁	Озерно-ледниковая равнина	175-200	10-25	pI-III 1,5-3,0
	3. Мещерская		Мезозойская равнина	80-120	J ₃ , K ₁ , N, C ₂	Аллювиально-зандровая низина	90-130	10-40	a, f II-III 1, b III-IV
	4. Окско-Цнинская			100-150	C ₃ , J ₃ , C ₂	Поклонная моренная равнина	130-160	20-40	pI-III 1,5-3,0
III. Среднерусская возвышенность	5. Калужско-Чкалинская а), б)	Воронежская антеклиз	Возвышенность на палеозойско-мезозойском основании	160-220	K ₁ , J ₃ , C ₁	Эрозионная холмистая равнина	170-250	15-20	pI-III 1,5-2,0
	6. Михайловская			160-200	C ₁	увалистая равнина			pI-III 3,0-5,0
	7. Верхне-Донская, а), б)			120-180	K ₁ , J ₃ , C ₁	Эрозионно-денудационная возвышенность	180-200	15-20	pI-III 3,0-7,0
	8. Доно-Оскольская, а), б)			200-240	K ₁ , J ₃ , C ₁ , D ₃		190-270	5-20	pI-III 3,0-7,0
IV.	9. Калачская		Плато	150-170	K ₂ , K ₂	Эрозионная возвышенность	200-240	20-40	pI-III 5, ш-10,0
								25-45	pI-III 8,0-10,0

Окончание табл. 1.8

I. Единицы районирования		II. Факторы формирования морфолитосистем										Устойчивость морфолито-систем (в баллах)									
Провинция	Область, район	А. Коренное основание				Б. Зоны разнорастительных оледенений	В. Геоморфология		Г. Четвертичный покров		Д. Преобладающие экзогенные процессы*										
		Тектонические структуры	Палеорельеф	Абс. отметки, м	Геологическое поле		Тип рельефа	Абс. отметки, м	Мощность, м	Поверхностный горный зонт,											
V. Окско-Донская равнина	10. Паранская	Рязано-Саратовский провинциальный	Неогеновая равнина	120-150	ok, dns	N ₂ , K ₁ , J ₃	130-200	Моренно-зандровая равнина	18-20	pl-III 2,0-10,0	O, Оп	2-3									
	11. Тамбовская			120-160					15-20												
	12.Эртильская			100-130					Аллювиально-зандровая равнина				25-40	pl-III около 10	O, Эо	3					
	13.Хоперско-Медведицкая			80-130									40-50	pl-III 8,0-11,0			O, Эо	2			
VI. Приволжское поднятие	14. Нароватовская а), б)	Токмовский свод	Мезозойская равнина	90-150	ok	J ₃ K ₁ , J ₃	100-150	Долинно-зандровая равнина	40-70	pl-III 0-3,0	O, Оп, Эо	2									
	15. Мордовская			140-210					ok				Моренно-зандровая равнина	10-20	O, К, Оп	2					
				Мезозойская возвышенность										180-250			ok, dns	Эрозионно-денудационная возвышенность	10-30	К, Оп, Ос	2
														16.Чембарская					180-280		

Примечание: * Преобладающие экзогенные процессы: К – карст, О – овражная эрозия, Оп – оползни, Ос – осыпи, Эо – эоловые процессы, Т – торфообразование, Э – эрозионное расчленение.

ЛИТЕРАТУРА

Новейшие отложения и палеогеография Окско-Донской древнеледниковой зоны / Отв. ред. Н.Г. Судакова и др. Смоленск: Изд-во Маджента, 2004. 120 с.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Немцова Г.М. Палеогеографические подходы к решению геоэкологических проблем Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М., 2000. С. 128–148.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Немцова Г.М. Палеогеографическое районирование и оценка устойчивости морфолитосистем // Вестник МГУ. Сер. географ. 2002. С. 23–28.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Геоэкологическая устойчивость морфолитосистем Окско-Волжского региона в связи с палеогеографическим районированием // Экология антропогена и современности: природа и человек. СПб., 2004. С. 77–82.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. и др. Геолого-геоморфологические предпосылки устойчивости морфолитосистем в центре Русской равнины // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 2. С. 77–84.

ЦИКЛИЧНАЯ СМЕНА ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ КАК МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЁССОВ ПРИАЗОВЬЯ

С.А. Сычева, А.А. Гольева

Институт географии РАН, Москва, Россия

sychevasa@mail.ru

В настоящее время полигенетическое происхождение лёссов и лёссовидных пород с участием эоловых, солифлюкционных, делювиальных, пролювиальных, аллювиальных, почвенных и других процессов не вызывает сомнения и является наиболее распространенной точкой зрения. Выделяют процессы и этапы отложения лёссовидных пород и последующего преобразования под воздействием почвообразования и диагенеза. Вместе с тем до сих пор мало известна синтетическая субаэрально-струевая теория Р.С. Ильина¹, высказанная им в начале 30-х гг. прошлого столетия, основанная на роли циклической смены палеоусловий в образовании лёссов. Согласно Ильину, для того, чтобы порода стала лёссом, она должна пройти полный цикл развития в течение климатического цикла: от отложения различным способом в начале цикла, склонового перемещения, последующего почвообразования в аридных холодных или жарких условиях, заканчивая диагенезом вновь созданной почвопороды после погребения.

Подтверждение циклического механизма образования лёссов мы получили, изучая лёссовидные суглинки в окрестностях верхепалеолитического комплекса Каменная балка 2 (КБ-2). Как показали результаты детальных комплексных палеогеографических, археологических и геохронологических

¹ Ильин Ростислав Сергеевич (родился в 1891 г. — расстрелян в 1937 г.) — выдающийся землевед-эволюционист, геолог, почвовед, ученый широкого профиля, создававший свои труды в тюрьмах и ссылках.

исследований, именно неоднократно, сложная, иерархически построенная, циклическая смена палеоэкологических условий приводит к образованию покровной породы, обладающей характеристиками лёссов.

Стоянка КБ-2 расположена в приборочной части правого склона Каменной балки в низовьях Дона. Исследованиями М.Д. Гвоздовер, Н.Б. Леоновой и др. было установлено, что три культурные слоя (КС) стоянки КБ-2 залегают в трех пачках лёссовидных суглинков: КС3 — в кровле бурой (средневалдайской), КС2 — в палевой (поздневалдайской) и КС1 в основании палево-бурой (валдайской позднеледниковой) (Леонова и др., 2000). Культурные слои связаны с нарушенными в разной степени, погребенными инициальными почвами: мартыновской, первой и второй каменнобалковскими. Радиоуглеродный возраст второй каменнобалковской почвы, определенный по препарату гуминовых кислот, составляет 14750 ± 150 BP (Ki-8215). ^{14}C -возраст основного культурного слоя (КС-2), развитого выше этой почвы, полученный по коллагену костного угля в той же лаборатории — 14330 ± 150 BP (Ki-9379).

Вместе с тем сами все пачки и особенно «палевая», подвергнутая наиболее тщательному изучению (отбор образцов на микробиоморфный и микроморфологический анализы проводился через 5–10 см), оказались циклически построенными. В палевой пачке отмечены следы не менее двух нарушенных пионерных почв (каменнобалковских). КС2 включает стерильные прослои, не содержащие антропогенных артефактов (орудий и отщепов кремня). В результате микробиоморфного анализа удалось установить неоднократно и закономерную смену палеоэкологических условий при формировании палевой лёссовой пачки. Первоначальный размыв и накопление пролювиально-аллювиальных наносов склоновыми водотоками (обилие спикул губок в породе) происходил в условиях относительно прохладного, более влажного климата поздневалдайского стадиала, когда в ближайшей округе произрастали хвойные деревья. Он сменился непродолжительным периодом стабилизации морфолитогенных процессов и формированием пионерной бурой почвы в наиболее благоприятных теплых и относительно влажных условиях последующего межстадиала. Развитие почвы отражается накоплением наибольшего количества фитоцитов хвойных пород. В эту время происходит освоение человеком местообитания под стоянку. Формирование культурного слоя стоянки нарушило пионерную почву. Среди фитоцитов этих наносов стали преобладать луговые злаки. Последующие ухудшение климатических условий в сторону иссушения привело к усилению морфолитогенных процессов: вначале делювиальных, а затем эоловых процессов. Последующее похолодание отразилось в преобладании фитоцитов опушенных (тундровых) растений. В это время люди были вынуждены покинуть стоянку и поселиться в более защищенных ландшафтах. Остатки пионерной бурой почвы и развитого на ней культурного слоя на склонах северной и восточной экспозиции перекрывались делювиально-эоловыми наносами, содержащими наименьшее количество фитоцитов. Подобная двух-трехкратная смена природных условий и привела к формированию палевой пачки — поздневалдайского лёсса Приазовья.

ОСОБЕННОСТИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОСКОПИИ ПЕСЧАНЫХ КВАРЦЕВЫХ ЗЕРЕН

С.Н. Тимирева, А.А. Величко

Институт географии РАН, Москва, Россия

paleo@online.ru

Изучение поверхности песчаных кварцевых зерен из разрезов Семибалки-1 и Порт-Катон содержит важную информацию, необходимую для реконструкции динамики среды и условий осадконакопления на протяжении межледниковых и ледниковых эпох плейстоцена для аридных районов юга Восточно-Европейской равнины. Из указанных разрезов анализировались песчаные кварцевые зерна размером 0,5–1,0 мм из всех вскрытых генетических горизонтов.

В основании субаэральной толщи залегают лиманно-морские отложения. Выше в разрезах выделено четыре педокомплекса: воронский, инжавинский, каменный и мезинский. В разрезе Порт-Катон по палеопедологическим и микротериологическим данным в нижнем (воронском) педокомплексе выделена еще одна более ранняя стадия почвообразования (Величко и др., 2005).

Песчаные кварцевые зерна из *лиманно-морских отложений* (тираспольского возраста), залегающих в нижней части разрезов Семибалки-1 (рис. 1.26) и Порт-Катон, отличаются высокими значениями окатанности от 69 до 76 % и самыми низкими значениями степени заматованности, которая составляет не более 8 %. Поверхность зерен преимущественно глянцевая, только небольшое количество зерен (менее 30 %) имеет четвертьматовую поверхность. На поверхности зерен видны небольшие v-образные бороздки, которые в комплексе с высокой окатанностью и слабой заматованностью являются признаком активного и продолжительного переноса зерен потоками воды.

С переходом в вышележащий горизонт, относящийся к *воронскому педокомплексу*, существенно меняются все морфоскопические показатели. Песчаные зерна, в основном, средне- и хорошо окатанные (в отличие от нижележащих отложений, где преобладали хорошо и идеально окатанные зерна). По сравнению с нижележащим горизонтом наблюдается заметное уменьшение коэффициента окатанности – 61,5 % и резкое увеличение значения степени заматованности – до 32 %. На многих зернах прослеживаются унаследованные черты, присущие водной обработке, но они претерпели изменения и в процессе последующей обработки эти черты как бы несколько сгладились, затерлись. В этом горизонте появляется большая группа зерен с полуматовой поверхностью, со следами эоловой обработки – микроямчатость. Но преобладающими текстурными элементами поверхности являются те, которые возникли в результате достаточно интенсивных химических процессов. К таким элементам, обнаруженным на поверхности зерен, относятся серповидные бороздки, вогнутые элементы поверхности. Большинство исследователей появление таких текстур связывают с достаточно теплыми и влажными условиями (Конищев и др., 2005).

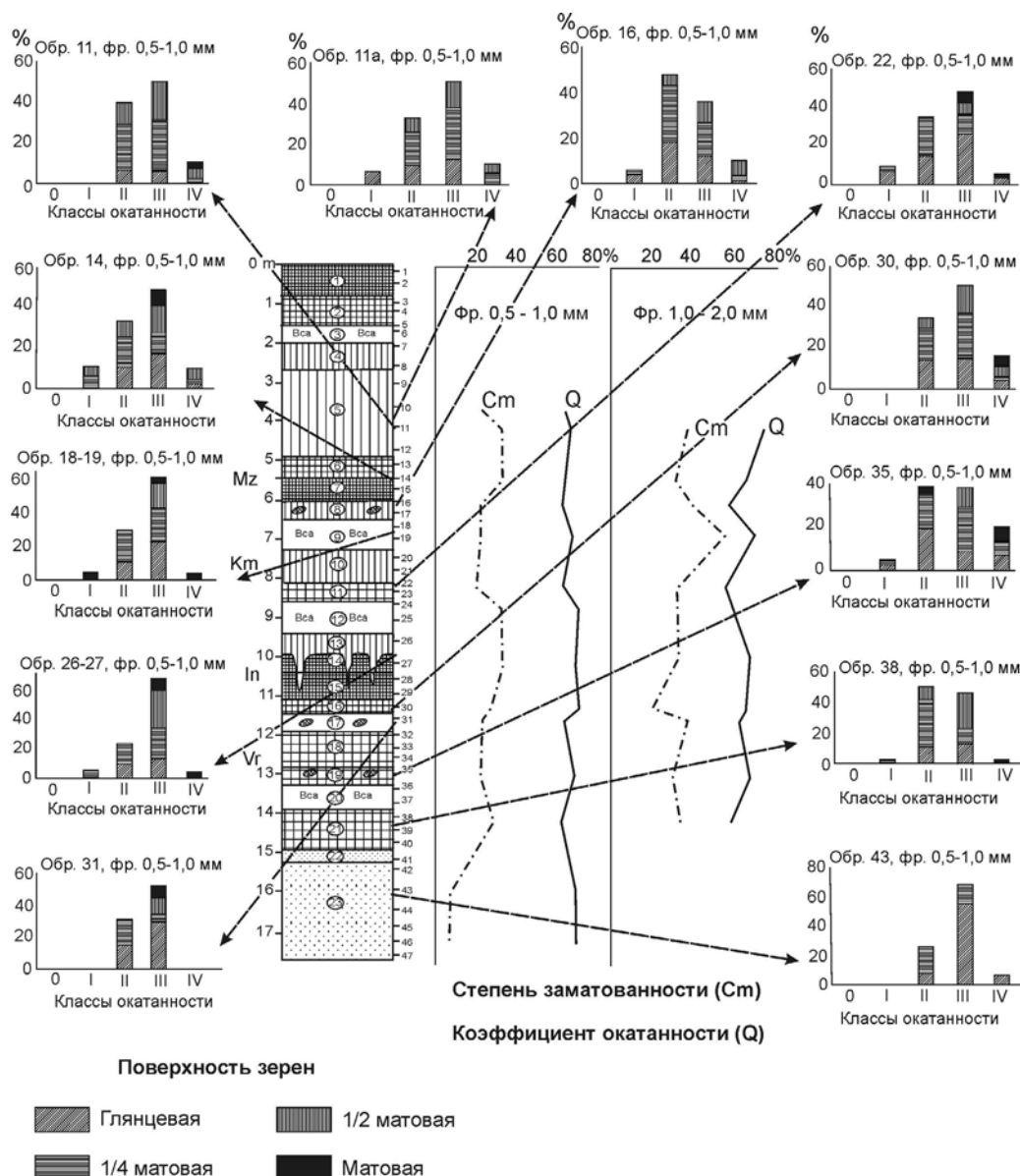


Рис. 1.26. Разрез Семибалки-1. Результаты анализа морфоскопии песчаных кварцевых зерен

По всей вероятности, материал этого слоя был сформирован при участии воздушных потоков (о чем свидетельствует резкое возрастание заматованности песчаных зерен и увеличение крупной фракции в этом горизонте) и затем в процессе почвообразования песчаные зерна видоизменялись и приобрели черты, свойственные зернам почвенных горизонтов.

В *инжавинском педокомплексе* по данным морфоскопии наблюдается возрастание значений степени заматованности и коэффициента окатанности. Степень заматованности возрастает до 36–38 %, а коэффициент окатанности от 64,5 % до 69,5 %, преобладают хорошо окатанные зерна при значи-

тельном участии среднеокатанных зерен. Степень заматованности зерен возрастает несколько быстрее их окатанности. Видимо, в период формирования этой толщи эоловые процессы были достаточно активными. Полученные данные хорошо согласуются с результатами по эксперименту, проведенному в Институте географии РАН (Величко и др., 1997), в результате которого установлено, что признаки эоловой обработки (заматованность зерен) проявляются на поверхности зерен быстрее окатывания зерен. Зерна подразделяются на 3 основные группы: водного происхождения — глянцевые зерна, хорошо окатанные; эолового происхождения — зерна с заматованной, микроямчатой затертой поверхностью. Следует отметить, что перенос песчаных зерен в воздушной среде был непродолжительным, т. к. зерна имеют низкие показатели заматованности и преобладающими типами поверхности все же являются глянцевая и четвертьматовая. Зерна со следами химического выветривания, в результате которого на поверхности сформировались плоские блюдцеобразные углубления и серповидные бороздки.

В вышележащем *каменском педокомплексе* песчаные кварцевые зерна отличаются от нижележащих значительным разнообразием по разрезам. Так, если в разрезе Семибалки-1 отмечается уменьшение степени заматованности по сравнению с нижележащим горизонтом до 20 %, то в Порт-Катоне уменьшения заматованности не отмечено (степень заматованности составляет 35–37 %). Окатанность зерен достаточно высокая и колеблется в пределах от 63 % до 75 %. Некоторые изменения отмечены в характере поверхности зерен из этого педокомплекса. Здесь появляется достаточно представительная группа зерен со следами криогенного воздействия, выражающаяся в образовании в ходе циклического промерзания-протаивания (сезонного или суточного) трещин, раковистых сколов, углублений треугольной формы. Достаточно представительна группа зерен со следами химического выветривания. Много переотложенных зерен, связанных с водным и эоловым происхождением.

В *мезинском педокомплексе* преобладающими становятся хорошо окатанные зерна. Значения окатанности и заматованности колеблются в пределах 65–70 %. Зерна, в основном имеют глянцевую или четвертьматовую поверхность. Преобладают зерна с бугристо-ямчатой поверхностью, с плоскими блюдцеобразными углублениями, в которых иногда встречаются образования вторичного кварца. Образование этих элементов объясняется почвенным (химическим) травлением поверхности зерен. Кроме того, в отложениях мезинского комплекса отмечаются переотложенные зерна со следами водной обработки, которые в последствии были переработаны эоловыми процессами. Слабой эоловой обработкой затронуты лишь выпуклые участки зерен. Значения степени заматованности песчаных зерен невысоки — от 20 до 32 %.

Морфоскопические исследования песчаных зерен из *валдайского лёсса* позволяют сделать вывод об активизации эоловых процессов, о чем свидетельствуют зерна округлой формы, матовые или полуматовые, с микроямчатой поверхностью, которой затронуты не только выпуклые участки зерен, но и углубления. Здесь так же содержатся переотложенные зерна из лиманно-морских толщ, на которых прослеживаются следы слабой эоловой обра-

ботки. Кроме эоловых процессов в формировании валдайских лёссов активное участие принимали криогенные процессы, в результате которых появилось большое количество угловатых зерен со свежими раковистыми сколами. Наиболее активно процессы морозного выветривания проявились в верхней части лёссовой толщи, в которой увеличивается количество зерен с вышеописанными криогенными текстурами, а эоловая обработка зерен снижается. Значения коэффициента окатанности высоки и достигают 70–71 %, а заматованность зерен достигает 33–35 %.

Таким образом, наряду с резкой дифференциацией двух групп отложений: с одной стороны лёссово-почвенная серия и с другой — подстилающие их отложения водного происхождения, выявляется определенная связь в унаследованности признаков водной обработки в вышележащей серии континентальных отложений.

Анализ данных по морфоскопии подстилающих песчаных серий показал, что эти отложения не могут рассматриваться как чисто лиманно-морские. В их формировании существенную роль играли процессы, связанные с переносом материала водами Пра-Дона, проникавшими в зону Таганрогского залива.

В лёссово-почвенных субаэральных сериях отчетливо дифференцируются процессы, связанные с почвообразованием межледниковых эпох, когда существенную роль играли процессы химического выветривания, тогда как в лёссовых горизонтах процессы химического выветривания ослабевали, и главная роль принадлежала физическому выветриванию. Однако субаэральные процессы не были однозначными в различные эпохи аридизации. В частности, наиболее активные эоловые процессы протекали в основании лёссово-почвенной серии, при смене водного режима на субаэральный.

В перигляциальные эпохи среднего плейстоцена эоловые процессы носили менее выраженный характер. Лишь в позднем плейстоцене в валдайскую эпоху аридизации роль эоловых процессов существенно возросла. Наряду с ними, в условиях наиболее низких температур активно проявлялись криогенные процессы, о чем свидетельствуют признаки морозного выветривания на поверхности многих зерен этого времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Историческая реконструкция процессов формирования черноземных степей аридных зон» программы ОНЗ РАН и гранта РФФИ (№ 04-05-64599).

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д. и др. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы, подходы к решению // *Квартер* — 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 64–66.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Тимирева С.Н. Моделирование эоловой обработки песчаных зерен // *Литология и полезные ископаемые*. 1997. № 4. С. 431–439.

Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П., Рогов В.В., Сталина Е.Е. Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. М.: ГЕОС, 2005. 132 с.

РАЗВИТИЕ БИОТЫ И ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИТУАЦИИ НА РУБЕЖЕ МИОЦЕНОВОЙ И ПЛИОЦЕНОВОЙ ЭПОХ В ОБЛАСТИ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Н.Ю. Филиппова, В.М. Трубихин

Геологический институт РАН, Москва, Россия

filip@ginras.ru

По материалам исследований отложений позднего сармата, мэотиса, понта, киммерия Таманского полуострова (разрезы «Тамань», «Железный Рог», «Волна») и Западно-Кубанского прогиба (Кубанская сверхглубокая скважина) рассмотрено развитие природно-климатической обстановки центральных районов Восточного Паратетиса (Еникальский палеопроток, Кубанский палеозалив и их кавказское побережье). Был проведен анализ изменений морской биоты и гидрологии бассейнов с одной стороны, наземной растительности и климата с другой, палеомагнитных характеристик и тектонической ситуации с третьей, а также сделана попытка установления связей между ними (рис.1.27). Данные по морской биоте и гидрологии палеобассейнов получены на основе изучения органикостенного фитопланктона (динофлагелляты, зеленые водоросли, празиофиты, акритархи) — новой для неогена микропалеонтологической группы, а также анализа опубликованных материалов по наннопланктону, диатомеям (Козыренко, Радионова, 2002; Головина, Радионова, 2003), моллюскам (Колесников, 1940; Попов, Застрожных, 1998; Ростовцева, Гончарова, 2006). Динамика развития наземной растительности и климата была восстановлена по результатам палинологического анализа (пыльца и споры высших растений, мхи, грибы, плауны). Сведения об изменении магнитного поля получены на основе палеомагнитных исследований, о степени интенсивности эрозионных процессов — на основании данных по магнитной восприимчивости пород и перетолженным палиноморфам.

В конце сармата центральная часть обширного бассейна Восточный Паратетис, омывавшая с севера западные отроги Большого Кавказа, характеризовалась пониженной соленостью и, по-видимому, аноксическими условиями, ограничивавшими существование многих групп организмов, в т. ч. динофлагеллят. Органикостенный фитопланктон представлен редкими экземплярами пресноводных зеленых водорослей (*Pediastrum*). Наннопланктон в этом интервале отсутствует, чрезвычайно редки моллюски. Наиболее толерантными к этим условиям оказались диатомовые водоросли, представленные в основном видами-обрастателями (Козыренко, Радионова, 2002; Головина, Радионова, 2003), а на отдельных участках сублиторали развивались колонии мшанок.

В начале мэотиса появляется ассоциация фитопланктона полуморского типа с разнообразными, хотя и довольно угнетенными видами *Spiniferites* sp. и др. Здесь же отмечаются находки наннопланктона. Этот уровень можно рассматривать как границу сармата и мэотиса. В развитии мэотического

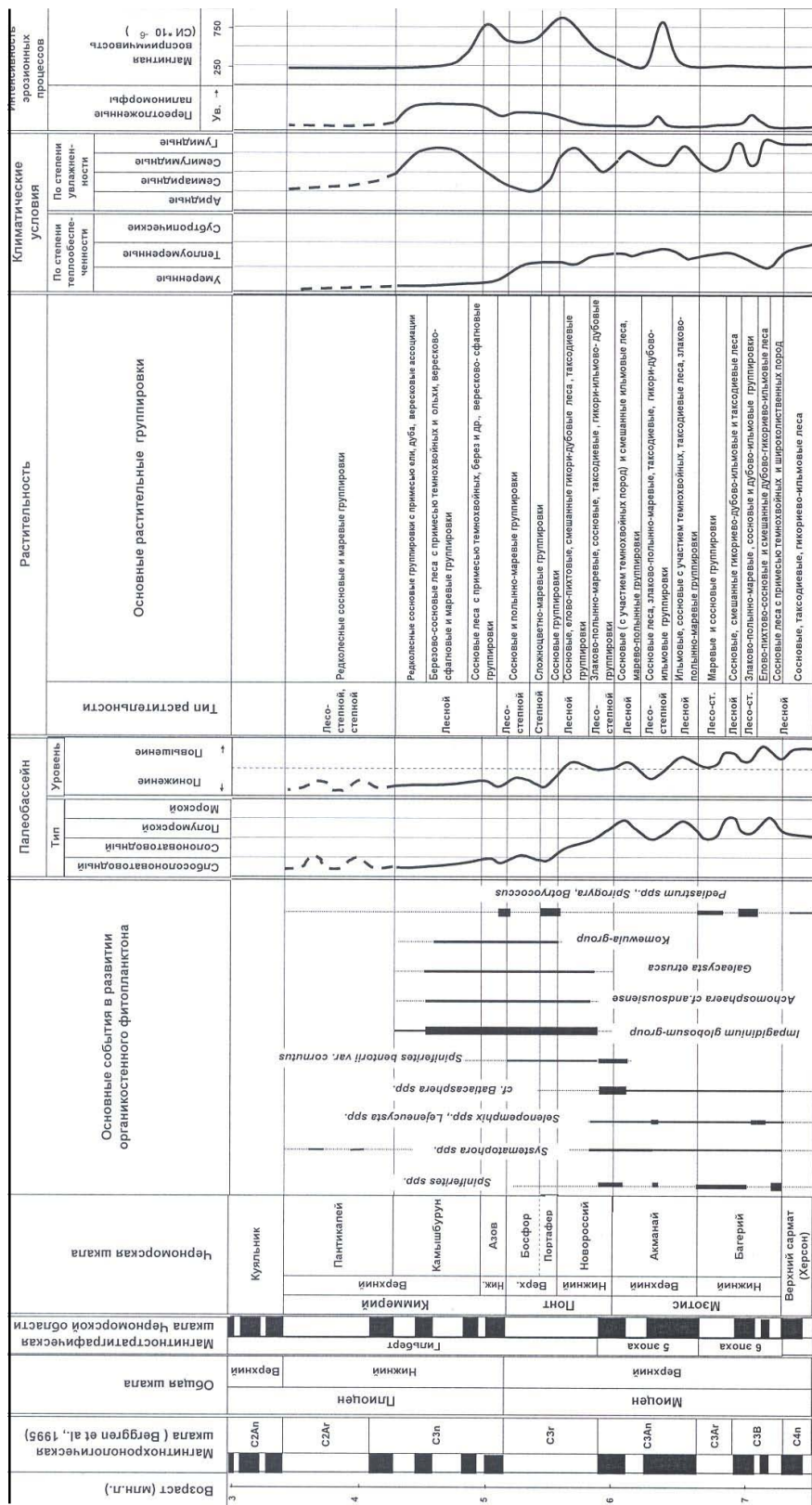


Рис. 1.27. Динамика природно-климатической обстановки в предкавказском сегменте Восточнопаратетической области на рубеже миоцена—плиоцена

— начальной фазы раннепонтического палеобассейнов отмечалась периодическая смена обстановок с разной степенью отклонения от полносолевых. Эти обстановки характеризовались различными фитоассоциациями. В близких к морским условиям широкое распространение имели политаксонные ассоциации из разных видов динофлагеллят (*Spiniferites* sp., *Selenopemphix* sp., *Lejeunecysta* sp. и др.), в полуморских — получали развитие олигодоминантные комплексы с массовым развитием одного-двух таксонов, которые в обычных условиях являлись компонентами политаксонных ассоциаций. В конце мэотиса — начальной фазе понта отмечен последний такой олигодоминантный комплекс органикостенного фитопланктона, состоящий преимущественно из ?*Batiacasphaera* sp. и *Lingulodinium machaerophorum*. В этом же интервале в последний раз отмечается значительное присутствие эвригалинного наннопланктона (*Braarudosphaera bigelowi*) и массовое скопление диатомей (*Actinocyclus ehrenbergii*). В вышележащих отложениях раннего понта представители этих групп встречаются изредка в виде единичных экземпляров (Головина, Радионова, 2003).

В первой половине раннего понта в составе фитопланктона происходят кардинальные изменения, указывающие на смену характера бассейна с полуморского на солоноватоводный. Появляется много новых таксонов — *Galeacysta etrusca*, своеобразные виды *Impagidinium globosum*-group, “*Gonyaulax digitalis*” и др. Примерно на этом же уровне в большом количестве отмечается понтическая фауна моллюсков (*Paradacna abihii*). Интервал распространения рассматриваемого собственно понтического комплекса соответствует большей части понта. Условия его обитания, также как и моллюсков, были, по-видимому, солоноватоводными.

Комплекс диноцист с *Galeacysta etrusca* и своеобразными *Impagidinium globosum*-group проявляет значительное сходство с комплексом зоны *Galeacysta etrusca*, установленной в верхней части верхнего паннона Венгрии (Suto-Szentai, 2000).

В Средиземноморской области (Италия) комплекс с *Galeacysta etrusca* и “рябыми” (“pitted”) *Impagidinium* соотносится с верхней частью мессиния — фазией “лаго-маре”. По мнению итальянских исследователей *Galeacysta etrusca* мигрировала из бассейнов Восточного Паратетиса (Bertini, Corradini, 1998). Этот комплекс прекрасно сопоставляется с рассматриваемым черноморским, собственно понтическим комплексом диноцист. В северо-восточных районах Черноморского региона к подошве слоев с *Galeacysta etrusca* приурочена инверсия палеомагнитного поля (5 эпоха/эпоха Гильберт).

В портаферское время отмечается эпизод значительного опреснения бассейна, установленный на основе большого содержания в фитопланктонном сообществе пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum* sp. Примерно в это же время в составе органикостенного фитопланктона появляется еще одна группа новых таксонов — *Komewuia*-group, приспособленная к опресненным условиям.

В начале азова также установлен кратковременный эпизод хорошо выраженного опреснения. В камышбурунское время происходит дальнейшее общее понижение солености бассейна до слабосоленоватоводного — полупресноводного. Скорее всего, оно связано с климатическими изменениями

(понижение температуры, увеличение влажности, речного стока), отмеченными в этот отрезок киммерия по палинологическим данным. Во второй половине собственно киммерия (пантикапей) в данном районе, по всей видимости, существовали преимущественно континентальные аридные условия с возможными кратковременными эпизодами проникновения слабосоленых вод.

Степень увлаженности климата устанавливалась по соотношению в палиноспектрах пыльцы гигрофитов, мезофитов и ксерофитов. При этом, увеличение пыльцы травянисто-кустарничковых ксерофитов (маревые, эфедры, полынь, свинчатковые и др.) на фоне незначительного изменения состава и участия древесных гигро- и мезофитов, рассматривалось как свидетельство отступления береговой линии при сохранении или незначительном понижении увлажненности климата в регионе в целом. В этих случаях регрессия моря может связываться с тектоническим фактором.

Значительное увеличение травянисто-кустарничковых ксерофитов на фоне сокращения роли древесных пород вообще, и гигро- и мезофитов в частности, а также увеличение среди древесных мезоксерофитов и ксерофитов (виды *Pinus*, *Ulmus*, *Celtis*, *Quercus*, *Carpinus orientalis* и др.), указывает на значительное повышение сухости климата, безусловно, носившее региональный характер и вызывавшее понижение уровня моря. Как правило, развитию субаридных фаз в мэотисе — раннем понте, характеризовавшихся широким распространением ксерофитов, соответствуют комплексы фитопланктона, в которых значительную роль играют зеленые водоросли (*Pediastrum* и др.), указывающие на опреснение. В развитии наземной растительности и климата Западного Предкавказья в течение позднего миоцена — раннего плиоцена можно выделить четыре стадии: конец сармата — ранний понт, поздний понт — большая часть азова, конец азова — ранний киммерий, поздний киммерий.

В позднем сармате, мэотисе и большую часть раннего понта существовали теплоумеренно-влажные климатические условия. В низменных районах с избыточной увлажненностью условия были близки к субтропическим, в высокогорных районах — к умеренным. Чередование лесных и лесостепных фаз, установленное по палинологическим данным в этот отрезок времени, отражает трансгрессивно-регрессивную ритмику развития Восточного Паратетиса и миграцию береговой линии в его центральном секторе, когда периодически освобождавшиеся площади заселялись травянисто-кустарничковыми сообществами. Отмечена несомненная связь между изменениями уровня моря и увлажненностью в регионе. Данная ритмика накладывается на общее изменение климата в сторону постепенного понижения увлажненности и теплообеспеченности. Растительный покров, вследствие подобных колебаний, претерпевал обратимые изменения, и в целом сохранял теплоумеренный мезофильный характер. В нем значительную роль играли многие теплолюбивые и умеренно-теплолюбивые таксоны. На фоне неоднократных периодических колебаний увлажненности отмечены три

четко выраженных эпизода понижения температуры — в первой половине раннего мэотиса, в начале позднего мэотиса и в середине раннего понта. Наиболее заметно они выражались в горных районах и проявлялись в расширении ареалов темнохвойных лесов из ели, пихты, тсуги. Однако эти понижения температуры на большей части территории не выходили за рамки теплоумеренного климата. С конца раннего понта усилилась континентальность климата, увеличилось пространства занимаемые ландшафтами открытого типа, образованные редколесными сосновыми группировками и степеподобными сообществами из полыней, маревых, злаков. Эта ситуация сохранялась в течение позднего понта и большей части азова. В конце азова климатические условия резко изменились, заметно понизилась температура, возросла влажность, значительные территории оказались заболоченными. Эти факторы вкупе с продолжавшимся активным сносом, по-видимому, способствовали изменению гидрохимии мелководных изолированных полупресноводных водоемов и подготовили условия для накопления железорудных отложений. Во второй половине киммерия климат, по всей видимости, был близок к семиаридному умеренно-континентальному (Филиппова, 1998, 2002, 2005).

По количественным показателям переотложенных палиноморф установлено, что заметная активизация тектонических процессов началась в середине раннего понта. Наибольших значений интенсивность эрозионных процессов достигала в портаферское и в большую часть босфорского времени, а также в конце азовского и камышбурунское время. Уровень магнитной восприимчивости пород, также свидетельствующий о степени интенсивности эрозионных процессов и увеличении сноса обломочного, в том числе рудного материала, заметно повышается в предпортаферское и позднеазовское время. Данные по позднему киммерию (пантикапей) крайне скудны.

Резюмируя вышеизложенное, отметим следующее. Общий тренд развития западно-предкавказского сегмента Восточно-Паратетического бассейна и его биоты в период с мэотиса по киммерий выражался в понижении солёности, на фоне которого отмечались кратковременные эпизоды резко выраженного опреснения. Всего с конца сармата по киммерий отмечено три эпизода сильно выраженного опреснения (во второй половине раннего мэотиса, портафере и в начале азова), и один не столь значительный эпизод в конце раннего мэотиса. По всей видимости, регрессивные проявления с конца сармата по ранний понт в большинстве случаев были обусловлены преимущественно климатическим фактором, а именно — понижением увлажнённости. При этом в регрессивные интервалы солёность бассейна понижалась, что вероятно, объясняется приближением береговой линии и в связи с этим более ощутимым влиянием речного стока. Связь с полносолёными бассейнами практически не прерывалась, хотя в регрессивные фазы, по-видимому, была затруднена.

Наиболее значительные изменения в морской биоте произошли в первой половине раннего понта, когда осуществилась смена гидрологического

режима бассейна с преимущественно полуморского, имевшего затрудненные связи с полносолеными бассейнами, на солоноватоводный. В последнем начало происходить активное формообразование среди приспособившихся к новым условиям представителей, прежде всего органикостенного фитопланктона. В развитие точки зрения о миграции *Galeacysta etrusca* из бассейнов Восточного Паратетиса, можно предположить следующий сценарий. Вследствие начавшихся орогенических движений, вероятно во вторую половину раннего понта (раннепонтическая фаза понижения температуры, повышения влажности и высокого стояния вод бассейна), по-видимому, произошел сброс восточнопаратетических вод в Средиземноморский бассейн, с которыми мигрировала и *Galeacysta etrusca*. Последовавшая в позднем понте аридизация климата и продолжавшиеся тектонические процессы способствовали довольно длительной изоляции палеобассейнов Восточного Паратетиса как между собой, так и с соседним Средиземным морем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-64790) и НШ -372.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

Головина Л.А., Радионова Э.П. Моновидовые комплексы наннопланктона и диатомей в среднем-верхнем миоцене Восточного Паратетиса // Современные вопросы геологии. М.: Научный Мир, 2003. С. 322–323.

Козыренко Т.Ф., Радионова Э.П. Возможности использования диатомей для создания региональной зональной шкалы неогена (на примере верхнемиоценовых отложений Таманского п-ова) // Методические аспекты палинологии. М.: ИГиРГИ, 2002. С. 112–113.

Колесников В.П. Верхний миоцен. Нижний плиоцен // Стратиграфия СССР. Неоген СССР. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1940. Т. 7. С. 229–406.

Попов С.В., Застрожных А.С. Опорные разрезы неогена Восточного Паратетиса (Таманский полуостров) // Путеводитель экскурсии. Волгоград–Тамань, 1998. 27 с.

Ростовцева Ю.В., Гончарова И.А. Литолого-палеонтологическая характеристика верхнемиоценовых отложений Таманского полуострова (на примере разреза станицы Тамань) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2006. № 1. С. 15–26.

Филиппова Н.Ю. Споры, пыльца и органикостенный фитопланктон из неогеновых отложений опорного разреза “Железный Рог” (Таманский п-ов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. М.: Наука, 2002. Т. 10. № 2. С. 80–92.

Филиппова Н.Ю. Понтические комплексы органикостенного фитопланктона северо-востока Черноморского региона // Проблемы биохронологии: палеонтологии и геологии. Тез. докл. LXVIII сессии Палеонтол. об-ва. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. С. 39–40.

Филиппова Н.Ю. Микрофитологическая характеристика позднемиоцен-раннеплиоценовых отложений опорного разреза северо-восточного Причерноморья «Тамань» // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фито-стратиграфии. М: ГЕОС, 2005. С. 332–343.

Suto-Szentai M. Organic walled microplankton zonation of the Pannonian s.l. in the surroundings of Kaskantyú, Paks and Tengelice (Hungary) // Ann. Rep. of Geological Institute of Hungary, 1994–1995. 2000. N 2. P. 153–175.

Bertini A., Corradini D. Biostratigraphic and palaeoecological significance of *Galeacysta etrusca* in the “lago-mare” facies from the Mediterranean area (Neogen) // Abstr. from the Sixth International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates Dino 6, Trondheim, June 1998. Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Universitet (NTNU) Vitenskapsmuseet. Rap. Botan. ser. 1998-1. P. 15–16.

О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА В ГОЛОЦЕНЕ

А.А. Хоменко, В.М. Антонова

Московский государственный университет, Москва, Россия
geography@inbox.ru

По вопросу о палеогеографии Азово-Черноморского бассейна (в частности, изменении его уровня и солёности) в последние 5 тыс. лет единого мнения нет. Существует точка зрения (Невесский, 1967; Хрусталеv, Щербаков, 1974 и др.) о региональной изменчивости хода трансгрессии, когда на фоне замедления темпов повышения уровня возросло влияние неотектонических движений на различных в структурно-тектоническом отношении участках побережья. Широко распространено и мнение о незначительном вкладе неотектонических деформаций на высотные отметки голоценовых береговых линий, на основе которых строятся кривые изменения уровня бассейна (Федоров, 1978; Shilik, 1997). Дискуссионным остается и вопрос о существовании фанагорийской регрессии. Нет единого мнения о ходе солёности бассейна в голоцене. Так, Л.А. Невеская (1965) считает, что с момента окончания новоэвксинской эпохи уровень моря повышался непрерывно и солёность бассейна увеличивалась постепенно вплоть до нашей эпохи. П.В. Федоров (1978) в развитии черноморской трансгрессии выделил новочерноморский этап — бассейн с уровнем на 2–2,5 м выше современного и с наивысшей в голоцене солёностью бассейна.

Проведенные авторами палеогеографические исследования береговых образований в прибрежных районах северо-восточной части Керченского полуострова позволили высказать свою точку зрения на эти вопросы.

Новочерноморский этап в изученном районе охарактеризован прибрежными грубозернистыми отложениями, содержащими многочисленные раковины моллюсков эвригалинных и умеренно эвригалинных видов. На побережье Керченского пролива эти осадки описаны нами на мысах Камыш-Бурун и Малом. На побережье Азовского моря отложения этого временного периода (казантипские по Невеской (1965)) изучены в древних береговых валах и обнажениях в районе Казантипа. Малакофаунистический состав — господство *Chione gallina* как в новочерноморских, так и в казантипских осадках, свидетельствует о более высокой по сравнению с современной солёности бассейнов в эту эпоху голоцена.

Выше (0,5–2,4 м над уровнем моря) с размывом (после фазы регрессии) залегает серия отложений, отражающая более поздний (нимфейский) трансгрессивный подъем уровня. Она представлена лагунными осадками с прослоями, характеризующими колебательный характер этого повышения уровня, перекрытыми отложениями надвинувшегося на лагуну бара. Иногда в осадках лагуны встречаются археологические находки (обломки керамики), а также раковины пресноводных моллюсков, свидетельствующие о значительном опреснении ее вод. Мы полагаем, что современное озеро Чурубаш имеет непосредственную генетическую связь с реконструированной нами

лагуной. Песчаные отложения бара включают обломки и целые раковины моллюсков, по видовому составу аналогичные современным осадкам, что, очевидно, свидетельствует об условиях бассейна, сходных с современными. Эта трансгрессивная серия отложений перекрыта песками береговых валов, образовавшимися при последующем снижении уровня моря.

Таким образом, данные наших исследований подтверждают вывод о новочерноморской трансгрессивной фазе с соленостью моря, превышающей современную; подтверждают существование фанагорийской регрессивной и нимфейской трансгрессивной фаз в ходе голоценовой трансгрессии Черного моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64808).

ЛИТЕРАТУРА

Невесская Л.А. Позднечетвертичные моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Наука, 1965. 450 с.

Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967. 254 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 165 с.

Хрусталева П.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1974. 152 с.

Shilik K.K. Landscapes in Flux: Central and Eastern Europe in Antiquity. Oxbow Books, 1997. P. 115–129.

ЭПОХА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗАТОПЛЕНИЙ В АРИДНОЙ ЗОНЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

А.Л. Чепалыга

Институт географии РАН, Москва, Россия

igras@igras.geonet.ru

В результате наших исследований удалось обнаружить следы грандиозного затопления в Понто-Каспийском регионе и его водосборном бассейне в эпоху дегляциации последнего (валдайского) оледенения в интервале 17–10 тыс. лет назад (Чепалыга, 2005, 2006; Cherpalyga, 2006).

Эти затопления, названные нами эпохой экстремальных затоплений (ЭЭЗ), проявились не только в виде морских трансгрессий, но также в различных ландшафтах: приморских равнинах, речных долинах, междуречьях и даже на склонах. Приводятся геологические, палеонтологические, геоморфологические свидетельства ЭЭЗ и их связей с событиями Всемирного Потопа (Леонов и др., 2002; Чепалыга, 2004, 2005).

Геологические свидетельства ЭЭЗ (рис.1.28)

Морской Потоп. В эпицентре морского Потопа – Каспийской котловине – донные отложения представлены осадками раннехвалынского бассейна так называемыми шоколадными глинами, мощностью от 3–5 до 20–25 м и более. Площадь хвалынских отложений, обнажающихся в Прикаспии пря-



Рис. 1.28. Проявление событий эпохи экстремальных затоплений («Всемирного потопа») 17–14 тыс. лет назад

мо на дневную поверхность, достигает 0,5 млн км², а общая площадь развития хвалынского осадков — до 1 млн км². Низкое содержание или отсутствие карбонатов в глинах свидетельствует о холодном климате. Начало и пик этой трангрессии приходится на аридные обстановки с усилением процессов испарения.

В серии морских слоев Каспийского бассейна хвалынские отложения залегают выше позднехазарских (последнее межледниковье) и ниже новокаспийских (голоцен) осадков. От нижнего хазара их отделяют континентальные пресноводные ательские слои, синхронные в глубоководной впадине отложениям Ательского регрессивного бассейна, уровень которого был на 110–120 м ниже современного уровня Каспия, т. е. на отметке –140–150 м абс. (Лохин, Маев, 1986; Чепалыга, 2002).

В Манычской впадине аналогом шоколадных глин являются глинисто-алевритовые красновато-коричневого цвета — абескунские слои (Гарецкий 1956) — залегают на поверхности депрессии и ничем не перекрыты, но содержат фауну моллюсков каспийского типа с *Didacna*, *Monodacna*, *Adacna*, *Hipanis*, *Dreissena*, *Micromelania*. Они слагают аккумулятивные валы Манычского пролива и соответствуют только ранне-хвалынским отложениям Каспия и основному эпизоду потопных событий 16–14 тыс. лет.

В Черноморской впадине отложения Потопа залегают внутри новоэвксинских отложений. На континентальном склоне и в глубоководной впадине они представлены своеобразными светло-красновато-коричневыми и палевыми илами мощностью до 0,5–1,0 м. Своим цветом они напоминают шоколадные глины Хвалынского бассейна, их возраст также близок (15 тыс. лет).

Палеонтология Потопа. Основным индикатором морских событий ЭЭЗ являются специфические солоноватоводные моллюски, представленные

видами, близкими к современным северо-каспийским. Среди них выделяются каспийские эндемики из семейства Limnocardiidae: род *Didacna* Eichwald, ныне нигде не обитающий вне Каспийского моря, но широко представленный в плейстоцене Азово-Черноморского бассейна вплоть до Карангатского бассейна включительно. Дидакны представлены *Didacna praetrigonoides* (доминант), *D. paralella*, *D. delenda*, *D. subcatillus*, *D. ebersini*, *D. pallasi*, а также относительно глубоководными (>25 м) *D. (Protodidacna) protracta*. Из других эндемических лимнокардиид здесь характерны *Monodacna caspia*, *M. laeviscula*, *Adacna vitrea*, *Hypnanis plicata*.

Наиболее широко распространенными вне Каспия элементами раннехвалынской фауны являются дрейссены подрода *Pontodreissena* (*D. rostriformis*), а в опресненных участках *D. polymorpha*. Из гастропод часто встречаются представители каспийских эндемичных родов *Caspia* и *Micromelania*. Раковины ранне-хвалынского комплекса отличаются мелкими размерами (в 2–3 раза меньше современных) и тонкостенной раковиной. Эти отложения обычно связываются с холодным климатом и низкой соленостью. Однако в холодных условиях обычно развиваются более крупные особи (закон Копа), а вывод о низкой солености несостоятелен, так как богатый видовой состав свидетельствует о солености, близкой к Северному Каспию — до 10 и более. Более реальное объяснение — значительная мутность воды и недостаток кислорода на дне бассейна. Причиной повышенной мутности могли быть солифлюкционные процессы, сопровождающие таяние вечной мерзлоты.

Геоморфология Потопа. Воды Потопа оставляли четкие следы своей динамики в морфологии рельефа: морские террасы, специфические береговые линии, выровненный плоский рельеф дна, а также эрозионно-аккумулятивные формы рельефа каналов сброса потопных вод: Маныч-Керченского пролива, Босфора и Дарданелл.

Береговая линия раннехвалынского бассейна принципиально отличалась от современной, так как при более высоком уровне моря она упиралась в подножья возвышенностей, окружающих Каспийскую впадину (Ергени, Общий Сырт, Приволжскую). Вместо причудливо изрезанных мелководными заливами аккумулятивных берегов на плоской поверхности Прикаспийской низменности и крупных дельт Волги и Урала появились абразионные берега с глубоко врезаемыми заливами — лиманами. Примером может быть изученный нами залив по долине р. Яшкуль, проникавший вглубь Ергеней на 50 км и заполненный толщей шоколадных глин с морской хвалынской фауной.

Морские террасы фиксируют положение уровня моря и береговой линии на каждой осцилляции в фазе спада Хвалынского моря. Ввиду необычно высокого подъема уровня Потопного бассейна его отложения перекрывают гораздо более древние террасы и образуют до 9 морских террас со следующими уровнями в тектонически стабильных районах (Дагестан): 48, +35, +22, +16, +6, –5, ±0, –6, –12 м (Свиточ, 2000; Рычагов 2001). Эти террасы фиксируют стояние уровней на фазе общего спада бассейна, причем эти осцилляции прерывались значительным снижением уровня на десятки метров. Наиболее значительны из них 2 регрессии: Эльтонская (до –50 м абс.) и Енотаевская (до –100 м абс.). Эти данные позволяют реконструировать колебания уровня Хвалынского бассейна на фазе спада.

Хронология Потопа. Особенно детально изучена хронология хвалынской трансгрессии Каспия, для которой имеется более полусотни радиоуглеродных датировок (Рычагов, 1997; Свиточ 2002; Леонов и др., 2003). Большая часть датировок укладывается в интервале 17–10 тыс. лет.

Всего в течение хвалынского времени (5–6 тыс. лет) отмечается до 10 циклов колебаний уровня с периодичностью 500–600 лет. Они объединяются в 3 группы длительностью по 2 тыс. лет. Колебания уровня Хвалынского бассейна, а также перемещения береговой линии на сотни и тысячи километров, а также масштабные затопления и осушения морских бассейнов, могут рассматриваться как волны Потопа, растянутого на 5–6 тыс. лет. Первая волна Потопа раннехвалынская, началась 14–15 тыс. лет назад и продолжалась около 2 тыс. лет; она осложнялась тремя осцилляциями с уровнями моря +40, +50, +35 м абс. Так как порог стока в Манычском проливе в это время был на отметке всего +20 м, то все эти три бассейна переливались в Черное море через Манычско-Керченский пролив. Именно эта первая волна и особенно ее восходящая фаза могут рассматриваться как собственно Всемирный Потоп в Понто-Каспии. Вторая волна Потопа, среднехвалынская, в пиках осцилляций уже не превышала отметок +22, +16 и +6 м и каспийские воды не переливались в Черное море, пролив, вероятно, не функционировал. Третья волна Потопа, позднехвалынская, уже не поднималась выше отметок современного уровня океана и все ее 4 осцилляции (–5, ±0, –5, –12 абс.) были ниже его, но выше голоценового уровня Каспия.

Гидрология Потопа. *Хвалынское море.* Эпицентром Потопа и наиболее чувствительным индикатором его событий (повышение уровня моря, перемещения береговых линий и затопления прибрежных территорий) оказался Хвалынский бассейн Каспия, особенно в пике трансгрессии. Именно в нем концентрировалась основная масса вод Потопа, трансформировались их состав и среда обитания, а избыток вод сливался в Черное море. В результате развития Потопа Хвалынское море разлилось на площади около 1 млн км², а вместе с Арало-Сарыкамышским бассейном его акватория превышала 1,1 млн км², что в 3 раза больше современного Каспия. Объем накопившихся водных масс (130 тыс. км³) превышал современный в 2 раза. Что касается событий собственно Потопа, то при этом было затоплено почти 1 млн км² низменных территорий до отметок +48...+50 м абс. г.о. в Прикаспийской равнине. Изменился также тип бассейна: изолированное бессточное озеро (Ательский бассейн) превратилось в результате Потопа в гигантское проточное озеро-море с односторонним сбросом вод в соседний бассейн. Несмотря на неоднократное промывание бассейна пресными водами, химический состав и минерализация вод изменились мало (в пределах 10–12 ‰), т. е. основной экологический показатель – состав фауны моллюсков и других организмов не изменился существенно. Возможно, это свидетельствует о кратковременности существования проточного бассейна. И все же вода Хвалынского моря отличалась от каспийской низкой температурой (4 °С на севере и до 14 °С на юге), что подтверждается изотопным составом кислорода ($\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$). Можно также предположить высокую мутность хвалынских вод, что отразилось на составе осадков и мелких размерах раковин моллюсков. Это связано с мощным влиянием солифлюкционных процессов и увеличением твердого стока с речных бассейнов (Леонов и др., 2002).

Новоэвксинское море. В Черноморской впадине во время ЭЭЗ располагалось Новоэвксинское озеро-море, уровень которого был очень низкий и вна-

чале не превышал отметок $-80...-100$ м. В результате слива потопных вод из Каспия уровень очень быстро поднялся до $-50...-40$ м абс. Акватория увеличилась с 350 до 400 тыс. км², поэтому площадь затопления шельфа водами Потопа не превышала 30 тыс. км². Объем водных масс в Новозевксинском бассейне достигал 545 тыс. км³ (несколько меньше, чем Черное море), но это были воды совсем другого происхождения.

Источники воды для потопа:

- сверхполоводья в долинах рек;
- таяние вечной мерзлоты;
- более высокий коэффициент стока за счет вечной мерзлоты;
- увеличение площади водосбора за счет Средней Азии;
- уменьшение испарения с акватории за счет ледового режима.

Каскад Евразийских бассейнов (море Ворукаша) (рис.1.29). В результате событий ЭЭЗ во внутренней Евразии образовалась система связанных между собой бассейнов. Они прослежены от Каспийского моря до Мраморного моря, что позволяет реконструировать Каскад Евразийских бассейнов, включающий Арало-Сарыкамышский бассейн, Узбой, Хвалынское море, Маныч-Керченский пролив, Новозевксинское море, Босфор, древнее Мраморное море. Далее через пролив Дарданеллы воды этого Каскада сливались в Средиземное море. По масштабам акватории озерно-морская система Евразийского каскада не имеет аналогов.

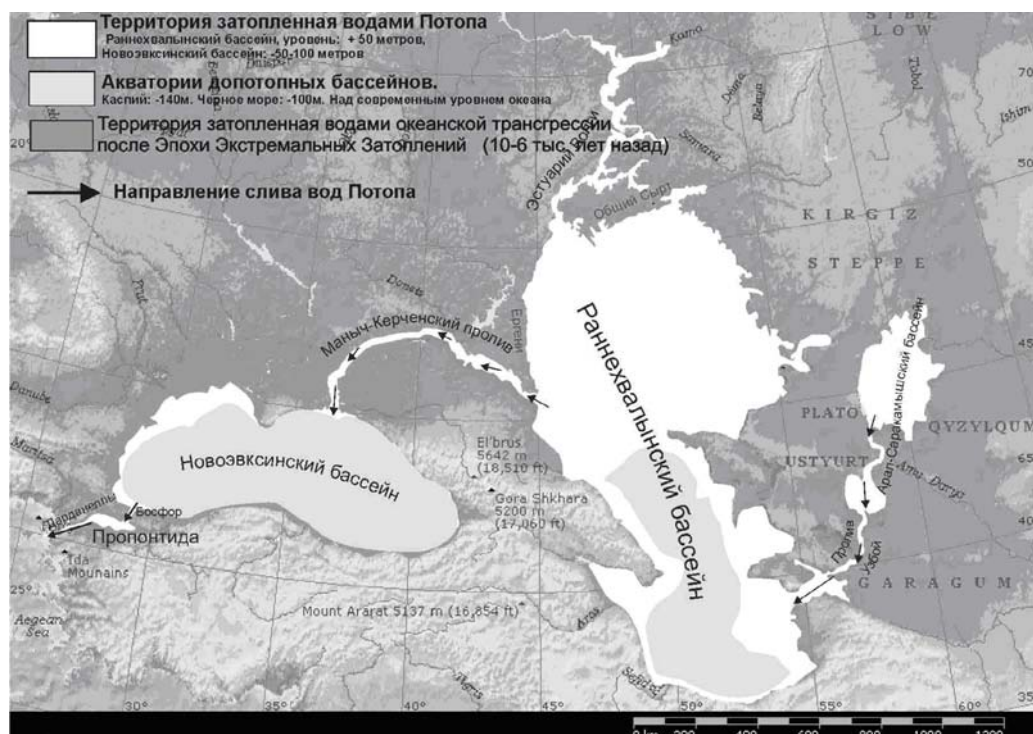


Рис. 1.29. Каскад Понто-Каспийских бассейнов 17–15 тыс. лет назад

Каскад Евразийских бассейнов производил впечатление на древнего человека и мог отразиться в древнем эпосе и мифологии. В частности описание сходного бассейна приводится в «Авесте» — море Ворукаша.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 05-05-64929).

ЛИТЕРАТУРА

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П. и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 389. № 2. С. 229–233.

Чепалыга А.Л. Эпоха экстремального затопления (ЭЭЗ) как прототип «Всемирного Потопа»: Понто-Каспийские бассейны и северное измерение // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 447–450.

Чепалыга А.Л., Пирогов А.Н. События Эпохи Экстремальных Затоплений в долине Маныча: сброс Каспийских вод через Маныч-Керченский пролив // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 445–447.

ГОЛОЦЕН ВПАДИНЫ АЛЖИРО-ТУНИССКИХ ШОТТОВ (СЕВЕРНАЯ АФРИКА)

В.П. Чичагов

Институт географии РАН, Москва, Россия

ochichag@mtu-net.ru; chichagov@mail.ru

Восстановление стратиграфии голоцена аридных равнинных областей имеет первостепенное значение для понимания истории формирования пустынь разного генезиса и генезиса слагающих их отложений, эволюции природных условий, климатического опустынивания и решения многих других вопросов. Особое значение выяснение стратиграфии голоцена имеет для восстановления происхождения песчаных пустынь, являясь для этих целей едва ли не единственным репрезентативным методом. В аридных областях, испытавших интенсивное антропогенное преобразование, где широким развитием пользуются техногенные отложения разного генезиса, детализация строения голоценовых отложений приобретают вдвойне важное значение.

В 2005 г. автору довелось проводить полевые исследования в аридных областях Туниса, в зоне сочленения обширного песчаного моря Большого Восточного Эрга с восточной частью впадины алжиро-тунисских шоттов, низким поднятием гор Ксур и заливом Габес (Малый Сирт) Средиземного моря, собрать материал о геоморфологии, геологическом строении и стратиграфии эоловых песчаных голоценовых отложений.

Изучаемый регион расположен в пределах обширной мезозойской Восточно-Сахарской впадины платформенного типа или Северо-Африканской мульды. Аридные равнины северной окраины Сахары в Южном Тунисе представлены несколькими разновидностями пустынь, которые начали формироваться в позднем плейстоцене и приобрели современный облик в голоцене. Самой крупной песчаной пустыней является песчаное море Большого Восточного Эрга. Его северная, тунисская часть представлена плоской песчаной пустыней Нефзав, восточная — наклонной каменистой пустыней, полого повышающейся к горам Ксур, в южной встречаются островные горы с высотами 160–220 м. Вдоль периферии гор Ксур сформирована плоская, нерасчлененная вадями, наклонная песчаная пустыня Рмель-Эль-Абиод с высотами от 200 до 350 м, которая к востоку сменяется наклонной поверхностью суглинисто-каменистой, расчлененной вадями, подгорной пустыни западного склона подножий гор Ксур с высотами 350–450 м.

Низкое поднятие Ксур, весьма своеобразное в генетическом и морфологическом отношениях, сложено практически горизонтально залегающими извест-

няками, мергелями и песчаниками юры и мела, характеризуется платообразной поверхностью. В плане поднятие образует дугу, повторяющую очертания зал. Габес и простирающуюся на юг, в пределы Ливии, меняя простирание с меридионального на широтное. Это — знаменитый Триполитанский Джебель.

На платообразном водоразделе гор Ксур развита горная каменистая пустыня с высотами 600–700 м. Восточный склон поднятия Ксур обрублен молодым голоценовым разломом и представляет уступ высотой 300 м.

С востока к уступу причленяется низкая аккумулятивная аридная приморская равнина Джефар с высотами до 200 м, с редкими островными горами, распространяющаяся до береговой зоны зал. Габес.

Северо-западнее поднятия Ксур, на восточном фланге Северо-Африканской мульды расположены аккумулятивные, наиболее низкие засоленные равнины с высотами порядка 20–40 м, периодически затапливаемые ливневыми водами. Они представлены крупными самостоятельными низкими глинистыми пустынями Эль-Гарса, Эль-Джерид и Эль-Феджадж с абс. высотами поверхности днищ –17, –23; 30–39 и 23 м соответственно, заполненными солеными водами во влажный сезон и представленные такырами — в сухой. Поверхностные отложения представлены в Большом Восточном Эрге тонкими пылеватыми песками желто-красноватого цвета, которые на восток, в поднятии Ксур, сменяются песчанистыми лёссами. Они образуют песчано-лёссовую формацию общей мощностью до 10–20 м. Особенности ее строения известны, изучались с XIX в. Исследованиями европейских ученых (Rognon, Brun, Coude-Gaussen), обобщенными Е.А. Любимцевой (2001), в 1975–1990 гг. в пределах плато Матмата — водораздельной равнины поднятия Ксур, был установлен поздне-плейстоценовый возраст песчано-лёссовой формации и выделены в ее пределах три пачки: охристые лёссы с карбонатными конкрециями в основании, чередование красноцветных палеопочв с карбонатными лёссовыми отложениями в средней части и светло-бежевые лёссы с горизонтами палеопочв в верхней. Датирование их по ^{14}C позволило судить об их возрасте: 35–70 тыс. л.н., 32–37 и 22–10 тыс. л.н. соответственно. Природные условия формирования пород песчано-лёссовой формации были более гумидными, чем в современную эпоху, степными. Приведенные результаты исследований не содержали данных о строении и палеогеографии голоцена исследуемого региона.

В связи с северным положением впадины алжиро-тунисских шоттов в Африке и ее близостью с морским бассейном, голоцен шоттов должен был отличаться своеобразием и данные по его стратиграфии приобретали все большее значение.

Большой массив данных многих исследователей, датировавших голоценовые отложения внутриконтинентальных областей Северной Африки, позволяет выделить здесь две провинции: северную и южную, разделенные рубежом приблизительно 22-ой параллели с.ш. Большинство датировок получено термолюминисцентным методом и отдельные — радиоуглеродным.

В южной провинции, расположенной южнее 22° с.ш. и объединяющей пустыни Марокко, Мали, Нигера, Чад и Судана, эоловые пески впервые появляются около 15,5 тыс. л.н. в отдельных районах Нигера и Чад. На уровне ~11,2 тыс. л.н. они пользуются трансконтинентальным развитием; 10 тыс. л.н. — отмечены лишь в Марокко и Мали, а ~3,6 тыс. л.н. — в Нигере. ~3 тыс. л.н. эпизоды формирования песчаных эоловых отложений зафиксированы в отдельных районах Нигера, Чад и Судана; ~2 тыс. л.н. — в Мали. 1 – 0,7 тыс. л.н. эоловые

песчаные отложения снова имели трансконтинентальное развитие, формировавшиеся во многих районах Марокко, Мали, Нигера, Чад и Судана.

В северной провинции Северной Африки (севернее 22° с.ш.), включающей пустыни Марокко, Алжира, Туниса и Египта, история голоценового песчаного осадконакопления была существенно иной. Около 15,2 тыс. л.н. в аридных областях Туниса формировались лессовидные отложения, по кровле которых в интервале 15–14 тыс. л.н. были созданы покровы палеопочв. ~11,6 тыс. л.н. эоловые пески отмечены в районах всех стран северной провинции; ~7,6 тыс. л.н. — лишь в одном районе Туниса, а 2 тыс. л.н. — в большинстве районов Марокко и Египта. Другим принципиальным отличием голоценовых отложений северной провинции является присутствие озерных осадков в трех областях Южного Туниса на уровне около 9 и 7 тыс. л.н.

В связи с последними данными, голоцен Туниса представлял повышенный интерес и нуждался в детализации. В 1994–1995 гг. К.С. Свизи (1996) изучил голоценовые отложения впадин тунисских шоттов на примере наиболее западного тунисского шотта Эль-Гарса, проанализировал разрезы голоценовых осадков пяти скважин, продатировал осадки термолюминисцентным методом и выделил в них семь горизонтов, различающихся по составу, строению и генезису. Пять горизонтов представлены песчаными эоловыми отложениями, а два (в раннем голоцене), древнее 12,2 тыс. л.н. — озерными горизонтально слоистыми песчаниками и на уровне 10 — ~8,5 тыс. л.н. — горизонтально слоистыми озерными илами, увенчанными гипсовой корой с полигональной текстурой.

Сопоставление состава голоценовых отложений шотта Эль-Гарса и водораздельной равнины поднятия Ксур показывает: 1) сходство условий их формирования на границе с поздним плейстоценом и в раннем голоцене; 2) завершение «озерного периода» около 8,5 тыс. л.н.

Таким образом, на протяжении голоцена во впадине тунисских шоттов по данным строения осадков шотта Эль-Гарса преобладают эоловые отложения, озерные осадки развиты эпизодически, морские отсутствуют.

Широкое распространение эоловых отложений в разрезе голоцена в восточной части впадины алжиро-тунисских шоттов свидетельствует о постоянстве проявления интенсивной дефляции. Последняя в пределах Большого Восточного Эрга и смежных поднятий в позднем плейстоцене и раннем голоцене проявлялась в связи со смещением к югу Полярного фронта особенно мощно, согласно представлениям С. Роньона (Rognon, 1976), которые мы разделяем. Именно она начала формировать обширное песчаное море Эрга; с ней, же по нашим наблюдениям, связано интенсивное расчленение расположенного восточнее низкого поднятия Ксур (689 м). Последнее — расчленено системой вад, принадлежащих западному, восточному склонам, и пересекающих поднятие. Согласно ранним научным представлениям, обобщенным Ф. Махачеком в фундаментальном труде «Рельеф Земли», сквозные широтные вад созданы речными потоками, периодически менявшими направления стока с западного на восточное. Однако, это интересное предположение нуждается в обосновании более детальными материалами. Результаты наблюдений автора позволяют объяснить заложение сквозных вад вдоль зон разломов и создание их современного облика в результате длительной, скорее всего перманентной позднеплейстоценовой — голоценовой дефляции и эпизодически проявлявшихся кратковременных, бурных (в понимании Й. Вальтера) водных потоков.

Другой, не менее важной причиной углубления днищ рассматриваемых вад является сельскохозяйственная деятельность человека. На протяжении последних

4–5 тыс. лет здесь возделываются плантации оливок, требующих постоянного подновления поверхности. Столетиями днища вادي искусственно углублялись.

Иное происхождение имеет широтное понижение, ограничивающее поднятие Ксур с севера. Здесь наиболее восточный тунисский шотт Эль-Феджадж открывается к заливу Габес узким линейным понижением. Оно неоднократно наводило на мысль о былом соединении шотта с морем, о существовании Палео-Сахарского моря и провоцировало французских исследователей соединить шотт с морем каналом, превратив его в морской залив.

Шотт Феджадж отделяется от залива Габес проходом или порогом Удреф — линейным понижением с высотами 45–77 м. В 1872–1874 гг. Ф. Лессепс и И. Родэ предложили проект прокладки канала вдоль Удреф с целью создания обширного рукотворного моря, против чего резко и обоснованно выступил А. Помель. Если первые исследователи обосновывали проект эволюционными аналогиями — неоднократно соединением шоттов с морем в древности и рассматривали впадины алжиро-тунисских шоттов как реликты обширного древнего сахарского моря, то второй — геолого-геоморфологическими данными доказывал невозможность существования пролива Удреф. Научное сообщество согласилось с мнением А. Помеля, признало существование сахарского моря утопией и проект сооружения канала — невозможным. Об этой проблеме нет упоминаний в трудах и учебниках XX в., даже такого эрудита, каким был Э. Де Мартонн. После 2-ой Мировой войны генерал Ф.М. Леклерк снова выступил с проектом сооружения канала-пролива. Однако вскоре Тунис получил независимость, и дорогостоящий проект был заморожен.

Споры по широкому кругу вопросов, связанных с сахарским морем, продолжались в научной аудитории. Во впадине шоттов была обнаружена морская фауна среднеплейстоценового возраста. Рассматривались две гипотезы: существования в плейстоцене изолированного морского внутри континентального бассейна и обширной лагуны. В Ливии, в вادي Аш Шати были обнаружены среднеплейстоценовые отложения с морской фауной *Cardium*. Первые детальные исследования района Удреф были проведены тунисским исследователем Х.Б. Оудзоу (1989), который убедительно доказал невозможность стока морских вод через порог, показав, что ни особенности современной тектоники, ни геолого-геоморфологическое строение района прохода не позволяют допустить такую возможность. Находки *Cardium* он объяснил заносом раковин с морского побережья птицами.

Наши наблюдения позволили присоединиться к его мнению и добавить данные о значительной роли линейной дефляции и антропогенных изменений в моделировке понижения Удреф. Прежде всего, приведенные выше данные о строении голоценовых отложений шотта Эль-Гарса исключают возможность проникновения морских вод во впадину шоттов. Особенности строения рельефа северной окраины поднятия Ксур позволяют выдвинуть еще одну гипотезу естественной переброски вод Средиземного моря во впадину шоттов. Наряду с проходом Удреф между впадиной шоттов и зал. Габес расположены ныне глубоко врезаемые крупные вادي Зигзау и Акарит широтного простирания, вдоль которых могли существовать проливы. Наши наблюдения показали, что в формировании этих долин существенную роль сыграло строительство многочисленных оборонительных сооружений на протяжении 4000 лет, начиная с глубокой древности, особенно интенсивные в эпоху Римской империи и во 2-ую Мировую войну.

Вдоль вادي издревле создавались преграды набегам агрессивных жителей Северной и Центральной Африки: днища периодически углублялись, превра-

паясь в непроходимые широкие рвы, на бортах насыпались оборонительные валы, строились стены, возводились другие фортификационные сооружения.

Перед 2-ой мировой войной вдоль ваді Марет французскими военными инженерами была создана линия укреплений по типу линии Мажино на востоке Франции, самостоятельный укрепрайон. В процессе его строительства днище ваді Зигзау на значительном протяжении углублялось, временно заполнялось водами, что делало невозможным прорыв танковых соединений с юга. На северном борту ваді Зигзау были созданы капитальные железобетонные укрепления и огневые точки, в результате чего выбранные из их котлованов рыхлые техногенные отложения увеличили высоту бровок и смежных участков водораздельной равнины. Огромную роль в разрушении и перераспределении, перемешивании поверхностных отложений в зоне влияния укрепрайона играли обширные, постоянно подновлявшиеся минные поля (Шмидт, 2004) Был создан и испытал грандиозные разрушения военными действиями более контрастный и расчлененный антропогенный рельеф ваді, но даже он не давал возможности стоку морских вод во впадину шоттов.

Таким образом, из вышеприведенного следует, что:

1. На протяжении голоцена пески Большого Восточного Эрга интенсивно развевались, а впадина алжиро-тунисских шоттов постоянно заполнялась эоловыми песками.
2. Шотты в голоцене не соединялись со Средиземным морем.
3. В строении поверхностных горизонтов песчано-лессовой формации заметную роль играют техногенные отложения разного генезиса.
4. Северный фланг песчаного моря Большого Восточного Эрга на отдельных участках имеет природно-антропогенный генезис.

Работа выполнена в рамках научной программы проекта РФФИ (№ 06-05-64559).

ЛИТЕРАТУРА

Любимцева Е.Ю. Лессовые породы Африки. Лёссовые породы плато Матмата // Лёссовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 123–133.

Шмидт Х.В. С Роммелем в пустыне. Африканский танковый корпус в дни побед и поражений 1941–1942 годов. М.: Центрополиграф, 2004. 335 с.

Ouezdou H.B. On the Hypothesis of the Saharian Sea // C.R. Acad. Sci. Paris. 1989. T. 308. Serie II. P. 767–772.

Rognon S.Z. Evolution du relief et paleoclimats depuis 40000 ans sur bordure nord du Sahara // Rev. De Geogr. Phis. et Geol. Dynamiq. 1976. Vol. 203(18). P. 251–282.

Swezey C.K. Structural controls on Quaternary depocenters within the Chotts Trough region jf southern Tunisia // Journal of African Earth Sci. 1996. 22. P. 335–347.

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КВАРТЕРА НИЖНЕВОЛЖСКОГО (КАСПИЙСКОГО) РЕГИОНА

В.К. Шкатова

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Valentina_Shkatova@vsegei.ru

Изучение четвертичных образований Нижневолжского (Каспийского) региона началось более 100 лет назад. Расчленение четвертичных образований на бакинский, хазарский, хвалынский и каспийский ярусы было пред-

ложено в 1902 г. Н.И. Андрусовым, а затем применено и продолжено П.А. Православлевым, который в 1932–1934 гг. подразделил их на бакинский, сингильский, астраханский, косожский, хазарский, ательский и хвалынский ярусы, кемрудскую, джорджанскую и саринскую свиты. Развитие взглядов Андрусова и Православлева во второй половине прошлого столетия продолжил П.В. Федоров, представления которого были отражены в первой местной стратиграфической схеме Нижневолжского и Прикаспийского районов (МСС, 1963–1964 гг.), обеспечивающей стратиграфическую базу для мелкомасштабного и в значительной степени для среднемасштабного картирования. Первая региональная стратиграфическая схема Нижневолжского региона (МСК, 1984–1986 гг.) была рекомендована для составления легенд при средне- и крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работах (Решение..., 1986).

С 90-х годов прошлого столетия в связи с подготовкой Нижневолжской серийной легенды для ГГК-200 (2-е издание) РМСК по Центру и Югу Русской платформы в 1998 г. (МСК, 1999 г.) были утверждены изменения и дополнения в региональную схему 1984–1986 гг. Исчезли ледниковые горизонты в связи с изменением районирования (Доно-Медведицкий район отнесли к Центральному региону). В эоплейстоцене появился апшеронский регионярус в ранге надгоризонта, объединяющий выделенные в схеме 1984 г. четыре горизонта. В неоплейстоцене выделены горизонты: тюркянский, бакинский с двумя подгоризонтами, сингильский и хазарский с двумя подгоризонтами и был сохранен хвалынский надгоризонт, объединявший три горизонта. В голоцене был сохранен новокаспийский горизонт, но подразделен на два подгоризонта.

С начала нынешнего столетия в связи с подготовкой ГГК-1000/3 (третье поколение) при составлении серийных легенд была использована прежняя региональная схема Нижневолжского региона 1999 г. При картосоставительских работах ГГК-1000/3, включающих территорию Нижневолжского региона и акваторию, выяснилась необходимость уточнения возраста и объема отдельных региональных подразделений и несостоятельность региональных и местных схем для акватории Каспия.

Автором предлагается проект обновленной (по отношению к схеме 1999 г.) региональной стратиграфической схемы квартера Нижневолжского (Каспийского) региона. При составлении схемы использованы материалы автора (Шкатова, 2005а,б), литературные данные по голоцену суши (Еремин и др., 1992) и по акватории Каспия (Безродных и др., 2004). В качестве Общей стратиграфической шкалы квартера использована шкала, опубликованная в 2000 г. в Дополнениях к стратиграфическому кодексу России, а также Общая магнитостратиграфическая шкала полярности квартера России, составленная В.К. Шкатовой и соотнесенная с кислородно-изотопной шкалой, опубликованная там же. Предлагаемая Нижневолжская региональная схема сопоставлена с региональной схемой 1999 г., с местными схемами (отсутствует региональная) для морской формации Каспийского и Черного морей (РМСК, 1997 г.) и с проектом новой межрегиональной схемы Европейской России (см. табл. 1.9).

Таблица 1.9. Корреляция региональной схемы квартера Нижневолжского региона (проект) с региональной схемой Нижневолжского региона (МСК, 1999), с местными схемами морской формации Каспия и Черного морей (РМСК, 1997) и с проектом региональной схемы Европейской России (С.М. Шик, 2004)

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				ОБЩАЯ МАГНИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА				РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА КАСПИЯ (ПРОЕКТ)				Местные схемы для морской формации Каспийского и Черного морей				Числовые значения			
Система	Подсистема	Возраст (млн лет)	Субэпохи, мейотопы	Эпоха, век	Возраст (млн лет)	Субэпохи, мейотопы	Горизонты и подгоризонты	Наименование	Рег. стратиграфическая схема	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (КВАТЕР)	ПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	2.5 6.0	1	Горизонты и подгоризонты	Нижнекаспийский	Нижнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	12 24 42 60	2		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
НЕОГЕН	ПАЛЕОГЕН	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	100 120	3		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
	СРЕДНЕЕ	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	182 290 390	4		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
ПАЛЕОГЕН	ПАЛЕОГЕН	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	460 580 635	5		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
	НИЖНЕЕ	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	780 850 990 1210 1240	6		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
ПАЛЕОГЕН	ПАЛЕОГЕН	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	1775 1820	7		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
	НИЖНЕЕ	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	1950 2100 2220 2370 2410	8		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
ПАЛЕОГЕН	ПАЛЕОГЕН	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	2475 2520	9		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		
	НИЖНЕЕ	ВЕЧНЕЕ	ПОДПОЦЕН	ПОДПОЦЕН	2775 2820	10		Верхнекаспийский	Верхнекаспийский	Местные	Числовые значения	Система	Подсистема	Возраст	Система	Подсистема	Возраст		

Проблемы корреляции, которые отражены в таблице пунктирной линией, тесно связаны с нерешенными вопросами Общей шкалы квартера России. Не принята граница эоплейстоцена и неоплейстоцена, совмещенная с положением границы магнитозон Матуяма-Брюнес (780 тыс. л.), а отсюда проблемы с отнесением петропавловского горизонта и его аналогов (тюркянского и др.) к эоплейстоцену или неоплейстоцену. Существуют проблемы соотношения горизонтов с кислородно-изотопной шкалой — лихвинского (сингильского и др.) — с тремя (11-ой, 10-й, 9-й) стадиями или с одной (11-ой), микулинского (верхнехазарского и др.) — с 5-ой стадией или 5-ой подстадией, деление эоплейстоцена на три звена (вместо двух) по аналогии с тремя подрегионарусами апшерона Прикаспия и тремя ярусами калабрия Средиземноморья.

В предлагаемой региональной схеме внесены следующие изменения.

Эоплейстоцен. В сохраненном апшеронском надгоризонте (регионалорусе) выделено три горизонта: нижнеапшеронский (новоказанковский), среднеапшеронский с двумя подгоризонтами — цубукским и сероглазовским и верхнеапшеронский (замьянский).

Неоплейстоцен. Нижний неоплейстоцен. Сохранен тюркянский горизонт. Бакинский горизонт вновь получил ранг надгоризонта (Решение..., 1986), а ниже- и верхнебакинские (бывшие подгоризонты) вновь стали горизонтами (Решение..., 1986). Средний неоплейстоцен. Сохранен сингильский горизонт. Хазарский (бывший горизонт) вновь переведен в ранг надгоризонта (Решение..., 1986) с выделением в нем двух горизонтов — нижнехазарского (как было в схеме 1984 г.) и нового — астраханского (черноярского). Верхний неоплейстоцен. Вновь восстановлен верхнехазарский горизонт (бывший подгоризонт по схеме 1999 г.) (Решение..., 1986). Этот горизонт для всего Нижневолжского региона является климатобиомагнито-стратиграфическим маркером. В нем выделены два новых подгоризонта — никольский и копановский. Вместо трех — терешкинского, енотаевского и сарпинского горизонтов, объединенных ранее в хвалынский надгоризонт, предлагается выделить четыре горизонта: ательский (климатомагнитостратиграфический репер, мустьерская стоянка) нижнехвалынский, енотаевский (сохранен) и верхнехвалынский. Три последних объединены в хвалынский надгоризонт.

Голоцен. Вместо одного новокаспийского горизонта, предлагается выделить два горизонта — мангышлакский и новокаспийский (сохранен), объединенные в каспийский надгоризонт. В новокаспийском горизонте предлагается выделить три (вместо двух) подгоризонта — нижненовокаспийский (сохранен), средненовокаспийский (бывший верхненовокаспийский) и верхненовокаспийский новый. Ниже приводятся стратотипы подразделений.

Эоплейстоцен. Нижнеапшеронский (новоказанковский) горизонт — стратотип новоказанковский мариний, разрез скв. 512 (инт. 222-275) в 7 км юго-восточнее с. Новая Казанка (Казахстан) (Решение..., 1986). Среднеапшеронский горизонт — составной стратотип, состоит из стратотипов цубукского подгоризонта (цубукский мариний) — разрез скв. 123 (инт. 140-47) в районе с. Замьяны, правый берег Волги и сероглазовского подгоризонта (сероглазовский мариний) — разрез скв. 55 (инт. 41-98), п. Урда (Казахстан), гипостратотип — скв. 40 (184) (инт. 34-60), в 6 км севернее с. Харьковка, Вол-

гоградская область (Решение..., 1986). Верхнеапшеронский (замьянский) горизонт — стратотип замьянский мариний, разрез скв. 123 (инт.110-140), с. Замьяны, правый берег Волги (Решение..., 1986).

Нижний неоплейстоцен. Тюркянский горизонт (шабенирский горизонт по схеме 1984 г.) — лектостратотип шабенирский аллювий в скв. 123 (инт. 93-100), с. Береговое, в 70 км севернее г. Астрахани, парастратотип — у д. Шабенир (Решение..., 1986). Нижнебакинский горизонт — неостратотип нижнебакинский мариний, п. Никольское, в 1,5 км ниже п. Грачи и выше пристани п. Черный Яр (известный как разрез у автомобильного спуска), правый берег Волги (Решение..., 1986). Верхнебакинский горизонт — неостратотип верхнебакинский мариний, разрез на северо-западном побережье оз. Баскунчак, в балке Пещерная (Решение..., 1986).

Средний неоплейстоцен. Сингильский горизонт — лектостратотип сингильский лимноаллювий, п. Никольское (разрез), правый берег Волги. Нижнехазарский горизонт — лектостратотип нижнехазарский мариний, п. Копановка (разрез), правый берег Волги (Решение..., 1986). Астраханский (черноярский) горизонт — стратотип черноярский почвенный комплекс, п. Черный Яр—Нижнее Займище (разрез), правый берег Волги. Палеомагнитная аномалия (ПМА) — черноярская (Ямайка?) (Шкатова, 2005а).

Верхний неоплейстоцен. Верхнехазарский горизонт — лектостратотип составной, верхнехазарский (сероглазский) мариний, п. Сероглазка (разрез) и копановский (цаган—аманский) аллювиомариний, п. Копановка—Цаган—Аман (разрез), правый берег Волги (Решение..., 1986; Шкатова, 2005а). Никольский подгоризонт — стратотип никольский аллювий, п. Никольский (разрез), парастратотип верхнехазарский мариний, п. Сероглазка (нижняя часть разреза), правый берег Волги (Решение..., 1986; Шкатова, 2005а,б). Копановский подгоризонт—стратотип копановский (цаган—аманский) аллювиомариний, п.п. Копановка—Цаган—Аман (разрез), правый берег Волги. (Шкатова, 2005а,б). Субзона Сероглазка (Блейк). Ательский горизонт — лектостратотип лессоидный лимноаллювий, п. Райгород (разрез), парастратотип — п. Никольский, правый берег Волги (Шкатова, 2005а, б). Ательская (Стрейт?) ПМА (Шкатова, 2005а). Нижнехвалынский горизонт — лектостратотип нижнехвалынский мариний, п. Золотой Бугор, парастратотип — п. Енотаевка (разрезы), правый берег Волги (Решение..., 1986; Шкатова, 2005а, б). Енотаевский горизонт — лектостратотип енотаевский аллювий, п. Молчановка (Решение..., 1986). Верхнехвалынский горизонт — лектостратотип верхнехвалынский (сарпинский) мариний, п. Вязовка, правый берег Волги (Решение..., 1986; Шкатова, 2005а, б).

Голоцен. Мангышлакский горизонт — лектостратотип морской ундалювий, прибрежные и авандельтовые фации, скважины в акватории Северного Каспия (Безродных и др., 2004; Шкатова, 2005а). Новокаспийский горизонт — стратотип новокаспийский мариний, г. Каспийск (скважина, шурф) (Решение..., 1986). Нижненовокаспийский подгоризонт — стратотип нижненовокаспийский мариний, г. Каспийск (скважина, шурф) (Решение..., 1986; Шкатова, 2005а), две ПМА — Жекалган-1 (Соловки) и Жекалган-2 (Еремин и др., 1992). Средненовокаспийский подгоризонт — стратотип средненовокаспийский мариний, с. Бирючья Коса (скважина, шурф) (Решение..., 1986;

Шкатова, 2005а), ПМА Каспийск (Еремин и др., 1992). Верхненовокаспийский подгоризонт – стратотип верхненовокаспийский мариний, г. Каспийск (шурф), парастратотип морской биогений, подводнолуговая фация, с. Крайновка (Дагестан) (Шкатова, 2005а).

Выводы:

1. Предлагается единая региональная схема для суши и акватории.
2. Схема построена с учетом трансгрессивных и регрессивных осадков на суше и в акватории и данных палеомагнитных и геохронометрических.
3. Выделено десять (вместо восьми) трансгрессивных горизонтов. Верхнехазарский горизонт определен как реперный датированный уровень для корреляции событий Каспия и Мирового океана.
4. Выделено шесть (вместо трех) регрессивных горизонтов – климатобиомагнитостратиграфических и тектонических рубежей с соответствующими регрессиями: тюркянской до –150 м (С.А. Лукьянова и Л.Г. Никифоров, 1970), сингильской ниже –48 м (Г.И. Рычагов, 1997), астраханской (черноярской) до –90 м (–60 м от современного уровня) (Безродных, и др., 2004), ательской до –100 м (–70 м от современного уровня) (Безродных, и др., 2004), енотаевской до –45–50 м (–20 м от современного уровня) (Безродных и др., 2004), мангышлакской до –73–75 м (–45 м от современного уровня). Эпохи регрессий являлись переломными в эволюции всего Каспийского региона, и каждая следующая трансгрессия обладала своими специфическими чертами.
5. Выделено пять (вместо двух) надгоризонтов (региоарусов): апшеронский (сохранен), бакинский, хазарский, хвалынский (сохранен), каспийский, отражающие основные этапы геологической истории Каспийского региона, с сохранением терминологии, широко вошедшей в геологическую практику. Выделение каспийского надгоризонта, несмотря на краткость этого этапа, но с учетом его специфики и значимости (он соответствует голоценовой эпохе), оправдано.

ЛИТЕРАТУРА

Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В., Магомедов Р.Д. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114–124.

Еремин В.Н., Шадрухин А.В., Молостовский Э.А. Голоцен Северного Прикаспия (Стратиграфия, палеогеография, палеомагнетизм) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 54–63.

Решение 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград-Полтава-Москва, 1983 г.) с регион. схемами. Л., 1986. 155 с.

Шкатова В.К. Единая (для суши и моря) региональная стратиграфическая схема верхнего плейстоцена и голоцена Каспия (проект) // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 466–467.

Шкатова В.К. Палеогеографическая реконструкция и хронология позднеплейстоценовых бассейнов Каспия // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 463–466.