

**Материалы  
IV Всероссийской  
научной конференции  
(с международным участием)**



# **«ДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ»**

**The Dynamics  
of Modern Ecosystems  
in the Holocene**

**Proceedings  
of the IV Russian  
Scientific Conference**

Пушино  
2016

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО НАУЧНЫХ ОРГАНИЗАЦИЙ  
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
Институт физико-химических и биологических  
проблем почвоведения РАН  
Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова**

**МАТЕРИАЛЫ  
IV ВСЕРОССИЙСКОЙ НАУЧНОЙ КОНФЕРЕНЦИИ  
ДИНАМИКА СОВРЕМЕННЫХ ЭКОСИСТЕМ  
В ГОЛОЦЕНЕ**

**(Пущино, 17–20 октября 2016 г.)**

Пущино  
2016

УДК 574.4(061.3) + 631.4  
ББК 28.08/40.3  
Д46

Материалы IV Всероссийской научной конференции «Динамика современных экосистем в голоцене» / [Отв. ред. С.Н. Удальцов]. Товарищество научных изданий КМК. – Москва: 2016. – 270 с.

Сборник содержит материалы IV Всероссийской научной конференции (с международным участием) «Динамика современных экосистем в голоцене», проходившей 17–20 сентября 2016 г. в г. Пущино Московской области. Тематика работ охватывает широкий круг вопросов состояния отдельных элементов и компонентов экосистем, их состава, структуры и динамики под влиянием природных и антропогенных факторов. Отражены результаты разработок проблем реконструкции динамики экосистем и их структурных компонентов в эталонных регионах Евразии и оценке роли в них климатического и антропогенного факторов. Большое внимание уделено изменениям почвенного покрова в голоцене. Проанализирована динамика взаимодействия природной среды и человека за последние 10 тысяч лет. Сборник предназначен для специалистов и всех интересующихся историей природы и человека.

The Dynamics of Modern Ecosystems in the Holocene: Proceedings of the IV Russian Scientific Conference with International Participation / [Chief Editor S.N. Udaltsov], Moscow: KMK Publishing House, 2016. 270 p.

The book presents the Proceedings of the Fourth Russian Scientific Conference with International Participation «The Dynamics of Modern Ecosystems in the Holocene», held in Pushchino Moscow region, September 17–20, 2016. Subjects of the works cover a wide range of questions on the state of separate elements and components of ecosystems, their composition and structure in relation to natural and anthropogenic factors. The results reflect the studies on the problems of reconstructions of the dynamics of ecosystems and their structural elements in the reference regions of Eurasia and the evaluation of the role of climatic and anthropogenic factors. Of special attention are the questions of the changes of soil cover within the Holocene. The dynamics of interrelations of natural environment and man during past 10 millennia is analyzed. The book is intended for professionals and those interested in the history of man and nature.

*Публикация осуществлена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 16-04-206122)*

Рекомендовано к изданию Ученым советом ИФХиБПП РАН

Ответственный редактор  
к.б.н. С.Н. Удальцов

Редакционная коллегия

д.б.н. А.Б. Савинецкий  
к.б.н. Т.В. Кузнецова  
к.б.н. Б.Ф. Хасанов

**ISBN 978-5-9908941-2-9**

© Коллектив авторов  
© Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 2016 г.

## ЕСТЕСТВЕННЫЕ СТЕПНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ, ИХ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И СВОЙСТВА

Б.Д. Абатуров

*Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва, Ленинский просп., 33;  
e-mail: abaturovbd@mail.ru*

Степные экосистемы в результате многовековой хозяйственной деятельности человека претерпели глубокие преобразования. Считается, что в настоящее время естественные экосистемы повсеместно заменены искусственными, которые не обладают необходимыми функциями жизнеобеспечения. Приоритетными становятся задачи сохранения и восстановления экосистем в их естественном состоянии путем ограничения разных форм природопользования [1]. Однако не ясно, что следует понимать под естественной экосистемой и каковыми на самом деле они должны быть.

В современном понимании степная экосистема – это природная совокупность живых и косных компонентов, сформированная в аридных климатических условиях при абсолютном господстве травяных форм растений (злаки, разнотравье) с участием кустарничков, полукустарничков и кустарников. Доминирование трав – необходимый атрибут степной экосистемы. Известно, что формирование степных формаций началось более миллиона лет назад, и их современный облик возник еще в плейстоценовые межледниковья в доисторические эпохи [2]. Между тем существование степей как самостоятельных коренных природных формаций подвергается сомнению. На рубеже XVIII и XIX веков господствовали представления о вторичном происхождении степей. До сих пор считается, что степные ландшафты – продукт разрушительной деятельности человека [3,4]. В конце XIX и в XX веке распространение получила точка зрения о постепенном вытеснении степной растительности лесом [5]. Однако проведенный еще в конце XIX столетия анализ существующих воззрений показал их неубедительность и проблема до сих пор остается неясной [6]. Ее решение требует понимания сравнительной жизнеспособности древесных и травянистых форм растений в аридных условиях, где основным лимитирующим фактором выступает влагообеспеченность растений.

Деревья и травы в условиях дефицита доступной влаги используют ее запасы предельно и при сходной влагообеспеченности формируют близкую по величине продукцию. Однако ее распределение между структурными частями растений разных жизненных форм принципиально различается. У деревьев значительная часть ассимилятов (40–50% продуктов фотосинтеза) расходуется на жизнедеятельность скелетных органов (стволов и ветвей). У травянистых растений эта доля продуктов фотосинтеза локализуется преимущественно в корневой системе, что обеспечивает компенсирующее увеличение подземной массы, прежде всего корней

[7]. На их долю у степных трав приходится от 80 до 95% всей растительной массы, тогда как у древесных растений – не более 25%. В итоге существенно возрастает корнеобеспеченность травянистых растений: отношение массы корней к живой надземной массе, в основном листьев, в луговых и степных растительных сообществах во много раз выше (от 4 до 27), чем в лесных древесных (менее 0,6). В результате значительно повышается скорость влагопотребления, которая пропорциональна концентрации корней в почвенном слое [8]. Это обеспечивает травам выигрывание в конкуренции за влагу у древесных растений и формирование степной формации.

Степные экосистемы к настоящему времени претерпели глубокие преобразования под влиянием многовековой пастьбы скота и повсеместной распашки земель. Традиционно считается, что классическим образцом естественных ненарушенных выпасом скота степей являются ковыльные степи. Казалось бы, прекращение выпаса, или его ограничение должно обеспечить естественное состояние степной экосистемы. Однако пастьба животных в степных природных зонах всегда была естественным фактором, выполняющим в экосистемах необходимые функции. В настоящее время накопились данные, из которых следует, что исключение или простое ослабление пастьбы животных сопровождается накоплением сухой отмершей растительной массы, образованием мощной подстилки (степного войлока), сокращением видового состава растений и животных, закустариванием степей и другими последствиями, выражающимися в разрушении естественного состояния и функционирования степной экосистемы [9–12]. Все это особенно заметно проявилось в последние десятилетия после повсеместного сокращения пастьбы скота и выразилось, в частности, в широком распространении степных пожаров, когда огнем оказались пройденными обширные площади разнотравно-дерновиннозлаковых степей России и Казахстана. Этот пример свидетельствует о важной функциональной роли пастьбы животных, в том числе сельскохозяйственных, ограничивающих развитие негативных процессов в степной экосистеме.

Пастбищное воздействие затрагивает не только растительность, но сказывается и на свойствах почвы. В аридных экосистемах на поверхности почвы развивается пленка (корка) из лишайников, водорослей, мха, которая негативно влияет на воднофизические свойства и режим влажности почв, заметно снижает водопроницаемость почв [13,14]. Формирование такой корки

зависит от интенсивности пастьбы животных. В полупустыне северного Прикаспия (Джаныбекский стационар РАН) доля поверхности почвы, покрытая корочкой из цианобактерий (*Nostoc* spp.) и лишайников (*Caloplaca raesaeneni*, *Endopyrenium desertorum*), закономерно уменьшалась с 97% при отсутствии пастьбы животных до 37% на пастбище. При этом водопроницаемость почвы на пастбище в отличие от территории с исключением пастьбы возрастала в 5 раз в результате разрушения покрова из цианобактерий и лишайников копытами пасущихся животных [15]. Как видно, пастьба растительных млекопитающих, в том числе сельскохозяйственных животных, выступает важным элементом функционирования степной экосистемы.

Важнейший разрушающий степную экосистему антропогенный фактор – пахота почв. Однако и в естественной природной среде аналогичные пахоте процессы осуществляются путем механической переработки почв многочисленными крупными и мелкими почвообитающими животными. В нарушенных их роющей деятельностью участках формируются почвы со специфическими свойствами. В результате периодической смены и последовательного оборота используемых этими животными местообитаний вся степная поверхность довольно быстро (в вековом масштабе) бывает пройдена такой переработкой почвенного покрова. Нужно учитывать, что последствия зоогенного преобразования почв во многих случаях необратимы и оказываются ощутимее по сравнению с обычной антропогенной пахотой почв, завершающейся после ее прекращения постепенным восстановлением их исходного состояния.

Системы нор полевок (степной пеструшки *Lagurus lagurus*, общественной полевки *Microtus socialis*, полевки Брандта *Lasiopodomys Brandtii* и др.), одиночные норы различных видов сусликов и других грызунов разрыхляют верхние слои почвы, пронизывают внутрипочвенными ходами и норами слабопроницаемые для воды горизонты и тем самым облегчают поступление вод атмосферных осадков в глубь почвы [16–18]. В сухой степи северного Прикаспия (Джаныбекский стационар РАН) малые суслики (*Spermophilus pygmaeus* Pall.) ежегодно сооружают несколько десятков/га одиночных вертикальных нор, которые представляют собой вертикальную дренажную трубу диаметром 5–6 см, пронизывающую почвенную толщу, в том числе непроницаемый для воды солонцовый горизонт, на глубину до 1 м, и тем самым открывают доступ талым и дождевым водам в глубокую засоленную почвенную толщу [16]. Солонцовые почвы северного Прикаспия весной по таким норам увлажняются на глубину до 1,5 м, тогда как обычно (без нор) – не глубже 40–50 см. Меняющийся характер увлажнения перерыхлых почв вызывает глубокие изменения морфологии почвы, строения и сложения почвенной толщ, ее химических и физических свойств. Особенно резко меняется солевой режим, характер осолонцованности этих почв, что

сопровождается их значительным уплотнением. Этот процесс необратим и ведет к формированию западного микрорельефа, комплексного почвенного и растительного покрова.

Примеры аналогичного естественного преобразования степных почв под влиянием механических форм деятельности животных можно продолжать и дальше. Все они свидетельствуют, что эти формы преобразования почв – не случайное явление, а закономерный процесс, охватывающий всю степную повсеместно заселенную животными территорию. По своей сути это явление аналогично антропогенным формам влияния. В том и другом случае они выражаются в механическом нарушении сложения и структуры почв. Различия проявляются только в интенсивности такого действия (непрерывная пахота), или в необратимости преобразований в случаях с роющей деятельностью млекопитающих. Во втором случае – это естественный процесс и формирующиеся под его влиянием экосистемы представляют собой естественные природные образования, не отличающиеся существенно от антропогенно создаваемых искусственных экосистем. Безусловно, природоохранные меры, направленные на восстановление естественных экосистем, должны учитывать необходимость сохранения подобных динамических природных процессов.

#### Литература

1. Павлов Д.С., Стриганова Б.Р., Букварёва Е.Н. Экологическая концепция природопользования // Вестник РАН. 2010. Т. 80. № 2. С. 131–140.
2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В. и др. Этапы становления аридной зоны юга России (по материалам строения лессово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Ростов-на-Дону: издательство ЮНЦ РАН. 2011. С. 140–143.
3. Авдеев В.Д. Что такое степь? // Ботанический журнал. 1964. Т. 49. Вып. 1. С. 75–84.
4. Разумовский С.М. Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука. 1981. 231 с.
5. Коржинский С.И. Северная граница Черноземно-степной области восточной полосы Европейской России в ботанико-географическом и почвенном отношении. Ч. 1 // Тр. Общества естествоиспытателей при Казанском университете. Т. 18. Вып. 5. Типография Императорского Университета. 1888. 253 с.
6. Богатов А. О степной растительности, в связи с вопросом о причинах безлесия южно-русских степей // Лесной журнал. 1899. Вып. 4. С. 550–575.
7. Абатуров Б.Д. Конкуреннтное разобшение травяных и древесных растительных сообществ в степной и лесной природных зонах // Успехи современной биологии. 2014. Т. 134. № 5. С. 494–502.
8. Судницын И.И. Движение почвенной влаги и водопотребление растений. Издательство Московского университета. 1979. 255 с.
9. Пачоский И.К. Описание растительности Херсонской губернии. Херсон. Херсонский естественно-исторический музей. 1917. 366 с.
10. Семенова-Тян-Шанская А.М. Накопление и роль подстилки в травяных сообществах. Л.: Наука, 1977. 191 с.

11. Дидух Я.П. Что мы должны охранять в степных заповедниках // Степной бюллетень. 2014. № 40. С. 8–10.
12. Ткаченко В.С. Детерминировано природой // Степной бюллетень. 2014. №40. С. 5–7.
13. Гунин П.Д. Экология процессов опустынивания аридных экосистем. М.: ВАСХНИЛ, 1990. 354 с.
14. Belnap Ja. The potential roles of biological soil crusts in dryland hydrologic cycles // Hydrological processes. 2006. № 20. P. 3159–3178.
15. Абатуров Б.Д. Изменение мелких форм рельефа и

водно-физических свойств тяжелосуглинистых почв полупустыни под влиянием пастьбы животных // Почвоведение. 1991. № 8. С. 6–17.

16. Абатуров Б.Д. Млекопитающие как компонент экосистем. М. Наука. 1984 285 с.

17 Быков А.В., Просвирина А.П. Норная сеть мелких млекопитающих в лесных подстилках восточно-европейской тайги // Лесоведение. 1990. № 3. С. 67–71.

18. Дмитриев П.П. Млекопитающие в степных экосистемах Внутренней Азии. Москва. 2006. 224 с.

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЧЕЛОВЕКА И ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ АНТРОПОСФЕРЫ

**Е.И. Александровская, А.Л. Александровский**

*Институт географии РАН, Москва; e-mail: antroposfera@rambler.ru*

Возникновение человека и человечества вызвало коренные изменения в эволюции природы Земли. Появилась и стала быстро развиваться антропосфера. Термин «антропосфера» был предложен Д.Н. Анучиным (1902) для обозначения человечества, понимаемого как целое, своеобразное планетарное географическое явление [1]. При этом, на наш взгляд, антропосфера включает также все созданное человеком и является результатом, как эволюции сознания человечества, так и связанной с ним эволюции деятельности людей. Более того, антропосфера – это не только сфера деятельности, но и сфера интересов человечества.

Эволюция климата и связанные с ней эволюционные смены ландшафтов продолжались на протяжении всей истории Земли. Подобное природное разнообразие и постоянные изменения ландшафтов закономерно должно было вызывать у человека и разнообразные реакции, как приспособительные к новым ландшафтным условиям, так и миграционные. Можно предположить что антропосфера – это этап развития географической оболочки, для которого характерно использование ее человеком в познавательных и утилитарных целях.

«Неолитическая революция», начавшаяся около 10000 лет назад, ознаменовалась переходом от высокозатратного присваивающего хозяйства (собирательство и охота) к производящему хозяйству (земледелие и скотоводство). В первую очередь это относится к окультуриванию растений, а также к одомашниванию животных. Распространение зерновых культур создало и другие новые проблемы для человека. Так, например, широкое введение в культуру ячменя и ржи вызвало распространение, паразитирующей на завязях этих и других злаков спорыньи. Спорынья содержит группу алкалоидов, обладающих высокой физиологической активностью. Одним из самых тяжелых и частых проявлений отравления спорыньей являются психозы [2].

Процесс освоения древними культурами прогрессивных, и непривычных для них производств,

сопровождался выбросом в окружающую среду большого количества элементов и их соединений, и послужил дальнейшему росту антропохимических процессов. Ярко эти процессы проявились в бронзовом веке. Бронза – сплав меди с мышьяком, сурьмой свинцом или оловом, отличающейся большой твердостью. В это время человек активно стал использовать и другие минералы, химические элементы которых вполне могли попадать в организмы людей (особенно знатных), например, с пищей, если она готовилась в бронзовых котлах. Об этом в частности свидетельствуют данные изучения предметов и бронзовых котлов скифского времени, пища из которых, несомненно, содержала в больших количествах такие элементы как медь, свинец, мышьяк и ртуть (табл. 1).

Следует учесть, что при добавке свинца в пищу и питье изменяется двигательная активность мышей. Она характеризуется возрастанием числа вставаний и горизонтальных перемещений [3]. Подобные проявления беспокойства и увеличения двигательной активности, вызванные воздействиями свинца, могут быть причиной миграций, как у животных, так и у людей: «беспокойство, охота к перемене мест». В бронзовом котле древних скифов готовилась пища для вождя и других знатных людей племени, следовательно, именно эти люди, получая постоянно вместе с пищей свинец, могли испытывать потребность в миграции, хотя, безусловно, на миграцию племен влияли и экономические и природные факторы.

В костной ткани (табл. 2) знатной дамы из сарматского погребения (Ставропольский край, Ипатово) содержание многих элементов повышено по сравнению с кларком: цинка в 3,5; мышьяка в 10, брома в 5, свинца в 35, циркония в 10, ртути в 2,25 раза. Данное погребение (№ 14) выделялось большим количеством изделий из золота и серебра и других элементов (табл. 3). Также в нем были обнаружены предметы, покрытые красной ртутной краской. В грунте из погребения установлено повышенное содержание свинца и некоторых других элементов.

**Таблица 1.** Микроэлементы из царского скифского захоронения, в мг/кг

Объект	Sr	Cu	Pb	As	Sn	Hg	Zn
<i>Кларк</i>	384	30	13	2	2	0.08	76
Краска с поверхности деревянной детали	500	<b>700</b>	20	3	3	<b>5</b>	40
Заполнение бронзового котла	400	<b>13600</b>	<b>450</b>	<b>150</b>	3	0.01	60

\*Здесь и ниже жирным шрифтом выделены повышенные концентрации

**Таблица 2.** Микроэлементы в костной ткани ( $n \cdot 10^{-5}$ ) знатной сарматской дамы, III в. до н.э. Ипатово 3, курган 2, погребение 14

	Ni	Cu	Zn	Mn	Hg	Se	As	Br	Pb	Sr	Rb	Zr	Y	Ga
<i>Кларк кости</i>	0.7	1.8	14	10	0.04	0.5	0.1	0.7	1.9	8.5	0.2	0.2	1	-
Погреб. 14	0.7	2.3	<b>47.3</b>	10.7	0.09	0.1	<b>1.02</b>	<b>3.6</b>	<b>67</b>	<b>46</b>	0.1	<b>1.9</b>	1.7	3.2

**Таблица 3.** Состав ритуальных красок из «сумки» знатной сарматской дамы, III в. до н.э.

Проба	Вещество	Основные элементы
Сумка 2, красный пигмент	Киноварь	<b>Hg, +Pb</b>
Сумка 2, желтый пигмент	Лимонит с примесями	<b>Fe, +Ag, Au, Hg, Cu, Pb</b>
Сумка 2, зеленый пигмент	Ярь-медянка	<b>Cu, +Sr, Pb, Hg</b>
Красная краска на коже	Киноварь	<b>Hg</b>
Красная краска с ножен кинжала	Киноварь	<b>Hg</b>

**Таблица 4.** Микроэлементы в городских почвах бывших колоний ( $n \cdot 10^{-6}$ )

Объект	Sr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Sn
<i>Кларк</i>	122	18	99	30	76	13	2.2
Макасар, культурный слой из форта	70	<10	15	39	97	<b>104</b>	-
Батавия, центр	<50	20	11	<b>93</b>	<b>592</b>	<b>474</b>	-
Малакка, центр	146	<10	<10	54	<b>703</b>	<b>284</b>	<b>167</b>
Куала-Лумпур, парк	53	<10	<10	<20	<b>247</b>	<b>98</b>	<b>95</b>

В железном веке человек все шире применяет различные химические элементы и в производстве, и в быту. Об этом свидетельствуют данные исследования костных остатков людей раннего железного века. На горных работах в античную эпоху была занята огромная армия работников. Здесь почти всегда требовалась рабочая сила, т.к. смертность рудокопов была огромной. Сведения о профессиональных заболеваниях при добыче киновари у рудокопов и металлургов мы встречаем у Плиния Старшего [4]. Особенно губительной для здоровья была работа в шахтах, где добывался естественный сандалак (красный минерал мышьяка).

Домашняя утварь знатных римлян была сделана из меди и бронзы. С немалой долей уверенности можно предположить, что избыточные количества меди и олова также поступали в организмы тех, кто ел пищу, приготовленную или хранившуюся в таких емкостях. Избыток олова в организме может вызвать фотофобию, т.е. раздражение глаз от солнечного света, похудание, раздражительность, упорные головные боли и боли в животе, в отдельных случаях психические расстройства [5]. У зажиточных римлян было принято покрывать внутреннюю поверхность бронзовых кубков, жаровен и иной посуды тонким слоем свинца – для того, чтобы устранить «плебейский» привкус меди. Свинец вступал в реакцию с кислотами, содержащимися в пище и вине, и входил в состав растворимых солей.

Раннее средневековье в Европе – время активного развития земледелия. Главное место занимали зерновые культуры: пшеница, ячмень, овес и рожь. При низком техническом развитии любые климатические аномалии приводили к неурожаю. Голод был одной из реалий повседневной жизни средневекового человека. К жестоким голодовкам в масштабах стран следует добавить сотни локальных и недороды каждые 3–5 лет. Кроме того, крестьянин не имел возможности воспользоваться всем своим урожаем. Значительную часть – до двух третей продуктов, приходилось отдавать землевладельцу, церкви, государству. В голодные годы приходилось употреблять зерно, пораженное спорыньей, что вызывало эпидемии психоза [2].

К концу первого тысячелетия легкодоступные запасы руды были истощены, а потребность в металле возросла. Поэтому примерно с восьмого века начали переходить к добыче глубоко залегающих руд железа, меди, серебра. Рудокопы некоторых средневековых горнорудных районов сталкивались с антропохимической проблемой радиоактивности, не зная об этом. Так шахтеры средневековой Германии, работавшие в рудниках, серебрянная руда которых содержала примесь урановых минералов, дышали воздухом, обогащенным радиоактивным радоном [6]. Радон, поступающий в организм в избыточных количествах, вызывает лучевую болезнь, поражает органы кро-

ветворения и приводит к раку. Женщины в таких местностях выходили замуж по нескольку раз, т.к. их мужья умирали от «горняцкой чахотки».

В целом в средневековой Европе развитие производств сопровождалось крайне высоким уровнем загрязнения окружающей человека среды. До сих пор в Англии, на территории, примыкающей к старинным плавильным печам, не функционирующим со средних веков, концентрация кадмия оказывается в сотни раз выше фоновых показателей [7]. К началу XVI века заметно усилился процесс урбанизации. В этом отношении лидировали Нидерланды, где в городах было сконцентрировано более половины всего населения страны. Промышленность превращается здесь в ведущую отрасль экономики. Основой черной металлургии стало доменное производство [8]. Продолжала развиваться цветная металлургия. Так для бытовых нужд вырабатывалось довольно много оловянной посуды и оловянных предметов домашнего обихода: мисок, тарелок, блюд, фляг, кубков, гребней пуговиц и ложек. Из олова изготавливались даже детские игрушки, например, оловянные солдатики. Таким образом, в организмы людей, включая детей, могло поступать значительное количество олова. Напомним, что при избыточном поступлении олова в организм человека могут возникать упорные головные боли, расстройство зрения (фотофобия), быстрое похудание, в отдельных случаях психические расстройства [5]. Территории, где добывались и вывозились в Европу цветные металлы, также загрязнялись токсичными элементами (табл. 4).

В конце XVIII века с введением в доменном производстве паровых воздуховывающих машин, начала быстро развиваться выплавка чугуна на каменном угле вместо древесного. Поступление токсичных элементов в атмосферу резко увеличилось. Можно полагать, что каменный уголь стал основным источником загрязнения природной среды в процессе индустриальной революции XIX–XX веков [9].

В атмосферу кроме частиц угля стали выбрасываться сернистые соединения, угарный газ, углекислый газ, соединения хлора, брома, в составе летучих фракций золы – кадмий, никель, свинец, цинк, селен и др. Угольная пыль может содержать от 9 до 22 мг/кг рубидия. У людей, в чьи организмы поступают избыточные количества рубидия, отмечаются жалобы на повышенную возбудимость, быструю утомляемость, плохой сон, частые головные боли, диагностируется невралгический синдром.

На протяжении всей истории человечества постепенно увеличивался набор и количество используемых химических веществ. Вместе с тем длительный путь накопления знаний, с первых моментов появления гигиены, и дальнейшего развития науки, вел к постепенному отказу от вредных производств, запрету на использование токсичных веществ, что улучшало среду обитания человека. Деятельность человека становится более конструктивной.

### Литература

1. Анучин Д.Н. О преподавании географии и вопросах, с ним связанных. Землеведение, кн. 2–3, 1902.
2. McKenna T. Food of the Gods. New York: Bantam Books, 1992. 357 p.
3. Ogilvie D.M., Martin A.H. Aggression and open-field activity of lead-exposed mice. – Archives of Environment, Contamination and Toxicology, 1982, 11, no.2. P. 149–152.
4. Плиний Старший. Естествознание. Об Искусстве. М.: Ладомир, 1994, 940 с.
5. Филов В.А. (ред.) Вредные химические вещества. Неорганические соединения элементов I-IV групп. Справочник. Л.: Химия, 1988. 512 с.
6. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта М.: Астрель – 2000, 1999. 768 с.
7. Whit E., Brown D.M. The First Men. Time-Life International (Niderland). 1977. 197 p.
8. Островский А.В. История цивилизаций. С-Пб.: Изд-во Михайлова В.А. 2000. 360 с.
9. Alexandrovskaya E., Alexandrovskiy A. Anthropochemistry and Civilization processes. Saarbrücken. Lambert Academic Publishing. 2014. 246 p.

## ЗАПИСЬ СРЕДЫ В ПОЧВАХ И ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЙМЫ: МОДЕЛИ ПЕДОГЕНЕЗА, СКОРОСТЬ ПРОЦЕССОВ, ПОЛНОТА ЛЕТОПИСИ

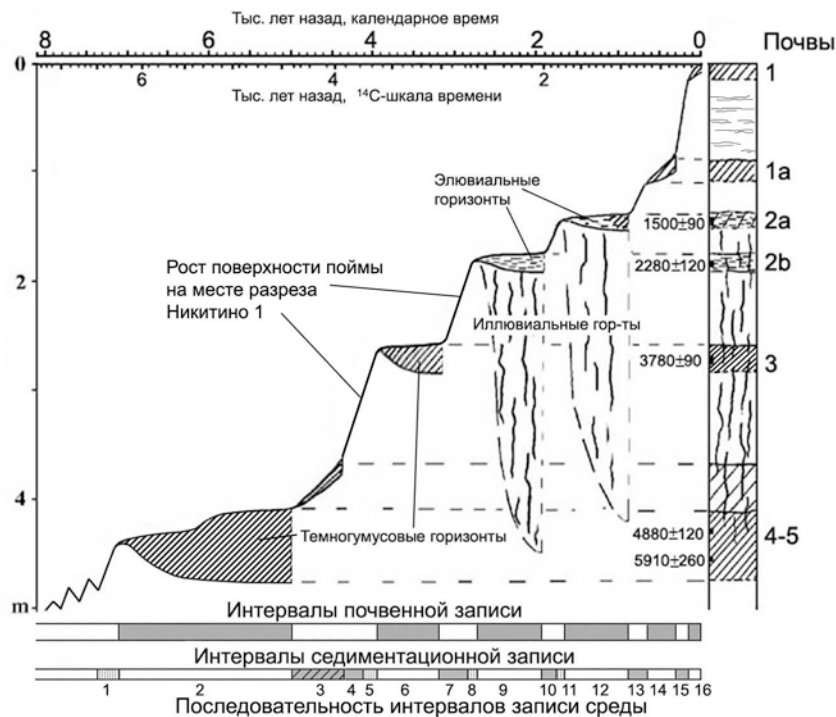
А.Л. Александровский

*Институт географии РАН, Москва; e-mail: alexandrovski@igras.ru*

В поймах рек Русской равнины кроме пойменных аллювиальных почв, типичных для данных ландшафтных условий, широко распространены хорошо развитые почвы, характерные для террас и водораздельных плато [1]. Они могут находиться на поверхности, но часто погребены под аллювием и встречаются в виде серий до трех-четырех почв и более, которые могут охватывать весь голоцен и служат для реконструкции условий палеосреды голоцена.

Такое сложное строение поймы свидетельствует о сложной ее истории, а также предполагает неоднократную смену моделей педогенеза (педолитогенеза). В периоды формирования почв на первое место выходит нормальная модель (развитие профиля вглубь, поверхность стабильная), в периоды осадконакопления – седиментационная модель. Турбационная модель педогенеза также характерна для пойм. По своим проявлениям она во многом сходна с нормальной моделью [2].





Развитие во времени процессов педогенеза и седиментации. Разрез Никитино-на-Оке. Интервалы записи среды (нижняя строка): 1 – седиментационная запись, в основном стертая в связи с формированием почвы 4-5; 2 – формирование почвы 4-5, предположительно, лугово-черноземной; 3 – педолитогенная запись – кумулятивная почва; 4 – седиментационная запись; 5 – то же, частично или полностью стертая под влиянием процессов образования почвы 3; 6 – формирование почвы 3, темногумусовой, как и почва 4-5; 7 – седиментационная запись; 8 – то же, стертая под воздействием почвы 2b; 9 и 12 – два этапа формирования серых лесных почв с мощными гор. ВТ; 10 и 11 – этапы седиментационной записи; 13–16 – ряд этапов седиментации и формирования аллювиальных почв (скорость накопления аллювия 3–10 см/100 лет [3]).

Для седиментационных и многих других природных и антропогенных процессов характерна вариативность скорости развития. Поэтому, например, по мощности слоя осадка сложно сказать о продолжительности осадконакопления. Наоборот, развитие почв в нормальной модели отличается выдержанностью (узкими пределами варьирования) скорости и определенными значениями характерного времени их формирования [2]. Данную особенность педогенеза можно использовать не только для определения возраста (продолжительности формирования) почв, но также для определения скорости седиментационных процессов [3].

Одним из наиболее интересных для исследования взаимосвязи почвенных и аллювиальных процессов, а также палеорекоkonструкций представляет разрез поймы левого берега р. Оки у с. Никитино. Здесь выделяются 4 основные почвы. В соседнем разрезе Клименты этим четырем почвам соответствуют культурные слои: почве 1 – новое время и позднее средневековье, 2 – р.ж.в.; 3 – бронзовый век; 4 (или объединенная почва 4–5) – неолит. На основании анализа данных по хронологии, морфологии и генезису данной серии почв, развитие процессов педогенеза и седиментации во времени можно представить следующим образом (рисунок). Одним из наиболее распространенных направлений исследования подобных серий почв, является анализ их возраста, синхронности и вы-

явления ритмов изменения среды [4]. Нами исследована информация, заключенная в генетическом профиле почв. Большой интерес представляет запись среды в осадках, разделяющих почвы. Здесь, кроме литологических и почвенных признаков, большой интерес для палеорекоkonструкций представляют остатки биоты: пыльца, фитолиты, угольки [5].

Скорость накопления аллювия в голоцене существенно менялась, что на рисунке демонстрирует наклон кривой, обозначающий рост уровня поверхности поймы. В периоды с высокой скоростью седиментации (>25 см/100 лет) почвообразование не успевает прорабатывать осадок. При более низкой скорости (10–25 см/100 лет, [3/1]) появляются признаки педогенеза: слабое накопление гумуса и турбации – аллювиальная слоистость сохраняется, но нарушена ходами почвенной фауны. При существенном замедлении скорости, до 1–3 см/100 лет и ниже, и продолжительности подобных тенденций на протяжении более 300 лет, формируются хорошо развитые аллювиальные дерновые почвы. При длительности интервалов педогенеза 1000 лет и более в поймах рек лесной зоны появляются дерново-подзолистые и серые лесные почвы, в более южных регионах – темносерые и черноземы [6].

В связи с тем, что паводки не только в периоды педогенеза, но и в периоды седиментации, от-

носителем короткие, а наилки тонкие, деятельность биоты на пойме не прерывается. Поэтому продолжается запись среды в виде биотурбаций, накопления гумуса, выщелачивания, а также формирования пылецевой, фитолитной и других видов неспецифической почвенной записи. В целом седиментационная запись среды отличается более высоким разрешением во времени, но она характеризует относительно непродолжительные отрезки времени (рисунок).

Нормальная модель педогенеза характеризуется развитием зрелого почвенного профиля, который достаточно адекватно отражает среду в большом числе разнообразных признаков. Степень развития почвенного профиля свидетельствует о длительности перерыва в накоплении аллювия, генетический профиль – об условиях среды. Важно, что почва отражает среду в генетическом профиле усредненно, и комплексно характеризует среду: характер биоты, влажность климата, а также температуры, как в отдельных гумусовом, солевом и других частных профилях, так и в общем характере генезиса почвы: чернозем, дерново-подзолистая или серая лесная почва. Так, в пойме Москвы-реки обнаруживаются черноземы, текстурно-дифференцированные почвы, в том числе с антропогенными трансформациями профиля [7]. Взаимосвязи подобных зрелых почв со средой изучены достаточно детально, и они позволяют проводить палеореконструкции достаточно уверенно. Вместе с тем роль педогенеза, идущего в периоды стабилизации (нормальная модель) может быть и деструктивной. Например, под его воздействием обычно происходит стирание педолитогенной записи среды предшествующего периода седиментации, причем, если слой аллювия был маломощным, такое стирание записи периода седиментации может быть полным.

Также при длительном развитии профиля почвы обычно происходит стирание признаков ранних стадий развития ее самой под воздействием процессов последних стадий. Например, в почве 2 поймы Москвы-реки во многих случаях хорошо сохранился гор. ВТ позднеголоценовой лесной стадии, но верхняя элювиальная часть ее профиля обычно прокрашена гумусом. Это следы антропогенной трансформации почвы 2, произошедшей в конце формирования почвы, в раннем средневековье [8]. Сходные антропогенные изменения обнаруживаются и в почвах 2a и 2b разреза Никитино. Таким образом, строение и свойства почвы в момент погребения характеризуют в основном последние стадии ее развития. Более ранние стадии остаются за пределами ретроспективной досягаемости. Интервал, для которого реконструкция обеспечена морфологической и аналитической информацией (интервал ретроспекции), разный у разных почвенных признаков, и он зависит от устойчивости этих признаков. Интервал ретроспекции для темногоумусовых и текстурных горизонтов значительно больше, чем для сероумусовых и солевых. Так, антропогенная стадия

накопления гумуса (сероумусовый горизонт AYEL) почвы 2a разреза Никитино может быть реконструирована на относительно короткое время. Наоборот, характерное время формирования горизонта ВТ почвы 2 большое, поэтому наличие данного горизонта, особенно в сочетании с элювиальным, свидетельствует о продолжительной, более 2000 лет, лесной стадии (рисунок).

Сходной с нормальной является турбационная модель. Развитие почвы здесь также идет при стабильной поверхности, но почвенная масса не остается стационарной, а интенсивно перемещается. Различаются хаотические и направленные турбации. Особую роль играют последние, ведущие к формированию четкой хронологической стратификации гумусового, пылецевого, радиоуглеродного и других частных профилей почв [2]. Большое значение для анализа записи среды имеют и хаотические турбации: в частности, своеобразными ловушками палеоинформации являются палеокротовины.

В разрезе Никитино выделено 16 интервалов записи среды разного типа (рисунок, нижняя строка). Как и в большинстве других разрезов, длительность этапов педогенеза существенно больше, чем длительность этапов седиментации [3]. В целом, на протяжении среднего и позднего голоцена в пределах исследованного участка поймы Оки преобладали автономные мезоморфные условия почвообразования. Ярко выделяется лесная стадия почвообразования, общей продолжительностью около 2500 лет. С ней связана серая лесная почва с единым мощным гор ВТ и раздвоенной верхней частью профиля: два элювиальных горизонта, разделенные слоем аллювия около 50 см. В данном и других разрезах поймы Оки переход от степной стадии (черноземы и лугово-черноземные почвы) к лесной (серые почвы) произошел около 2500–3000 л.н., что произошло существенно позже, чем на Москве-реке [6,7].

### Литература

1. Добровольский Г.В. Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд. МГУ, 1968. 296 с.
2. Alexandrovskiy A.L. Rates of soil-forming processes in three main models of pedogenesis. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, V 24, num. 2, 2007, p. 283–292.
3. Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // *Почвоведение*, 2004, №11. С. 1285–1295.
4. Сычева С.А., Чичагова О.А. Ритмы почвообразования и осадконакопления в голоцене (сводка 14С-данных) // *Почвоведение*. 1999. № 6. С. 677–687.
5. Ershova E., A. Alexandrovskiy, E. Ponomarenko, N. Krenke and D. Korkishko. Soil and pollen data from paleosols in the Moskva River floodplain: natural and anthropogenic environmental changes during the Holocene. AAG meeting – 2016, San Francisco. April 13–16, 2016. <http://meridian.aag.org/callforpapers/program/AbstractDetail.cfm?AbstractID=77316>.
6. Горская Е.А., Гласко М.П., Александровский А.Л. Изменения почв и рельефа поймы верховьев Дона в районе поселений XVI–XVII вв. // *Известия РАН. Серия географическая*, 2016. В печати.

7. Ershova E.G., Alexandrovskiy A.L., Krenke N.A., Kor-kishko D.V. New pollen data from paleosols in the Moskva River floodplain (Nikolina Gora): Natural and anthropogenic environmental changes during the Holocene. Quaternary International. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.086>

8. Ershova E.G., Alexandrovskiy A.L., Krenke N.A. 2015. Evolution of landscapes of the Moskva River floodplain in the Atlantic and Subboreal: Pedological and palynological records. Catena 137 (2016) 611–621.

## РЕКОНСТРУКЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА СТЕПНОЙ ЗОНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ НА ОСНОВЕ ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ АРХИВОВ

А.О. Алексеев, Т.В. Алексеева, П.И. Калинин

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Пушкино Московской области, ул. Институтская, 2; e-mail: alekseev@issp.serpukhov.su*

Наиболее надежным носителем информации о палеоклимате и палеоэкологии в целом являются палеопочвы, хотя до настоящего времени потенциал данного источника информации остается не полностью реализованным. В связи с этим в последние годы особенно остро встала проблема более детальной разработки методических и теоретических основ изучения палеопочв как индикаторов состояния и эволюции природной среды в различные исторические и геологические эпохи, определения характерного времени их трансформации и адаптации к периодической смене засушливых и влажных климатических периодов. Человеческий интеллект и инструментальные средства и подходы к настоящему времени позволяют нам обнаружить, измерить и расшифровать эти природные записи. В последние годы развитие палеопочвоведения идет по пути перехода из области качественного анализа к количественному подходу к палеореконструкциям на основе сравнения с современными аналогами. Климатические изменения является основным фактором, влияющим на минералогический и химический состав палеопочв, что делает их незаменимым архивом, потенциально содержащим ответы на важные вопросы отражающее значимые этапы эволюции биосферных систем в голоцене. Основная задача наших исследований в получении количественных параметров для палеореконструкций окружающей среды (климат и растительность, атмосфера) независимыми биогеохимическими, минералогическими, изотопными и магнитными методами в широком временном интервале. Основными объектами изучения были почвы археологических памятников (курганы) различных культурно-хронологических этапов эпох бронзы, раннего железа и средневековья, а также валы засечных черт Русского государства XVII–XVIII вв. К настоящему времени обобщены результаты комплексного изучения широкого спектра свойств голоценовых палеопочв археологических памятников (курганов) ряда ключевых объектов степей юго-востока Русской равнины, (юг Приволжской возвышенности; Северные и Южные Ергени – курганные группы на территории Ростовской области, Республики Калмыкия и Ставропольского края; Заволжья и южного Приаралья и др. На каждом из ключевых участков проведено изуче-

ние геохимических, магнитных и минералогических параметров палеопочв. Получены количественные параметры состояния окружающей среды (палеотемпература, палеоосадки, аридность климата) сохранившиеся в почвах педохронорядов, включавших несколько временных срезов в хроноинтервалах длительностью от 6000–0 лет назад. Базируясь на исследованиях большого набора почв, погребенных под разновозрастными насыпями археологических памятников степей юго-востока Русской равнины, получены количественные характеристики климатических условий в голоцене. Расчеты показали, что в конце IV–первой четверти III тыс. до н.э. климатические условия были ариднее современных. На рубеже III–II тыс. до н.э. отмечается наименьшая среднегодовая норма атмосферных осадков. На I век н. э. приходился микропльвиал, который во II–III вв. н.э. сменился очередным засушливым периодом. В эпоху развитого средневековья (XII–XIV вв. н.э.) имел место климатический оптимум с максимумом увлажненности за последние 5000 лет. Сопоставление полученных результатов для палеопочв степей европейской части России с климатическими записями для регионов Ближнего Востока, свидетельствует о синхронизации глобальных планетарных климатических колебаний.

Подтверждена возможность использования, изотопного состава углерода и азота органоминеральных комплексов (илистая фракция палеопочв) для палеореконструкций. Проведена отработка методики расшифровки информации, сохраняющейся в органоминеральных комплексах палеопочв. Выполнено изучение органического вещества (ОВ) в составе илистой фракции фоновых почв и палеопочв голоцена. Сравнительное изучение ОВ методом твердофазной  $^{13}\text{C}$ -ЯМР спектроскопии современных (фоновых) почв и их илистых фракций свидетельствует о идентичности состава ОВ илистой фракции палеопочв и ОВ палеопочвы в целом. Анализ ЯМР спектров органоминеральных комплексов илистых фракций погребенных и современных почв продемонстрировал наличие прямых корреляций качественных характеристик с вариациями климатических условий голоцена. Изменения изотопного состава ОВ в илистой фракции палеопочв отражают динамику климатических условий степей в голоцене и позволяют определить

различия в соотношении групп С3/С4 растений в связи с изменением климата.

Выполнена оценка возможности геохимических и магнитных исследований палеопочв, расположенных не только на водоразделах, но и в подчиненных ландшафтах. В связи с этим проведены исследования современных светло-каштановых почв в пределах катены (Ергенинская возвышенность, Ростовская область). Изменения геохимических коэффициентов в верхних горизонтах светло-каштановых почв на различных элементах рельефа были сопоставлены с изменением этих показателей в верхних горизонтах, погребенных светло-каштановых палеопочв, широко представ-

ленных в многочисленных археологических памятниках на исследуемой территории. Для сравнения были отобраны палеопочвы для интервалов с аридными и наиболее гумидными условиями голоцена на территории Ергенинской возвышенности. Значения геохимических показателей определяются положением в рельефе, но вклад фактора рельефа является гораздо менее значимым, чем вклад фактора климата (атмосферная увлажненность). Таким образом, существует возможность использовать геохимические и магнитные индикаторы для сравнительного изучения палеопочв, расположенных не только на водоразделах, но и в подчиненных ландшафтах.

## ГОЛОЦЕН И СОВРЕМЕННЫЕ (АКТУАЛЬНЫЕ) ПОЧВЫ

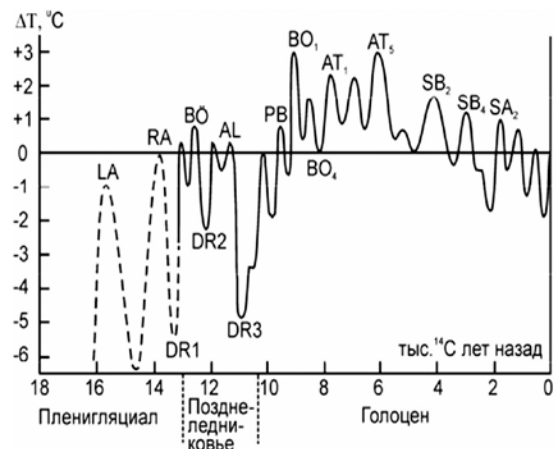
В.М. Алифанов, Л.А. Гугалинская

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Пушкино Московской области, ул. Институтская, 2; e-mail: alifanov\_v@mail.ru*

Проблема происхождения и современного функционирования почв относится к наиболее значимым в современном почвоведении. Известно, что практически все природные процессы развиваются циклически. В последнее время обнаруживается все больше фактов циклического развития во времени и процессов почвообразования. Наименее изученными в истории развития современного (актуального, голоценового) почвенного покрова остаются ранние этапы его формирования, относящиеся к периоду перехода от поздневалдайского оледенения к голоценовому межледниковью. К настоящему времени в почвоведении стала очевидной ограниченность подхода к почвам только как продукту наблюдаемых факторов и процессов почвообразования. Современные почвы имеют в своем профиле целый ряд особенностей, не свойственных современным условиям почвообразования. Данный факт давно известен в почвоведении. Сюда можно отнести второй гумусовый горизонт (ВГГ), различные палеокриогенные признаки, погребенные горизонты и другие признаки. Часто эти явления исследователи объясняют изменением условий почвообразования в голоцене (Александровский, 1983). Несомненно, это имело место. Однако, мы хотели бы обратить внимание научной общественности на факты несоответствия начала процессов почвообразования, сформировавших современные (актуальные) почвы, и время начала голоцена.

Палеогеографы установили время начала голоцена – 10300 лет назад. Это время – начало устойчивого голоценового межледникового потепления. С другой стороны, палеогеографы неоднократно показывали, что переход от поздневалдайского похолодания к голоцену был довольно продолжительным и чередовался периодами потепления и похолодания (Бреслав и др., 1971; Величко, 1973, 1982; Палеогеография Европы...

1982; Марков, 1986; Свиточ, 1987; Борзенкова, 1992; Stein et al., 1994; Fang et al., 1997, 2001; VanVliet-Lanoe, 1998; Svendsen et al 1999, 2004; Изменение климата и ландшафтов..., 1999; Эволюция экосистем Европы..., 2008; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009 и др.). Для иллюстрации этого положения приведем пример из одной работы (рис. 1). Из рисунка видно, что переходный период составлял более 5 тыс. лет, и в периоды потепления (LA – ласко, RA – раунис, BO – бёллинг, AL – аллерёд, пребориал с половецким потеплением) климатические условия приближались к современным; а в периоды похолодания (DRI – ранний дриас, DR2 – средний дриас, DR3 – поздний дриас, переславское похолодание) климатические условия возвращались к условиям ледникового периода. Этапы потепления и похоло-



**Рис. 1.** Обобщенная температурная кривая для Северо-Западной Европы и севера ЕТР (по И.И. Борзенковой, 1992). Климатические эпохи: LA – ласко, RA – раунис, DRI – ранний дриас, BO – бёллинг, DR2 – средний дриас, AL – аллерёд, DR3 – поздний дриас, PB – пребореал, BO1-4 – бореал, AT1-5 – атлантик, SB – суббореал, SA – субатлантик.

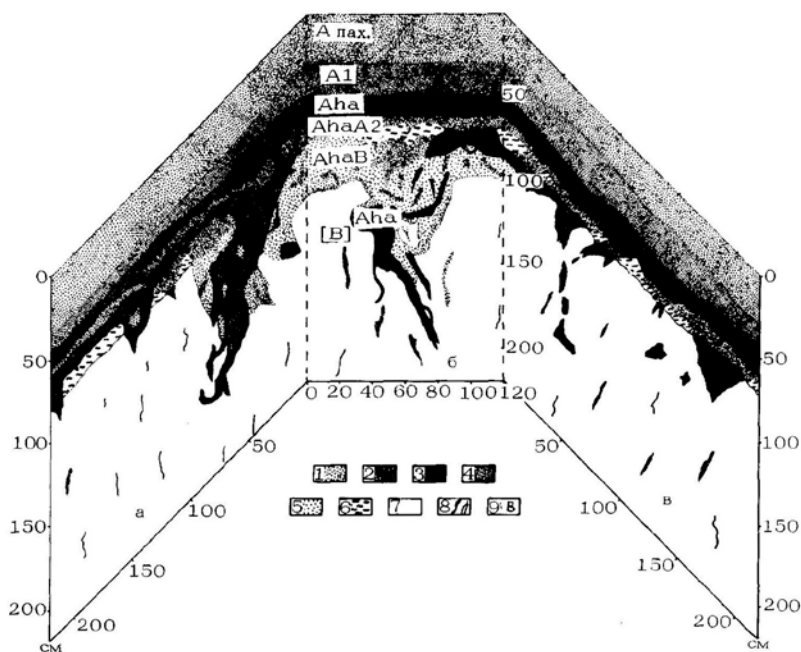
лодания длились по несколько сот лет и, несомненно, могли оставить заметный след в развитии процессов почвообразования и палеокриогенеза.

Это можно проиллюстрировать на примере ВГГ. Наши исследования (Алифанов, Гугалинская, Ковда, 1988) позволяют предполагать, что ВГГ сформировались именно в такие этапы потепления перед самым голоценом (BO – бёллинг, AL – аллерёд, пребориал с половецким потеплением), а наступившее похолодание (DR3 – поздний дриас) привело к активному развитию процессов палеокриогенеза и преобразовало эти горизонты в палеокриоморфные. ВГГ, как погребенные почвенные тела, рассматриваются в рабо-

тах Морозовой, 1981; Соколова, 1984; Турсиной и др., 1986. Иногда в профилях почв можно обнаружить несколько разновозрастных погребенных ВГГ. Показано также, что разновозрастные ВГГ существуют и в черноземах (Гугалинская, Алифанов, 2001, 2005; Алифанов и др., 2010; Гугалинская, 2013).

В качестве примера почв, начавших свое формирование задолго до начала голоцена и прошедшие этапы палеокриогенного преобразования генетических горизонтов, приведем несколько профилей современных почв (рис. 2–4).

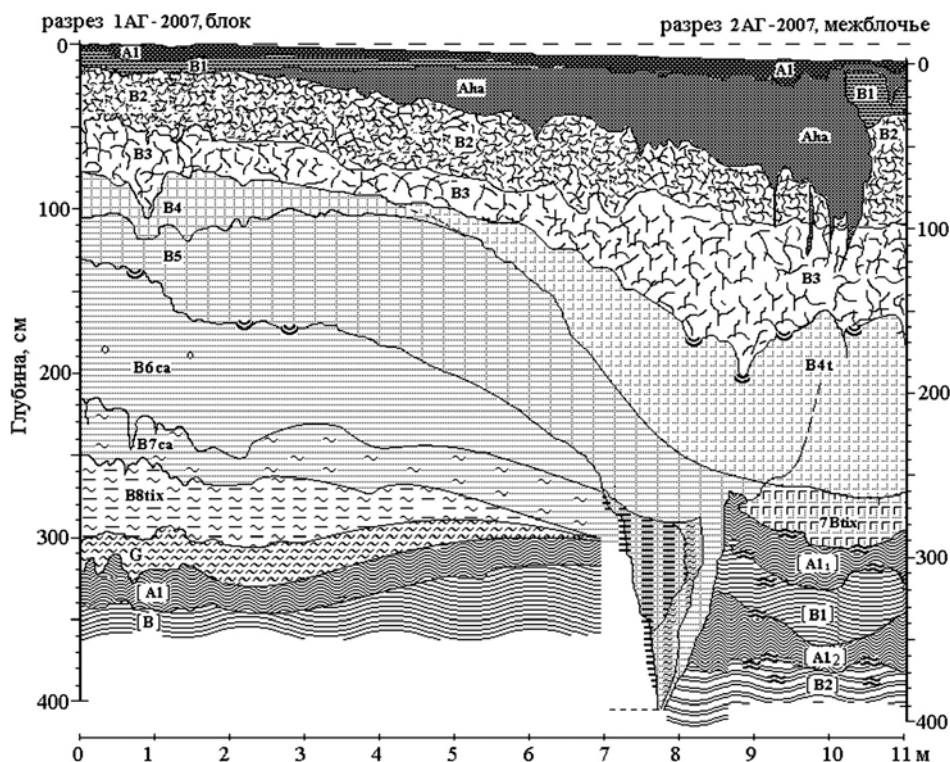
Таким образом, история развития современных (актуальных, голоценовых) почв – процесс



**Рис. 2.** Профиль серых лесных почв разреза 36-83: а–левая, б–передняя, в–правая стенки почвенного разреза: 1 – гор. Апах. 2 – гор. А1, 3 – гор. Аha, 4 – гор. АhaА2, 5 – гор. АhaВ, 6 – гор. А2В, 7 – гор. В, 8 – трещины, заполненные материалом гор. Аha, 9 – почвенные горизонты. Владимирское ополье. (Алифанов, 1995.)



**Рис. 3.** Профиль палеокриоморфного чернозема (разр. 1-2015), подстилаемого песками. Самарская обл.



**Рис. 4.** Комплекс современных и погребенных почв. Верхние 300 см современная серая лесная среднemocная со вторым гумусовым горизонтом почва, оподзоленная, палеокриоморфная; с глубины 300 см погребенная Брянская почва, палеокриоморфная, разбитая мощной палеокриогенной структурой. Разрез 1АГ-2007 и 2АГ-2007, Пушино.

гораздо более длительный, чем голоцен. Он включает в себя доголоценовые процессы формирования почвообразующих пород и процессы почвообразования. Конечно, в природе наблюдается огромное разнообразие процессов сочленения доголоценовых почв (горизонтов) и современных (актуальных) почв. В процессе накопления и послойной проработки перигляциальным почвообразованием была сформирована полилитогенная слоистая толща поздневалдайских покровных лессовидных суглинков, состоящая из элементарных почвенных образований. Голоценовое почвообразование связало разные литологические слои, прошедшие через поздневалдайский интерфазальный педогенез, в парагенетические системы современных полилитогенных и полигенетических почв, превратив их в межледниковые зональные почвы.

#### Литература

1. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983. 150 с.
2. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование. Пушино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 318 с.
3. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с.+вкл.
4. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. С. Петербург, Гидрометеиздат, 1992, 246с.
5. Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Краснов И.И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971. С. 124–136.

6. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
7. Величко А.А. Периодизация событий позднего плейстоцена в перигляциальной области // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. С. 70–74.
8. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Палеокриогенные особенности морфогенеза черноземов Каменной степи // Почвоведение. 2001. № 8. С. 909–9173.
9. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода № 66. М.: ГЕОС, 2005. С. 33–42.
10. Гугалинская Л.А. Влияние стадийности валдайского литопедогенеза на формирование голоценового почвенного покрова. VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы четвертичного периода, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». 10-15 июня 2013. г., Ростов-на-Дону. Сборник статей. Изд-во ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону. С. 153–155.
11. Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Под ред. Профессора А.А. Величко – М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
12. Марков К.К. Избранные труды. Палеогеография и новейшие отложения. М.: Наука, 1986. 280 с.
13. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / Под ред. И.П. Герасимова, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. 156 с.
14. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен // Атлас-монография. Под ред. А.А.Величко. М. 2009. 120 с.

15. Свиточ А.А. Палеогеография плейстоцена. М., Изд-во МГУ. 1987. 188 с.
16. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.) / Отв. ред. А.К. Маркова, Москва: Товарищество научных изданий КМК, 2008. 556 с.
17. Fang C., Moncrieff J. B. The dependence of soil CO<sub>2</sub> efflux on temperature // *Soil Biology and Biochemistry*. 2001. V. 33. P. 155–165.
18. Fang Xiao-Min, Ono Y., Nagatsuka S., Guan D.-H., Pan B.-T., Li J.-J., Fukusawa H., Torii M. Soil micromorphological and chemical evidence for Asian summer monsoon-instability during the past 60000 years BP // *PPCN*. 1997. № 14.
19. Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyakov D.Yu. et al. Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian // *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 234–242.
20. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1229–1271.
21. Stein R., Seung-II. N., Shubert C. The last deglaciation event in the Eastern Central Arctic Ocean // *Science*. 1994. Vol. 264. P. 692–696.
22. Van Vliet-Lanoe B. Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy // *Catena*. 1998. V. 34. Nos. 1-2. P. 157–184.

## МОЛЕКУЛЯРНО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА СИМПАТРИЧЕСКОГО ВИДООБРАЗОВАНИЯ В ГРУППЕ ВИДОВ «ЖЕЛТЫХ» ТРЯСОГУЗОК (PASSERIFORMES, MOTACILLIDAE) В УСЛОВИЯХ ГОЛОЦЕНА

Е.А. Артемьева, А.В. Мищенко, Д.К. Макаров

*Ульяновский государственный педагогический университет им. И.Н. Ульянова,  
432700, Ульяновск, пл. 100-летия со дня рождения В.И. Ленина, 4; e-mail: hart5590@gmail.com*

Генетическая основа симпатрии популяций воробьинообразных видов птиц, в том числе, видов группы «желтых» трясогузок (Passeriformes, Motacillidae), остается малоизученной в условиях голоцена [1–5].

Цель работы: выявление молекулярно-генетической основы поддержания механизмов симпатрии в совместном гнездовом поселении видов «желтых» трясогузок в окр. озера Песчаное Ульяновской области (Среднее Поволжье), на территории европейской части России в условиях голоцена.

### Материалы и методы

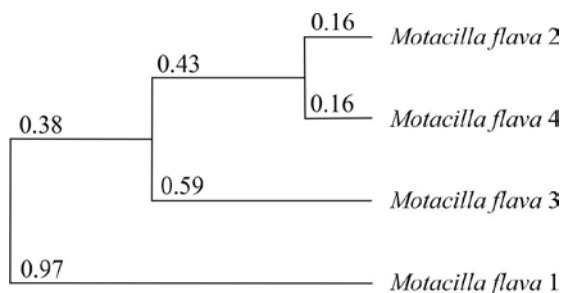
В течение полевых сезонов 2012–2015 гг. проводились исследования совместного гнездового поселения желтой *Motacilla flava flava* Linnaeus, 1758, белоухой *Motacilla flava beema* (Sykes, 1832), белоголовой *Motacilla flava leucocephala* (Przewalski, 1887) и желтолобой *Motacilla lutea* (S.G. Gmelin, 1774) трясогузок в окрестности озера Песчаное Ульяновской области (Среднее Поволжье), которые обитают симпатрично на территории Европейской части России. Для проведения молекулярно-генетического анализа были исследованы кладки данных видов: яйца желтолобой трясогузки (3 экз.) (от 20.05.2013 г.); яйца желтолобой трясогузки (3 экз.) (25.05.2013 г.); яйца желтолобой трясогузки (3 экз.) (23.05.2015 г.); яйца желтой трясогузки (4 экз.) (7.06.2015 г.); яйца белоголовой трясогузки (4 экз.) (7.06.2015 г.).

Материал гомогенизировался в литическом растворе в течении 10 минут, после чего к нему добавлялась протеаза К и проводилась инкубация при температуре 56°C 6 часов. Далее из полученного супернатанта проводилось выделение ДНК на силиконовых колонках. В качестве генетического маркера был выбран митохондриальный ген

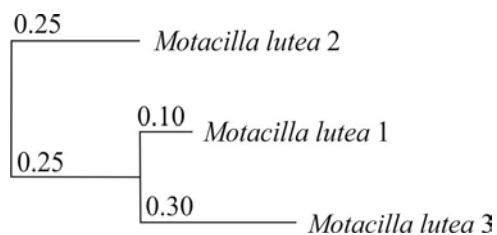
цитохром оксидазы I (COI). Амплификация осуществлялась с помощью праймеров BirdF1: TTCTCCAACCACAAAGACATTGGCAG. Амплификацию проводили с использованием термоциклера SpeedCycler 2 (Analytik Jena). Параметры полимеразной цепной реакции (ПЦР) были следующими: 5 мин при 94°C, 30 с при 94°C, 30 с при 52°C и 40 с при 72°C (всего 35 циклов). Финальная элонгация длилась 5 мин 72°C. Далее проводили электрофорез в 1% агарозном геле с целью определения качества проведенной ПЦР. Очищенные продукты амплификации секвенировались с использованием капиллярного генетического анализатора ABI PRISM 3500 (Life Technologies) (с предварительным проведением сиквеновой реакции с флюоресцентно-мечеными дезоксирибонуклеотидами и последующей очисткой набора терминированных фрагментов). Последовательности были выравнены с помощью программы ClustalW2 и с помощью программы JalView построены филогенетические дендрограммы с указанием генетических дистанций.

### Результаты

В результате проведения молекулярно-генетического анализа достигнуто следующее. На протяжении времени наблюдения за соотношением видового состава совместного гнездового поселения произошло постепенное снижение числа гнездовых пар желтолобой трясогузки (с 65% в 2012 г. до 40% в 2015 г.) и возрастание числа гнездовых пар желтой трясогузки (с 35% в 2012 г. до 60% в 2015 г.). При этом возросло число смешанных гнездовых пар желтых и желтолобых трясогузок (с 5% в 2012 г. до 30% в 2015 г.). Поэтому от смешанных гнездовых пар имеет осветленную, почти белую окраску головы (самцы), которые фенотипически соответствуют подвиду

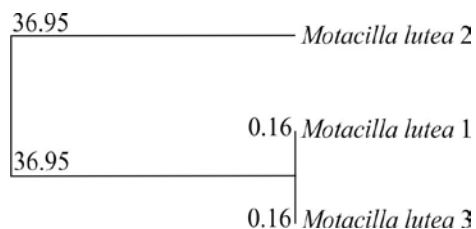


**Рис. 1.** Филогенетическая дендрограмма, построенная на основе генетического анализа последовательностей гена цитохром *c*-оксидазы I кладки *Motacilla flava* от 7.06.2015 г. в программе JalView, метод Average Distance (среднего взвешенного).

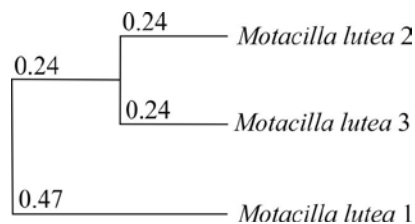


**Рис. 2.** Филогенетическая дендрограмма, построенная на основе генетического анализа последовательностей гена цитохром *c*-оксидазы I кладки *Motacilla lutea* от 20.05.2013 г. в программе JalView, метод Average Distance (среднего взвешенного).

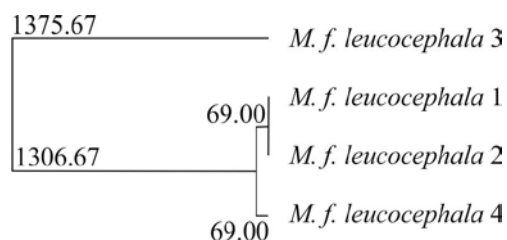
желтой трясогузки – белоголовой трясогузке. Число гнездовых пар белоголовых трясогузок также ежегодно нарастает (с 1% в 2013 г. до 4% в 2015 г.). Сравнительный молекулярно-генетический анализ кладок гнездовых пар желтых, белоголовых и желтолобых трясогузок показывает, что внутри кладок особи (зародыши на поздних стадиях развития) имеют достаточно большой разброс генетических дистанций, что может свидетельствовать о гибридной природе значительной части выводков (рис. 1–6).



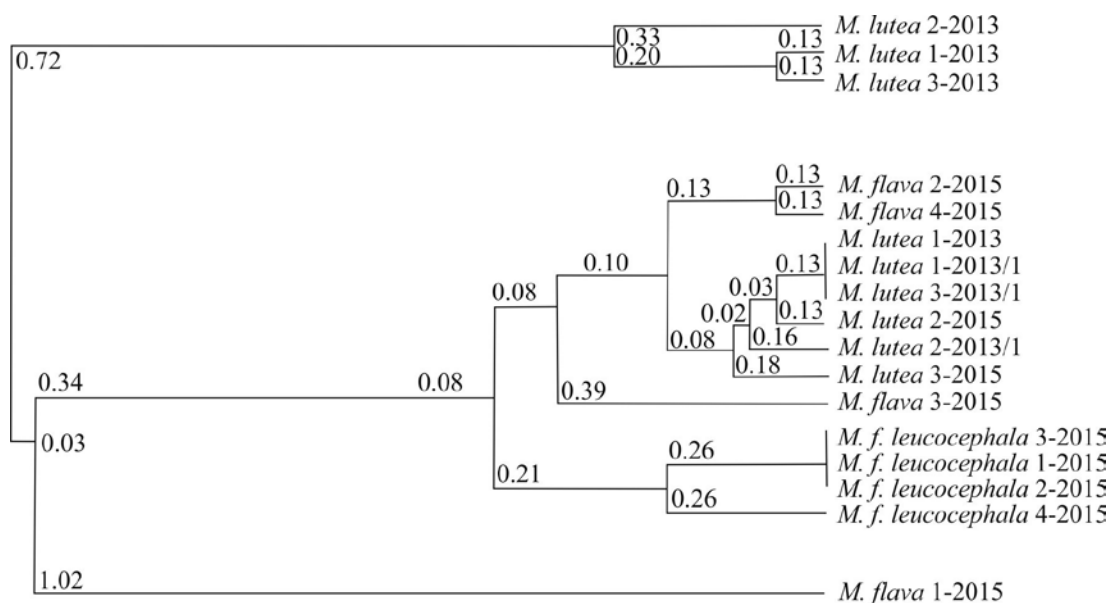
**Рис. 3.** Филогенетическая дендрограмма, построенная на основе генетического анализа последовательностей гена цитохром *c*-оксидазы I кладки *Motacilla lutea* от 25.05.2013 г. в программе JalView, метод Average Distance (среднего взвешенного).



**Рис. 4.** Филогенетическая дендрограмма, построенная на основе генетического анализа последовательностей гена цитохром *c*-оксидазы I кладки *Motacilla lutea* от 23.05.2015 г. в программе JalView, метод Average Distance (среднего взвешенного).



**Рис. 5.** Филогенетическая дендрограмма, построенная на основе генетического анализа последовательностей гена цитохром *c*-оксидазы I кладки *Motacilla flava leucocephala* от 7.06.2015 г. в программе JalView, метод Average Distance (среднего взвешенного).



**Рис. 6.** Филогенетическая дендрограмма, построенная на основе генетического анализа последовательностей гена цитохром *c*-оксидазы I кладок видов рода *Motacilla* в программе JalView, метод Average Distance (среднего взвешенного).



Минимальная генетическая дистанция между особями внутри выводка желтой трясогузки *M. flava flava* (рис. 1) составляет 0,16 (чистые особи), соответствуют номинативному подвиду, а максимальная – (0,97) соответствуют подвиду белоухой трясогузки *M. flava beema*. Оставшаяся особь выводка является гибридной (генетическая дистанция 0,59). Все особи данного выводка являются потомками одной гнездовой пары.

Выводок гнездовой пары желтолобых трясогузок *M. lutea*, дендрограмма которого представлена на рис. 2, является чистым, генетические дистанции от 0,10 до 0,30, что указывает на принадлежность и самца и самки к одному и то же виду.

Минимальная генетическая дистанция между особями внутри выводка желтолобой трясогузки *M. lutea* (рис. 3) также равна 0,16 (чистые особи), а максимальная – 36,95 (гибридные особи), что указывает на метисную природу самки, которая является потомком желтой (подвид белоухой – *M. f. beema*) и желтолобой трясогузок.

Спустя два полевых сезона в выводках гнездовых пар желтолобой трясогузки *M. lutea* генетические дистанции между особями увеличились с 0,24 (чистые *M. lutea*), до 0,47 (гибридные с белоухой *M. f. beema*), что указывает на дивергенцию субпопуляционных группировок и усиление эффекта гибридизации в данном совместном гнездовом поселении (рис. 4).

Высокий уровень различий генетических дистанций (рис. 5) между особями внутри выводка гнездовой пары белоголовых трясогузок (от 69,00 до 1375,67) свидетельствует о высокой степени гибридизации (соответствует видовому и межвидовому уровням). В данном случае подвид *M. f. leucoccephala* соответствует статусу самостоятельного таксона видового ранга. За время наблюдения в течение трех полевых сезонов благодаря образованию смешанных гнездовых пар между самцами желтых трясогузок и самками желтолобых трясогузок отмечено поддержание механизма симпатрического видообразования на молекулярно-генетическом уровне.

На данной дендрограмме выделяются три кластера особей выводков в совместном гнездовом поселении симпатричных видов, которые соответствуют белоухой трясогузке *M. f. beema* (генетическая дистанция 1,02) и чистой желтолобой трясогузке *M. lutea* (генетическая дистанция 0,72), а также многочисленная сборная группа (генетическая дистанция 0,34), состоящая из желтых трясогузок номинативного подвида *M. f. flava* (генетическая дистанция 0,13), белоухих трясогузок *M. f. beema* (генетическая дистанция 0,39) и метисных желтолобых трясогузок *M. lutea* (генетические дистанции 0,13–0,18). При этом метисные *M. lutea* представляют генетически достаточно однородную группу и четко обособлены от кластера, который представлен белоголовыми трясогузками *M. f. leucoccephala* (генетические дистанции 0,21–0,26).

## Заключение

К генетическим механизмам дивергенции популяций «желтых» трясогузок можно отнести межвидовую и внутривидовую гибридизации. Существование гибридизации между подвидами желтой трясогузки *M. flava* и желтолобой трясогузкой *M. lutea* является важнейшим лимитирующим фактором распространения и численности последней, приводит к появлению и дальнейшему накоплению в популяции особей белоголовой трясогузки *M. f. leucoccephala* [4,6–8]. Внутривидовая гибридизация подвидовых форм желтой трясогузки *M. flava* – номинативной *M. f. flava* и белоухой *M. f. beema* приводит к постоянно происходящим генотипическим расщеплениям, которые поддерживают внутривидовой полиморфизм популяций и обеспечивают основу для дальнейшей генетической дивергенции данных подвидов и видов. Подвид белоголовой трясогузки *M. f. leucoccephala* характеризуется максимальными генетическими дистанциями (1306,67–1375,67), что соответствует видовому рангу.

Современный политипический комплекс *M. flava* (в узком смысле, серия видов и подвидов только *M. flava*), вероятно, сформировался в историческое время на основе веерной гибридизации между исходными формами *M. f. flava* и *M. lutea*. Таким образом, факторы генетической дифференциации и дивергенции наряду с экологической и географической изоляцией играют ведущую роль в формировании пространственно-временной и генетической структуры рода *Motacilla*. В настоящее время происходит активный процесс генетической дивергенции и обособления подвидовых и видовых форм «желтых» трясогузок в условиях широкой симпатрии в рамках единого политипического комплекса на основе внутривидовой и межвидовой гибридизации на европейской части России.

## Литература

1. Зарудный Н.А. О гибридах между *Budytes flava* и *Budytes campestris* // Тр. С.-П. о-ва естествоиспытателей, отд. зоол. и физиологии. Т. 22. Вып. 1. 1891. С. 27–38.
2. Береговой В.Е. Феноанализ окраски головы желтой трясогузки в зоне контакта сероголовой и желтолобой форм // Экология. 1970. № 6. С. 102–107.
3. Гричик В.В. Феногеография полиморфизма желтых трясогузок в связи с проблемами систематики и генезиса комплекса «*Motacilla flava*»: автореф. дисс. канд. биол. наук. Киев, 1992б. 16 с.
4. Артемьева Е.А., Муравьев И.В. Симпатрия «желтых» трясогузок (Passeriformes, Motacillidae, Motacillinae): география, экология, эволюция. Части 1, 2. М.: Флинта–Наука, 2012. 152 с. 200 с.
5. Pavlova A., Zink R., Drovetski S.V., Red'kin Y., Rohwer S.A. Phylogeographic patterns in *Motacilla flava* and *Motacilla citreola*: species limits and populations history // The Auk 120 (3). 2003. P. 744–758.
6. Редькин Я.А. Окраска оперения некоторых форм группы желтых трясогузок *Motacilla flava* sensu lato в ювенильном наряде // Русск. орнит. журн., Экспресс-выпуск. Т. 128. 2001а. С. 3–27.

7. Редькин Я.А. Таксономические отношения форм в эволюционно молодых комплексах птиц на примере рода *Motacilla* L., 1785 (таксономическая ревизия подрода *Budytes*): автореф. дисс. канд. биол. наук. М., 2001б. 19 с.

8. Сотников В.Н. Птицы Кировской области и сопредельных территорий. Воробьинообразные. Т. 2. Ч. 1. Киров: ООО «Триада+», 2006. 448 с.

## ПРИРОДНОЕ ОКРУЖЕНИЕ СТОЯНКИ ЭПОХИ БРОНЗЫ–РАННЕГО ЖЕЛЕЗА ПЕСТРЕЦЫ-2 (ТАТАРСТАН, РОССИЯ)

**И.В. Аськеев<sup>1</sup>, М.Ш. Галимова<sup>2</sup>, А.А. Хисьяметдинова<sup>2</sup>, Д.Н. Шаймуратова (Галимова)<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*Институт проблем экологии и недропользования АН РТ; e-mail: archaeozoologist@yandex.ru*

<sup>2</sup>*Институт археологии им. А.Х. Халикова АН РТ*

Стоянка Пестрецы-2, исследованная в 2013 г. (руководитель раскопок М.Ш. Галимова), находится на мысу, образованном террасой реки Мёша и ее притоком. В геолого-геоморфологическом отношении стоянка расположена в центральной части котловины, образовавшейся в долинном расширении р. Мёша в голоцене в результате карстовых процессов [1].

*Стратиграфические данные.* В раскопе площадью около 50 кв.м. культурные напластования, содержавшие артефакты позднего бронзового века, раннего железного века и эпохи Великого переселения народов, залегали на глубине 120-215 см от поверхности вместе с костями животных.

Остатки стоянки залегают в разрезе террасы высотой 10 м, в горизонтах погребенных почв, которые перекрываются современными отложениями высоких половодий р. Мёша и подстилаются отложениями конуса выноса ее притока – р. Сула (рисунок). Между слоями поселений азелинской культуры (III–VI вв. н.э.) и более ранней ананьинской (IX–III вв. до н.э.) отсутствует стерильная прослойка. Фрагменты азелинской керамики залегали преимущественно в нижней половине верхней погребенной почвы (верхнего педокомплекса), на глубине 120-140 см от поверхности. К сожалению, не было выявлено стерильной прослойки и между ананьинским слоем и нижележащим

Литолого-генетические подразделения	Глубина, м	Литологическая колонка стенки раскопа, уч. Д/З	Краткая характеристика отложений	Геолого-геоморфологическая интерпретация разреза
Толща пойменного наилка р. Мёша	0		Желтовато-серые песчано-супесчано-алевритистые отложения с прослоями слабо гумусированных суглинков и супесей	Осадки высоких половодий р. Мёша, возраст 200-300 лет
Перерыв осадконакопления				
Верхний педокомплекс (с культурными слоями в интервале 1,2-2,15 м)	Верхняя пп		Почва с нормальным почвенным профилем	Обособление возвышения между двумя озёрами, почвообразование и заселение (с перерывами)
	Средняя пп		Буровато-зелёновато-серые гумусированные суглинки	
	Нижняя пп		Почва с нормальным почвенным профилем с кротовинами	
Пролувиальная толща конуса выноса р. Сула	2		Буровато-коричневые суглинки	Накопление пролювия без почвообразования. Очень сухие условия
Нижний педокомплекс	Верхняя пп		Песчано-глинистые отложения, гумусированные	Накопление пролювия сопровождалось почвообразованием
	Нижняя пп		Почва тёмно-серая с сизым оттенком, гидроморфная с трещинами усыхания	Обмеление озера и начало его заболачивания, почвообразование на относительно возвышенных участках котловины

Литологическое расчленение и интерпретация разреза стоянки.

Археозоологические материалы стоянки Пестрецы-2

Виды	Возраст, кол-во особей	Сроки добычи, забоя
Плотва	1 – 14 – 15	–
Сом	1 – 13+; 2 – 8+; 3 – 10+; 4 – 8; 5 – 11	Весна – лето
Щука	1 – 6+; 2 – 8+; 3 – 5	Весна
Кряква	Ad – 8 особей	Весна
Трескунок	Ad – 3 особи	Весна
Свистунок	Ad – 6 особей SubAd – 1 особь	Весна – лето
Шилохвость	Ad – 2 особи	Весна
Серая утка	Ad – 1 особь	Весна
Широконоска	Ad - 3 особи	Весна
Связь	Ad – 1 особь	Весна
Большой крохаль	Ad – 1 особь	Весна
Черный коршун	Ad – 1 особь	Весна – лето
Тетерев	Ad – 1 особь	Весна
Серый журавль	Juv	Июль
Свинья	до 6 месяцев – 1 особь 6–9 месяцев – 6 особей 9–12 месяцев – 1 особь 12–22 месяца – 1 особь	Октябрь – декабрь
Крупный рогатый скот	до 6 месяцев – 1 особь 6–8 месяцев – 1 особь 18–28 месяцев – 1 особь 3,5–4,5 года – 3 особи	Осень – начало зимы
Лошадь	Juv – 1 особь SubAd – 2 особи Ad – 4 особи Sen – 1 особь	Сентябрь – декабрь
Лось	10–12 месяцев – 1 особь 12–16 месяцев – 1 особь 2,5 года – 1 особь 4 года – 1 особь 6–6,5 лет – 1 особь	Осень – зима
Северный олень	до 1 года – 1 особь 1,5–2 года – 2 особи 3–4 года – 3 особи 5–6 лет – 2 особи	Осень – зима
Сибирская косуля	до 1 года – 1 особь старше 1 года	Ноябрь – февраль
Зяц-беляк	SubAd – 2 особи Ad – 4 особи	Осень, зима, начало весны
Речной бобр	до 6 месяцев – 1 особь до 1 года – 2 особи до 3 лет – 2 особи старше 3 лет – 4 особи	Осень – начало зимы
Волк	Ad – 1 особь	Крупная особь
Лисица	Ad – 4 особи	–
Лесная куница	Ad – 4 особи	–
Европейский барсук	Ad – 3 особи	–

слоем стоянки т.н. займищенского типа (середина II тыс. до н.э). Однако трехмерная фиксация находок показала, что верхний уровень залегания кремневых изделий займищенской стоянки совпадает с кровлей нижней погребенной почвы верхнего педокомплекса, на глубине 170–175 см от поверхности. Фаунистические находки залегают во всех культурных напластованиях, но в крупных скоплениях фиксировались на глубине 140–180 см.

*Палеогеографические данные.* Стоянка функционировала на возвышенном участке котловины, озерно-болотный режим в который установился, по результатам датирования соседнего торфяника [2], около 4 тыс. лет назад.

В ананьинское время котловина отличалась самыми низинными условиями. По причине плохой проточности главной реки, брошенные меандры обособлялись в старичные озера и болота. На относительно приподнятых поверхностях формировалась луговая почва. В азелинское время формировалась лугово-черноземовидная почва, происходило сокращение площади озерно-болотного комплекса, разрастание конуса выноса р. Сула и левостороннее смещение русла р. Мёша. Отложения, перекрывающие с перерывом почвы с культурными слоями – толща I, связаны с высокими половодьями р. Мёши, которые были вызваны вырубкой лесов в Новое время [3].

*Археозоологические данные.* Общее количество костных остатков позвоночных животных по всем пластам и участкам раскопа составило 2223 экз. До вида определено 1214 экз. остатков, принадлежащих 17 видам млекопитающих, 11 видам птиц и 3 видам рыб (таблица). По количеству преобладали млекопитающие – 97,8% от всех остатков животных. Анализ костных остатков позволяет сделать ряд заключений. Основу хозяйствования составляли придомное животноводство и охота на диких копытных и бобра. Охота имела ярко выраженное «мясное» направление, основу добычи составляли северный олень и бобр. Забой домашнего скота и разделка туш, как домашних, так и диких животных, проходил на территории поселения, что подтверждается скоплениями костей и большим количеством зубов, фаланг пальцев, метаподий и их фрагментов. Охота на птиц и рыболовство играли меньшую роль в хозяйстве, были сезонными, в основном весной и летом. Среди птиц преобладали перелетные водно-болотные виды. Интересным является отсутствие костей собаки и незначительное количество остатков мелкого рогатого скота. Доли остатков лошади, крупного рогатого скота и свиней примерно одинаковы, причем из разных уровней культурных напластований. Разведение крупного рогатого скота имело выраженное молочное направление. Коровы были комольми и имели размеры, приближенные к размерам коров поздней бронзы на крайнем востоке Европы [4–6]. Возрастной и размерный состав лошадей, а также наличие на костях характерных патологий (кост-

ный шпат), указывают на верховое, тягловое и мясное использование. По размерам костей они наиболее сходны с лошадьми из черкаскульско-межовских поселений поздней бронзы [5]. Свиноводство было экстенсивным, большая часть особей забивалась в возрасте до 1 года, свиньи отличались мелкоразмерностью и среднеразмерностью. По размерам костей северного оленя, бобра, лося можно сказать об их сходстве с представителями этих видов из ряда поселений лесной зоны Восточной Европы раннего железного века [7]. Единичные кости волка отличались очень крупными размерами. Общий состав фауны стоянки имеет сходство с остеологическими коллекциями из археологических памятников лесной и северо-лесостепной зоны поздней бронзы Среднего Поволжья и Предуралья [5,6]. Вместе с тем большое количество костных остатков от диких млекопитающих сходно с составом археозоологических коллекций из археологических памятников первой половины раннего железного века [6].

Таким образом, геолого-геоморфологические данные и видовой состав фаунистических остатков показывают, что стоянка Пестрецы - 2 функционировала на протяжении почти двух тысяч лет (с перерывами) в широкой озерно-болотной котловине, с лугами и лесными участками как в пойме, так и на водоразделах. В целом, на юге лесной зоны Среднего Поволжья и Приуралья в последнюю фазу суббореала был единый тип хозяйствования, вызванный нестабильностью климата, быстрой сменой ландшафтных обстановок, который требовал от населения максимально полного использования имеющихся природных ресурсов. Это тип «лесного» животноводства, как правило, придомного, с очень развитым охотничьим промыслом и традициями и сезонным рыболовством.

### Литература

1. Хисьяметдинова А.А. Палеозера в голоценовом долинном расширении реки Мёша в районе стоянки Пестречинская IV (эпоха раннего металла) в Предкамье // Ученые записки Казанского университета, Том 155, кн. 4. Серия естественные науки. Казань, 2013. С. 109-121.
2. Бакин О.В., Панова Н.К., Антипина Т.Г. История Пестречинского торфяника (материалы по истории голоцена Татарстана) // Археология и естественные науки Татарстана. Книга 4. Казань: Фолиант; Институт истории им. Ш. Марджани АН РТ, 2011. С. 202-216.
3. Мозжерин В.И., Курбанова С.Г. Деятельность человека и эрозионно-руслотные системы Среднего Поволжья. Казань: Арт Дизайн, 2004. 128 с.
4. Цалкин В.И. Древнейшие домашние животные Восточной Европы. М.: Наука, 1970. 280 с.
5. Обыденнов М.Ф., Шорин А.Ф., Варов А.И., Косинцев П.А. Хозяйство населения черкаскульской и межовской культур Урала эпохи поздней бронзы. Препринт. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. 114 с.
6. Петренко А.Г. Становление и развитие основ животноводческой деятельности в истории народов Среднего Поволжья и Предуралья (по археозоологическим материалам). Казань: Институт истории АН РТ, 2007. 143 с.

## К ИСТОРИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ОКРЕСТНОСТЕЙ ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ «ГОРА МАУРА» (НАЦИОНАЛЬНЫЙ ПАРК «РУССКИЙ СЕВЕР»)

Н.Б. Афанасьева

Череповецкий государственный университет,  
162600, Вологодская обл., Череповец, пр-т Луначарского, 5; e-mail: chsu@chsu.ru

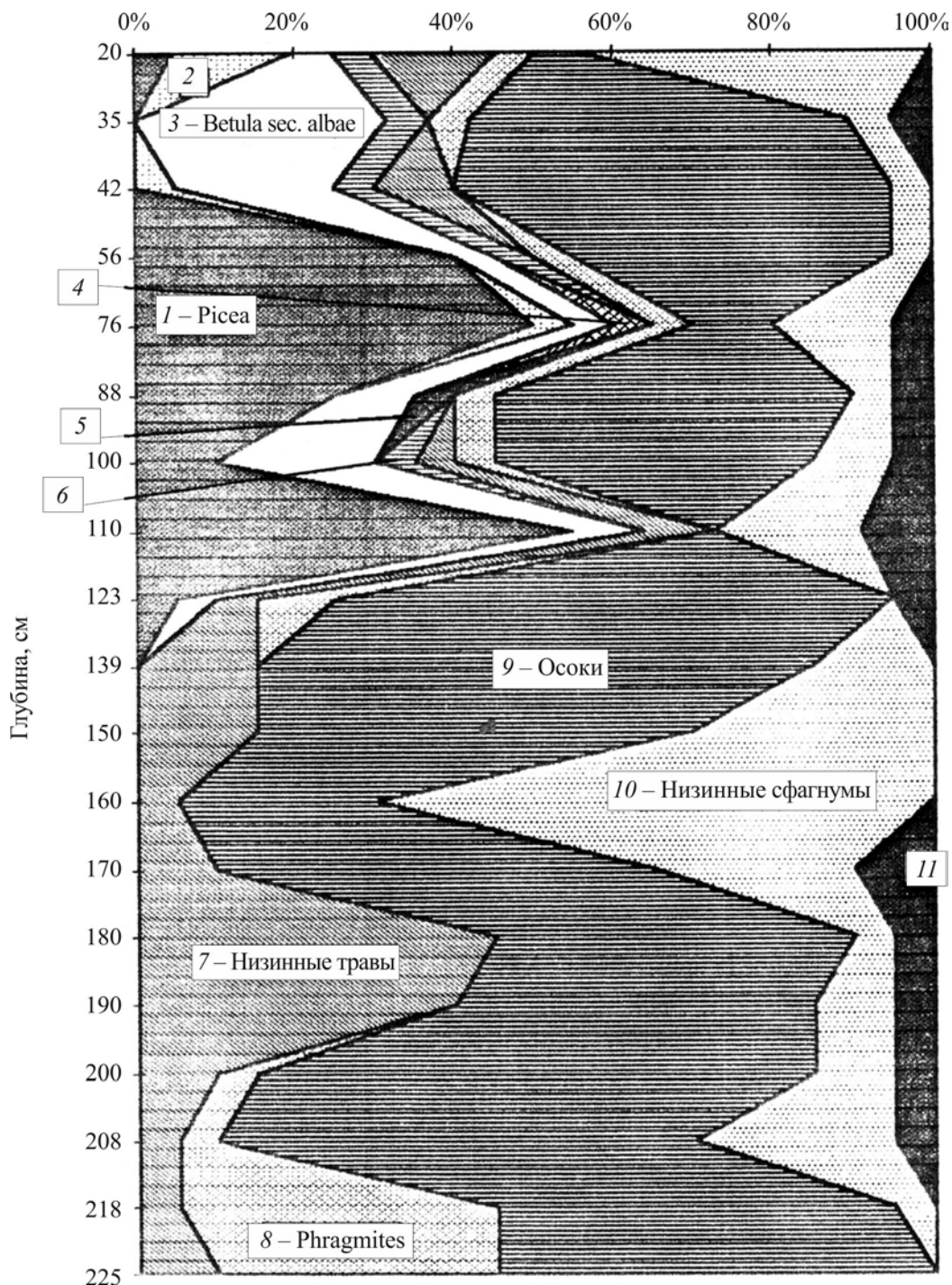
Национальный парк «Русский Север» - особо охраняемая природная и историко-культурная территория, расположенная в Кирилловском районе Вологодской области. Он был создан для сохранения в естественном природном ландшафте уникальных памятников истории и культуры Русского Севера, среди которых архитектурные ансамбли Кирилло-Белозерского и Воскресенского Горицкого монастырей, а также внесенного ЮНЕСКО в Список всемирного наследия Ферапонтова монастыря, знаменитого фресками Дионисия [1].

Территория парка расположена на стыке средней и южной тайги и обладает выраженным ландшафтным разнообразием и высоким биоразнообразием [1,2]. В рельефе особенно выделяются краевые моренно-напорные валы, одним из которых является гора Маура - памятник природы регионального значения. Это крупный холм, расположенный на левом берегу р. Шексны в 6 км от г. Кириллова и 1 км от пос. Горицы. Площадь памятника - 87,4 га, абсолютная высота 185,9 метров [1]. В основании «горы» залегают отторженцы пермских известняков, передвинутые сюда ледником. Склоны холма покрыты чередующимися участками еловых лесов и суходольных лугов. Предполагается, что осматривая с этой ландшафтной доминанты окрестности, преподобный Кирилл Белозерский выбрал место для основания знаменитого Кирилло-Белозерского монастыря, строительство которого положило начало для закладки многих других монастырей, пустыней и скитов севера Руси.

Для восстановления истории растительности окрестностей Мауры нами были использованы метод ботанического анализа торфа и спорово-пыльцевой анализ [3]. У подножия южного склона горы Мауры была вскрыта подстилаемая водорослево-глинистым сапропелем низинная лесотопяная залежь глубиной 225 см (рис. 1). Ложбина, в которой расположена скважина, первоначально была занята слабопроточным водоёмом. Исследованный участок находится на склоне, зараставшем сначала тростниково-осоковыми фитоценозами, сменившимися затем осоково-сфагновым торфяником. На некоторое время сфагнумы уменьшают участие, разнотравье становится богаче, появляются единичные деревья, что может быть связано с временным выклиниванием более богатых грунтовых вод. Отметим обилие спорангиев папоротников в палинопробах

(в образцах, приготовленных для ботанического анализа торфа, они оказываются вымытыми). Далее осоково-сфагновый фитоценоз восстанавливается. Увеличивается участие зеленых мхов, причем среди них встречался *Leptodictyum riparium*, указывающий на участки стоячей или слаботекучей воды. Дальнейшее обводнение бедными водами вызвало формирование сфагнового ковра из *Sphagnum teres*. Этот вид не является сильным эдификатором, и в фитоценозах с его участием еще преобладает влияние корневищных осок. Последовавшее далее улучшение дренажа привело к появлению деревьев, усилению позиции трав и смене низинного сфагнового фитоценоза осоковым и древесно-осоковым, возможно, в условиях периодического понижения уровня стояния вод (о вероятном присутствии водотока могут говорить находки корешков *Carex riparia*). С увеличением участия деревьев появляются растения, сопутствующие сырому лесу – *sphagnum girgensohnii*, *s. wulfianum*, *carex globularis* и *s. appropinquata*. Постепенно формируется ельник с примесью сосны, березы, ив. В его травяном ярусе росли вахта, тростник, осоки. Но улучшение дренажа не было длительным. Последовавшее увеличение обводнения привело к смене ели березой. В этом заболоченном березняке было хорошо представлено разнотравье. Обычными компонентами напочвенного покрова стали *calla*, *comarum*, *equisetum*, *phragmites*, осоки (*s. Omsciana*, *s. Caespitosa*, *s. Appropinquata*, *s. Rostrata*). Последней стадией в развитии растительности этого участка стал осоково-сфагновый сосняк, где осоки уступили господство в нижних ярусах *sphagnum warnstorffii* и *S. girgensohnii*. Таким образом, на склоне котловины у подножия Мауры в условиях постоянного подтопления бедными грунтовыми водами, поверхность залежи при напластовании торфа поднялась, воды торфяника получили сток в дренирующую сеть, и с падением влажности субстрата топяные фитоценозы сменились лесотопяными и лесными, существующими поныне.

Нижняя половина спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 2) указывает на стабильное существование в окрестностях горы Мауры древостоев из березы и ели с примесью широколиственных пород (в основном, липы и вяза, местами орешника, клена и дуба) и участков серо-ольховых зарослей (на глубине 180–190 см около 60% пыльцы ольхи приходится на четырехпоровую форму).



**Рис. 1.** Стратиграфия торфяной залежи болота у подножия горы Мауры (обобщенно): 1 – *Picea*, 2 – *Pinus sylvestris*, 3 – *Betula sec. albae*, 4 – *Alnus incans*, 5 – *Populus tremula*, 6 – *Salix*, 7 – Низинные травы, 8 – *Phragmites*, 9 – Осоки, 10 – Низинные сфагнумы, 11 – Зеленые мхи.

Локальными чертами диаграммы могут считаться находки пыльцы злаков, осок, водных трав, спор папоротников, хвощей и мхов, что подтверждается ботаническим анализом торфа. Споры и пыльца травянистых растений могут свидетельствовать о существовании рядом осветленных лесов, лугов и участков с нарушенным почвенным покровом. Совместное участие в средней части диаграммы пыльцы можжевельника, полыни, щавеля, губоцветных, бобовых, розоцветных, зонтичных может говорить о существовании поблизости пастбищных угодий. Далее спорово-пыльцевая диаграмма демонстрирует наибольший пик участия

березы, что отчасти связано с локальным повышением ее доли в низинном древесно-осоковом фитоценозе. Подъем кривых липы и ольхи, повышение разнообразия трав, присутствие орляка, проявление следов участия осины (остатки коры в торфе на глубине 76–88 см) свидетельствуют о сдвиге в округе еловых древостоев и замещении их осветленными мелколиственными лесами, обогащенными неморальными элементами.

Пик участия ели в верхней половине диаграммы только отчасти связан с формированием низинного елового фитоценоза. Следует отметить, что в то время, когда данный болотный массив

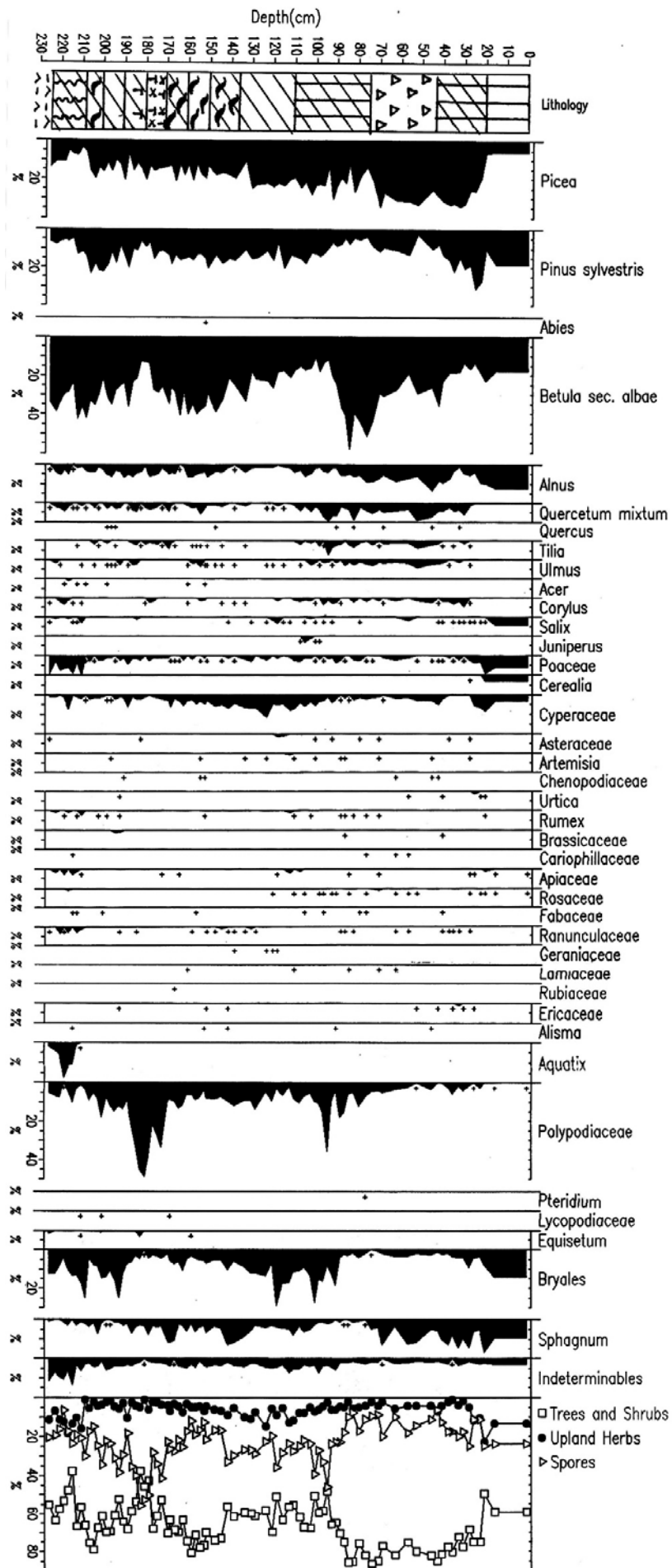


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма торфяной залежи болота у подножия горы Мауры.

был облесен, на окружающей территории отмечалось наибольшее участие широколиственных пород (до 10%, особенно липы и вяза). Самая верхняя часть диаграммы показывает резкое падение кривой ели и выпадение широколиственных при увеличении участия ольхи, ив и злаков, в том числе культурных. Эти изменения не связаны с локальными условиями (ель в заболоченном ельнике была сведена раньше, что видно по резкому падению ее участия в макроостатках) и обязаны резкой перемене в окружающих лесах. Возможно, это было сведение близлежащего богатого ельника с липой под посевы зерновых. Заращение окраек полей и нарушенных земель шло ольхой, ивой и, возможно, осинкой.

Таким образом, для истории лесов окрестностей Мауры можно считать характерным суще-

ствование еловых лесов с большой примесью широколиственных пород. Также можно считать весьма вероятным участие осинников. В последнее время эти леса регулярно нарушались или сводились. На их месте засеивались поля или образовывались луговые участки, часто используемые как пастбища. Демутационные процессы шли с участием мелколиственных пород.

#### Литература

1. Особо охраняемые природные территории, растения и животные Вологодской области. Вологда: Изд-во ВГПИ, 1993. 255 с.
2. Разнообразие ландшафтов национального парка «Русский Север» /Ред.: Н.К. Максимова. Вологда, 2007. 92 с.
3. Афанасьева Н.Б. История лесной растительности Национального парка «Русский Север». Вологда: Садгород, 2010. 173 с.

### СОВРЕМЕННЫЕ ГРАНИЦЫ АРЕАЛОВ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ И ПОДВИДОВ ПТИЦ НИЖНЕГО ПРИАМУРЬЯ В КОНТЕКСТЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СТАНОВЛЕНИЯ АВИФАУНЫ РЕГИОНА

В.Г. Бабенко

Московский педагогический государственный университет; e-mail: alekto@aha.ru

Современная гетерогенность авифауны Нижнего Приамурья связана с поэтапным многовекторным ее формированием из видов сибирского, китайского, европейского, средиземноморского, тибетского типов фауны, видов Арктической области и северной Пацифики, видов широкого распространения, в том числе и «приведенных» по антропогенным ландшафтам. Скорее всего современный облик авифауны и орнитогеографические границы отдельных округов сложились в конце голоцена [1,2].

Распределение отдельных фаунистических элементов на территории Нижнего Приамурья усложняется ландшафтно-климатическими особенностями, которые обуславливают несколько градиентных трендов расселения северных и южных форм.

Данные о современных ареалах некоторых видов и подвидов, возникающих в ряде случаев зоны гибридизации и интерградации, помогают восстановить картину постепенного становления фауны птиц и ее отдельных элементов на территории региона.

Часть выявленных нами закономерностей связана с историей формирования материковых форм [3]. В частности, можно предположить, что пространственные отношения двух подвидов рябчика *Tetrastes bonasia* в данном регионе тесно связаны с распространением неморальных лесов и темнохвойной тайги. Сибирский подвид *T. b. septentrionalis* населяет в пределах Нижнего Приамурья преимущественно темнохвойную тайгу, на участках с горным рельефом, лишь иногда проникая в прилегающие участки пойменных хвойно-широколиственных лесов. По горной темнохвой-

ной тайге сибирский подвид распространяется на юг до Среднего Сихотэ-Алиня, и, возможно, еще южнее. Маньчжурский подвид *T. b. amurensis* в свою очередь населяет преимущественно равнинные хвойно-широколиственные леса, широко распространенные на большей части Приморского края и поднимающиеся к северу по долине Уссури до побережья Амура. Далее к северо-востоку леса неморального характера распространены на равнинных участках вдоль берегов Амура и приустьевых частей его притоков. Вдоль всего Нижнего Амура, в том числе и на правобережье, численно преобладают экземпляры, полностью соответствующие признакам *T. b. septentrionalis*. Птиц с промежуточными признаками меньше, хотя они встречаются вплоть до устья Амура. В наименьшем числе известны чистые фенотипы *T. b. amurensis*, найденные только к югу от Комсомольска-на-Амуре. Вероятно, возникшая мозаичность лесных формаций и связанные с этим разрушения экологических преград и являются основными причинами вторичной интерградации сибирского подвида *T. b. septentrionalis* с маньчжурским подвидом *T. b. amurensis*.

Ряд видов птиц, широко распространенных в континентальной части Дальнего Востока, на островах образуют хорошо дифференцированные подвиды. Некоторые из них эндемичны для Сахалина, область распространения других охватывает, кроме того, острова Курильской гряды и островов Хоккайдо. Преградой, отделяющей островные формы от континентальных, служит Татарский пролив. При этом максимально сближенными оказываются западное побережье северной части Сахалина и районы низовий Амура. Поэтому



нахождение здесь, в континентальной части, некоторых островных форм выглядит вполне закономерным. Некоторые островные подвиды встречаются и на материковой части в области Нижнего Приамурья, соседствуя с континентальными расами этих же видов [4,5]. Характер пространственных взаимоотношений континентальных и островных форм различен. Подвиды полевого жаворонка (*Alauda arvensis intermedia* и *A. a. lonnbergi*), кукушки (*Perisoreus infaustus maritimus* и *P. i. sakhalinensis*) и урагуса (*Uragus sibiricus ussuriensis* и *U. s. sanguinolentus*,) образуют в Нижнем Приамурье заметные зоны интерградации. Гнездовые популяции островного подвида шура (*Pinicola enucleator sakhalinensis*), видимо, оказываются полностью географически изолированными от соседних континентальных форм. Все перечисленные случаи представляют собой примеры колонизации материкового побережья островными формами, что свидетельствует о существовании тесных связей авифауны Нижнего Приамурья и северной части острова Сахалин.

На основании этих случаев возможно реконструировать этапы заселения островными подвидами прилегающей к Сахалину северной части Нижнего Приамурья.

Вероятно, колонизация материка сахалинским подвидом жаворонка (*A. a. lonnbergi*) шла в послеледниковое время, когда открытые пергледциальные ландшафты занимали север Сахалина и прилегающие материковые районы. Не исключено, что и становление этой формы происходило именно на этих территориях.

Следующая группа подвидов: подвид шура (*Pinicola enucleator sakhalinensis*), китайской зеленушки (*Chloris sinica sitchitoensis*) и урагуса (*U. s. sanguinolentus*), вероятно, проникли на материк несколько позже, когда на севере Сахалина и в Нижнем Приамурье стали обычными кустарниковые биотопы, в частности, заросли кедрового стланика и ольхи.

Наконец, подвиды кукушки (*P. i. sakhalinensis*) и синехвостки (*Tarsiger cyanurus pacificus*), освоили материк позже всего, когда темнохвойные леса были распространены и на севере Сахалина.

Характерный для ряда видов вектор расселения с Сахалина на материк можно объяснить следующим. Как известно, в послеледниковый период расселение птиц к северу как по материк, так и по Сахалину, происходило из соответствующих рефугиумов [6]. При этом, вероятно, в связи с более теплым и влажным морским климатом Сахалина восстановление растительного покрова в послеледниковый период на острове шло более высокими темпами, чем на материке. В связи с этим продвижение островных видов на север и на запад – на материк – также шло быстрее. Поэтому северо-сахалинские популяции активнее занимали вновь возникающие подходящие участки и на материке. С другой стороны, в оптимуме голоцена, когда неморальная флора достигала побережья

Охотского моря [7], некоторые дендрофильные виды на север по долине Амура доходили раньше, чем это происходило на Сахалине, где развитие подобных сообществ, по-видимому, тормозилось влиянием холодного Охотского моря. В связи с этим именно материковые подвиды птиц, связанные с неморальными лесами (большеклювая ворона *Corvus macrorhynchos mandshuricus* и седоголовая овсянка *Emberisa spodocephala extremorientes*), распространены на севере Сахалина, а на юге обитают другие, островные подвиды большеклювой вороны *C. m. japonensis* и седоголовой овсянки *E. s. personata* [8]. Это может свидетельствовать о том, что *C. m. mandshuricus* и *E. s. extremorientes* заселили остров с севера.

Анализ изученных нами [9,10] более сложных случаев пространственных и систематических отношений конгенерических пар: желтой/зеленоголовой трясогузок *Motacilla flava/taivana* и певчего/охотского сверчков *Locustella certiola/ochotensis* в Нижнем Приамурье могут служить показателями относительного времени становления отдельных элементов авифауны исследуемого региона.

Изучая современные ареалы, площади зон симпатрии, степень гибридизации и морфологические различия в парах *M. flava/taivana* и *L. certiola/ochotensis* - видов, чьи современные биотопы во многом схожи, можно прийти к заключению, что история формирования этих пар видов имеет много общего. Различия же, вероятно, связаны со временем географической изоляции каждого вида соответствующей пары и временного интервала, в течение которого виды *M. flava* - *M. taivana* и *L. certiola* - *L. ochotensis* были изолированы. В обоих сравниваемых парах прослеживаются сходные экологические черты (биотопы, сроки миграций, размножения), сходная вокализация. Однако морфологические признаки (в частности детали окраски), площадь зон симпатрии и степень гибридизации этих двух пар видов различны. По морфологическим признакам степень близости между *L. certiola* и *L. ochotensis* по сравнению с парой *M. flava* и *M. taivana* является настолько тесной, что *L. certiola* и *L. ochotensis* формально можно свести в один вид. Скорее всего, виды пары *M. flava/taivana* были изолированы друг от друга раньше и изоляция длилась дольше, чем это происходило между видами *L. certiola/ochotensis*. Можно предположить, что изоляция видов *M. taivana* и *L. ochotensis* возникла в периоды регрессий, а рефугиумы, из которых впоследствии происходила их экспансия, находились на островах, в частности на Сахалине, или в прибрежных районах.

Для некоторых подвидов возникновение зон интерградации в Приамурье, видимо, связано с антропогенными факторами. В частности, это относится к подвидам деревенской ласточки (*Hirundo rustica tytleri* и *H. r. gutturalis*) [11]. Заселение региона этими подвидами ласточки относят ко времени окончания последнего оледенения.

При этом полиморфизм популяций деревенской ласточки Приамурья – это, видимо, результат гибридизации двух подвидов – *H. r. tyleri* и *H. r. gutturalis*, разделенных длительное время территориями, где не было строений человека, пригодных для устройства гнезд.

### Литература

1. Бабенко В. Г. Птицы Нижнего Приамурья. М.: Изд-во «Прометей», 2000. 725 с.
2. Бабенко В. Г., Фадеева Е. О. Структура, динамика и филогеографический анализ фауны и населения птиц Нижнего Приамурья. М.: Изд-во ГОУ ВПО МПГУ, 2010. 439 с.
3. Редькин Я. А., Бабенко В. Г., Коблик Е. А. К вопросу о географической изменчивости рябчика (*Tetrastes bonasia*) на юге Дальнего Востока России // Русский орнитологический журнал. Экспресс-выпуск. 2000. № 100. С. 3–9.
4. Редькин Я. А., Бабенко В. Г. Пространственные взаимоотношения двух подвидов кукши *Perisoreus infaustus* в Нижнем Приамурье // Русский орнитологический журнал. Экспресс-выпуск. 1998. № 38. С. 9–15.
5. Редькин Я. А., Бабенко В. Г. Пространственные взаимоотношения континентальных и островных подвидов некоторых *Passeriformes* в Нижнем Приамурье // Русский орнитологический журнал. Экспресс-выпуск. 1998. № 50. С. 3–24.
6. Назаренко А. А. О фаунистических циклах (вымирание – расселение – вымирание...) на примере дендрофильной орнитофауны Восточной Палеарктики // Журнал общей биологии. 1982. Т. 43. № 6. С. 823–835.
7. Назаренко А. А. Орнитофаунистический обмен между южной и северной Азией на восточной периферии континента: последний ледниково-межледниковый цикл // Журнал общей биологии. 1990. Т. 51. № 1. С. 89–106.
8. Нечаев В. А. Птицы острова Сахалин. Владивосток. Изд-во ДВО АН СССР, 1991. 478 с.
9. Калякин М. В., Бабенко В. Г., Нечаев В. А. К вопросу о систематических отношениях певчего (*Locustella certhiola*) и охотского (*L. ochotensis*) // Гибридизация и проблема вида у позвоночных: Труды Зоологического музея МГУ. Т. 30. М.: Изд-во МГУ, 1993. С. 164–182.
10. Редькин Я. А., Бабенко В. Г. Материалы по распространению и систематике двух форм желтых трясогузок (подрод *Budytes*) на Дальнем Востоке России (по авифауне Нижнего Приамурья) // Русский орнитологический журнал. Экспресс-выпуск. 1999. № 85. С. 3–28.
11. Смирненский С. М., Мищенко А. Л. Систематическое положение и история формирования ареала деревенской ласточки (*Hirundo rustica*) Приамурья // Зоологический журнал. 1981. Т. 60. Вып. 10. С. 1533–1540.

## РАЗВИТИЕ ОЗЕРА ХАНКА И ПРИХАНКАЙСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

В.Б. Базарова, М.С. Лящевская, Л.М. Мохова, Т.Р. Макарова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, ул. Радио, 7; e-mail: bazarova@tig.dvo.ru

Озеро Ханка является крупнейшим пресноводным водоемом юга Дальнего Востока. Долгое время вопрос о времени возникновения озера оставался дискуссионным. По мнению одних исследователей [1,2], оз. Ханка существует с миоцена, других – с конца позднего плейстоцена [3–5]. Анализ новых палинологических и радиоуглеродных данных, полученных из отложений, слагающих береговые формы, позволяет предположить, что озеро в современном виде с характерными морфологическими элементами (валами, лагунами, косами и т.д.) начало формироваться во второй половине среднего голоцена [6,7].

Для реконструкции динамики развития оз. Ханка использовались данные авторов, полученные при изучении разнофациальных отложений, а также опубликованные материалы других исследователей.

В голоцене оз. Ханка испытало несколько гидрологических фаз, связанных с колебаниями климата и изменением вследствие этого режима аккумуляции. Максимальный подъем уровня оз. Ханка сопоставляется с интервалом 8,5–11 тыс. л.н. В этот период водоем имел площадь в 1,5–2 раза больше современной, с интенсивным заболачиванием обрамления, включая малые речные долины [8].

В период 4,5–8 тыс.л.н. озеро находилось в регрессивной фазе, которая сопровождалась по-

чти полным исчезновением водоема. В колонке озерных осадков, взятой в наиболее глубокой части озера, вскрыт двухслойный разрез. В основания колонки залегают тонкогоризонтальнослоистые алевриты с прослоями глин, в которых сохранилась малакофауна. Спорово-пыльцевые спектры соответствуют изменениям климата в конце позднеледниковья. Из верхней части разреза получены спорово-пыльцевые спектры, типичные для позднего (субатлантической фазы) голоцена. Контакт между этими двумя разновозрастными пачками озерных отложений представлен слоем алевритов со смешанным спорово-пыльцевым комплексом, в котором наблюдаются формы типичные как для позднего плейстоцена, так и позднего голоцена. Таким образом, в осадках озера установлен хорошо выраженный стратиграфический перерыв, связанный с обмелением или даже полным исчезновением озера. Начало среднего голоцена характеризовалось пониженной влагообеспеченностью с нестабильной динамикой увлаженности с трендом на ее уменьшение. Понижение увлажненности усиливало эрозионный врез в долинах рек, увеличивало площадь песчаных отмелей и кос, способствовало осушению в речных долинах [8]. В нижнем течении р. Мельгуновка был изучен разрез пойменных отложений, в подошве которого вскрыт горизонт мелководного песка. Он перекрыт слоем гумусированного суглинка, возраст которого  $7920 \pm 135$

л.н. Выше его лежит горизонт мелкозернистого песка, который имеет эоловую природу. Его источником были песчаные отмели и косы, образовавшиеся при врезании русла реки. В этот период русла рек Приханкайской равнины претерпевали значительную деформацию с формированием многочисленных меандр.

Первая трансгрессия оз. Ханка происходила во второй половине среднего голоцена (2800–3200 л.н.). Эта трансгрессия была быстрой и привела к заболачиванию территорий, обрамляющих озеро, и возникновению озер-старич. Уровень воды в озере был на 1,5–2,0 м выше современного. В это же время отмечается увеличение высоты уровня аккумуляции в нижнем течении рек Ханкайского водосбора, которое привело к резкому расширению площади затопления в долинах рек и образованию высокой поймы [8]. В это же время формировалась молодая озерная терраса высотой 2 м над современным уровнем оз. Ханка. Смена доминант в комплексах диатомей и изменения в спорово-пыльцевых спектрах, полученных из отложений этой террасы, позволяет реконструировать изменение климата и температуры воды в озере в этот период. В нижней пачке отложений террасы доминируют виды диатомей, обитающие в водоемах с температурой воды 6–9°C. Состав комплекса диатомей позволяет говорить о существовании умеренно-холодного озера со слабым поступлением в него проточных вод. О прохладных климатических условиях этого периода свидетельствуют и спорово-пыльцевые спектры. В средней пачке отложений доминируют виды, имеющие широкое распространение в долинных водоемах с температурой воды 6–15°C. Появление в кровле этой пачки обилия бентических форм связано, скорее всего, с началом понижения уровня озера. Состав диатомей свидетельствует о существовании умеренно-прохладного эвтрофного озера со слабо заболоченным побережьем и незначительным поступлением проточных вод. Состав спорово-пыльцевых комплексов характеризует умеренно теплый климат с меньшей увлажненностью. В верхней пачке осадков доминируют виды диатомей, обитающие в заболоченных условиях. Это указывает на понижение уровня озера и заболачивание прибрежной зоны озера. Спорово-пыльцевые спектры отличаются повышенным содержанием пыльцы трав и кустарничков. Эта озерная терраса, сформировавшаяся во второй половине суббореала (2,5–3,5 тыс.л.н.), фиксирует уровень озера почти на 2,0 м выше современного [8].

В позднем голоцене оз. Ханка претерпело несколько малоамплитудных регрессий и трансгрессий. Одна из регрессий началась в V–VI вв.н.э. (1400–1500 л.н.) Она привела к обмелению прибрежных мелководий, что обусловило быстрое продвижение речных дельт в акваторию озера. К этому времени относится и образование перемычки между островом Сопка Лузанова и берегом озера. Регрессия происходила в прохладных кли-

матических условиях. Эта фаза продолжалась не более 200 лет [9].

Последующая малоамплитудная трансгрессия, запечатленная в маломощном слое голубовато-серых озерных глин и осадках берегового вала на западном побережье озера, произошла в VII–VIII вв. н.э. (начало малого оптимума голоцена) [9]. В средней части разреза пойменных отложений, вскрытого в устье р. Комиссаровка, лежит горизонт легкого суглинка, в спорово-пыльцевые комплексы которого характеризуются единичными зернами разнообразных термофилов. Этот суглинистый горизонт формировался в результате длительных паводков и наводнений, происходивших в течение малого оптимума голоцена, что подтверждается калиброванной радиоуглеродной датой 1058±63 гг. н.э. Уровень озера был выше современного на 0,8–1,0 м [10].

Вторая малоамплитудная регрессивная фаза позднего голоцена имела место в условиях холодного и сухого климата в начале малого ледникового периода (XII–XIV вв.). Климатические условия были значительно суровее, чем в V–VI в.н.э. В XV в. произошел незначительный кратковременный подъем уровня озера [9].

Последняя регрессия озера отмечается в финальную фазу малого ледникового периода. Она отражена горизонтом глинистого торфа в разрезе на южном побережье озера [9]. Также это событие зафиксировано гумусово-аккумулятивным горизонтом в отложении берегового вала в устьевой зоне р. Комиссаровка. Начало его формирования относится к XVI в., конец – к началу XIX вв. С XIX в. началась новая трансгрессия. С ней связано формирование на западном побережье озера второго берегового вала высотой до 0,5 м [10]. В разрезе пойменных отложений р. Мельгуновка это событие отражено горизонтом опесчаненного гумусированного суглинка, формирование которого началось 1536±68 гг. н.э. (XV–XVI вв.).

Таким образом, на протяжении последних две тысячи лет оз. Ханка испытало не менее трех кратковременных снижений уровня продолжительностью несколько сотен лет, совпадавших с периодами похолоданий климата. Стадии повышения уровня оз. Ханка происходили во время потеплений.

В режиме голоценового осадконакопления в поймах рек бассейна оз. Ханка наблюдается определенная периодичность, сопоставимая с трансгрессивными и регрессивными фазами озера. Теплым климатическим фазам соответствует повышение базиса эрозии, подъем уровня воды в реках с увеличением частоты и длительности паводков и наводнений, увеличением заболоченности в долинах, а в холодные фазы – обмеление рек, соответственно, с уменьшением частоты и длительности паводков, усилением эрозионных врезов и эоловых процессов в прибрежной зоне озера и речных долинах.

В течение голоцена на Приханкайской равнине происходило попеременно пространственное расширение и сокращение площадей степных и лесных ландшафтов. При потеплениях, сопровождавшихся увеличением влажности, лесные массивы расширялись по долинам рек, вытесняя степные сообщества. С похолоданиями и уменьшением влажности увеличивались площади степных ландшафтов, вытесняя леса в предгорья. Максимальное покрытие территории Приханкайской равнины лесами было в оптимум голоцена, но сомкнутости лесов не было. Роль открытых лесостепных ландшафтов на Приханкайской равнине, среди которых преобладали злаково-осоковые луга, в позднем голоцене была выше, чем в настоящее время, что подтверждает их естественное происхождение. В холодные и сухие периоды их роль только возрастала. Позднеголоценовые озерные трансгрессии привели к возникновению огромных болот по восточному, западному и северному обрамлению озера.

Исследования поддержаны программой «Дальний Восток», грант 15-И6-097.

#### Литература

1. Никольская В.В. Некоторые данные о палеогеографии оз. Ханка // Труды Института географии АН СССР. 1952. Вып. 56. Т. 6. С. 215–225.
2. Берсенев И.И., Морозова В.Ф., Салун С.А. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приамурья // Советская геология. 1962. № 9. С. 78–86.

3. Короткий А.М., Караулова Л.П., Ромашкова Н.И. Озерные трансгрессии и режим позднекайнозойского осадконакопления в Уссури-Ханкайской депрессии // Геолого-геоморфологические конформные комплексы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 162–181.

4. Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.

5. Павлюткин Б.И. Четвертичные отложения юго-восточной части Уссури-Ханкайской депрессии и признаки плейстоценовых трансгрессий озера Ханка // Развитие природной среды в плейстоцене (юг Дальнего Востока). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 40–50.

6. Болиховская Н.С., Воскресенская Т.Н., Муратова М.В. К стратиграфии и палеогеографии позднплейстоценовых и голоценовых отложений Приморья // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980. С. 254–258.

7. Павлюткин Б.И., Ханчук А.И. Новые данные о возрасте озера Ханка, Дальний Восток России // ДАН. 2002. Т. 382. № 6. С. 826–828.

8. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Караулова Л.П., Белянина Н.И. Озерные трансгрессии в позднекайнозойской Уссури-Ханкайской депрессии (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 53–68.

9. Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Попов А.Н. и др. Палеогеография озера Ханка в позднем голоцене // Научное обозрение. 2007. № 2. С. 7–13.

10. Базарова В.Б., Мохова Л.М., Орлова Л.А., Белянин П.С. Динамика изменения уровня озера Ханка в позднем голоцене // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 3. С. 111–116.

## БИОЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ ФЕРМЕНТАТИВНЫЙ ЭКСПРЕССНЫЙ МЕТОД ОЦЕНКИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОЧВ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ УГОДИЙ

Е.М. Байгина, А.А. Шпедт, Н.В. Римацкая, В.А. Кратасюк

*Сибирский федеральный университет, 660041, Красноярск, пр. Свободный, 79;*

*e-mail: nfsu2betti@mail.ru, shpedtaleksandr@rambler.ru*

В связи с прогрессирующей антропогенной нагрузкой на почвы и требованием устойчивого развития территорий, экологические регламенты в землепользовании становятся приоритетом. Необходимы современные производительные, экономически выгодные методики экологической оценки разных категорий земель и информативные комплексные показатели, которые в режиме мониторинга позволят оперативно решать проблемы современного землепользования.

Биоломинесцентные ферментативные биотесты, разработанные для интегральной оценки токсичности природных вод и промышленных стоков, обладают хорошей чувствительностью к разнообразным химическим соединениям, характерным для промышленных сбросов, а также веществам, загрязняющим воду (тяжелые металлы, фенолы, формальдегид, пестициды и т. д.) [1,2]. Уровень тушения биоломинесценции, катализируемой биферментной системой НАДН:ФМН-

оксидоредуктаза+люцифераза, пропорционален концентрации токсических веществ. Специальная светорегистрирующая аппаратура – биоломинометры и хемилюминометры - позволяет измерять интенсивность свечения реагента до и после введения неизвестного токсиканта в образце небольшого объема (0,2–0,5 мл). В качестве показателя биоломинесценции используется величина остаточного свечения  $T$  (%). Время анализа, который можно проводить также и в полевых условиях, обычно не превышает нескольких минут. Полагаем, что данный показатель может быть использован для оценки интенсивности загрязнения почв и почвенного покрова.

Цель работы – понять применим ли биоломинесцентный ферментативный биотест для оценки качества почвы, в частности ее загрязнения, и каким образом изменяются результаты биоломинесцентного ферментативного биотеста в зависимости от профиля почв разных видов угодий, а также

**Таблица 1.** Строение профиля и гумусное состояние черноземов

Индекс горизонта, его мощность	Глубина взятия образца, см	Гумус, %	pH <sub>KCl</sub>	ПГВ, мг С/100г				T	T <sub>ср.</sub>
				сумма	ГК	ФК	ГК:ФК	%	
Отдел аккумулятивно-гумусовых почв. Агрочернозем глинисто-иллювиальный, среднемощный, сильно гумусированный, тяжелосуглинистый, на глине. Пашня, мн. тр.									
PU, 0–20	0–10	5,78	5,76	431	242	189	1,28	24,2	42,3
	10–20	5,35	5,70	388	210	178	1,18	29,2	
AU, 27–43	27–43	4,92	5,57	336	147	189	0,78	35,4	
ABI, 43–55	43–55	2,47	5,35	135	41	94	0,44	45,5	
BI, 55–120	55–75	1,52	5,06	82	31	51	0,61	63,7	
	75–120	1,09	4,47	40	20	20	1,00	55,7	
Отдел аккумулятивно-гумусовых почв. Агрочернозем маломощный, сильно гумусированный, тяжелосуглинистый, на карбонатном тяжелом суглинке. Залежь 10 л.									
AU (PU), 0–26	0–12	6,31	5,44	304	168	136	1,24	36,9	67,0
	12–26	5,99	5,64	304	179	125	1,43	38,0	
ABI, 26–52	35–40	2,37	5,77	50	25	25	1,00	75,0	
BCA, 52–140	70–80	0,77	7,19	19	9	10	0,90	85,5	
	115–125	0,77	7,25	19	9	10	0,90	99,7	
Отдел аккумулятивно-гумусовых почв. Чернозем маломощный, тучный, тяжелосуглинистый, на карбонатной глине. Целина									
AU, 0–34	0–7	9,40	5,83	568	348	220	1,58	32,7	63,0
	15–30	7,48	5,92	283	115	168	0,68	56,9	
ABI, 34–45	34–45	2,26	5,52	103	31	72	0,43	49,7	
BI, 45–67	50–65	1,62	5,62	82	20	62	0,32	64,2	
BCA, 67–120	72–82	1,41	7,11	50	10	40	0,25	95,5	
	100–110	1,20	7,29	40	10	30	0,33	78,8	

от содержания гумуса, подвижных гумусовых веществ (ПГВ) и pH солевой суспензии.

Для выполнения исследования в ОПХ «Солянокское» Рыбинского района Красноярского края на пашне, 10-летней залежи и целине заложены три полнопрофильных разреза. Почвы представлены черноземами разных типов (табл. 1) [3]. В почвенных образцах определяли содержание гумуса, ПГВ, pH<sub>KCl</sub>, а также величину T, согласно которой выполнена оценка загрязнения почвы: T>80% – образец не загрязнен; 50%<T<80% – образец загрязнен; T<50% – образец сильно загрязнен. Для извлечения ПГВ использовали 0,1н. гидроксид натрия при соотношении почвы и растворителя 1:20. Гуминовые кислоты (ГК), в составе ПГВ осаждали серной кислотой, а содержание фульвокислот (ФК) рассчитывали по разности между общим содержанием, извлекаемых щелочью гумусовых веществ и содержанием гуминовых кислот. По количеству гумусовых кислот определяли отношение ГК:ФК.

Почвенный покров ОПХ «Солянокское» представлен черноземами (80%), подверженными комплексной эрозией (17%) в слабой и средней степени. Землепользование имеет высокий природно-ресурсный потенциал (1,87) [4]. По причине большой распаханности территория не стабильна (K экологической стабильности = 0,30) [5], и считается сильно преобразованной (K антропогенной преобразованности = 6,56) [6]. Хозяйство удалено от крупных городских, промышленных

центров, автомагистралей, потому загрязнения почвенного покрова поллютантами антропогенной природы не наблюдалось.

Черноземы разных видов угодий отличаются строением почвенного профиля. В почве под пашней отсутствуют иллювиально-карбонатные горизонты, присутствующие в черноземах залежи и целины, что обусловлено ежегодной вспашкой почвы и более интенсивной миграцией карбонатов вниз по профилю.

Наиболее высокое содержание гумуса фиксировалось в целинном черноземе. В агрочерноземах залежи и пашни содержание гумуса существенно (в темногомусовом горизонте в 1,4–1,6 раза) меньше. На пашне несколько лет возделываются многолетние травы, благодаря которым, складываются условия для гумификации растительных остатков, близкие к залежным.

pH солевой суспензии в верхних горизонтах черноземов слабокислая и близкая к нейтральной. С глубиной, в иллювиальных горизонтах, она существенно меняется: в пахотном черноземе до кислой, в черноземах залежи и целины до слабощелочной.

Содержание ПГВ в темногомусовом и агро-темногомусовом горизонтах высокое и очень высокое. Данный показатель характеризует эффективное плодородие почв. Наиболее существенное его количество, с узким отношением ГК:ФК, фиксировалось в целинном черноземе. В иллювиальных горизонтах содержание подвижных соедине-

**Таблица 2.** Зависимости между величиной  $T$  и свойствами почв ( $n = 17$ )

Свойства	$r \pm Sr$	$r^2$
Глубина взятия образца	$0,86 \pm 0,13$	0,74
Гумус	$-0,74 \pm 0,17$	0,55
pH <sub>KCl</sub>	$0,67 \pm 0,19$	0,45
ПГВ сумма	$-0,83 \pm 0,14$	0,69
ГК	$-0,79 \pm 0,16$	0,62
ФК	$-0,84 \pm 0,14$	0,71
ГК:ФК	$-0,54 \pm 0,22$	0,29

Примечание:  $n$  – объем выборки;  $r \pm Sr$  – коэффициент линейной корреляции и его ошибка;  $r^2$  – коэффициент детерминации. Достоверно при  $n - 2 = 15$ , критическое значение  $r_{05} = 0,48$ .

ний резко уменьшается. Для пахотного агрочернозема характерно более глубокое проникновение ПГВ. Здесь, на глубине 43–55 см обнаружено 135 мг С/100 г почвы ПГВ, с узким отношением ГК:ФК.

Отношение углерода ГК:ФК первой фракции характеризует доступность гумусовых веществ минерализации. В верхних горизонтах тип гумуса, как правило, фульватно-гуматный. С глубиной, в иллювиальных горизонтах, тип гумуса меняется на гуматно-фульватный и далее на фульватный, что способствует увеличению подвижности гумусовых веществ.

Величина остаточного свечения возрастает (в 2,6–2,9 раза) вниз по профилю почв. Аккумуляция всевозможных загрязнений, наиболее сильно происходит в верхней части почвы [7], поэтому самые низкие значения остаточного свечения отмечались в верхнем (0–7, 0–10, 0–12 см) слое почвы, при этом пашня оказалась наиболее загрязненной. Получена положительная, тесная зависимость между величиной остаточного свечения и глубиной взятия почвенного образца (табл. 2).

Зафиксирована также прямая, средняя зависимость между pH<sub>KCl</sub> и величиной остаточного свечения. Однако, профильное распределение значения pH разное для почв угодий, поэтому делать обобщенное заключение о связи между признаками рано. Можно предположить, что она в определенных пределах, например в интервале от слабокислой до слабощелочной, будет прямой, что впрочем и было обнаружено.

Агрочернозем пашни оказался сильно загрязненным на протяжении всего профиля (см. табл. 1). Среднее значение  $T$  здесь самое низкое. В профиле черноземов залежи и пашни, с глубины 70–80 см загрязнение не фиксировалось, а в целом почвы оценены как загрязненные.

Гумус и ПГВ могут уменьшать значение остаточного свечения, показывая ложное загрязнение. Связь между содержанием гумуса, ПГВ и величиной остаточного свечения была тесной и обратной (см. табл. 2). Наиболее тесная зависимость обнаружена между величиной остаточного свечения и содержанием подвижных фульвокис-

лот, обладающих высокой растворимостью в любых средах. Коэффициент детерминации, показывающий долю влияния признака, составляет 0,71. Увеличение подвижности гумуса, характеризуемое отношением ГК:ФК, также способствует тушению биolumинесценции. Наличие гумуса и ПГВ в почвах усложняет использование показателя  $T$  для оценки загрязнения. Решение проблемы может быть найдено либо при разбавлении экстрактов почвы до значений, при которых влияние гумусовых соединений будет незначительным. Другим путем решения этой проблемы является поиск люминесцентных ферментативных систем, на которые не влияет присутствие гумусовых соединений в почвенных экстрактах и образцах.

Содержание гумусовых веществ в почвах конечно влияет на значение  $T$ , но, до определенных пределов. Прежде всего, при низком содержании гумуса (<0,77–1,41%) и ПГВ (<50 мг С/100г) иллювиальные горизонты почв залежи и целины остаются незагрязненными. Далее, вид угодья, несмотря на содержание гумусовых веществ в почве, также повлиял на величину остаточного свечения. Так, чернозем под пашней является сильно загрязненным, хотя содержание гумуса и ПГВ здесь не самые высокие. С экологических позиций, распашанная почва находится в худших условиях, по причине использования, пусть и в минимальных количествах, минеральных удобрений.

Таким образом, биolumинесцентный биотест, основанный на использовании биферментной системы НАДН:ФМН-оксидоредуктаза + люцифераза может быть использован для определения качества почвы и ее загрязнения. Однако изучение влияния экстрактов разных почв показало, что на результаты биolumинесцентного анализа влияют содержание гумусовых веществ, вид угодья, увеличение подвижности гумуса, что необходимо учитывать при разработке методов пробоподготовки в дальнейшем для корректного использования метода. Показано, что величина  $T$  зависит от степени загрязнения почвы, показателя подвижных гумусовых веществ, вида угодья, имеется корреляция между влиянием экстрактов на интенсивность биolumинесценции и содержанием подвижных фульвокислот, содержанием гумуса.

Исследование поддержано грантом Российского научного фонда (проект №16-14-10115)

### Литература

1. Esimbekova E., Kratasyuk V., Shimomura O. Application of enzyme bioluminescence in ecology. In AdvBiochemEngBiotechnol (Advances in Biochemical Engineering/Biotechnology), Vol. 144, GéraldThouand(Ed): Bioluminescence: fundamentals and applications in biotechnology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. ISBN: 978-3-662-43384-3, 2014, p. 67–109.
2. Kratasyuk V., Esimbekova E. Applications of luminous bacteria enzymes in toxicology // Chemistry & High Throughput Screening, 2015. V. 18, Issue 10. P. 952–959.
3. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

4. Куролап С.А., Федотов В.И., Куприенко В.Ю. Интегральная оценка природно-ресурсного потенциала // Медико-экологический атлас Воронежской области: монография. Воронеж, 2010. С. 10-15.
5. Волков С.Н. Землеустройство. Землеустроительное проектирование. Внутрихозяйственное землеустройство. М.: Колос, 2001. Т.2. 648 с.

6. Лемешев М.Я., Анучин В.А., Гофман К.Г. и др. Научные основы социалистического природопользования // Социализм и природа. М: Мысль, 1982. С.15–19.
7. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве. М.: ИМГРЭ, 1990 г.

## ДЫХАТЕЛЬНАЯ АКТИВНОСТЬ ПОЧВЕННЫХ МИКРООРГАНИЗМОВ В НАТИВНЫХ ПОЧВАХ И ИСКУССТВЕННЫХ СУБСТРАТАХ ПРИ ОЦЕНКЕ ТОКСИЧНОСТИ ЗАГРЯЗНЕННЫХ ПОЧВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПОВЕДНОГО УЧАСТКА «ЯМСКАЯ СТЕПЬ»)

Н.О. Бакунович<sup>1</sup>, О.С. Хохлова<sup>1</sup>, Т.Н. Мякшина<sup>1</sup>, А.В. Русаков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Пушкино Московской области, ул. Институтская, 2; E-mail: pondoxva@mail.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9

Участок «Ямская степь» государственного природного заповедника «Белогорье» расположен на северо-востоке Белгородской области и граничит непосредственно с Лебединским ГОК. При сильном ветре, стоя на ее территории, можно наблюдать клубы пыли, поднимающиеся с отвалов предприятия. По розе ветров видно, что хотя преимущественные ветра дуют мимо Ямской степи, но ветра Ю, ЮЗ и ЮВ направления, захватывающие территорию заповедного участка, составляют около 40%, что также немало.

Цель работы – оценка токсичности загрязнения почв и ландшафтов участка «Ямская степь» заповедника «Белогорье» тяжелыми металлами (ТМ) на основе проведения серии экспериментов по определению дыхательной активности нативных почв и искусственно-созданных субстратов для сети мониторинговых площадок (МП) на территории заповедника и вокруг него.

Вокруг Ямской степи в Белгородской области в 2013–2015 гг. заложили сеть МП или пунктов комплексных наблюдений за воздействием Лебединского ГОК на экосистемы этого заповедного участка. Со всех МП отобрали пробы с глубины 0–5 см. В пробах определяли содержание органического углерода (Сорг) – по Тюрину, рН водной вытяжки, гранулометрический состав методом пипетки с диспергацией пирофосфатом натрия и содержание валовых форм ТМ. Также измеряли микробиологическую активность почв ( $V_{\text{basal}}$ ) по интенсивности выделения  $\text{CO}_2$  при увлажнении, соответствующем 65–70% от ППВ, и температуре 24°C в трехкратной повторности. Скорость субстрат-индуцированного дыхания ( $V_{\text{sir}}$ ) измеряли при внесении в почву избытка доступного для микробов субстрата – глюкозы [2]. На основе измеренных  $V_{\text{basal}}$  и  $V_{\text{sir}}$  рассчитывали содержание микробного углерода ( $C_{\text{mic}}$ ) и метаболический коэффициент ( $q\text{CO}_2$ ) [1].

**Общие свойства почв МП и дыхательная активность нативных почв.** Содержание С орг в верхнем слое (0–5 см) варьирует от 3,69 (6,3% в

пересчете на гумус) (разр. Н4) до 2,06 (3,6% в пересчете на гумус) (разр. Н11).

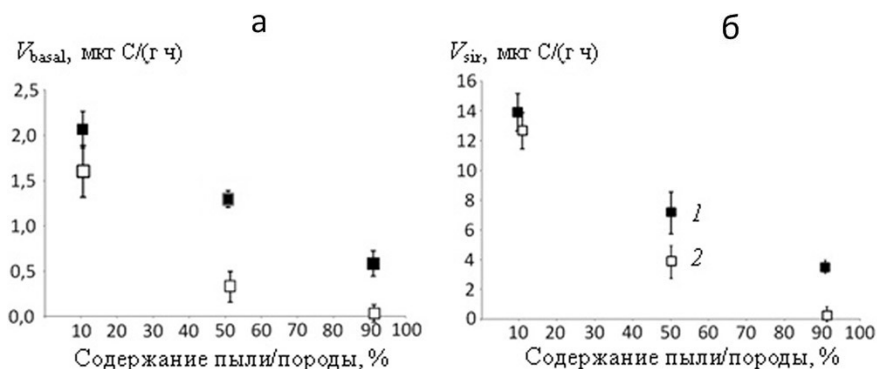
Показатели кислотности всех точек наблюдения лежат в пределах 5,0–6,4 ед. рН (МП Романово, разр. Н1 и МП Барское, разр. Н7 соответственно).

Дыхательная активность микроорганизмов изменяется в широком диапазоне: от 0,6 (МП Ямская степь, Суры, разр. Н11, МП Садки, разр. Н33) до 2,2 мкг С/(г·ч) (МП Барское, разр. Н7). Зависимость базального дыхания от типа почвы не прослеживается. Однако отмечена некоторая связь с режимом землепользования: на плакоре косимого участка Ямской степи (чернозем миграционно-мицелярный, разр. Н12) уровень  $V_{\text{basal}}$  выше, чем на некосимом участке (та же почва, участки расположены в нескольких метрах друг от друга, разр. Н13).

Наибольшие значения содержания  $C_{\text{mic}}$  обнаружены в тех же МП, что и в случае с  $V_{\text{basal}}$  (МП 6, 7, 12, 21). Максимальные величины  $C_{\text{mic}}$  достигают 168 мг С/100 г почвы (МП Барское, разр. Н7) в темногумусовой маломощной почве. Минимальные же значения  $C_{\text{mic}}$  зафиксированы в темносерой стратифицированной почве (МП Резников Яр, разр. Н15) и черноземе глинисто-иллювиальном (МП Воробьево, разр. Н18), 30,1 и 20,6 мг С/100 г почвы, соответственно. При этом уровень  $V_{\text{basal}}$  на этих МП не был самым низким.

Следует отметить, что в почвах разр. Н15 (МП Резников Яр) и Н18 (МП Воробьево) наблюдаются самые высокие показатели метаболического коэффициента  $q\text{CO}_2$ : 0,369 и 0,375, соответственно. Все остальные МП укладываются в диапазон значений от 0,052 до 0,143. На участках косимой (разр. Н12) и некосимой (разр. Н13) Ямской степи с черноземом миграционно-мицелярным зафиксированы практически одинаковые значения  $q\text{CO}_2$ .

Анализ удельной скорости базального дыхания ( $V_{\text{basal}}/\text{Сорг}$ , мкг С/(г·ч)) показал, что наименьшие значения зафиксированы в МП Воробьево



**Рис. 1.** Уровень базального (а) и субстрат-индуцированного (б) дыхания в первом имитационном опыте с пылью, загрязненной ТМ, и чистой прокаленной породой: 1 – варианты с пылью, 2 – варианты с породой.

(разр. Н18) – 0,266 мкг С/(г·ч) и Садки (разр. Н33) – 0,270 мкг С/(г·ч). Наибольшие значения отмечены в Барском (разр. Н7) – 0,727 мкг С/(г·ч) и на участках косимой и некосимой степи в заповеднике (разр. Н12 и Н13), 0,684 и 0,651 мкг С/(г·ч) соответственно. Низкие значения удельной скорости базального дыхания означают уменьшение содержания легкодоступного субстрата в органическом веществе, которое может быстро разлагаться микроорганизмами, такие значения косвенно свидетельствуют об угнетенном состоянии микробного сообщества. По содержанию валовых форм ТМ повышены концентрации Си выделяется МП Еремкин лог (разр. Н21); Zn – Резников Яр (разр. Н15); Zr – Барское (разр. Н7), Резников Яр (разр. Н15) и Косино (разр. Н15); Sn и Pb – Должик (разр. Н6) и Резников Яр (разр. Н15); As – Воробьево (разр. Н18). Выявлена средняя корреляция (более 0,5) между Sg и qCO<sub>2</sub>, близкая к средней (0,44) для Со и слабые корреляции для остальных ТМ. В случаях с Zc и qCO<sub>2</sub>, V basal и содержания ТМ, корреляционный анализ дал слабые и очень слабые связи.

**Эксперименты с искусственными субстратами.** Помимо исследований дыхательной активности нативных почв МП, провели два эксперимента с искусственными субстратами, которые основывались на определении скорости выделения CO<sub>2</sub> в специально полученной смеси почвы и пыли с высоким содержанием ТМ. Пыль брали из цехов Лебединского ГОКа; почву – с участка косимой степи (разр. Н12).

Первый эксперимент включал в себя определение V<sub>basal</sub> и V<sub>sir</sub> в трех вариантах смесей: 90% почвы и 10% пыли, 50% почвы и 50% пыли, 10% почвы и 90% пыли, при одинаковой навеске. Контролем к каждому варианту служили смеси прокаленной почвообразующей породы и той же почвы в тех же соотношениях: 90% почвы и 10% породы, 50% почвы и 50% породы, и 10% почвы и 90% породы.

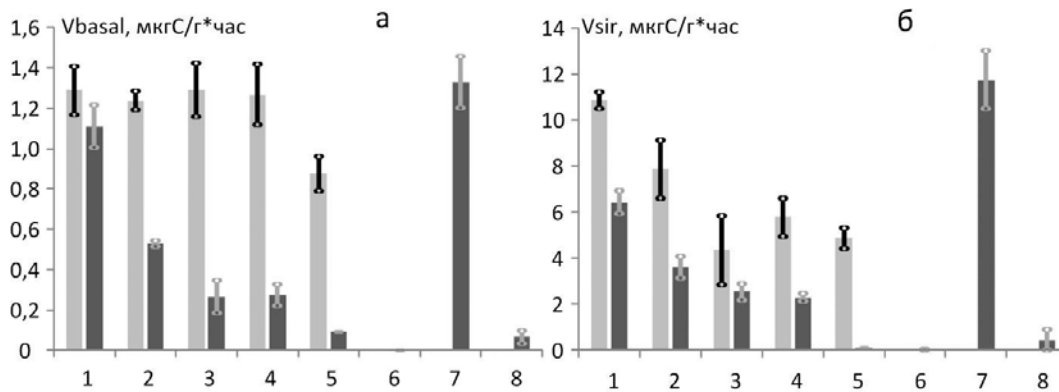
Второй эксперимент включал определение V<sub>basal</sub> и V<sub>sir</sub> в смесях, где к фиксированной навеске 5 г почвы добавляли по 1, 2, 3, 4, 5 г пыли. Контролем также служили смеси почвы и породы в тех же соотношениях. Дополнительным контро-

лем для второго опыта послужили нативная почва, прокаленная порода и пыль. После первого эксперимента выяснилось, что смесь прокаленной породы и почвы продемонстрировала ожидаемый результат: с повышением содержания породы, уменьшалась дыхательная активность вплоть до нулевых значений, когда в смеси 10%Ч и 90%Р V<sub>basal</sub> составило 0,01, а V<sub>sir</sub> – 0,08 мкг С/(г·ч) (рис. 1). Это ожидаемый результат, поскольку при внесении в почву пустой или чистой (не загрязненной ТМ) породы происходит разбавление субстрата (в данном случае – нативной почвы), а, следовательно, нарушение среды обитания микроорганизмов, интенсивность дыхания должна снижаться, что мы и наблюдаем. В случае со смесью пыли, содержащей ТМ, и почвы наблюдалась такая же картина: чем выше становились пропорции пыли в почве, тем меньше было выделение CO<sub>2</sub> как в нативной, так и в субстрат-индуцированной почве. Но здесь во всех трех вариантах выделение CO<sub>2</sub> происходило гораздо интенсивнее, чем в аналогичных в количественном отношении смесях почвы и породы. То есть, в смесях с пылью, обогащенной ТМ, микроорганизмы не угнетались, а наоборот, показывали большую интенсивность дыхания, как базального, так и субстрат-индуцированного, по сравнению с вариантами смесей с прокаленной породой, лишенной ТМ.

Второй этап эксперимента имитировал процесс постепенного накопления пыли в почве. Пошаговое повышение концентрации пыли в почве не проявлялось заметно в скорости базального дыхания и было практически одинаковым с чистой почвой (рис. 2а, сравниваем со столбцом 7) до тех пор, пока соотношение почва–пыль не достигло 1/1 (5 г почвы + 5 г пыли).

Лишь в этом случае скорость выделения CO<sub>2</sub> заметно снизилась по сравнению с чистой почвой. При измерении скорости V<sub>sir</sub> видно постепенное уменьшение этого показателя от 1 к 5 г добавленной в почву пыли (рис. 2б), скорость V<sub>sir</sub> начинает достоверно отличаться от дыхания чистой почвы уже начиная с варианта 3 г пыли на 5 г почвы. При этом варианты с чистой (без ТМ) породой показали постепенное уменьшение скорости как базального, так и субстрат-индуцированного дыхания, и во всех





**Рис. 2.** Уровень базального (а) и субстрат-индуцированного (б) дыхания во втором имитационном опыте с пылью, загрязненной ТМ, и чистой породой; образцы: 1, 2, 3, 4 и 5 – количество грамм пыли/породы, добавленное к 5 г почвы, 6 – контроль с прокаленной породой, 7 – контроль с почвой, 8 – контроль с пылью; (а) – варианты с пылью, (б) – варианты с прокаленной породой.

вариантах уровень дыхания в смесях с породой был ниже, чем с пылью: В вариантах смесей с пылью, загрязненной ТМ, скорость дыхания была выше по сравнению с вариантами смесей с породой, при том, что «чистая» пыль и «чистая» порода в контролях (6 и 8 на рис. 2 соответственно) давали одинаковые и близкие к нулевым значения измеряемых показателей.

Итак, изучение нативных почв, отобранных на МП, не выявило зависимости базального дыхания от типа почвы, лишь слабо и единично – от типа землепользования. Вместе с тем на некоторых МП складываются стрессовые условия для микробного сообщества. Для этих площадок был сделан вывод о всплеске активности микробного сообщества и увеличении скорости минерализации органического углерода, как мы полагали, в результате накопления пыли, содержащей ТМ. Реальные измерения валовых форм ТМ показали относительное (но не достигающее ПДК) превышение концентраций на этих МП Cu, Zn, Zr, Sn, Pb, As. Опыты с искусственными смесями подтвердили это предположение, поскольку позволили заключить, что добавление пыли, обогащенной ТМ, заметно сказывается на микробиологической активности, вызывая интенсификацию выделения

СО<sub>2</sub>, как в случае измерения скорости базального, так и субстрат-индуцированного дыхания.

В результате опытов с искусственными субстратами установлено, что однозначный и статистически достоверный вывод о превышении скорости дыхания микроорганизмов по сравнению с обычной незагрязненной почвой для изучаемого региона может быть получен при значительной концентрации пыли в почве, достигающей до уровня 3 г пыли на 5 г почвы, а лучше 5 г пыли к 5 г почвы (50/50%), что трудно представить в природных условиях. Поэтому необходимо продолжить поиск более чувствительных индикаторов загрязнения изучаемых почв.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 16-05-00669а.

#### Литература

- Благодатская Е.В., Ананьева Н.Д., Мякшина Т.Н. Характеристика состояния микробного сообщества по величине метаболического коэффициента // Почвоведение. 1995. № 2. С. 205–210.
- Anderson T.H., Domsch K.H. The metabolic quotient for CO<sub>2</sub> ( $q_{CO_2}$ ) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils // Soils Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 393–395.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЗАПОВЕДНИКЕ «КОДРИЙ»

**Е.В. Баркарь**

*Государственный заповедник «Кодрий», Республика Молдова; e-mail: ecatarina.barcar@mail.ru*

Кодрий означают древнейшие леса, представляющие природное богатство большой протяженности. В настоящее время – это все самое красивое и самое ценное, что осталось от знаменитых лесов старинной провинции.

Заповедник «Кодрий» был основан 27 сентября 1971 г. с целью консервирования самых представительных участков типичических лесов Центральной возвышенности. Он расположен в 49

км к северо-востоку от столицы Республики Молдова и имеет следующие географические координаты: 47°06'09" и 28°21'40".

Территория заповедника расположена в Центральных Кодрах и отличается контрастностью типов ландшафтов, многообразием растительностью и неоднородностью почвенного покрова. Этот район представляет интерес не только для выявления генезиса лесных почв, но и их запове-

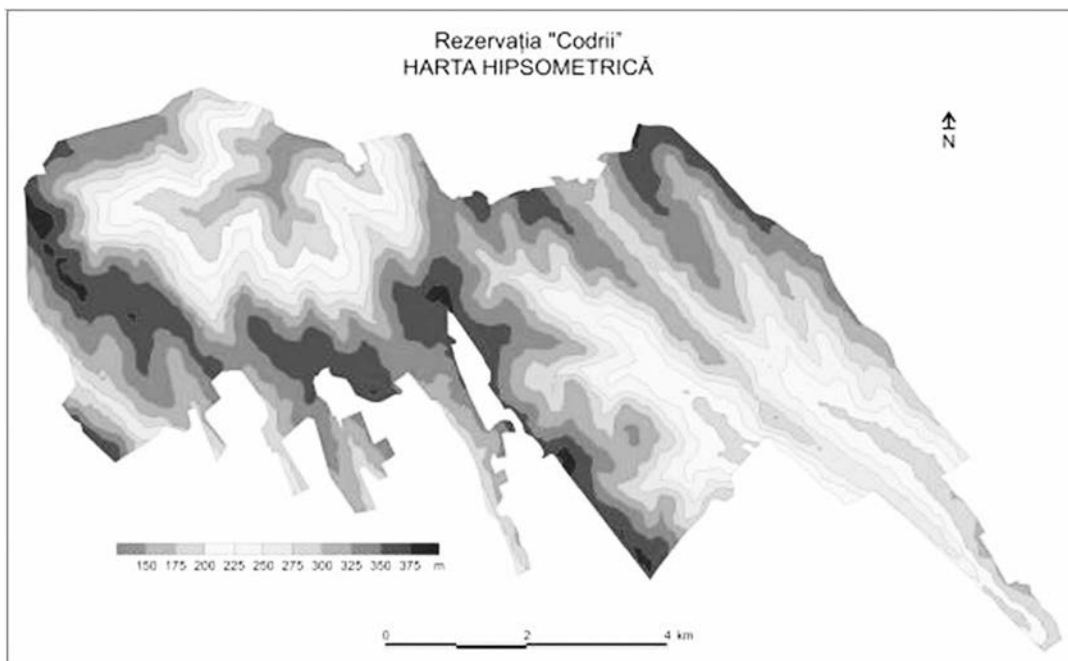


Рис. 1. Гипсометрическая карта заповедника «Кодрий».

дования как особого вида природоохранного использования земли и организация системы стандартов (эталонов) почв – редких по распространению, уникальных по генезису и составу, относящихся к категории раритетов, феноменов и памятников природы.

#### Условия почвообразования

Кодры - наиболее приподнятая и расчлененная часть возвышенности с высотами от 200 до 400 м и выше (рис. 1). Для рельефа Кодр характерны плоские водораздельные пространства, образованные миоценовой поверхностью выравнивания. Для северо-западной, западной и северной частей лесного заповедника типичны водораздельные плато различных форм, порядков и высоты, сформировавшиеся в условиях тектонического подъема и взаимного сочетания эрозионных и оползневых процессов.

Крупные оползневые цирки, так называемые гыртопы, широко распространены на территории заповедника, особенно в его северо-западной и центральной частях. Гыртопы – мелкие природные территориальные комплексы ранга местности [3], основной фон которых составляет приводораздельные и древнеоползневые склоны [9].

В геолого-литологическом отношении для центральной части Молдавии характерны сарматские отложения среди которых существенную роль играют глинистые и известняково-глинистые породы [9]. Известняковые породы в Кодрах перекрыты сарматско-меотической толщей песков, глин, четвертичных отложений. Все эти отложения и продукты их выветривания служат почвообразующими породами, пестрыми по гранулометрическому составу – от тяжелых желто-зеленых и мергелевидных неогеновых глин до рыхлых песков.

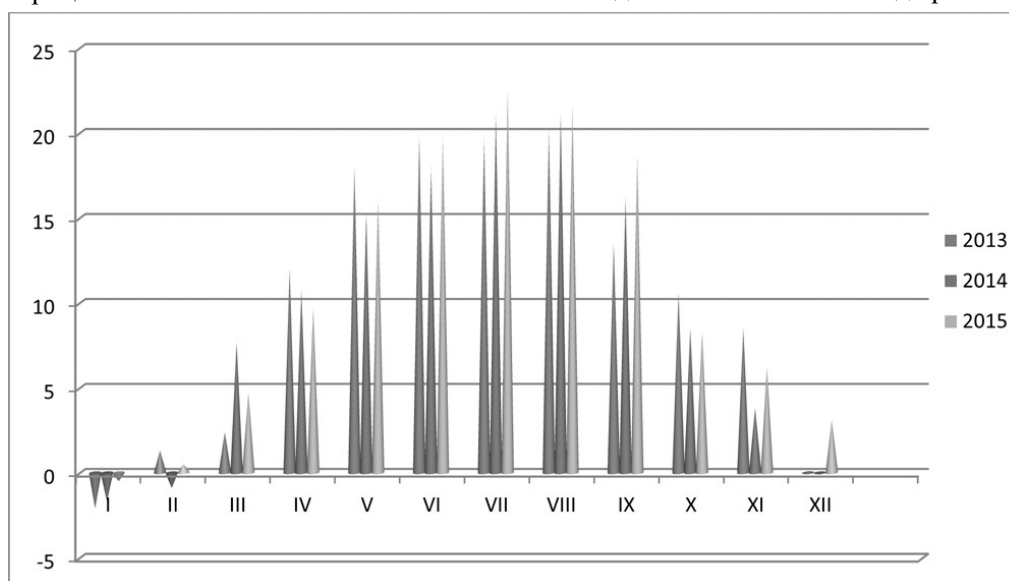


Рис. 2. Температура воздуха (°C) (2013–2015 гг.). Метеостанция «Кодрий».

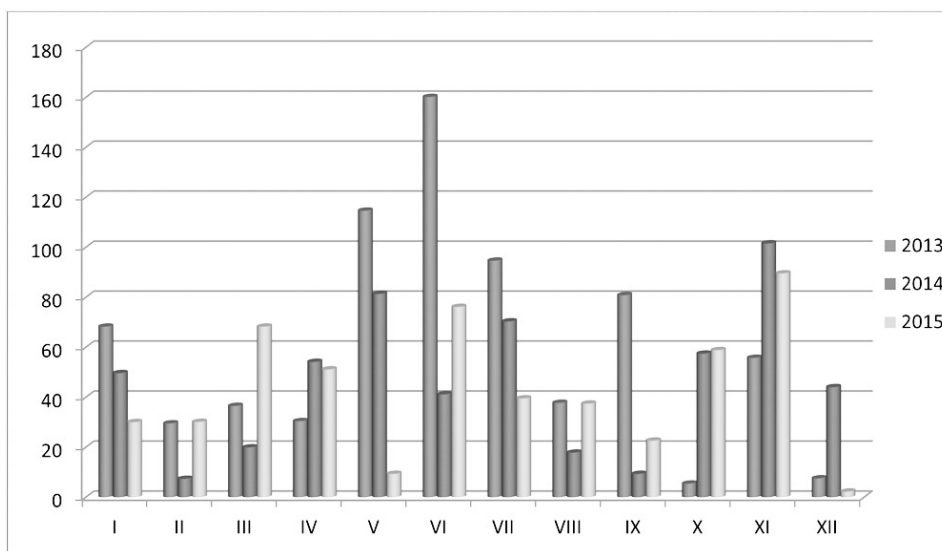


Рис. 3. Сумма осадков (мм) (2013–2015 гг.). Метеостанция «Кодрий».

### Климатические условия

По данным многолетним наблюдений метеорологической станции, находящейся на территории заповедника (47°06'09" и 28°21'40") на высоте 157 м над уровнем море, климат заповедника умеренно континентальный с короткой и сравнительно теплой зимой и продолжительно жарким летом.

Среднегодовая температура воздуха в 2013 г. составляла 10,3°C; 2014 г. – 9,3°C и 2015 г. – 9,1°C (рис. 2).

Заповедник относится к зоне недостаточного увлажнения. Засухи могут продолжаться от 10 до 2,5 месяцев. Неустойчивый режим осадков. Сумма атмосферных осадков за 2013 г. составляет – 722,7 мм; 2014 г. – 513 мм; 2015 г. – 562 мм. (рис. 3).

Снежный покров появляется в конце ноября – начале декабря, обычно лежит 40-80 дней и достигает толщины 10–20 мм.

### Почвенный покров

Лесные почвы сформировались в условиях возвышенного рельефа на неогеновых породах, продуктах их выветривания и переотложения, а также на четвертичных карбонатных суглинках под влиянием широколиственных лесов и умеренно-континентального климата. Распространение почв и растительности подчинено высотной дифференциации, сопряженной с изменением влажности климата, позволяющей проследить изменение почв и растительности на коротком пространственном интервале.

*Бурые лесные почвы* встречаются на возвышенных плато (380–280 м). Они занимают широкие плато, формируясь под пологом буковых дубрав (рис. 4). На плакорах центральной части заповедника их значительно меньше, они приурочены к самым возвышенным элементам рельефа и фор-



Рис. 4. Свежая буковая дубрава.



Рис. 5. Бурые лесные почвы.

**Таблица 1.** Физико-химические показатели бурых лесных почв

Глубина, см	Гигроск. %	Гумус %	CaCO <sub>3</sub> %	pH (H <sub>2</sub> O)	Ca <sup>++</sup> мг/100г	Mg <sup>++</sup> мг/100г	Сумма мг/100г
0-10	5,82	7,73	-	6,95	44,44	8,04	52,48
10-20	4,31	2,76	-	6,70	29,21	5,00	34,21
35-45	3,53	1,98	-	6,30	24,02	4,97	28,99
55,65	3,58	0,86	-	6,10	21,96	4,35	26,31
90-100	1,56	-	7,71	7,65	11,78	2,44	14,22

мируются под пологом буковой дубравы на третичных песках и их дериватах (рис. 5) [1,2,4–6]. Под пологом дубовой дубравы в оползневых зонах: на крутых склонах, оползневых буграх, площадках и мезопонижениях с абсолютными высотами от 360 м до 230 м и 150 м формируются бурые лесные гидроморфные почвы с гумусово-иллювиальными горизонтами [10,14,15]. Содержание гумуса в верхних горизонтах составляет 4–5%, pH 6,7 (табл. 1).

*Серые лесные почвы.* На обособленных плато, под пологом дубовых дубрав (рис. 6) оползневых площадках и склонах разных экспозиций, на разных высотах – серые (280–160 м) и темно-серые лесные почвы различного гранулометрического состава (160–140 м) (рис. 7). В гыртопах центральной части заповедника разнообразие почв проявляется в большей степени по гранулометрическому составу, степеням смывости, оподзоленности и оглеености, гидроморфности и наличия гумусово-иллювиальных горизонтов преимущественно светло-серых и серых лесных почв [2,4,5,10,14,15].

Содержание гумуса в верхних горизонтах серых почв составляет 4–5%, темно-серых – до 10% [15]. Реакция почв слабокислая, pH 6,4–6,9 (табл. 2).



**Рис. 6.** Свежая клено-грабовая дубрава из дуба черешчатого.

В заповеднике к почвенным раритетом относятся слитые, примитивные (anthroposoils) и торфяно-луговые (histosols) почвы, где произрастает реликтовое растение – пушица широколистная (*Eriophorum latifolium Hoppe*) [16].

В заповеднике «Кодрий» на некоторых участках крутых склонов северной экспозиции, монодоминантные буковые леса растут на почвах, которые мы отнесли к мергелистым рендзинам. Эти почвы имеют очень короткий профиль, карбонаты обнаруживаются почти с поверхности, содержание гумуса резко снижается, реакция почвы – слабощелочная (табл. 3). В верхнем горизонте содержание гумуса составляет 5,5%, на глубине 15–20 см – 1,1%.

В соответствии с современной классификацией такие почвы (с профилем типа AC) отнесены к рендзинам, но сформировались они на мергелистых глинистых породах, поэтому названы еще *псевдорендзинами*. Приуроченность бука к этим почвам мы объясняем особыми свойствами материнской породы с высоким содержанием монтмориллонита и иллита. Псевдорендзины и мергелистые материнские породы способны удерживать влагу, а в современных условиях Кодр, бук стремится к сравнительно увлажненному местообитанию.



**Рис. 7.** Серые лесные почвы.

**Таблица 2.** Физико-химические показатели серых лесных почв

Глубина, см	Гигроскопичность, %	Гумус, %	CaCO <sub>3</sub> , %	pH (H <sub>2</sub> O)	Ca <sup>2+</sup> , мг/100г	Mg <sup>2+</sup> , мг/100г	Сумма, мг/100г
0–5	4,45	4,3	–	6,9	18,1	5,6	23,7
15–25	5,41	2,4	–	6,4	11,4	4,1	15,55
40–50	4,44	0,8	–	6,6	8,0	3,8	11,8
70–90	4,73	0,6	–	6,6	13,3	4,2	17,5
90–100	4,68	-	–	7,2	13,8	4,6	18,4

**Таблица 3.** Физико-химические показатели мергелистой рендзины (псевдорендзины)

Горизонт	Глубина, см	Гигроскопичность, %	Гумус, %	pH (H <sub>2</sub> O)	CaCO <sub>3</sub> , %
A <sub>0</sub> (0–8)	0–8	7,82	5,5	7,8	–
AC (8–25)	15–25	7,58	1,1	7,8	4,1
C (25–100)	60–0	3,35	–	7,8	8,1
	90–100	4,44	–	8,1	9,4

### Выводы

Природные условия территории заповедника «Кодрий» характерны для Центральных Кодр. Это зона характеризуется очень фрагментированным рельефом, с высотами превышающие 300 м, слоистое геологическое строение, более влажные климатические условия и с наиболее биогеоморфологическое разнообразие.

Великий русский геолог и почвовед, основоположник национальной школы почвоведения и географии почв В.В. Докучаев, ознакомился с почвами Кодр, заложил ряд почвенных разрезов, взял образцы, которые впоследствии были проанализированы в лаборатории Петербургского университета. Он также заметил высотную дифференциацию почв на Центральномолдавской возвышенности, что придает их ландшафту особую выразительность, и писал, что «местность поистине может быть названа Бессарабской Швейцарией» [7].

Почвенный покров заповедника – редкий по распространению и уникален по генезису и составу, представлен двумя типами почв – бурые и серые. Бурые почвы – раритетные почвенные образования, сформировались под буковой дубраве из дуба скального с подтипами: бурые лесные слабонасыщенные суглинистые, бурые лесные среднесуглинистые и бурые лесные оподзоленные легкосуглинистые.

Серые почвы с подтипами: светло-серые лесные среднесуглинистые, серые лесные среднесуглинистые и серые лесные легкосуглинистые сформировались под кленово-грабовой дубраве из дуба черешчатого. Под луговой растительности долин встречаются темно-серые лесные среднесуглинистые, темноцветные лесные слитые и делювиальные легкоглинистые. В заповеднике к почвенным раритетом относятся слитые, примитивные и торфяно-луговые почвы.

Тип бурых почв сформировался на верхних частях водоразделов Центрально-Молдавской возвышенности (Кодры) под лесами с участием

бука (*Fagus sylvatica* L.) и скального дуба (*Quercus petraea* Liebl.). Серые почвы – на возвышенности лесостепи под дубравами с преобладанием черешчатого дуба (*Quercus robur* L.).

Исследованиями последних лет удалось установить оригинальную приуроченность буковых лесов к «недоразвитым», примитивным почвам.

### Литература

1. Балтянский Д. М. Бурые лесные почвы Кодр. // Вопросы исследования и использования почв Молдавии, вып. IV. Кишинев, 1970.
2. Балтянский Д. М. Почвы центральных Кодр. Кишинев, 1979.
3. Билинкис Г. С. Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. Кишинев, 1971.
4. Грати В.П. Лесные почвы Молдавии и их рациональное использование. Кишинев, 1977.
5. Дмитриева Н.В. Основные типы почв Кодр и их краткая характеристика. // Известия Молд. фил. АН СССР, № 9 (42). Кишинев, 1957.
6. Дмитриева Н.В. О бурых лесных почвах Кодр. // Почвоведение, № 7, 1958.
7. Докучаев В. В. К вопросу о почвах Бессарабии. // Почвоведение, № 1, 1900.
8. Крупеников И.А., Холмецкий А. Почвенные заповедники – обязательное звено в системе использования почв. – Тр.Х Международного Конгресса Почвоведов. М.: Наука. 1975, с. 125–128.
9. Орлов С.С., Устинова Т.И. Оползни Молдавии. – Кишинев, 1965.
10. Природа заповедника «Кодры», Штиинца, Кишинев, 1984, 181 с..
11. Barcari E. 2001. Proprietățile și regimul de umiditate ale solurilor cenușii cu textură diferită evaluate sub gorunetele Podișului Codrilor // Autoreferat al tezei de doctor. Chișinău.
12. Ursu A., Barcari E. Solurile Rezervației „Codrii” Chișinău, 2011, 84 p.
13. Ursu A., Barcari E., Sturza N., Marcov I. Morfologia, ecologia și geografia bumbăcăriței (*Eriophorum latifolium* Hoppe) în Codrii Moldovei // Mediul ambiant nr.5 (35). Chișinău, 2007.

## ТРАНСФОРМАЦИЯ ГУМУСНОГО СОСТОЯНИЯ ЧЕРНОЗЕМА В УСЛОВИЯХ ГОРОДСКОЙ СРЕДЫ

О.С. Безуглова, С.Н. Горбов

*Южный федеральный университет, 344006, Ростов-на-Дону, ул. Большая Садовая, 105;*

*e-mail: lola314@mail.ru*

Основой для формирования городских почв в Ростове-на-Дону послужили черноземы обыкновенные карбонатные (миграционно-сегрегационные [1]) различной мощности и гумусированности, претерпевшие ряд изменений под влиянием урботехнопедогенеза. Необходимо отметить, что под урботехнопедогенезом авторы понимают комплекс почвообразовательных процессов, протекающих в условиях города под влиянием техногенных воздействий. Производными технопедогенеза являются различные поверхностные естественные и сконструированные образования [2].

В условиях Юга России можно выделить несколько возможных путей трансформации черноземов под влиянием урботехнопедогенеза [3]. В городах степной зоны процессы трансформации почв характеризуются существенным своеобразием. Обусловлено это несколькими причинами, главные из которых – достаточно высокое природное плодородие почвы и непромывной тип водного режима. Благодаря этому все многообразие антропогенного воздействия можно свести к трем основным видам. Во-первых, посадка деревьев с целью создания естественных ветровых преград, защищающих город. Во-вторых, наслоение на почвы антропогенных субстратов, постепенно ассимилируемых почвой, обуславливающих формирование горизонта урбик и своеобразный рост почвы вверх, и погребение дневных почвенных горизонтов под толщей таких наслоений, нередко превышающих 100 см и более. В-третьих, производится частичная, а иногда и полная срезка гумусово-аккумулятивных горизонтов, в силу обязательных мероприятий по сохранению плодородной гумусовой толщи в преддверии строительных работ. Впоследствии такие, лишенные плодородного верхнего слоя, черноземы подвергаются погребению под толщами антропогенных инситуных слоев – горизонтов урбик, в сочетании с различными вариантами запечатывания под асфальтом и другими видами твердого покрытия. Либо проводится рекультивация территории с использованием привозных почвенных масс, сложенных, как правило, горизонтами А и В нативных черноземов. Естественно, что черноземы, как оказавшиеся под пологом леса (в несвойственных их природной среде условиях формирования), так и погребенные под антропогенными наносами, а уж тем более запечатанные непроницаемыми твердыми покрытиями, претерпевают ряд трансформаций, в том числе и в составе гумуса [4,5].

Для изучения гумусного состояния были заложены полнопрофильные разрезы в различных частях Ростова-на-Дону с таким расчетом, чтобы

охватить все описанные выше возможные пути преобразования естественного почвенного покрова (таблица).

Результаты, представленные в таблице, свидетельствуют, что произрастание древесной растительности, в частности насаждения сосны, и изменение в силу этого биологического круговорота веществ, сказались и на содержании гумуса, и на его составе. Гуминовые кислоты преобладают над фульвокислотами по всему почвенному профилю. В верхней части профиля формируется фульватно-гуматный тип гумуса, а начиная с 40 см гумус становится гуматным. Отношение Сгк:Сфк в исследуемом черноземе колеблется от 1,6 до 2,3. Наибольшее значение коэффициента гумификации характерно для нижней части горизонта А, здесь отношение Сгк:Сфк составляет 2,3. Повышение интенсивности биологического превращения органических остатков – основная причина заметного участия гуминовых кислот в составе гумуса почв. В черноземе миграционно-сегрегационном мощном тяжелосуглинистом на лессовидном суглинке под сосновыми насаждениями формируется гумус со значительным преобладанием гуминовых кислот (Сгк:Сфк > 1). Обращает внимание высокая доля негидролизуемого остатка (гумина) в гор. Ad. Вероятно, это связано с особенностями состава хвойного опада, насыщенного лигнином и смолистыми веществами, которые характеризуются достаточно медленным разложением. Можно предположить, что в данном случае гумин также имеет специфический состав: значительная часть в нем, вероятно, представлена не полностью гумифицировавшимися органическими остатками, веществами индивидуальной природы. Нижележащие горизонты имеют состав гумуса достаточно характерный для чернозема по соотношению главных групп гумуса, а вот по распределению по фракциям гуминовых кислот и фульвокислот они четко отличаются от нативных и пахотных черноземов черноземной зоны [6]. В гор. А на глубине 20–30 см состав гумуса похож на таковой в черноземах миграционно-сегрегационных. Известно, что новообразованные гуминовые кислоты растворимы в воде, поэтому их способность к передвижению по профилю почвы не вызывает сомнения. Встречая на пути своего продвижения повышенное количество кальция в растворе, гуминовые кислоты связываются с ним, и теряют свою растворимость, что обуславливает их накопление на этой глубине [6]. Действительно, данные таблицы убедительно свидетельствуют, что в разрезе под сосновыми насаждениями накопление гуминовых кислот на глубине 20–30 см происходит за счет второй фракции, т.е. гуматов кальция. Ниже по профилю картина иная.

Фракционно-групповой состав гумуса чернозема миграционно-сегрегационного и урбостратоземов г. Ростова-на-Дону, % к Собщ почвы

Горизонт	С <sub>общ</sub> , %	Сгк				Сфк					С <sub>но</sub>	$\frac{С_{гк}}{С_{фк}}$
		1	2	3	Σ	1а	1	2	3	Σ		
Чернозем миграционно-сегрегационный мощный тяжелосуглинистый на лессовидном суглинке, разрез 1504, Ботанический сад, сосновый бор												
Ad 0–8	5,28	1,9	13	2,8	17,7	0,3	0,3	3,5	6,7	10,8	71,5	1,6
A 20–30	3,3	3,3	20,9	4,8	29	0,9	0,3	3,7	11,8	16,7	54,3	1,7
A 40–50	1,42	6,3	9,9	25,3	41,5	1,4	1,4	7	7,7	17,5	41,0	2,3
B1 60–90	0,89	11,2	6,7	20,2	38,1	1,1	1,7	6,2	18,0	27,0	34,9	1,4
B2 90–110	0,56	8,3	13,1	16,7	38,1	3,5	4,0	3,1	8,3	18,9	43,0	2,0
Реплантозем на скальпированном черноземе миграционно-сегрегационном, разрез 1503, микрорайон Западный												
RAT1 0–5	2,3	9,6	4,7	6,5	20,8	1,7	1,7	21,8	28,3	51,8	27,4	0,4
RAT2 15–50	1,18	9,3	16,1	13,6	39	2,5	10,2	7,6	22	42,3	18,7	0,9
B1 22–35	0,96	17,7	8,3	13,5	39,1	3,1	2,1	6,3	27,1	38,6	22,3	1
B2 35–55	0,77	16,9	9	15,6	41,5	1,3	9,1	5,2	31,1	46,7	11,8	0,9
Урбостратозем экранированный на погребенном черноземе миграционно-сегрегационном, разрез 9824, центр города												
UR2 95–115	1,37	0,3	27,5	19,3	47,0	4,4	Нет	4,8	22,2	31,4	21,7	1,5
[A] 115–140	1,58	1,2	31,5	16,1	48,8	3,6	Нет	5,3	16,3	25,2	26,0	1,9
B1 140–160	1,36	0,7	32,3	14,9	47,8	3,2	Нет	4,6	14,0	21,9	30,4	2,2
B2 160–175	1,06	Нет	25,9	19,0	44,8	5,9	Нет	5,8	13,3	25,0	30,2	1,8

Мы видим аномально низкое количество гуматов кальция, и в то же время очень высокое содержание гуминовых кислот третьей фракции. Возможно, это связано с кислой средой разлагающегося хвойного опада, способствующей сохранению части новообразованных органических кислот в растворе и их миграции по профилю в нижележащую толщу. На глубине 40–50 см, где достаточно резко увеличивается количество карбонатов и соответственно подщелачивается рН, гумусовые вещества утрачивают в значительной степени свою подвижность и вступают во взаимодействие с устойчивыми формами полуторных окислов и почвенными минералами. В ходе этих процессов и возможно связывание гуминовых кислот с минеральной частью почвы, или даже «захватывание», «защемление» молекул ГК межпакетными пространствами глинистых минералов. Для того чтобы проверить это предположение, был проведен графический корреляционный анализ результатов фракционно-группового состава гумуса и определения валового состава почвы. Графики показали, что картина распределения по профилю ГК-1 и ГК-3 довольно сильно похожа на кривую распределения суммы полуторных окислов. Однако когда такой же график был построен для гуминовых кислот первой фракции в сравнении с оксидами алюминия и оксидами железа порознь, то оказалось, что максимум накопления подвижных гуминовых кислот лежит ниже максимума накопления оксидов полуторных окислов, но совпадает с таковым для валового кальция. Это свидетельствует об ограничива-

ющей роли карбонатов кальция в передвижении подвижных ГК по профилю почвы.

Профиль реплантозема на скальпированном черноземе миграционно-сегрегационном (разрез 1503) по составу гумуса имеет явный двучленный характер, что обусловлено антропогенным происхождением верхней насыпной части профиля. Здесь фульвокислоты преобладают над гуминовыми кислотами, хотя морфологически почва напоминала чернозем, но, судя по составу гумуса, эта привозная масса не являлась таковой. В погребенных горизонтах B1 и B2 состав гумуса более соответствует характеристикам, присущим черноземам. В гор. B1 гумус даже имеет фульватно-гуматный характер ( $С_{гк}:С_{фк} > 1$ ), что характерно для черноземов обыкновенных карбонатных на этой глубине [6]. Однако обращает внимание заметное снижение доли негидролизующего остатка, что вполне характерно для погребенных и запечатанных почв [4,5,7]. Это объясняется тем, что когда почву запечатывают урбанизированными горизонтами групповой состав гумуса практически остается постоянным. В то же время в составе гумина, как известно, существенная доля приходится на не полностью гумифицировавшиеся органические вещества [8]. В условиях прекращения поступления свежих растительных остатков идет постепенная минерализация этих соединений, в составе гумуса снижается доля гумина, по соотношению главных групп гумуса фактически имеем своеобразный, как бы перевер-

нутый профиль. По сравнению с нативными черноземами во фракционном составе рассматриваемой почвы также наблюдаются существенные изменения. Наибольшее количество углерода сосредотачивается в составе третьей фракции фульвокислот, при достаточно высоком содержании и третьей фракции гуминовых кислот. Возможно, это связано с повышенным увлажнением профиля. Довольно высокое стояние грунтовых вод в этом разрезе (на глубине 3,5 м) свидетельствует о полугидроморфном генезисе этой почвы. И хотя пятна оглеения отсутствовали, но, тем не менее, повышенный гидроморфизм сказывается на составе органического вещества. В переувлажненных черноземах наблюдается значительное увеличение доли фракций ГК-3 и/или ФК-3 [9].

В запечатанной почве (разрез 9824) обращает на себя внимание резкое снижение с глубиной в погребенной толще содержания подвижных фракций: как ГК-1, так и, в особенности, ФК-1. В погребенном горизонте В эти фракции отсутствуют. Обусловлено это тем, что поступление извне свежего органического вещества прекращается полностью, а процессы минерализации и трансформации гумуса приводят к тому, что эти формы гумуса переходят в более стабильные фракции, скорее всего в ГК-2.

Таким образом, интенсификация процессов почвообразования в черноземе под древесной растительностью и их стагнация в погребенных горизонтах приводит к своеобразным изменениям в составе гумуса. Состав гумуса погребенной части изученных профилей отражает особенности генезиса почвы до ее погребения, а также зависит от современных условий почвообразования. Так, при

наличии грунтового переувлажнения наибольшее количество углерода сосредотачивается в составе третьей фракции фульвокислот при достаточно высоком содержании третьей фракции гуминовых кислот.

Исследование выполнено в рамках проекта № 213.01-2015/002ВГ базовой части внутреннего гранта Южного федерального университета.

#### Литература

1. Классификация и диагностика почв России. Составители: Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
2. Глазовская М.А., Солнцева Н.П., Геннадиев А.Н. Технопедогенез: формы проявления // Успехи почвоведения. М.: Наука, 1986. С.108–113.
3. Безуглова О. С., Горбов С. Н. Особенности урбепедогенеза в черноземной зоне // Материалы Международной конференции «Роль почв в биосфере и жизни человека». К 100-летию со дня рождения академика Г.В. Добровольского, к Международному году почв. Москва, 5—7 октября 2015. М., 2015. С. 156–157.
4. Горбов С.Н., Безуглова О.С. Элементный состав гуминовых кислот почв урбанизированных территорий (на примере Ростова-на-Дону) // Почвоведение, 2013. № 11. С. 1316–1324.
5. Горбов С.Н., Безуглова О.С. Специфика органического вещества почв Ростова-на-Дону // Почвоведение, 2014. № 8. С. 953–962.
6. Безуглова О.С. Гумусное состояние почв юга России. Ростов-на-Дону, 2001. 28 с.
7. Дергачева М.И., Зыкина В.С. Органическое вещество ископаемых почв. Новосибирск, 1988. 128 с.
8. Тюрин И.В. Органическое вещество почв и его роль в плодородии. М., 1965. 319 с.
9. Тищенко С.А., Безуглова О.С. Гумусовое состояние почв локально переувлажненных ландшафтов Нижнего Дона // Почвоведение, 2012, № 2. С. 156–165.

## СОЧЕТАНИЕ ПОЧВЕННО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕДОАНТРАКОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ИСТОРИИ ЭКОСИСТЕМ

**М.В. Бобровский**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
Пушино Московской области; e-mail: maxim.bobrovsky@gmail.com*

Существенная черта исследований последнего времени – сближение между «классической» экологией и четвертичной палеоэкологией. Для реконструкции истории экосистем и ландшафтов вместе с методами палинологии и почвенной морфологии используют методы педоантракологии, дендрохронологии. Для выявления прямых факторов и механизмов экосистемных смен необходимо развитие и применение методологии, сочетающей современные представления синэкологии с комплексом методов, позволяющих реконструировать этапы истории конкретных экосистем, факторы и механизмы их динамики.

Экосистемный подход к реконструкции истории экосистем и ландшафтов лесной зоны основан на современных представлениях о об их динамике – прежде всего, мозаично-циклической

концепции [1], тесно связанной с представлениями о ключевых видах, теорией нарушений [2], популяционным подходом [3]. При построении исторических реконструкций с применением экосистемного подхода необходимо, прежде всего, учитывать признаки спонтанной динамики ключевых видов и ее нарушений; характерные (собственные) времена и пространства видов, определяющих динамику популяционных и биотических мозаик; взаимосвязи между различными компонентами экосистем, включая трофические и функциональные связи между копытными и роющими позвоночными, функциональными группами растений, группами почвенной фауны, органическим веществом почвы, строением и мощностью почвенных горизонтов и др. Методически данный подход базируется на реконструкции со-



бытий истории конкретных экосистем и выявления факторов, определивших данные события. Реконструкции могут быть выполнены при помощи комплекса методов, объединяющего методы морфологии почв, педоантракологии, палеоботаники, а также анализ исторических данных (для последних столетий).

Морфологический (морфогенетический) анализ почвенного профиля является основным методом реконструкции истории экосистем на локальном уровне. В основе анализа лежит метод «археологии экосистем», предложенный Е.В. Пономаренко [4]. Профиль почвы описывают как иерархическую систему морфологических структур разного уровня [5]. Понимание причин формирования различных структур дает возможность реконструировать историю как эндогенных (биогенных), так и экзогенных (антропогенных или катастрофических) воздействий на экосистему. Показано, что с помощью данного метода можно успешно реконструировать такие биотические воздействия, как следы роющей деятельности животных, корней деревьев, ветровальных почвенных комплексов; среди антропогенных воздействий наиболее легко распознаются распашка, пожары [4,6].

Анализ углей в почве представляет собой объект педоантракологии [7]. Возраст углей показывает давность произошедшего пожара (или выжигания). С учетом характера залегания углей, анализа их размера и формы мы можем свидетельствовать об их связи с теми или иными экосистемными событиями (ветровал, распашка и др.). Радиоуглеродное датирование позволяет определить возраст углей, органического вещества почвы, торфяных отложений и синхронизировать палеоботаническую информацию и полученные данные о развитии почв и почвенного покрова модельных участков. Принципиально, что объектом исторической реконструкции являются не состав растительности или тип почвы для определенного интервала времени, а комплекс динамично сменяющихся экосистем вместе с факторами их динамики.

Объектом исследования являлись малонарушенные старовозрастные леса в различных регионах России: широколиственные (центр Европейской России), кедрово-широколиственные (Приморье), темнохвойные (Урал, Приморье).

В докладе рассмотрены особенности сбора материала на разных территориях (включая горные леса с маломощными почвами); возможности использования ветровальных почвенных комплексов для анализа строения почвы и поиска углей. Приведены результаты реконструкций истории модельных экосистем для разных регионов.

Исследования частично поддержаны проектом РФФИ № 15-04-03170.

### Литература

1. Remmert H. 1991. The mosaic-cycle concept of ecosystems - an overview // *Ecol. Studies*. Vol.85. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. P.1–21.
2. Denslow J.S. Disturbance-mediated coexistence of species // S.T.A. Pickett and P.S. White (Eds). *The Ecology of Natural Disturbance and Patch Dynamics*. Academic Press, Orlando, FL, 1985. P 307–323.
3. Смирнова О.В. Популяционная организация биоценологического покрова лесных ландшафтов // *Успехи совр. биологии*. 1998. № 2. С. 25–39.
4. Пономаренко Е.В. Методические подходы к анализу сукцессионных процессов в почвенном покрове // О. В. Смирнова, Е. С. Шапошников (ред.). *Сукцессионные процессы в заповедниках России и проблемы сохранения биологического разнообразия*. СПб.: РБО, 1999. С. 34–57.
5. Корнблум Э.А. Основные уровни морфологической организации почвенной массы // *Почвоведение*. 1975. № 9. С. 36–48.
6. Бобровский М.В. *Лесные почвы Европейской России: биотические и антропогенные факторы формирования*. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 359 с.
7. Carcaillet C., Thimon M. *Pedoanthracological contribution to the study of the evolution of the upper treeline in the Maurienne Valley (North French Alps): methodology and preliminary data* // *Review of Palaeobotany and Palynology*. 1996. Vol. 91. №. 1. P. 399–416.

## ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ ЛАНДШАФТОВ КУЛИКОВА ПОЛЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

М.В. Бобровский<sup>1</sup>, С.В. Лойко<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
Пушино Московской области; e-mail: maxim.bobrovsky@gmail.com*

<sup>2</sup> *Томский государственный университет, Томск; s.loyko@yandex.ru*

Территория Куликова поля детально исследована палеогеографами, археологами, почвоведом [1–5]. В целом, во второй половине голоцена характерным ландшафтом региона была лесостепь, с вариациями доли лугово-степных и лесных территорий. По палинологическим данным, антропогенный сигнал прослеживается в районе Куликова поля с 2500 л.н. [5]. Относительно интенсивное распространение пашенного земледелия связывают

с двумя периодами древнерусской колонизации территории: конец 12 в. – середина 13 в., первая половина 14 – конец 14 в. [2]. При этом некоторые интерпретации полученных данных и произведенные реконструкции ландшафтов (см., например, [2]) содержат, на наш взгляд, ряд не вполне логичных моментов [6]. В частности, для времени древнерусской колонизации показано, что большинство гнезд поселений на левом берегу Дона было окру-

жено лесами, обычно на протяжении от 1 до 5 км от поселения [2]. Однако в последние столетия обычной для земледельцев практикой было располагать поля как можно ближе к жилищам, желательно на расстоянии до 1 км; при удалении полей на 3–5 км они становились экономически недоступными [7–9]. Во время земледельческой колонизации Сибири XVII–XIX вв. также первые пашни возникали вблизи поселений. Логично предположить, что подобная ситуация имела место и в период древнерусской земледельческой колонизации. В первую очередь крестьяне расчищали и распахивали примыкающие к поселениям плакоры и пологие склоны. В настоящее время значительную часть таких территорий занимают пашни, а также лесные массивы.

Задача настоящей работы – изучение истории локальных участков района Куликова поля для выявления основных факторов динамики экосистем и почв в их составе. Основными объектами были почвы под современными лесными массивами, на левобережье Дона граничащими с гнездами бывших поселений. В докладе представлены предварительные результаты исследований.

Исследования проводили в 2015–16 гг. Использовали почвенно-морфологические, педоантракологические, радиоуглеродные методы. Морфологический (морфогенетический) анализ почвенного профиля, использовали для реконструкции истории экосистем на локальном уровне. В основе анализа лежит метод «археологии экосистем», предложенный Е.В. Пономаренко [10] и развиваемый авторами [6,11,12]. Профиль почвы описывают как иерархическую систему морфологических структур разного уровня [13]. Основное внимание уделяют анализу морфонов и их комплексов. Морфоны – сложные или составные морфологические элементы горизонта, образованные повторяющимися простыми элементами (внутри последних нельзя провести границ с помощью невооруженного глаза и других органов чувств) [13]. Формирование мозаики морфонов является, в основном, результатом экзогенных (антропогенных или катастрофических) и эндогенных (биогенных) воздействий на экосистему. Последовательность и интенсивность различных воздействий устанавливают при анализе формы морфонов и заполняющего их материала, взаиморасположения морфонов и положения их комплексов в профиле [10]. Для отбора и анализа древесных углей мы совмещали методы педоантракологии и морфологического анализа профиля, чтобы установить приуроченность углей к комплексам морфонов одного генезиса. Радиоуглеродное датирование по стандартным методикам было применено для определения возраста углей, органического вещества почвы. Датирование выполнено в Минской радиоуглеродной лаборатории (IGSB).

Согласно гипотезе, которой руководствовались авторы существующей реконструкции [2], ареалы темно-серых почв связаны с длительно

лесными территориями, а ареалы черноземов – со степными (лугово-степными). По нашей первоначальной гипотезе, ареалы серых почв индицируют ареалы древней распашки, а черноземы – относительно поздно освоенные под пашни участки. Результаты наших исследований пока не подтвердили ни одну из этих гипотез, однако позволили предположить, что текстурно-дифференцированные почвы, включая темно-серые почвы, приурочены к участкам со сравнительно небольшой мощностью лессовидных суглинков, подстилаемых разными вариантами песчаных (в том числе с прослоями глины) или глинистых отложений с включением крупнозема (морена). Черноземы (в том числе в разной степени смытые) приурочены к участкам со значительной мощностью лессовидных суглинков.

В профилях почв на всех участках (но не во всех профилях) присутствуют следы деятельности землероев («кротовины»), указывающие на то, что в прошлом все участки прошли через этап открытого или полуоткрытого ландшафта (лугово-степного, лесо-лугового и т.п.). При этом вне зависимости от типа (чернозем, темно-серая) на правобережье Дона почвы несравнимо глубже и лучше турбированы ходами землероев, что может говорить о давней дифференциации характеров ландшафтов лево- и правобережья: более лесном – левобережья и более степном – правобережья.

Другие факты также позволяют предположить более раннюю антропогенную освоенность ландшафтов левобережья, либо давнюю дифференциацию характера хозяйства на этих территориях. В частности, можно говорить о более масштабном и длительном использовании левобережья для пашенного земледелия. На это указывают намного большая эродированность профилей черноземов на левом берегу; заметно большее число углей в почвах левобережья, часто локализованных по нижней границе старопашотных горизонтов.

Старопашотный горизонт отмечен практически во всех почвенных профилях. В том числе, следы распашки описаны в разрезах, показанных на картах-реконструкциях как длительно и непрерывно лесные. При повсеместном наличии старопашотного горизонта степень смытости не коррелирует с типологической принадлежностью почв, а определяется их положением в рельефе и, вероятно, длительностью распашки. Три лесных массива – Собинский, Журишкинский (другое название также Собинский, на карте генерального межевания эти два леса показаны как единый массив) и Исакиевский леса, – в основном представляют лесные культуры, созданные на пашнях. Под хорошо заметным старопашотным горизонтом местами прослеживается почти сплошной слой крупных древесных углей. Участки были расчищены под постоянную пашню подсеčno-огневым методом. В ходе полевых исследований мы предположили, что расчистка относится ко времени вторичной колонизации (17 век), поскольку па-

хотный горизонт очень слабо турбирован биотическими агентами. Однако датирование углей для участка Исакиевского леса показало, что расчистка была произведена  $840 \pm 75$  лет BP (cal). Итоговая дата, около 1175 года, соответствует первому этапу древнерусской колонизации территории [2]. Этот факт подтверждает гипотезу о расположении пашен первопоселенцев на относительно плоских участках водоразделов и верхних частях склонов, примыкающих к поселениям.

Исследования частично поддержаны проектом РФФИ № 15-04-03170.

### Литература

1. Гласко М.П., Маркова А.П., Сычева А.А. Ландшафты Куликова поля: результаты и перспективы исследований // Куликово поле: вопросы историко-культурного наследия. Тула, 2000. С. 351–356.
2. Гоняный М.И., Александровский А.Л., Гласко М.П. Северная лесостепь бассейна Верхнего Дона района Куликовской битвы. М., 2007. 208 с.
3. Novenko E.Yu., Glasko M.P., Burova O.V. Landscape-and-climate dynamics and land use in Late Holocene forest-steppe ecotone of East European Plain (upper Don River Basin case study) // Quaternary International. 2009. Vol. 203. P. 113–119.
4. Новенко Е.Ю., Гласко М.П., Волкова Е.М., Зюганова И.С. Динамика ландшафтов и климата бассейна Верхнего Дона в среднем и позднем голоцене // Известия РАН. Серия Географическая. 2013. № 2. С. 68–82.
5. Novenko E.Yu., Eremeeva A.P., Cherpurnaya A.A. Reconstruction of Holocene vegetation, tree cover dynamics and human disturbances in central European Russia, using pollen and satellite data sets // Vegetation History and Archaeobotany. 2014. Vol. 23. P. 109–119.
6. Бобровский М.В. Лесные почвы Европейской России: биотические и антропогенные факторы формирования. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 359 с.
7. Скворцов С. 1865. Основания сельского хозяйства. Ч.1. М. 296 с.
8. Гомилевский В. 1897. Сельскохозяйственные пользования в лесах. СПб.: Тип. СПб. Градоначальства. 64 с.
9. Милов Л.В. 1998. Великорусский пахарь и особенности российского исторического процесса. М.: РОССПЭН. 573 с.
10. Пономаренко Е.В. 1999. Методические подходы к анализу сукцессионных процессов в почвенном покрове // О.В. Смирнова, Е.С. Шапошников (ред.). Сукцессионные процессы в заповедниках России и проблемы сохранения биологического разнообразия. СПб.: РБО. С.34–57.
11. Бобровский М.В. Лесные почвы: биотические и антропогенные факторы формирования // О.В. Смирнова (ред.). Восточноевропейские леса. История в голоцене и современность. Кн. 1. М.: Наука, 2004. С. 381–427.
12. Лойко С.В., Бобровский М.В., Новокрещенных Т.А. Признаки ветровального морфогенеза в фоновых почвах черневой тайги (на примере Томь-Яйского междуречья) // Вестн. Том. гос. ун-та. Биология. 2013. № 4 (24). С. 20–35.
13. Корнблум Э.А. 1975. Основные уровни морфологической организации почвенной массы // Почвоведение. №9. С.36–48.

## ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ТЕРИОФАУНЫ ЯКУТИИ НА РУБЕЖЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕНА И В ГОЛОЦЕНЕ

Г.Г. Боескоров

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН,  
677980, Якутск, просп. Ленина, 39; e-mail: gboeskorov@mail.ru*

Конец плейстоцена и начало голоцена ознаменовались на Севере Евразии сменой резких похолоданий и потеплений с короткой периодичностью, что сыграло решающую негативную роль в жизни плейстоценовых видов крупных млекопитающих [1–3]. Последующее прогрессивное потепление климата и увеличение количества атмосферных осадков вызвало сокращение ареала северных степей и замещение их тайгой и тундрой (на севере). В результате таяния ледников уровень Мирового океана повысился на 50–80 м и многие приморские низменности были затоплены, большие участки суши оказались отрезанными от материка и превратились в острова. Обширная Берингская суша, соединявшая Северо-Восточную Азию с Северо-Западной Америкой, была размыта и сухопутная связь Евразии с Америкой прекратилась. Эти изменения привели к вымиранию на огромных пространствах Северной Евразии основных представителей мамонтовой фауны: мамонта, шерстистого носорога, лошадей, первобытных бизона и овцебыка, пещерного льва. Несомненно, что мамонтовая фауна испытывала

пресс со стороны верхнепалеолитического человека, охотничья деятельность которого могла сыграть определенную роль в сокращении численности крупных копытных и других представителей мегафауны [2,3]. До настоящего времени продолжают оживленные споры по поводу основной причины вымирания мамонтовой фауны. Есть сторонники воздействия абиотических факторов (изменения климата, космические причины), биотических факторов (например, эпидемия) и антропогенного фактора (истребление охотниками верхнего палеолита). На некоторых континентах и островах массовое вымирание крупных животных логически связывается с вселением человека и его охотничьей деятельностью. В Евразии, где во многих местах человек и его предки существуют уже сотни тысяч лет, несколько сложнее объяснить причину вымирания мегафауны позднего плейстоцена. На территории Восточной Европы, например, найдены большие скопления костей мамонта, которые рассматриваются как доказательство истребительных охот и что древний человек был здесь главной причиной ис-

чезновения этих животных [5,6]. Согласно результатам других исследований, у людей верхнего палеолита (25–40 тыс. лет назад) хотя и практиковалась охота на отдельных мамонтов, но основной добычей являлись лошадь, северный олень и донская заяц [7]. Мамонтовые кости и бивни преимущественно собирали на местах естественной гибели животных, что не позволяет считать причиной вымирания мамонта антропогенный пресс. Еще меньше оснований утверждать это для Сибири, где человеческие популяции были малочисленными [8].

Археологическая летопись, также как и палеонтологическая, свидетельствует о том, что к началу голоцена типичные представители мамонтовой фауны перестали быть охотничьей добычей человека в Якутии, т.к. их костные остатки уже не встречаются на стоянках мезолитических людей (сумнагинская культура). Таким образом, можно было бы предположить исчезновение зверей мамонтового комплекса к началу голоцена. Однако информация по стоянкам позднейшего палеолита и мезолита в основном касается южной и центральной Якутии, откуда они в большинстве своем известны, а в северной части республики они крайне редки [9].

Накопившиеся к настоящему времени факты говорят о том, что глобальное вымирание мамонтовой фауны, происходившее в Евразии на рубеже плейстоцена и голоцена, значительно «затянулось» на севере Восточной Сибири [9,10]. Причиной этому могли быть следующие обстоятельства. Исключительно холодный и сухой климат этого региона способствовал сохранению в голоцене больших площадей остепненной растительности. Участки реликтовых степей в Якутии имеются и в настоящее время. Флористически и фитоценологически якутские степи близки степям Забайкалья и Монголии, хотя значительно удалены от основного ареала степных сообществ [11,12]. Длительному сохранению некоторых представителей мамонтовой фауны на севере Восточной Сибири способствовала и немногочисленность охотничьих племен позднего палеолита и мезолита, стоянки которых в арктической зоне Восточной Сибири от Таймыра до низовьев Колымы единичны. Очевидно, данные обстоятельства способствовали сохранению здесь некоторых видов мамонтовой фауны: плейстоценовый бизон *Bison priscus* обитал на севере Восточной Сибири до начала голоцена, 8–9 тысяч лет назад [13], а ленская лошадь *Equus lenensis* и первобытный овцебык *Ovibos pallantis* – вплоть до 2–4 тыс. лет назад [14–16]. Шерстистый мамонт (*Mammuthus primigenius*) на Таймыре существовал еще 9,6 тыс. л.н., а на территории Якутии, видимо, вымер несколько ранее, в самом финале плейстоцена [8]; как известно, дольше всего этот вид просуществовал на о-ве Врангеля, исчезнув 3,5 тысячи лет назад [17]. Характерный хищник позднего плейстоцена, пе-

щерный лев, вымирает в Евразии около 12,5 тыс. лет назад, о чем свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные датировки. По-видимому, это было связано с беллингским потеплением – одной из фаз позднеледниковых климатических колебаний, происходивших в финальной части плейстоцена, приблизительно от 12800 до 12300 лет, которое могло вызвать ряд неблагоприятных последствий (увеличение снежного покрова зимой, сильные паводки весной и т.д.) и, соответственно, массовую гибель мегафауны. Например, показано, что большое скопление костей мамонтов на р. Аччыгый-Аллаиха в бассейне Индигирки и, очевидно, значительная часть Берелехского «кладбища» мамонтов образовались именно в указанный промежуток времени [18]. Другие исследователи относят деклинацию и исчезновение северных популяций мамонта к молодому дриасу, приблизительно от 12,9 до 11,5 тыс. лет назад [19].

Потепление и увлажнение климата в финале плейстоцена – начале голоцена вызвало вытеснение степей таежной и тундровой растительностью [1,11]. Период между 9,5 и 8,0 (7,5) тыс. лет назад многие исследователи интерпретируют как термический оптимум голоцена в Арктике. В это время распространение древесно-кустарниковых ассоциаций достигло максимума [3,20]. Наиболее убедительным доказательством коренных ландшафтных изменений в Северной Евразии на границе плейстоцена и голоцена является смена степного облика териофауны на лесной [2,21].

Эти обстоятельства обусловили изменения фауны и на территории Якутии. На стоянках раннего голоцена, имеющих датировки около 8–9 тыс. лет назад (например, Хайыргас на Лене и Белькачи на Алдане) отмечено большое количество костных остатков таежных млекопитающих (белка, лось, косуля, бурый медведь, соболь и др.). К этому времени в центральной и южной Якутии, по-видимому, полностью вымерли типичные представители мамонтовой фауны, но они еще некоторое время существовали на Крайнем Севере [9].

Считается, что растительность в Якутии приняла современный облик ближе к середине голоцена (6–5 тыс. лет назад) [3]. Анализ археозоологического материала из неолитических стоянок южной и центральной Якутии свидетельствует о том, что и териофауна этого региона в середине голоцена уже практически не отличалась от современной [9]. Она представляла собой таежный (восточносибирский) комплекс видов с элементами горного восточно-палеарктического и степного.

Некоторые виды млекопитающих, имеющие южное происхождение и населяющие в настоящее время Якутию, не входили в состав териокомплексов четвертичной Берингии. Это транспалеарктические виды, ведущие полуводный образ жизни, *Neomys fodiens* и *Lutra lutra*, южнопалеарктический вид *Apodemus peninsulae*, восточ-

ноазиатский горно-таежный вид *Moschus moschiferus* и, возможно, рукокрылые (*Chiroptera*). Экспансия их на территории Восточной Сибири и севера Дальнего Востока происходила в голоцене.

В отдельные периоды голоцена видовое разнообразие териофауны Якутии (в особенности на юге) было, по всей видимости, выше, чем в настоящее время. Так, в неолитическом погребении Малая Джикимда на р. Олекма обнаружено своеобразное изделие [22], которое по нашему определению изготовлено из клыка кабана *Sus scrofa* [9]. Учитывая то, что заходы этого вида в низовья Олекмы зафиксированы в современный период [23], можно предположить, что в наиболее благоприятные периоды голоцена кабан постоянно обитал в данном регионе. То же самое касается и тигра: с 19 века до середины 20 века зафиксировано не менее 10 проникновений этого хищника на территорию Якутии вплоть до центральной части [23–25]. Не исключено также обитание на территории южной Якутии в отдельные периоды голоцена азиатского барсука (*Meles leucurus*) и солонгоя (*Mustela altaica*). Северные границы ареалов этих хищников располагаются в смежных с южной Якутией регионах: в верховьях р. Олекма и в северной части Амуро-Зейского плато, откуда их проникновения на территорию Якутии зафиксированы в 20 веке [25].

Работа поддержана грантом РФФИ р\_восток\_а № 15-44-05109.

### Литература

1. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
2. Верещагин Н.К., Барышников Г.Ф. Вымирание млекопитающих в четвертичном периоде Северной Евразии // Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1985. Т. 131. С. 3–42.
3. Шер А.В. Природная перестройка в восточно-сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (сообщение 1) // Криосфера Земли. 1997а. № 1. С. 21–29.
4. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
5. Аникович М.В., Анисюткин Н.К. Человек и мамонт в палеолите Восточной Европы // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 315–327.
6. Гвоздовер М.Д. Зооархеология верхнепалеолитической стоянки Авдеево (предварительное сообщение) // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 335–345.
7. Амирханов Х.А., Ахметгалева Н.Б., Бужилова А.П. и др. Исследования палеолита в Зарайске, 1999–2005. М., Палеограф, 2009. 466 с.
8. Кузьмин Я.В., Зольников И.Д., Орлова Л.А. Мамонт и палеолитический человек Сибири. Моделирование взаимодействия на основе ГИС-технологии // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 356–359.
9. Боескоров Г.Г. Состав териофауны Якутии в позднем плейстоцене и голоцене (по археологическим ма-

- териалам) // Древние культуры Северо-Восточной Азии. Астроархеология. Палеоинформатика. Новосибирск: Наука, Сиб. издат. фирма РАН, 2003. С. 27–43.
10. Bieskorov G.G. Arctic Siberia: Refuge of the Mammoth Fauna in the Holocene // Quaternary International, 2006. Vol. 142-143. P. 119–123.
11. Юрцев Б.А. Реликтовые степные комплексы Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1981. 168 с.
12. Андреев В.Н., Галактионова Т.Ф., Перфильева В.И., Щербатов И.П. Основные особенности растительного покрова Якутской АССР. Якутск: изд-во ЯФ СО АН СССР, 1987. 154 с.
13. Bieskorov G.G., Potapova O.R., Protopopov A.V., et al. The Yukagir Bison: analysis of a complete frozen mummy of the bison, *Bison priscus* from the early Holocene of Northern Eurasia // Quaternary International, 2016. Vol. 406, pp. 94–110.
14. Kuznetsova T. V., Sulerzhitsky L. D., Siegert Ch. New data on the Mammoth fauna of the Laptev shelf land (East Siberian Arctic) // La Terra degli Elefanti: The World of elephants. Proc. of the 1st Int. Congress. Rome, 2001. P. 289–292.
15. Лазарев П.А., Григорьев С.Е., Плотников В.В., Савинов Г.Н.. Находки уникальных останков туш лошади и бизона в Верхоянском районе Якутии // Проблемы региональной экологии, 2011. № 4. С. 13–18.
16. Bieskorov G.G., Potapova O.R., Mashchenko E.N., et al. Preliminary analyses of the frozen mummies of mammoth (*Mammuthus primigenius*), bison (*Bison priscus*) and horse (*Equus sp.*) from the Yana-Indigirka Lowland, Yakutia, Russia // Integrative Zoology. 2014. V.9.№4.P. 471–480.
17. Vartanyan S.L., Arslanov K.A., Karhu J.A., Possnert G., Sulerzhitsky L.D. Collection of radiocarbon dates on the mammoths (*Mammuthus primigenius*) and other genera of Wrangel Island, northeast Siberia, Russia // Quaternary Research, 2008. Vol. 70. P. 51–59.
18. Nikolskiy P.A., Basilyan A.E., Sulerzhitsky L.D., Pitulko V.V. Prelude to the extinction: revision of the Achchagyi-Allaikha and Berelyokh mass accumulations of mammoth // Quaternary International, 2010. V. 219. P. 16–25.
19. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kuzmin Y.U., et al. Pattern of extinction of the woolly mammoth in Beringia // Nature Communications, 2012. Vol. 3. Article number: 893; doi:10.1038/ncomms1881
20. Andreev A.A., Schirmermeister L., Siegert C., et al. Paleoenvironmental changes in north-eastern Siberia during the Late Quaternary – evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung, 2002. Vol. 70. P. 13–25.
21. Кузьмина И.Е. О происхождении и истории териофауны Сибирской Арктики // Фауна и флора антропогена Северо-Востока Сибири. Л.: Наука, 1977. С. 18–53.
22. Алексеев А.Н. Каменный век Олекмы. Иркутск: изд-во ИргУ, 1987. 126 с.
23. Тавровский В. А., Егоров О. В., Кривошеев В. Г., Попов М.В., Лабутин Ю. В. Млекопитающие Якутии. М.: Наука, 1971. 659 с.
24. Кучеренко С.П. Тигр. М.: Агропромиздат, 1985. 142 с.
25. Ревин Ю.В. Млекопитающие Южной Якутии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1989. 319 с.

# ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА РАЙОНА ЧЕРНОМОРСКОЙ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ (ТАМАНСКИЙ П-ОВ) В ПОСЛЕДНИЕ 7,4 ТЫСЯЧ ЛЕТ И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КЛИМАТОУСЛОВЛЕННЫМИ КОЛЕБАНИЯМИ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Н.С. Болиховская\*, М.Д. Кайтамба\*\*, А.В. Поротов\*, С.С. Фаустов\*

\**Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва;*

*e-mail: nbolikh@geogr.msu.ru, alexey-porotov@ya.ru, faustovs@rambler.ru*

\*\**Абхазский государственный университет, Республика Абхазия, Сухуми, ул. Университетская, 1;*

*e-mail: lanak@mail.ru*

В черноморской дельте Кубани по данным бурения толща голоценовых отложений имеет мощность до 20 м и представлена ритмично переслаивающимися аллювиальными песками и суглинками, лиманными илами и алевритами, а также озерно-пойменными торфами. Подобное строение характеризует чередование аллювиальных и лиманных комплексов фаций и отражает неоднократную смену условий осадконакопления, обусловленную миграцией внешнего края дельты Кубани под влиянием изменения климатических условий и неравномерного подъема уровня Черного моря [1,5]. В трансгрессивные фазы подъем уровня моря сопровождался подтоплением низовьев речной долины и образованием обширного лимана, границы которого распространялись на десятки километров вверх по долине Кубани. О существовании условий осолоненного лимана свидетельствует присутствие в илистых горизонтах раковин *Cerastoderma glaucum*, которые существуют при солености не ниже 6‰ [2]. Наряду с этим палеоботанический анализ вскрытых бурением в краевых частях долины торфяников показал, что их накопление происходило в условиях мелководных пресноводных озер, характерных для заболоченных участков дельты. Формирование старичных озер характерно для периодов замедления или относительного понижения уровня моря, вызывавших осушение внутренних частей лиманов и превращение их в заболоченные низины и остаточные озера. Радиоуглеродное датирование последовательности погребенных торфяников показало, что их формирование относится к интервалам 7152–6887, 6410–6208, 5307–5050, 4409–3998, 2347–2115 кал. л. н. Для последних 2 тыс. лет следы торфонакопления установлены для периодов 400–590 и 1400–1700 гг. н. э. (т.е. 1600–1410 и 600–300 кал. л.н.) [1,3].

Результаты детального палинологического анализа и радиоуглеродного (14С) датирования получены нами для разрезов голоценовых отложений Таманского полуострова, вскрытых шестью скважинами, пробуренными в разных частях черноморской дельты Кубани [1]. Изученные голоценовые разрезы представлены сериями лиманных, аллювиальных, озерно-болотных и субаэриальных осадков, сформировавшихся в ходе развития дельтовой зоны (рисунок).

Основу реконструированной летописи палеоклиматических событий составляют палинологические данные 12-метровой толщи осадков из скважины № 1-98, заложённой во внутренней ча-

сти дельты вблизи разветвления азовского и черноморского русел Кубани. В основании изученной толщи залегает горизонт торфа, верхняя часть которого имеет возраст 6908–6640 календарных лет назад, а нижняя – 7419–7459 кал. л. н. Полученные данные позволили подробно охарактеризовать 14 этапов развития растительности и климата среднего и позднего голоцена вплоть до 900–830/730 кал. л. н. (1000–800 14С л. н.) [1, 5]. Эти реконструкции подтверждены результатами палинологического анализа осадков из скважин № 6-99 и 2. В скважине 6-99 (вблизи восточного края Кизилташского лимана) представлена 11-метровая толща, близкая по возрасту и литолого-фациальному составу голоценовой серии центральной части дельты. Осадки ее средней части имеют 14С датировки в интервале 4330±90 – 2300±100 л. н. (от 4490–4730 до 1790–2050 кал. л. н.). В скважине №2, пробуренной на Бугазской пересыпи, проанализированы отложения морской части дельты. Спорово-пыльцевыми данными охарактеризованы вскрытые здесь лагунные отложения, накапливавшиеся в интервале 14С дат от 3 до 1,5 тыс. л. н. Материалы, полученные по разрезам еще трех скважин, показали, что наиболее значимую палеогеографическую информацию представляют палинологические записи и 14С датировки осадков из скважин №3-11 и 12-09. В скважине 3-11 палинологическими данными охарактеризован интервал примерно от 5 до 2 тыс. л. н. (от 5100–5200 до 2340–2470 кал. л. н.). По спорово-пыльцевым спектрам верхней части отложений скважины 12-09, датируемых интервалом примерно от ~ 800 до 400 кал. л. н. реконструированы самые поздние из изученных фаз в развитии растительности и климата субатлантического периода голоцена.

На основании полученных материалов установлены смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных растительных формаций в ландшафтах Таманского п-ова, происходившие под влиянием глобальных и региональных климатических колебаний и изменений эдафических условий. Установлена специфика природных изменений и охарактеризованы ландшафтно-климатические перестройки в интервале от ~ 7400 до 400 кал. л. н., отражающие 17 фаз в развитии климата и растительности среднего и позднего голоцена [1, 6].

В работах, посвященных голоценовой истории разных районов Азово-Черноморского бассейна, многими авторами рассматриваются палео-

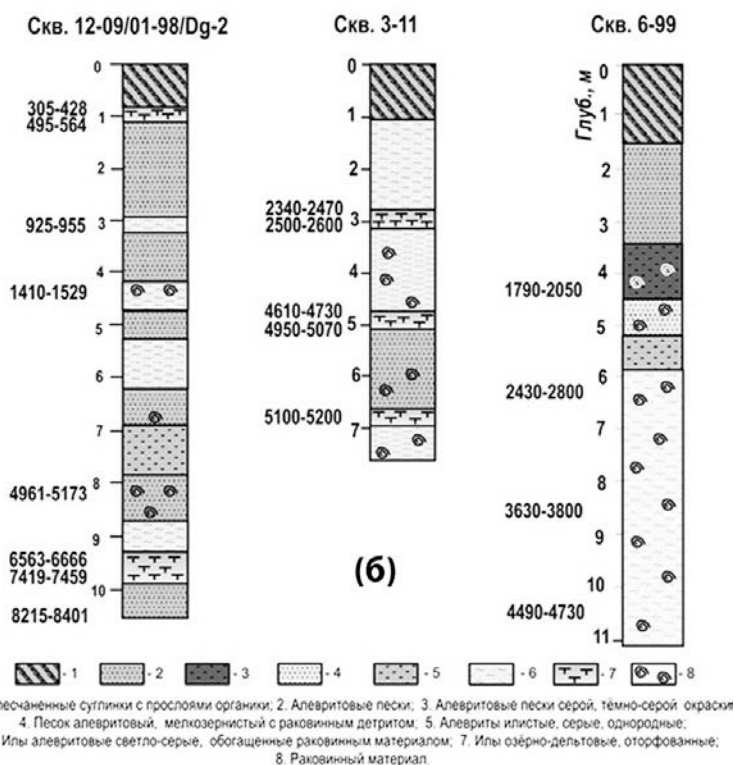


Схема положения изученных разрезов на Таманском п-ве (а), литология и  $^{14}\text{C}$ -датировки отложений (б).

географические обстановки этапов его трансгрессивного и регрессивного развития, часто проиллюстрированные кривыми колебания уровня моря. В изученном нами интервале голоценовой истории Черного моря большинством исследователей в пределах последних  $\sim 7.4$  тыс. лет выделяются три относительно продолжительные трансгрессивные фазы (стадии), осложненные колебаниями более низкого порядка, и три-четыре более кратковременные регрессивные фазы. Приводятся данные по их абсолютному ( $^{14}\text{C}$  конвенциональному и календарному) возрасту. Так, Р.Е. Martin и V. Yanko-Nombach [7] на основании собственных и литературных данных дана следующая последовательность и продолжительность этих фаз: понтийская регрессия ( $\sim 7,2\text{--}7,0$  тыс. кал. л. н.), каламитская трансгрессия ( $\sim 7,0\text{--}6,4$  тыс. кал. л. н.), эгрисская регрессия ( $\sim 6,4\text{--}6,2$  тыс. кал. л. н.), джеметинская трансгрессия ( $\sim 5,8\text{--}2,8$  тыс. кал. л. н.), фанагорийская регрессия ( $\sim 2,8\text{--}2,4$  тыс. кал. л. н.), нимфейская трансгрессия ( $\sim 2,2\text{--}1,6$  тыс. кал. л. н.),

корсунская регрессия ( $\sim 1,6\text{--}1,2$  тыс. кал. л. н.), современная трансгрессия (0,6 тыс. кал. л. н. – настоящее время). А.Л. Чепальга [4] между каламитской трансгрессией ( $\sim 6,0\text{--}3,8$   $^{14}\text{C}$  тыс. л. н.) и джеметинской трансгрессией ( $\sim 4,0\text{--}2,55$   $^{14}\text{C}$  тыс. л. н.) выделяет хаджибейскую регрессию (в интервале  $\sim 4,3\text{--}4,1$   $^{14}\text{C}$  тыс. л. н.).

Согласно полученным нами палинологическим данным, на территории южной половины Таманского п-ова и прилегающего района нижней Кубани в течение большей части реконструированного периода голоцена ( $\sim 7400$  последних календарных лет) были развиты степные и лесостепные ландшафты. Наиболее теплыми и сухими условиями характеризовались фазы с господством злаковых, разнотравно-злаковых и маревопольных степей в интервалах  $\sim 4100\text{--}3950$   $^{14}\text{C}$  л. н. ( $\sim 4660\text{--}4400$  кал. л. н.),  $3500\text{--}3200$   $^{14}\text{C}$  л. н. ( $3780\text{--}3430$  кал. л. н.),  $2800\text{--}2500$   $^{14}\text{C}$  л. н. ( $2910\text{--}2590$  кал. л. н.),  $1650\text{--}1300$   $^{14}\text{C}$  л. н. ( $1540\text{--}1230$  кал. л. н.) и  $1000\text{--}900/800$   $^{14}\text{C}$  л. н. ( $900\text{--}830/730$  кал. л. н.).

н.). Максимумы увлажненности (гумидизации климата) в изученном периоде времени зафиксированы в трех интервалах 4500–4300 <sup>14</sup>С л. н. (5160–4900 кал. л. н.), 3950–3500 <sup>14</sup>С л. н. (4400–3780 кал. л. н.) и 2300–1650 <sup>14</sup>С л. н. (2380–1540 кал. л. н.), во время которых на исследуемой территории доминировали широколиственные (преимущественно буково-дубово-грабовые) леса. Именно эти интервалы голоцена, на наш взгляд, отвечают максимумам, соответственно, каламитской, джеметинской и нимфейской трансгрессий Черного моря.

В целом полученная запись палеоклиматических событий, представляющая собой закономерную последовательность этапов изменения природной среды, их хронологию и характеристики ландшафтно-климатических особенностей, легла в основу предложенной Н.С. Болиховской [6] палино-климато-хроностратиграфической версии интерпретации климатообусловленных колебаний уровня Черного моря в последние ~ 7,4 тыс. календарных лет. Исходя из характеристик климата и природно-зональной принадлежности доминирующих растительных сообществ каждого из 17 реконструированных этапов развития природной среды Таманского п-ова, которые подробно рассмотрены и проиллюстрированы спорово-пыльцевыми диаграммами в предшествующих работах [1,5,6], полученная палинологическая запись палеоклиматических событий с наибольшей уверенностью подтверждает вывод о шести трансгрессивных и семи регрессивных колебаниях уровня моря разного ранга на протяжении последних ~ 7.4 тыс. календарных лет.

К шести этапам трансгрессивного режима уровня моря в этой схеме могут быть отнесены один этап относительно прохладного и влажного климата (~ 3430–2910 кал. л. н.) и пять этапов относительно теплого и влажного климата. К последним относятся: этап в интервале ~ 6730–4660 кал. л. н. (отвечает, скорее всего, каламитской трансгрессивной фазе), этап ~ 4400–3780 кал. л. н. (предположительно, соответствует максимуму джеметинской трансгрессивной фазы), период ~ 2280–1540 кал. л. н. (сопоставляется с нимфейской трансгрессивной фазой) и два этапа, датируемые интервалами ~1230–900 и ~ 830/730–580 кал. л. н.

К семи этапам регрессивного режима уровня моря в нашей летописи палеоклиматических событий с наибольшей вероятностью относятся четыре периода относительно теплого и сухого климата:

период ~ 7400–6700 кал. л. н. (возможно, отвечает понтийской регрессии схемы Martin, Yanko-Hombach [7]), период ~ 3780–3430 кал. л. н., период ~ 2910–2280 кал. л. н. (соответствует фанаторийской регрессии многих схем) и аридный период ~900–830/730 кал. л. н., а также три периода сухого и относительно холодного или прохладного климата: интервал ~ 4660–4400 кал. л. н. (вероятно, отвечает хаджибейской регрессии схемы А.Л. Чепалыги [4]), интервал ~ 1540–1230 кал. л. н., коррелируемый с корсунской регрессией, и интервал ~ 580–305/440 кал. л. н., который относится ко времени Малого ледникового периода.

Данная статья является вкладом в проект № 18110 Российского Географического Общества.

### Литература

1. Болиховская Н.С., Поротов А.В., Кайтамба М.Д., Фаустов С.С. Развитие природной среды и климата на территории Черноморской дельты Кубани в последние 7 тысяч лет // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2014. №1. С. 64–74.
2. Каплин П.А., Поротов А.В., Янина Т.А., Горлов Ю.В., Фуаш Э. Возраст и условия формирования Бугазской пересыпи // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2001, № 2. С. 51–57.
3. Поротов А.В. Изменение уровня Черного моря на основе геоархеологических индикаторов // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. 2013. № 1. С. 76–82.
4. Чепалыга А.Л. Глава 11. Черное море // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. М.: ГЕОС, 2002. С. 170–182.
5. Bolikhovskaya N., Kaitamba M., Porotov A., Fouache E. Chapter 17. Environmental changes of the Northeastern Black Sea's coastal region during the Middle and Late Holocene. In: E.M. Scott et al. (eds.). Impact of the Environment on Human Migration in Eurasia. 2004. Dordrech: Kluwer Academic Publishers, P. 209–223.
6. Bolikhovskaya N.S., Porotov A.V., Richards K., Kaitamba M.D., Faustov S.S., Korotaev V.N. Detailed reconstructions of Holocene climate and environment changes in the Taman Peninsula (Kuban River delta region) and their correlation with rapid sea-level fluctuations of the Black Sea // Quaternary International, 2016 (в печати).
7. Martin R.E., Yanko-Hombach V. Rapid Holocene sea-level and climate change in the Black Sea: An evaluation of the Balabanov sea-level curve. In: Buynevich, I.V., Yanko-Hombach, V., Gilbert, A.S., Martin, R.E. (Eds.), Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis GSA Special Papers 473. 2011. Geological Society of America, Boulder. P. 51–58.

## ДИНАМИКА МАЛАКОФАУНЫ ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА КРАСНОЯРСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Д.Е. Болкунова, Г.Ю. Ямских

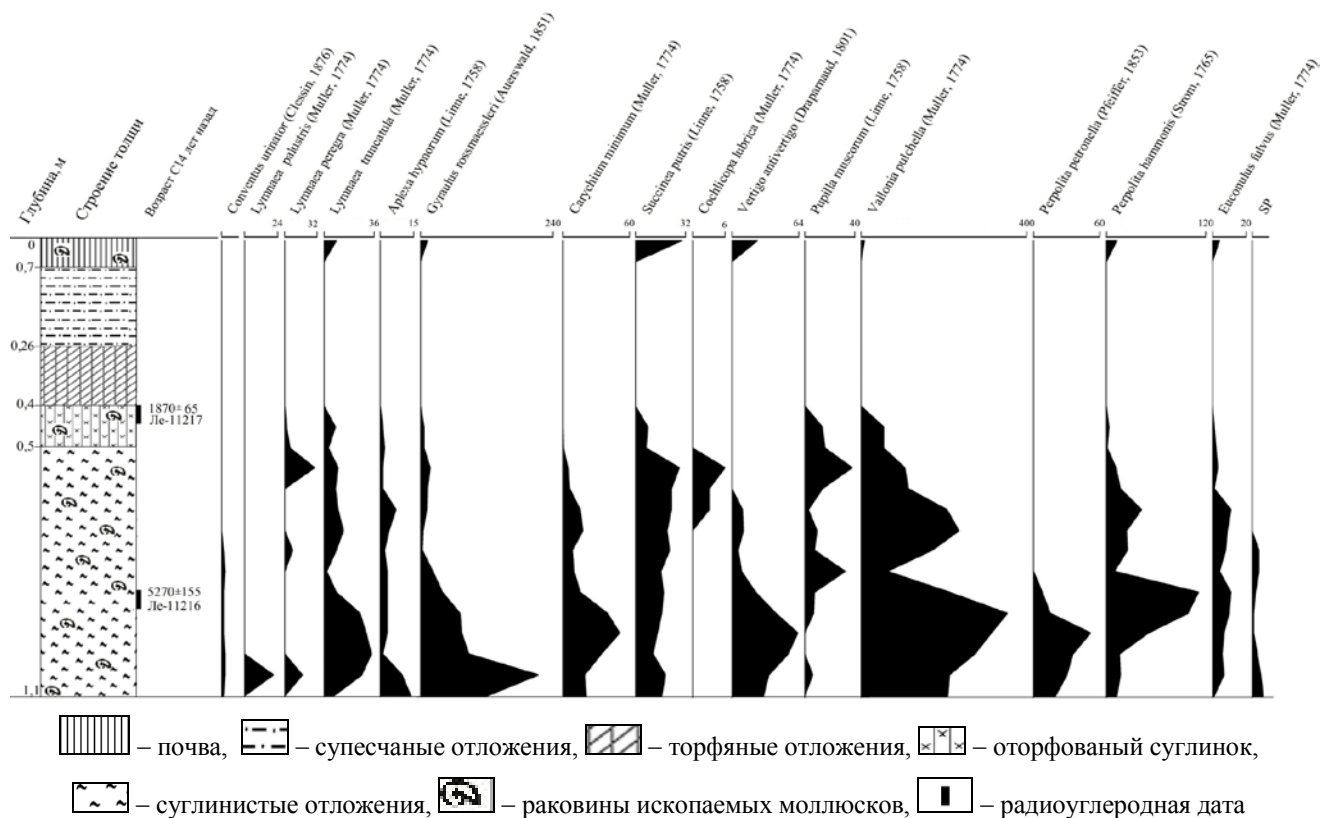
Сибирский федеральный университет, 660041 г. Красноярск, пр. Свободный 79;

e-mail: bolkunova91@mail.ru, yamskikh@mail.ru

Изучение палеоклиматов и эволюции ландшафтов голоцена является перспективным направлением в области палеогеографических исследований. Существует ряд методов, позволяю-

щих реконструировать динамику развития палеоландшафтов. Малакофаунистический метод, основанный на изучении раковин ископаемых моллюсков, дает важную информацию об изменении





Малакофауна отложений разреза Талая.

температурного и гидрологического режима, типа растительного покрова. Результаты малакофаунистических исследований позволяют дополнить данные палинологического анализа, выявить локальные участки лесных или незалесенных территорий [1]. Среди фоновых видов появляются и исчезают наиболее чувствительные к температуре виды. На основании изменения видового состава малакофаунистических комплексов можно восстановить древние биоценозы а также их динамику во времени [2]. Под термином «ископаемый малакофаунистический комплекс» авторы понимают совокупность видов, отличающихся соотношением зоогеографических групп моллюсков, изменением их видового состава и захороненных в отложениях определенного возраста. В настоящее время выделены различные экологические группы голоценовых моллюсков, являющиеся биоиндикаторами смены ландшафтно-климатических условий. На наш взгляд, наиболее применимой для проведенного нами анализа малакофаунистических данных является классификация моллюсков, предложенная Е.М. Осиповой [3]. Хронозоны голоцена выделены в соответствии с работами Г.Ю. Ямских [4].

На территории Приенисейской Сибири малакофауна голоцена детально исследована в торфяных отложениях Южно-Минусинской котловины Г.Ю. Ямских [4] и Н.В. Лебедевой [5]. На территории Красноярской котловины изучение малакофауны ведется с 2010 года. Отбор и определение малакофауны проводилось по методике, подробно описанной в работах V. Lozek, А.Ф. Саны-

ко, В.И. Жадина, И.М. Лихарева, Е.С. Раммельмейера, Е.М. Осиповой. В данной работе представлены результаты малакофаунистических исследований отложений разреза «Талая», в отложениях которого было найдено наибольшее количество раковин ископаемых моллюсков.

Разрез заложен в северо-западной части Красноярской котловины на правом берегу р. Миндерла. Мощность отложений составляет 1,1 м (рисунок). Раковины ископаемых моллюсков обнаружены в интервале глубин 1,1–0,4 м и 0,07–0 м от поверхности.

В результате исследований было изучено 5972 раковины ископаемых моллюсков. Пресноводные виды представлены *Conventus urinator* (Clessin, 1876), *Lymnaea palustris* (Müller, 1774), *Lymnaea peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea truncatula* (Müller, 1774), *Aplexa hypnorum* (Linne, 1758), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851). Наземные виды включают: *Carychium minimum* (Müller, 1774), *Succinea putris* (Linné, 1758), *Cochlicopa lubrica* (Müller, 1774), *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801), *Pupilla muscorum* (Linné, 1758), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Perpolita petronella* (Pfeiffer, 1853), *Perpolita hammonis* (Ström, 1765), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774).

Малакофаунистический комплекс, соответствующий атлантическому времени (глубина 1,1–1,05 м), представлен 4 видами пресноводных моллюсков: *Conventus urinator* (Clessin, 1876), *Lymnaea truncatula* (Müller, 1774), *Aplexa hypnorum* (Linne, 1758), *Gyraulus rossmaessleri*

(Auerswald, 1851) и 7 видами наземных моллюсков: *Carychium minimum* (Müller, 1774), *Succinea putris* (Linné, 1758), *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Perpolita petronella* (Pfeiffer, 1853), *Perpolita hammonis* (Ström, 1765), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774). Доминирующим видом является *Vallonia pulchella* (Müller, 1774). Эти виды являются умеренно эвритермными и могут обитать как в теплых, так и более прохладных условиях. Вид *Conventus urinator* (Clessin, 1876) является холодолюбивым и обитает в водоемах на глубинах от 45 до 70 м при температурах от 4 до 8°C [5]. Единичные находки представителей этого вида указывают на существование глубокого водоема на изучаемой территории. Вероятнее всего, при повышении уровня воды раковины *Conventus urinator* (Clessin, 1876) оказывались на поверхности поймы. На глубине 1,05 м значительно увеличивается количество раковин и видовое разнообразие пресноводной малакофауны. Малакофаунистический комплекс обогащается видами *Lymnaea palustris* (Müller, 1774), *Lymnaea peregra* (Müller, 1774), предпочитающими мелкие и хорошо прогреваемые водоемы. Увеличение количества раковин вида *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), который хорошо переносит высыхание водоемов, указывает на повышение увлажнения территории и, возможно, частый подъем воды при кратковременном затоплении ближайших территорий. На этой глубине наблюдается максимальное развитие малакофаунистического комплекса, который существовал в условиях влажного климата.

С глубины 1,0 м происходит постепенное снижение количества раковин пресноводных моллюсков при увеличении доли наземных видов. Увеличение количества раковин стенотермного теплолюбивого вида *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801) (на глубине 0,95–0,9 м) указывает на увеличение температурных показателей.

В позднеатлантическое время (5270±155 л.н.) наблюдается увеличение общего количества раковин моллюсков и появление вида *Pupilla muscorum* (Linné, 1758), способного переносить суровые климатические условия (колебания температурного режима и влажности). Виды *Pupilla muscorum* (Linné, 1758) и *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) являются индикаторами открытых, незалесенных пространств. В это же время увеличивается количество представителей стенотермного холодолюбивого вида *Euconulus fulvus* (Müller, 1774) и уменьшается количество раковин гидрофильного вида *Carychium minimum* (Müller, 1774), что указывает на уменьшение увлажнения территории. Продолжается уменьшение доли пресноводных видов моллюсков при одновременном уменьшении размеров их раковин. Исчезает холодолюбивый вид двустворчатых моллюсков *Conventus urinator* (Clessin, 1876). Видовой состав малакофаунистического комплекса в отложениях интервала 0,9–0,8 м соответствует луговому фитоценозу.

С глубины 0,75 м и до 0,6 м наблюдается увеличение общего количества раковин за счет увеличения представителей наземного вида *Vallonia pulchella* (Müller, 1774). В составе сообщества уменьшается доля гидрофильного и теплолюбивого вида *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801) и увеличивается количество представителей вида *Pupilla muscorum* (Linné, 1758). У моллюсков *Succinea putris* (Linné, 1758), чувствительных к уменьшению увлажнения территории, также наблюдается уменьшение размеров раковин. Установлено чередование периодов уменьшения и увеличения количества раковин пресноводных моллюсков (с глубины 0,75 м), что указывает на переменные влажные климатические условия. В малакофаунистическом комплексе, представленном в интервале глубин 0,55–0,4 м, увеличивается доля пресноводных видов *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851) и *Aplexa hypnorum* (Linné, 1758), появляется вид *Lymnaea peregra* (Müller, 1774), что свидетельствует о существовании на изученной территории мелководного и хорошо прогреваемого водоема. Небольшое количество раковин пресноводных видов моллюсков также указывает на кратковременное существование данного водоема. В среднесубатлантическое время (1870±65 л.н.) на территории начинается оторфованье болотных отложений и одновременно происходит исчезновение малакофауны. Новое появление раковин ископаемых моллюсков связано с интервалом глубин 0,07–0 м. Малакофаунистический комплекс представлен умеренно эвритермными наземными видами *Succinea putris* (Linné, 1758), *Vertigo antivertigo* (Draparnaud, 1801), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Perpolita hammonis* (Ström, 1765), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774) и пресноводными видами *Lymnaea truncatula* (Müller, 1774), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851). Такой состав малакофаунистического комплекса позволяет говорить об увеличении увлажнения территории. Раковины вида *Succinea putris* (Linné, 1758) обладают большими размерами, что указывает на благоприятные условия их обитания.

Таким образом, в результате исследований был установлен видовой состав малакофауны, включающий 1 вид моллюска, принадлежащего классу *Bivalvia*, 5 видов пресноводных моллюсков из 3 семейств и 10 видов наземных моллюсков, относящихся к 7 семействам класса *Gastropoda*. Виды *Lymnaea truncatula* (Müller, 1774), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Succinea putris* (Linné, 1758), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Perpolita hammonis* (Ström, 1765), *Euconulus fulvus* (Müller, 1774) характеризуются наибольшим временным распространением. В развитии малакофауны выявлено 5 периодов развития. В средне и позднеатлантическое время наблюдается смена двух малакофаунистических комплексов (интервалы глубин 1,1–1,0 м и 1,0–0,85 м), вызванная изменением ландшафтно-климатических условий. На глубине от 0,75 до 0,6 м видовой состав мала-

кофауны соответствует переменнo-влажным климатическим условиям. В среднесубатлантическое время с развитием торфонакопления на территории наблюдается исчезновение малакофауны. В конце субатлантического времени моллюски вновь появляются на территории.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р\_Сибирь\_а Региональный конкурс Сибирь: инициативные (грант 15-45-04381).

### Литература

1. Jurickova L. Jitka Horackova, Lozek V. Direct evidence of central European forest refugia during the last glacial period based on mollusc fossils // Quaternary Research №82. 2014. pp. 222–228.
2. Lozek V. Quartermollusken der Tschechoslowakei // Rozpr. Ustred. Ustavu Geol. 1964. pp. 1–374.

3. Осипова Е.М. Моллюски плейстоцена и голоцена Южноуральского региона: Дисс ... канд. геол.-минер. наук 25.00.02 – палеонтология и стратиграфия. Уфа, 2009. 245 с.
4. Ямских Г. Ю. Растительность и климат голоцена Минусинской котловины. Красноярск: Изд-во КГУ, 1995. 180 с.
5. Лебедева Н. В. Моллюски Голоцена Южно-Минусинской котловины: автореф. Дис. Канд. Геол.-мин. Наук:25.00.02. Томск, 2011. 26 с.
6. Санько А.Ф. Малакофауна гляциоплейстоцена и голоцена Беларуси: состав, распространение, история развития: Автореф. дис... докт. г.-мин. наук: Национальная Академия Наук, Институт геологических наук. Минск, 2000. 32 с.
7. Жадин В.И. Пресноводные моллюски СССР. Ленинград: Ленснабтехиздат, 1933. 232 с.
8. Лихарев И.М. Раммельмейер Е.С. Наземные моллюски фауны СССР. М.: АН СССР, 1952. 511 с.

## АНТРОПОГЕННЫЙ ФАКТОР В ЭВОЛЮЦИИ ПОЧВ ГОРНОГО ДАГЕСТАНА

А.В. Борисов<sup>1</sup>, И.А. Идрисов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН; e-mail: a.v.borisovv@gmail.com*

<sup>2</sup> *Институт геологии ДНЦ РАН; e-mail: idris\_gun@mail.ru*

Антропогенная деятельность во второй половине голоцена привела к практически повсеместному изменению почв и ландшафтов. В настоящее время около 80% поверхности планеты в той или иной мере несет следы вмешательства человека (Ellis, Ramankutty, 2008). Из всех форм человеческой деятельности наибольшие масштабы преобразования почв происходят при сельскохозяйственном освоении территории. В настоящий момент площадь сельскохозяйственных земель в мире сейчас составляет около 40% (Foley et al., 2005). На территории России агроценозы занимают около 23% (Единый государственный реестр..., 2014).

Начало активного антропогенного преобразования почв и ландшафтов принято связывать с возникновением производящего хозяйства. Зародившись около 10 тыс. лет назад в первых мировых центрах происхождения культурных злаков, земледелие и связанное с ним сознательное нарушение растительного и почвенного покрова на обширных площадях довольно быстро, в историческом масштабе, распространилось по всему миру (Вавилов, 1926). В разных регионах мира это процесс начинался в разное время, и последствия его также отличались довольно значительно. Рассмотрению этого вопроса посвящен огромный массив литературы. В рамках данной публикации мы ограничимся лишь рассмотрением истории возникновения и интенсивности действия антропогенного фактора на почвы и ландшафты горного Дагестана.

Первые признаки земледелия в виде находок в культурных слоях предметов, связанных с обработкой урожая в Дагестане относятся к энеолиту (Марковин, Мунчаев, 1957). В энеолите земледельческо-скотоводческое направление составляло уже основу экономики (Котович, 1965). Однако

масштабы земледелия на тот момент были незначительны, и в сельхозоборот вовлекались лишь наиболее удобные участки с ровной горизонтальной поверхностью и высоким плодородием почв, в первую очередь речные террасы (Гаджиев, 1980). Возможно, площади земель, потенциально пригодных для возделывания без специальных противоэрозионных агротехнических мероприятий, удовлетворяли население этого периода. В целом можно заключить, что в этот период антропогенный фактор в эволюции почв горного Дагестана был слабо выражен и не оставил явных следов в памяти почв и ландшафтов.

Значение антропогенного фактора резко возросло в эпоху бронзы. В этот период отмечается бурный рост земледелия в Дагестане, когда население освоило практически все природные зоны региона (История Дагестана, 1967), в том числе территории, где в силу повсеместного распространения склонов, земледелие ранее было невозможно. Принято считать, что именно в этот период появились первые земледельческие террасы (Агларов, 1964). Возможны и более древние корни этой традиции, уходящие в эпоху энеолита (Амирханов, 1983; Марковин, Мунчаев, 2003). Революционный, при первом рассмотрении шаг, связанный с выходом земледелия с плоских участков (равнин, террас и т.д.) на склоны, на самом деле основывался на многолетних наблюдениях за естественным формированием террасоподобных форм рельефа на границе пахотного участка. К тому склоны никогда не бываю идеально ровными; на них всегда имеются локальные участки с меньшими уклонами. Именно эти участки, предположительно, использовались для создания первых насыпных террас. В дальнейшем площадь этих террас увеличивалась за

счет припахивания прилегающих к террасе участков на краях террасного полотна и в области тылового шва.

На сегодняшний день наиболее твердо установленной датой существования уже в известной мере развитого террасного земледелия в Дагестане является рубеж III–II тыс. до н.э. (Котович В.Г., 1965). При раскопках Верхнегунибского поселения было доказано, что окружающие поселение поля синхронны памятнику и могут датироваться концом III – первой половиной II тыс. до н.э. (Котович В.М., 1965). С этого момента начинается повсеместное террасирование склонов. При этом более поздние террасы органично вписывались в систему уже существующих террасных полей, занимая те участки, которые до этого времени не использовались, либо пребывали в залежном состоянии. В ряде случаев в целях оптимизации обработки новые поля соединяли с уже существующими, с образованием террас сложной формы и значительной длины.

К числу наиболее поздних относятся террасы на выпуклых элементах рельефа (увалах, гривках и т.д.) и склонах южной экспозиции. В этих местах происходит наиболее активная эрозия, а почвы отличаются низким плодородием. Предполагается, что распашку и террасирование этих участков могло инициировать лишь очень мощное демографическое давление. Предположительно своего апогея террасное земледелие достигло 30–40 годы XX века, когда стабилизировалась социально-политическая ситуация в регионе и начало развиваться здравоохранение и образование.

Таким образом, современные террасные поля горного Дагестана - это следствие многовекового, в отдельных случаях тысячелетнего, вовлечения в аграрное производство участков с почвами все более низкого бонитета, сопровождавшегося прогрессивной интенсификацией производства, ростом площадей и совершенствованием агротехники. Итогом развития террасного земледелия в Дагестане стало повсеместное распространение террас на всех участках, где имелся почвенный покров. Установлено, что в настоящее время общая площадь террасных полей достигает 1500 км<sup>2</sup> (Борисов и др., 2016). Нижняя граница зоны террасирования располагается на уровне 400 м; верхняя граница в отдельных районах достигает 2400 м.

Таким образом, начиная с эпохи средней бронзы, антропогенный фактор становится определяющим в развитии почв региона. Но в горной зоне благодаря тому, что земледелие было возможно только в террасной форме, последствия антропогенной деятельности коренным образом отличаются от последствий земледелия на равнинных участках. Принято считать, что в большинстве случаев антропогенное преобразование имеет явно выраженный деструктивный характер, и в первую очередь это связано с активизацией эрозионных процессов. В условиях распространения склоновых процессов в горах это становится особо актуаль-

ным. На этом фоне в полной мере раскрывается почвенно-ландшафтное значение террасирования склонов. Остановимся подробно на трех аспектах влияния антропогенного фактора в виде террасного земледелия на эволюцию почв региона:

1. Аккумуляция мелкозема. При террасировании склонов в положительную сторону изменяется баланс почвообразования; начинается аккумуляция мелкозема на поверхности террасного полотна и начинается рост почвенного профиля. Интенсивность роста почвенного слоя зависит от уклона местности, гранулометрического состава, свойств подстилающих пород, особенностей агротехники и ряда других факторов. В результате удается решить основную проблему земледелия на склоновых территориях – сократить вплоть до полного устранения эрозионные процессы. Это приводит к созданию почвенных тел, существование которых в данной литологической и геоморфологической обстановке невозможно. По предварительным наблюдениям средняя мощность почвенного слоя террас составляет около 1–2 м. Зачастую можно видеть террасы с почвенным слоем мощностью до 3–5 м. Особо отметим, что это наблюдается на склонах крутизной 30–45°, где в естественных условиях мощность почвы не превышает 10–30 см, либо почвенный покров выражен фрагментарно.

Было бы неверно утверждать, что на террасированных склонах нет эрозионных потерь мелкозема. Несмотря на то, что склоны террас задернованы, процессы разрушения откосов все же происходят, и это связано в первую очередь с подрезкой дерна в области тылового шва террасы. В этой ситуации наблюдается медленное течение материала верхнего слоя откоса террасы по аналогии с почвенным крипом. Но в целом, в условиях равновесного состояния потеря грунта за счет подрезания откоса террасы компенсируется поступлением на террасу грунта от размыва вышележащей террасы. В этих условиях увеличивается мощность пахотного слоя, а сама терраса несколько смещается относительно своего исходного положения, углубляясь тыловым швом в склон. Таким образом, первое и основное проявление антропогенного фактора в эволюции почв горного Дагестана заключается в создании почвенных тел, мощность которых на порядок, и более, превышает мощность естественных почв региона.

2. Активизация процессов выветривания. Вторая роль антропогенного фактора заключается в резком возрастании поступления в почву материала почвообразующих пород. Это связано с тем, что в области тылового шва в верхней части террасы происходит распашка почвообразующей породы. В этом месте создаются условия для активного размыва почвообразующей породы и вовлечения материкового грунта в пахотный слой. Очевидно, почвы на этом участке обладают весьма низким плодородием, и требуют непременно внесения удобрений, что объясняет обилие керамики, мелких камней и бытового мусора именно в этой зоне. Постепенно грунт с верхней части тер-

расного полотна перемещался вниз и откладывался в центральной и нижней части террасы. Кроме того, вдоль верхней границы террасного полотна при вспашке зачастую специально делается несколько проходов плугом по одной борозде (Агларов, 1964), что способствует уменьшению угла наклона террасы и быстрому приобретению террасой горизонтальной поверхности. В результате активного размыва и распашки почвообразующей породы в верхней части террасы поверхность террасного полотна приближается к горизонтальной, а сама терраса приобретает равновесное состояние. Поэтому почвы и крупных (площадью в тысячи квадратных метров), и небольших (площадью в несколько квадратных метров) террас отличаются чрезвычайно сильным варьированием свойств. При этом субстрат, из которого состоят земельные террасы приобретает ряд специфических свойств, в частности происходит равномерное распределение по профилю мелких (менее 3 см) обломков горных пород. Кроме общих факторов, определяющих характер почвенных свойств в горной зоне, таких как экспозиция склона, абсолютная высота, уклон местности, форма склона и характер подстилающих отложений, на свойства почв террас оказывают значительное влияние положение разреза на террасе. В нижней части террасы формируется полный почвенный профиль с системой погребенных горизонтов, а в области тылового шва преобладает невыветренный материал почвообразующей породы.

3. Изменение водного и температурного режима почв. Террасирование склонов и создание обширных участков с горизонтальной поверхностью позволяет нивелировать экспозиционную дифференциацию почвенного покрова горной зоны (Владыченский, 1998) и обеспечивает одинаковые условия для выращивания растений на склонах южной и северной экспозиции. Это особенно важно для высокогорной зоны и крутых склонов, где лимитирующим фактором выступает теплообеспеченность, так как позволяет существенно расширить площади пахотных почв, в первую очередь, за счет увеличения суммарной радиации на террасированных склонах северной экспозиции. В результате верхняя граница зоны возможного земледелия смещается еще выше. Не менее важным последствием террасного земледелия является регулирование водного режима. На террасированных склонах практически вся влага может рассматриваться как продуктивная; исключение составляет лишь внутрипочвенный сток. Благодаря этому возможна экспансия земледелия

в районе нижней границы, где лимитирующим фактором является влагообеспеченность.

Таким образом, в горной зоне Дагестана на высотах от 400 до 2400 м антропогенный фактор в эволюции почв является определяющим, и его последствия не имеют аналогов в равнинной зоне. Результатом антропогенной деятельности в горном Дагестане является беспрецедентное по своим масштабам вовлечение в почвообразование материала почвообразующей породы, его окультуривание, и практически полное устранение эрозионных потерь мелкозема. Это приводит к созданию чрезвычайно мощных почвенных тел, существование и функционирование которых в условиях повсеместного распространения склонов невозможно.

### Литература

1. Ellis E.C., Ramankutty N. Putting people in the map: anthropogenic biomes of the world // *Front Ecol. Environ.* 2008. V. 6. P. 439–437
2. Foley J. A., DeFries R., Asner G. P., Barford C., Bonan G., Carpenter S. R., Chapin F. S., Coe M. T., Daily G. C., Gibbs H. K., Helkowski J. H., Holloway T., Howard E. A., Kucharick C. J., Monfreda C., Patz J. A., Prentice I.C., Ramankutty N., Snyder P. K. Global consequences of land use // *Science*. – 2005. – V. 309. – P. 570–574.
3. Вавилов Н. И. Центры происхождения культурных растений. — Л.: Тип. им. Гутенберга, 1926.
4. Вавилов Н.И. Мировой опыт земледельческого освоения высокогорий // *Природа*. 1936. № 2. С. 74–84.
5. Марковин В.И., Мунчаев Р.М. Неолитическая стоянка близ г. Буйнакска (Дагестан) // *КСИИМК*, 67, 1957, С. 78–82.
6. Котович В.Г. О хозяйстве населения горного Дагестана в древности // *Советская археология*, 1965, № 3. С 5–13.
7. Гаджиев М.Г. Древнее земледелие и скотоводство в горном Дагестане // *Северный Кавказ в древности и в средние века*. М.: Наука, 1980.
8. Агларов М.А. Техника сооружения террасных полей и вопросы эволюции форм собственности // *Ученые записки. Том XIII. Серия историческая*. Махачкала, 1964. С. 177-193.
9. Марковин В.И., Мунчаев Р.М. Северный Кавказ. Очерки древней и средневековой истории и культуры. Тула: Гриф и К, 2003.
10. Амирханов Х.А. Начало земледелия в Дагестане // *Природа*. 1983. № 2. С. 52–57.
11. Котович В.М. Верхнегуньбское поселение. Махачкала: ИИЯЛ ДФ АН СССР, 1965.
12. Владыченский А.С. Особенности горного почвообразования. М.: Наука, 1998. 191с.
13. Борисов А.В., Идрисов И.А., Коробов Д.С. Террасное земледелие в горном Дагестане. В сб. XXIX Крупновские чтения. Грозный. 2016. С.261–263.

## К ПРОБЛЕМЕ УЧАСТИЯ ГРАБА ОБЫКНОВЕННОГО (*Carpinus betulus* L.) В ЛЕСНЫХ СООБЩЕСТВАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО РЕГИОНА РУССКОЙ РАВИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

О.К. Борисова

*Институт географии РАН, Москва; e-mail: olgakborisova@gmail.com*

Последовательность смены доминантов лесных формаций в Центральном регионе (ЦР) Рус-

ской равнины на протяжении голоцена была впервые реконструирована по данным пыльцево-

го анализа М.И. Нейштадтом [1]. Представления о длительности голоцена и его этапов в этой работе основывались на корреляции пыльцевых зон с североευропейской климатостратиграфической шкалой Блитта-Сернандера и с варвометрической хронологией, разработанной для Скандинавии. Дальнейшее накопление палеоботанических данных сопровождалось совершенствованием пыльцевого анализа на всех его этапах, включая выделение микрофоссилий из осадков, определение пыльцы и интерпретацию палинологических данных, получившую надежное обоснование благодаря специальным исследованиям процесса формирования пыльцевых спектров. Широкое применение радиоуглеродного датирования обеспечило хронологическую основу для этих реконструкций. Новым этапом обобщения палеоботанических данных в масштабах Северной Евразии стала монография Н.А. Хотинского [2]. При расчленении голоцена им была принята за основу схема Блитта-Сернандера, адаптированная для региональных условий, существенно детализированная и соотношенная с радиоуглеродной хронологией. В результате этих исследований для ЦР Русской равнины была установлена последовательность смены основных и сопутствующих лесных формаций в течение голоцена. Проведенные реконструкции показали, что максимум потепления (климатический оптимум голоцена) приходился на позднеатлантическое время, тогда как максимум увлажнения достигался в позднем голоцене, начиная со второй половины суббореала [2].

Анализ собранных к настоящему времени палинологических и геохронологических данных ([3–5] и мн. др.) позволяет осуществить более подробную реконструкцию развития растительности в ЦР Русской равнины в голоцене. Согласно этим данным, в пребореале в растительности ЦР еще сохранялись некоторые черты, унаследованные от позднеледникового: участие перигляциально-степных элементов, примесь сибирского кедра (*Pinus sibirica*) в лесных сообществах, присутствие микротермных кустарников (*Betula nana*). Бореальное потепление способствовало быстрому развитию лесов, в которых преобладали сосна и береза. Уже начиная со второй половины бореала, в ЦР происходило расселение широколиственных пород (вяза, затем дуба, липы и несколько позже – ясеня и клена). При дальнейшем потеплении и смягчении континентальности климата в атлантическое время их доля в фитоценозах существенно возросла, и в позднем атлантике в ЦР сложились широколиственные леса с лещиной и другими мезофильными кустарниками в подлеске. В условиях высокой грунтовой влажности развивались заболоченные леса из черной ольхи (*Alnus glutinosa*); рост увлажнения способствовал также расселению серой ольхи (*A. incana*). Суббореальное похолодание благоприятствовало развитию еловых лесов, которые особенно широко распространились в ЦР в раннем субатлантике, потеснив широколиственные формации.

В западных и юго-западных районах Русской равнины под воздействием потепления в среднем голоцене происходило расселение граба. Этот процесс был впервые исследован М.И. Нейштадтом [1]. Созданная им серия карт демонстрирует долю пыльцы (п.) граба в процентах от суммы п. древесных пород на разных этапах голоцена и наглядно показывает, что максимальное расселение граба на Русской равнине произошло в конце среднего голоцена (в суббореале), после чего его ареал сократился до современных пределов. Сопоставив современный ареал граба с наличием его п. в рецентных пробах, М.И. Нейштадт пришел к выводу, что даже незначительный процент п. граба свидетельствует о его участии в локальной растительности. Нужно отметить, что согласно данным, собранным к тому времени, в ЦР Русской равнины п. граба не отмечалась ни в поверхностных пробах, ни в отложениях голоцена, тогда как на современном этапе развития пыльцевого анализа зарегистрированными нередко оказываются пыльцевые зерна, которые встречаются крайне редко (1–2 на 1000). Этим «повышением чувствительности метода» объясняются единичные находки п. граба в рецентных пробах не только в ЦР, но и на всей Европейской территории России, включая Кольский п-ов и бассейн Вятки. Как и другие ветроопыляемые породы деревьев, граб производит большое количество п., и ее дальний занос в небольшом количестве вполне закономерен. В связи с этим, по нашему мнению, единичные находки п. граба в отложениях голоцена сами по себе не могут служить достаточным основанием для вывода о его участии в составе растительности в ЦР в оптимум голоцена, к которому пришли некоторые исследователи, пользуясь современными палинологическими данными [6,7].

Граб обыкновенный – дерево до 25 м высотой, на восточной границе ареала растущее иногда кустовидно, очень теневынослив; мезофит, мезотерм, мезотроф: быстрее растет на богатых почвах с присутствием извести, не выносит заболачивания и кислых почв; обычно растет в смеси с широколиственными породами и особенно часто – во втором ярусе леса [8]. Для ЦР Русской равнины во вторую половину оптимума предшествующего, микулинского межледникового были характерны очень высокие содержания п. граба (до 40–50% от суммы п. деревьев) – т. н. «зона граба» по В.П. Гричуку [9]. Присутствие граба в лесах ЦР в это время подтверждено находками его плодов. В современных пробах п. граба вне его ареала встречается лишь изредка и единично. В наиболее подробно исследованных разрезах отложений голоцена в ЦР, несмотря на низкие содержания (до 1–2%), п. граба образует непрерывную кривую, приуроченную, как и в микулинское межледниковье, ко второй половине оптимума. Для решения вопроса об участии граба в лесных сообществах ЦР Русской равнины в голоцене большое значение имеют недавние находки древесины граба на неолитическом поселении

Замостье-2 в бассейне р. Дубны [10]. Датировки этой древесины составили от 6,3 до 5,5 тыс. <sup>14</sup>С л. н. [10]. Учитывая экологические требования граба, можно предположить, что в оптимум голоцена он мог продвигаться наиболее далеко на северо-восток по Смоленско-Московской возвышенности, по склонам южной экспозиции с богатыми почвами на карбонатных породах.

Полнее проследить изменения в составе лесных сообществ в ЦР, происходившие в среднем голоцене, позволяет метод эколого-географического анализа [11], который состоит в картографическом суммировании современных ареалов всех видов растений, входивших в ископаемую флору (ИФ) данного района, и определении той территории, где в настоящее время произрастают совместно большинство видов этой ИФ. Природные условия такой территории (т. н. современного центра концентрации – СЦК) наилучшим образом соответствуют экологическим требованиям всего комплекса видов ИФ. СЦК видов, входящих в ИФ раннеатлантического времени, находится на западной оконечности Смоленско-Московской возвышенности [12], где в настоящее время соседствуют широколиственно-еловые подтаежные леса, влажные березово-черноольховые леса с елью, черноольховые топи, осиновые и березовые леса с примесью широколиственных пород, липово-дубовые и дубовые леса, а также сосняки разных типов [13]. С юго-запада к этому СЦК примыкают участки грабово-дубовых прибалтийско-белорусско-полесских лесов. СЦК видов среднеатлантической ИФ расположен к западу от предыдущего, в низовьях р. Неман. Для этой территории характерны неморально-травяные сложные ельники, широколиственно-еловые (с *Quercus robur* и *Carpinus betulus*) леса, мелколиственные леса с примесью широколиственных пород и участки грабово-дубовых лесов на юге; встречаются также участки южнотаежных и подтаежных сосновых лесов [13]. СЦК раннесуббореальной ИФ охватывает часть бассейна Западной Двины и верховья бассейнов рек Великой и Ловати, где широко представлены разные типы ельников. С неморально-травяными еловыми лесами там сочетаются сосновые, елово-сосновые и еловые зеленомошные кустарничковые и лишайниковые леса, долгомошные и сфагновые леса, а также осиновые и березовые леса с примесью широколиственных пород [13].

Эколого-географический анализ ИФ позволяет также оценить основные климатические показатели для соответствующих им временных интервалов. Сравнение климатических условий в СЦК с современными условиями в районе Клинско-Дмитровской гряды показывает, что в среднем голоцене континентальность климата на этой территории была значительно ниже современной. При средней температуре июля, близкой к современной (около 17°C), температура января в раннем атлантике была на 2° выше, в среднем атлантике – на 5–6° выше и в конце атлантика-начале суббореала – на 3° выше современной (–10°C).

Годовая сумма осадков в течение всего среднего голоцена была близка к современной (около 600 мм). Длительность безморозного периода изменялась в широких пределах: в первой половине атлантического периода голоцена она превышала современную на 15 дней, во второй половине – на 30 дней, а к началу суббореала сократилась до современной (130 дней).

Проведенный анализ показывает, что в оптимум голоцена граб на северо-восточном пределе ареала мог достигать Клинско-Дмитровской гряды, где до настоящего времени сохраняются наиболее северные массивы широколиственных лесов богатого флористического состава [14]. Его исчезновение в ЦР Русской равнины, вероятно, было связано со значительным понижением зимних температур.

Работа выполнена по проблеме П-69 «Динамика и механизмы изменения ландшафтов, климата и биосферы в кайнозое».

### Литература

1. Нейштадт М.И., 1957. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 404 с.
2. Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. М.: Наука, 1977. 200 с.
3. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 3. С. 30–42.
4. Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M. The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region // Paleontological Journal. 2000. V. 34. Suppl. 1. P. S67–S74.
5. Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O., Lacourse T., Subetto D., Torssander P., Romanenko F. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // Journal of Paleolimnology. 2006. V. 35. P. 543–569.
6. Смирнова О.В., Турубанова С.А. Изменение видового состава и распространения ключевых видов деревьев (эдикаторов) лесного пояса с конца плейстоцена до позднего голоцена // Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность. Кн. 1. М.: Наука, 2004. С. 118–134.
7. Авдеева Е.Ф. Динамика ареала граба обыкновенного (*Carpinus betulus* L.) в позднеледниковье-голоцене на территории Восточной Европы // Динамика экосистем в голоцене. М-лы Второй Росс. науч. конф. Екатеринбург; Челябинск: Рифей, 2010. С. 25–29.
8. Ареалы деревьев и кустарников СССР. Т. 1. Л.: Наука, 1977. 164 с.
9. Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-западной части Русской равнины. М: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.
10. Lozovski V., Lozovskaya O., Mazurkevich A., Hookk D., Kolosova M. Late Mesolithic-Early Neolithic human adaptation to environmental changes at an ancient lake shore: The multi-layer Zamostje 2 site, Dubna River floodplain, Central Russia // Quaternary International. 2014. V. 324. P. 146–161.

11. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
12. Борисова О.К. Изменения растительности на Верхневолжской низменности и прилегающих возвышенностях в среднем голоцене // Неолитические культуры Восточной Европы: хронология, палеоэкология, тради-

ции. М-лы междунаrodn. науч. конф. СПб: ИИМК РАН, 2015. С. 277–280.

13. Растительность европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. 429 с.

14. Любимова Е.Л. Очерк растительности природных районов Московской области // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1957. Вып. 71. С. 42–82.

## РАЗМЕРНО-ВОЗРАСТНАЯ СТРУКТУРА ПОПУЛЯЦИЙ ЛЕСООБРАЗОВАТЕЛЕЙ В ПЕРЕУВЛАЖНЕННЫХ СЕВЕРОТАЕЖНЫХ ЕЛЬНИКАХ В СВЯЗИ С ИХ МНОГОЛЕТНЕЙ ДИНАМИКОЙ В УСЛОВИЯХ СЛАБОГО АНТРОПОГЕННОГО ПРЕССА

Т.Ю. Браславская

*Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН; Москва, Профсоюзная ул., 84/32;  
e-mail: t-braslavskaya@yandex.ru*

С целью наблюдений за динамикой малонарушенных старовозрастных северотаежных ельников (X класс возраста – 200 лет) в 2009 г. заложены 2 постоянные пробные площади по 0,5 га в Пинежском районе Архангельской области и на них проведены детальные исследования структуры популяций ели и березы. Подбор участков для заложения пробных площадей проводили по признакам, позволявшим предполагать минимальное воздействие пожаров и лесозаготовок. Одна пробная площадь (далее – пойменный ельник) расположена в притеррасной пойме р. Кулой (65°9,37' с.ш. 43°37,54'), в ельнике таволговом (тип леса – ельник приручейный [1]) на аллювиальной иловато-торфяной почве; участок ежегодно заливают воды весеннего паводка, после чего он переувлажнен большую часть лета; следы пожаров здесь не были выявлены ни в почвенном профиле, ни на стволах деревьев. Вторая пробная площадь (далее – плакорный ельник) расположена в краевой части Двинско-Пинежского междуречья (64°30,33' с.ш., 42°54,58' с.ш.), на территории Пинежского государственного заповедника, в ельнике чернично-вороничном (тип леса – ельник чернично-долгомощный [1]) на подзолистой контактно-осветленной глееватой суглинистой почве, в профиле которой под подстилкой были обнаружены угли; избыточное увлажнение здесь обусловлено залеганием на глубине 40 см водоупора – глинистой морены. Исследования на этих пробных площадях включали учет и картирование всех стволов древесных растений диаметром 2 см и более; также у деревьев ели и березы были выборочно в каждой ступени диаметра проведены определение высоты и протяженности живой кроны, отобраны керны в основании ствола для определения календарного возраста (в плакорном ельнике – 88 елей, 24 берез; в пойменном ельнике – 120 елей, 45 берез).

Максимальный возраст ели, выявленный в результате исследований, оказался равен 268 лет в плакорном ельнике, 277 лет в пойменном ельнике. Общая популяционная плотность лесообразователей в плакорном ельнике: ели – 2838 экз./га, березы – 874 экз./га; в пойменном ельнике: ели – 1490

экз./га, березы – 520 экз./га. На обеих пробных площадях распределение деревьев ели и березы по диаметру непрерывное в диапазоне 2–30 см и имеет сильно выраженную левую асимметрию; распределение по высоте также непрерывное в диапазоне 4–20 м и левосторонне-асимметричное; такая размерная структура типична для мезофитных и гигрофитных старовозрастных темнохвойных таежных лесов различных типов [2–7]. В обоих сообществах у ели распределение по возрасту в диапазоне 40–190 лет почти непрерывное, причем среди младших (40–80 лет) и средних по возрасту (80–120 лет) деревьев примерно половина имеют диаметр менее 8 см и высоту не более 5 м, находятся в угнетенном состоянии. Подобное соотношение распределений деревьев по диаметру и по возрасту, отражающее массовую задержку роста и развития, описывал С.А. Дыренков [3] в переувлажненном ельнике чернично-долгомощном. Таким образом, данные, полученные на двух обследованных пробных площадях, не уникальны, что позволяет рассматривать выводы из их анализа тоже как имеющие более общий характер. На основе выявленной у лесообразователей размерно-возрастной структуры можно попробовать реконструировать динамику их популяций и в целом сообществ для периода второй четверти XIX – третьей четверти XX века.

В обоих сообществах прослеживается непрерывность возобновления лесообразователей, особенно при рассмотрении объединенного возрастного ряда деревьев ели и березы в диапазоне 40–190 лет (в возрасте моложе 40 лет деревья учетного размера еще единичны, а до возраста более 190 лет многие деревья не доживают). Большие выборки кернов, проанализированные для ели, демонстрируют также и равномерность распределения деревьев по возрасту – по 2–6 экз./га для конкретного года. Это означает, что в исследованных популяциях не выражены дискретные поколения, нередко выделяемые у темнохвойных видов в длительно существующих разновозрастных лесах по критериям разрывов в возрастном ряду и неравномерности распределения деревьев по возрасту [8,9]; ранее было отмечено, что выявление



такой возрастной структуры может быть следствием анализа не очень больших выборок кернов [10]. Как уже сказано выше, в исследованных сообществах около половины появившихся экземпляров ели развивались неблагоприятно; но при этом они не отмирали. То и другое можно связывать с пространственной структурой переувлажненных ельников – сгущением деревьев в плотные био группы смешанного видового состава, приуроченные к возвышениям микрорельефа. Приживающиеся всходы ели испытывают угнетение вследствие затенения внутри био групп или же вследствие стресса от переувлажнения на периферии био групп (на склонах микроповышений). В последнем случае они получают постоянную боковую подсветку из открытых пространств между био группами, в результате чего имеют возможность выживать в течение многих десятилетий, несмотря на стресс от переувлажнения: максимальный выявленный возраст угнетенных экземпляров высотой не более 5 м, растущих в таких условиях, – 210 лет. Такие наблюдения позволяют предполагать, что равномерно-низкое распределение ели по возрасту сформировалось не в результате высокой смертности среди появившихся в сообществе деревьев, а в результате постоянного действия факторов, затрудняющих их появление. Этими факторами могли быть ежегодная низкая интенсивность семеношения ели в условиях переувлажнения и недостаток дренированных участков, пригодных для приживания всходов, причем причиной последнего как раз и могло быть длительное сохранение деревьями ели жизнеспособности на пределе их возможностей.

Наряду с этим, анализ возрастов у единичных деревьев ели, которые наиболее благополучно развивались в обследованных сообществах, показывает, что условия для их приживания возникали примерно каждые 5–10 лет в течение всего периода второй четверти XIX – третьей четверти XX века (причем в те же самые годы появлялись и другие деревья, дожившие до настоящего времени в угнетенном состоянии). Наблюдения за приуроченностью благополучно развивающихся деревьев ели с диаметром 2–3 см (тоже единичных) позволяют предположить, что условия для их приживания создаются при выпадении наиболее развитых и крупных деревьев с образованием на их месте особенно больших возвышений, еще не занятых конкурентами, – вывальных бугров или буреломных пней. Поскольку крупные деревья ели и березы размещены в обследованных сообществах достаточно разреженно, то они выпадают поодиночке и не инициируют своим падением такие явления как групповой распад древостоя и массовое высвобождение дренированных повышений; соответственно, не увеличивается при этом и интенсивность лесовозобновления.

Тот факт, что описанная структура выявлена в северотаежном плакорном ельнике, где в прошлом несомненно произошел пожар, приводит к

заключению, что в условиях фонового режима избыточного увлажнения даже после такого (эпизодического) воздействия не меняется принципиальным образом динамика популяций лесообразователей и сообществ, предполагаемая как основа этой структуры: видимо, недостаток подходящего для поселения деревьев субстрата остается мощным регулятором лесовозобновления.

Вместе с тем, как уже упоминалось, хорошо известна аналогичная размерная структура популяций и пространственная структура сообществ и в мезофитных темнохвойных и смешанных таежных лесах, спонтанно развивающихся в течение нескольких столетий [3–7]. Это позволяет предполагать, что в мезофитных условиях динамику популяций лесообразователей и сообществ могут регулировать некоторые мощные факторы, похожие на обсуждаемые выше. Одним из таких факторов в мезофитных таежных лесах тоже может быть недостаток субстрата, подходящего для приживания всходов деревьев, но обусловленный в этих случаях высоким проективным покрытием наземных мхов или видов травяно-кустарничкового яруса, достаточно быстро восстанавливаемыми после эпизодического пожара на тех участках, куда не успели сразу поселиться деревья первого поколения.

### Литература

1. Львов П.Н., Ипатов Л.Ф. Лесная типология на географической основе. Архангельск: Северо-западное книжное издательство, 1976. 195 с.
2. Воропанов П.В. Ельники Севера. М.–Л.: Гослесбумиздат, 1950. 179 с.
3. Дыренков С.А. Структура и динамика таежных ельников. Л.: Наука, 1984. 173 с.
4. Коренные еловые леса Севера: биоразнообразие, структура, функции. СПб.: Наука, 2006. 337 с.
5. Ставрова Н.И. Структура популяций древесных растений на разных стадиях восстановительных сукцессий в лесах Европейского Севера России // Актуальные проблемы геоботаники. 3-я Всеросс. школа-конференция. Лекции. Петрозаводск: Карельский науч. центр РАН, 2007. С. 397–407.
6. Алейников А.А., Лазников А.А. Популяционная структура древесных видов разновозрастных еловых пихтарников Северного Предуралья // Вестник МГУЛ – Лесной вестник. 2012. № 2(85). С. 32–37.
7. Omelko A., Ukhvatkina O., Zhmerenetsky A. Disturbance history and natural regeneration of an old-growth Korean pine-broadleaved forest in the Sikhote-Alin mountain range, southeastern Russia // Forest Ecology and Management. 2016. V. 360. № 1. P. 221–234.
8. Ивашкевич Б.А. Девственный лес, особенности его строения и развития (по наблюдениям в Дальневосточном крае) // Лесное хозяйство и лесная промышленность. 1929. № 10. С. 36–44. № 11. С. 40–47.
9. Казимиров Н.И. Ельники Карелии. Л.: ЛО «Наука», 1971. 138 с.
10. Абатуров А.В., Браславская Т.Ю., Кулешов А.П., Алейников А.А. Некоторые особенности возрастной структуры темнохвойных лесов Печоро-Ильчского заповедника // Тр. Печоро-Ильчского заповедника. 2010. Вып. 16. С. 5–10.

## ОСТАТКИ СОБАК КАК ИНСТРУМЕНТ ИСТОРИЧЕСКИХ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Д.Д. Васюков<sup>1</sup>, А.Б. Савинецкий<sup>1</sup>, Б.Ф. Хасанов<sup>1</sup>, О.А. Крылович<sup>1</sup>, S. Brown<sup>2,3</sup>, C. Darwent<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Лаборатория исторической экологии, Институт проблем экологии и эволюции РАН,  
Москва, Ленинский просп., 33; e-mail: tipa2128506@gmail.com

<sup>2</sup>Department of Anthropology, University of California, Davis, CA 95616-8522, United States

<sup>3</sup>Canid Diversity and Conservation Laboratory, Center for Veterinary Genetics, University of California, Davis,  
CA 95616, United States

Одомашнивание волка человеком, происходившее, по всей видимости, несколько раз в разных регионах и в разное время ([1,2] и др.), привело к возникновению «домашнего» подвида – собаки (*Canis l. familiaris*). Исторические, археологические и генетические исследования говорят о том, что собака, в большинстве случаев, распространялась вместе с людьми, заселяя новые территории. Будучи преимущественно синантропным видом, собака своим ареалом практически схожа с ареалом человека и, на сегодняшний день населяет почти все материки планеты (до недавнего времени – даже Антарктиду).

Отношения между собакой и человеком практически всегда обоюдовыгодны. В то время как польза, получаемая собакой, различается не сильно, хозяйственное использование собаки человеком может существенно отличаться. В современном разнообразии собак есть те или иные породы или породные группы, выведенные человеком специально (а в некоторых случаях неосознанно) для тех или иных хозяйственных нужд. Благодаря тому, что подобный союз собаки и человека длится в течение многих тысяч лет, сегодня их остатки находят во многих археологических памятниках по всему миру [3].

Результаты всестороннего изучения остатков собак почти всегда говорят и о человеке, с которым они жили. Вместе с традиционными археозоологическими методами исследования, относительно новые методы исследования археологических объектов, такие как анализ стабильных изотопов, палеогенетические исследования и пр., позволяют не только получать новые данные о миграциях и питании древних людей и их собак, но и о климатических изменениях вокруг них. Космополитичность ареала собаки, и ее относительно долгое сосуществование с человеком позволяют использовать ее в качестве модельного вида в палеоэкологических и палеоклиматических исследованиях.

Материалом нашего исследования явились остатки собак из археологических памятников двух регионов, Чукотки и Египта. История взаимоотношений собаки и человека в этих двух районах Земли складывалась независимо. Несмотря на традиционное представление о важности роли собаки в жизни, как египтян, так и морзвербоев Чукотки, ни в одном из регионов не было сделано систематических исследований остатков скелетов собак.

### Древние собаки Чукотки

Ископаемый материал представлен 628 костями взрослых собак и 53 костями щенков из культурных слоев археологических памятников Канискак (148 костей), Эквен (100 костей) и Пайпельгак (433 кости), а также тремя целыми скелетами собак из погребений на могильнике Эквен и поселении Пайпельгак.

Собаки, по всей видимости, играли важную роль в жизни морских зверобоев Чукотки, начиная, как минимум, с третьего века до н. э. В культурных слоях исследованных археологических памятников процент остатков костей собак составлял от 2% до 12% (от костей всех млекопитающих), что значительно больше, чем в палеоэскимосских памятниках [4,5].

Морфологическое сравнение выборки современных ездовых и не ездовых собак позволило выявить количественное отличие в пропорциях большеберцовых костей, являющееся, по всей видимости, прижизненной адаптацией к дополнительной нагрузке, испытываемой ездовой собакой. Эти отличия позволяют с большой уверенностью отличать большеберцовые кости ездовых собак от таковых не ездовых собак из археологического контекста. В соответствии со значениями вычисленных большеберцовых индексов, 18 целикомых ископаемых большеберцовых костей из слоев известного возраста были ранжированы на принадлежавшие ездовым и не ездовым собакам. Все три образца из периода cal BC 370 — cal 700 AD были определены как принадлежавшие не ездовым собакам, тогда как 11 из 15 (73%) из периода cal 701–1600 AD принадлежали ездовым собакам. Несмотря на небольшую выборку, период до 700 AD статистически значимо отличается от периода после 700 AD ( $p < 0,05$ , точный тест Барнарда). Примечательно, что все три собаки из ритуальных погребений (две на Эквене и одна на Пайпельгаке) были точно идентифицированы как ездовые. На основе имеющихся данных мы предполагаем, что ездовое собаководство не было распространено на Чукотке до начала VIII в. н.э. Вероятно, оно появилось здесь между VII и XI веками и, скорее всего, было принесено людьми из других районов.

Анализ динамики размеров собак показал, что древние собаки Чукотки не были одинаковыми как в отдельно взятые периоды, так и на протяжении всего исследованного времени. Разброс по высоте в холке составлял около 20 см (от 42 до

65 см). В период 200 гг. до н. э. – 400 гг. н. э. наблюдаются относительно крупные размеры собак по сравнению с последующими периодами.

В период с 700 гг. до 1200 гг. н.э. в популяции чукотских собак происходит увеличение разнообразия митохондриальных гаплотипов (преимущественно за счет появления гаплотипов, распространенных среди азиатских собак), что говорит о появлении на Чукотке собак из других районов с какими-то новыми мигрантами, на что также указывает появление ездовых собак, предположительно отсутствовавших до VIII в. н.э.

Собаки, несомненно, имели ритуальное значение для древних морзверобоев; однако надо отметить, что все известные погребения собак (как полных скелетов, так и их фрагментов) – на Эквене [6,7], Аляске [8], Пайпельгаке [7] – появляются около начала второго тысячелетия н. э.

Полученные результаты, скорее всего, связаны друг с другом какими-то событиями, одновременно являвшимися и их причиной. Это могли быть миграции (не обязательно крупномасштабные, как в период культуры эскимосов туле) каких-то народов из других районов на берега Чукотки. Эти люди приходили со своими собаками, вероятно, отличавшимися от собак морских зверобоев как по генотипическому разнообразию, так и внешне. Эти же или другие народы, но примерно в то же время или раньше, предположительно, привнесли ездовое собаководство в уклад морских охотников Чукотки, что, вероятно, дало возможность произойти последней крупной миграции эскимосов из района Берингова пролива в Восточную Арктику.

#### **Захоронение собак в Фаюмском оазисе, Египет**

Собака занимала особое место в жизни Египтян [9–11], о чем свидетельствуют древнеегипетские изображения собак [12] и их многочисленные мумии, которые находят в гробницах и некрополях. Недавно найденное захоронение собак на территории древнего коптского кладбища археологического памятника Дейр эль-Банат (Фаюм, Египет) является уникальным в своем роде. Захоронение представляло собой небольшую яму, сверху которой лежал скелет молодого человека, а в низу – тесно сваленные скелеты как минимум 142 собак, 86% которых – щенки разного возраста. Тела щенят и морды некоторых взрослых особей, были обвязаны растительными волокнами, а сохранившиеся мягкие ткани были подвержены естественной мумификации. На коже и костях многих собак были обнаружены следы глины и ила, а складки высохшей кожи, как и остальное пространство между телами собак наполняли немногочисленные пупарии мух и остатки имаго и личинок жуков кожеедов. Три радиоуглеродные датировки относят погребение к самому началу нашей эры (cal BC 37 – cal 57 AD), что соответствует так называемому «римскому» периоду Египта. В это время Египет населяли и многие другие народы, греки, сами римляне и собственно египтяне – копты.

Морфометрический анализ костей взрослых особей, не позволяет отнести собак к какой-либо одной группе, и тем более к породам, к тому времени уже существовавшим в Египте. Разброс высчитанных по разным элементам скелета высот в холке и масс тела составил 39–61 см и 9–25 кг. Сравнение этих усредненных показателей с другими данными показало схожесть исследуемых собак с современными собаками париями из Египта и Судана.

Отсутствие прослоек почвы, а также компактное размещение останков собак говорят о том, что захоронение произошло единовременно и быстро. Наличие следов глины и куколок мух свидетельствует о том, что трупы собак лежали довольно продолжительное время недалеко от воды и разлагались. Об их ненасильственной смерти говорит отсутствие каких-либо отметок, следов воздействия орудий, на костях. Сам факт попадания этих собак на территорию кладбища, наличие обвязок и некоторые другие особенности указывают на то, что эти полуразложившиеся трупы с должной тщательностью были собраны жителями Фаюма и принесены на место захоронения. Известно, что при разливе Нила в августе-октябре происходит затопление низменностей, в том числе и Фаюмской низменности [13]. Также известны годы с высокой водой, происходившие в историческое время, когда вода поднималась выше обычного уровня [14–16]. Вполне вероятно, аномально высокое наводнение могло вызвать затопление каких-то территорий, где, по нашему предположению, могли находиться питомники собак. По всей видимости, питомник был огорожен или представлял собой строение, из которого было сложно выбраться собакам, что привело к их гибели.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 15-04-04721 и 15-04-09024 и Программы Президиума РАН «Биологические ресурсы России: оценка состояния и фундаментальные основы мониторинга».

#### **Литература**

1. Heidi G. Parker, Lisa V. Kim, Nathan B. Sutter, Scott Carlson, Travis D. Lorentzen, Tiffany B. Malek, Gary S. Johnson, Hawkins B. DeFrance, Elaine A. Ostrander, Leonid Kruglyak. Genetic Structure of the Purebred Domestic Dog // *Science*. 2004. V. 304. 1160–1164.
2. Mietje Germonpré, Mikhail V. Sablin, Martina Lázníčková-Galetová, Viviane Després, Rhiannon E. Stevens, Mathias Stiller, Michael Hofreiter. Palaeolithic dogs and Pleistocene wolves revisited: a reply to Morey // *Journal of Archaeological Science*. 2015. V. 54. P. 210–216.
4. Morey D.F. Burying key evidence: the social bond between dogs and people // *Journal of Archaeological Science*. 2006. V. 33. P. 158–175.
5. Møhl J. Dog remains from a Paleoeskimo settlement in West Greenland // *Arctic Anthropology*. 1986. V. 23. P. 81–89.
6. Pitul'ko V.V., Kasparov A.K. Ancient Arctic Hunters: Material Culture and Survival Strategy // *Arctic Anthropology*, 1996. V. 33. I. 1. P. 1–36.

7. Арутюнов С.А., Сергеев Д.А. Проблемы этнической истории Берингоморья (Эквенский могильник) / Ред. Л.А. Файнберг. – М.: Наука, 1975. – 240 с.
8. Васюков Д.Д. Собаки (*Canis lupus familiaris*) из древних поселений северо-восточного побережья Чукотки / Курсовая работа. Биол. ф-т МГУ, 2011. – 82 с.
9. Larsen H., Rainey F. Ipiutak and the Arctic whale hunting culture // *Anthropological Papers of the American Museum of Natural History*, 1948. V. 42. P. 1–276.
10. Peet T.E. The Cemeteries of Abydos - 1911-1912 Part II // London: Memoir 34, The Egypt Exploration Fund. 1914.
11. Houtart A. Les Chiens dans l'ancienne Egypte // *Chronique d'Egypte*. 1934 V. 9. P. 28–34.
12. *Encyclopedia of the Archaeology of Ancient Egypt* / London and New York. Routledge. Compiled and edited by Bard Kathryn A. 2005. 1227 p.
13. Ash E.C. Dogs: their history and development. E. Benn limited. V. 1. 1927. 778 p.
14. Koopman A. Landscape Reconstruction around Neolithic Kom W, Fayum, Egypt; a Geo-Archaeological Approach / IGBA Report 2008-07. 2008. 137 p.
15. Garbrecht G. Historical water storage for irrigation in the Fayum depression (Egypt) // *Irrigation and Drainage Systems*. 1996, V. 10. P. 47–76.
16. Hassan F.A. Extreme Nile floods and famines in Medieval Egypt (AD 930 - 1500) and their climatic implications // *Quaternary International*. 2007 V. 173-174. P. 101–112.
17. Kraemer B. The Meandering Identity of a Fayum Canal: The Henet of Moeris / Dioryx Kleonos / Bahr Wardan / Abdul Wahbi // *Proceedings of the Twenty-Fifth International Congress of Papyrology, Ann Arbor 2007. American Studies in Papyrology*. P.365–376.

## **ИЗМЕНЧИВОСТЬ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА И АЗОТА В ТОРФЯНЫХ ПОЧВАХ ОЛИГОТРОФНОГО БОЛОТА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

**Е.А. Головацкая, Е.Э. Веретенникова, О.В. Ветрова, Г.В. Симонова**

*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,  
634055, Томск, пр. Академический, 10/3; e-mail: golovatskayaea@gmail.com*

Болотные экосистемы являются уникальными природными объектами, в торфяных залежах которых сохраняется информация об изменениях растительного покрова, климатических изменениях и т.д. Торфяные залежи могут использоваться для палеореконструкций климатических условий, сукцессионных процессов, которые могут быть отражены как в данных о стратиграфии и химическом составе торфа, так и в данных об изменениях изотопного состава органического вещества торфа. Для выполнения таких исследований используются различные методы: анализ ботанического состава торфа, спорово-пыльцевой анализ, радиоуглеродное датирование, анализ раковинных амеб, определение содержания органического вещества (ОВ), индексов гумификации торфа, изотопный анализ ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ),  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  ( $\delta^{15}\text{N}$ ), и  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ )) и т.д.

На основании данных о соотношения изотопов  $\delta^{13}\text{C}$  можно судить о климатических факторах таких как температура, величина испарения, осадки [4,6]. Соотношение изотопов  $\delta^{15}\text{N}$  в почвах и растениях используется при изучении процессов трансформации соединений азота в почвах, а также в качестве показателя замкнутости азотного цикла в экосистеме [3].

Однако среди большого количества исследований, посвященных изучению стабильных изотопов, довольно мало информации, касающейся влияния процессов разложения/гумификации ОВ на изотопный состав в торфяных отложениях, отсутствуют данные о стабильных изотопах гуминовых кислот (ГК) с точки зрения палеоэкологических реконструкций [7].

Цель исследования заключается в изучении динамики стабильных изотопов углерода и азота в гуминовых кислотах торфа в процессе гумификации торфяных залежей олиготрофного болота.

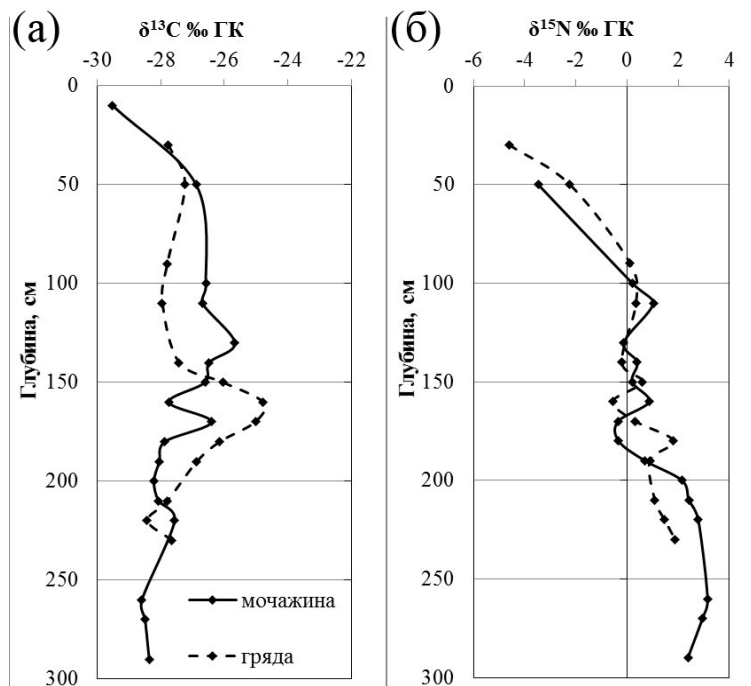
### **Материалы и методы**

Исследовались два торфяных разреза на грядово-мочажинном комплексе (ГМК) олиготрофного болота Бакчарское (стационар «Васюганье» ИМКЭС СО РАН): торфяная залежь мочажины (ГМКМ) мощностью 290 см, возраст придонного слоя 5400 кал. лет и гряды (ГМКГ) мощность торфяной залежи 230 см, начало торфообразования – 2600 кал. л.н. Для исследуемых разрезов проведены анализы ботанического состава торфа и степени разложения торфа; определены содержание общего углерода и азота, отношение C/N, индекс влажности, индекс гумификации; выполнено радиоуглеродное датирование; рассчитана скорость торфообразования.

Изотопный анализ выполнен на изотопном масс-спектрометре (IRMS) Delta V Advantage (ТомЦКП СО РАН, ИМКЭС), соединенном с элементным анализатором Flash EA 2000. Элементный анализатор соединен с IRMS через систему Conflo IV, которая дозирует образцы и газы сравнения. Индексы гумификации и влажности были взяты из работы [1], содержание органического углерода – из [2].

### **Результаты и обсуждение**

Известно, что состав ОВ торфа зависит от растений, образующих торф. Медленная скорость разложения растений-торфообразователей обеспечивает сохранность отношения стабильных изотопов в торфяной залежи. Согласно данным [5] при увеличении осадков, повышении влажности климата  $\delta^{13}\text{C}$  увеличивается и, наоборот, при аридизации климата – уменьшается. Обогащение  $^{13}\text{C}$  также может происходить в результате повышения температуры окружающей среды, что стимулирует метаболические процессы в растениях, в результате чего больше тяжелых изотопов  $^{13}\text{C}$  поглощается растениями во время фотосинтеза.



Изотопный состав А - углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и Б - азота ( $\delta^{15}\text{N}$ ) в гуминовых кислотах торфов грядово-мочажинного комплекса.

Несмотря на близость расположения исследуемых торфяных разрезов полученные данные по содержанию  $\delta^{13}\text{C}$  существенно отличаются (рисунок), что, по-видимому, связано не столько с климатическими условиями развития торфяных залежей, которые были для них одинаковы, а в первую очередь с растительностью, гидрологическим режимом и т.д. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в ГК торфов гряды изменяются от  $-28,43$  до  $-24,78$  ‰; в ГК мочажины – от  $-29,53$  до  $-25,67$  ‰ (рис. 1). В целом изменение изотопного состава  $\delta^{13}\text{C}$  в ГК не связано с содержанием углерода в торфе. Отношение  $\delta^{13}\text{C}$  в ГК мочажины показывает 2 максимума на глубинах 170 и 130 см и два минимума на глубинах 200 и 160 см; на гряде обнаружены один максимум в слое 160–170 см и два минимума на глубинах 220 и 110 см. Эти пики хорошо согласуются с пиками индекса гумификации (Ih) и в большей степени индекса влажности (IW). Исключение представляет верхний слой торфяных залежей, представленных верховыми торфами, в которых при довольно постоянных значениях индекса влажности значения  $\delta^{13}\text{C}$  ГК сильно меняются.

Полученные данные по изотопному составу  $\delta^{13}\text{C}$  в ГК исследуемых торфяных залежей в основном адекватно согласуются с реконструированным палеогидрологическим режимом торфяных залежей ГМК, проведенным ранее [1].

Изотопный состав азота в исследуемых ГК изменяется от  $-4,62$  до  $1,89$  ‰ в торфах гряды и  $-3,47$  до  $3,15$  ‰ в торфах мочажины (рис. 1). При этом наблюдается обогащение тяжелым изотопом  $^{15}\text{N}$  с глубиной в обоих торфяных разрезах. Распределение  $\delta^{15}\text{N}$  по глубине торфяных профилей имеет следующую закономерность в верхнем (деятельном) слое торфяного профиля (0–50 см) от-

мечаются отрицательные значения  $\delta^{15}\text{N}$  (рис. 1). Этот слой характеризуется наиболее активными процессами минерализации органического вещества (и азота) ежегодно поступающего с опадом. Кроме того, происходит постоянное поступление азота в результате сухого и влажного осаждения из атмосферы. Тем не менее олиготрофные торфяные залежи, образованные сфагновыми мхами, содержат очень незначительно количество азота (0,6–1,5%), экосистемы с выраженным дефицитом азота (к которым относятся олиготрофные болота) характеризуются обедненным изотопным составом азота [3]. Далее вниз по профилю (50–200 см) наблюдается обогащение тяжелым изотопом  $^{15}\text{N}$  (значения  $\delta^{15}\text{N}$  варьируют от 0,35 до 1,3‰). В этом слое увеличивается степень разложения исследуемых торфов, возрастает индекс гумификации, содержание азота в торфе. Наибольшее обогащение  $^{15}\text{N}$  наблюдается в нижней части профиля, представленной хорошо разложившимися низинными торфами ( $\delta^{15}\text{N}$  2,6‰ и 1,4‰ на мочажине и гряде соответственно).

Результаты корреляционного анализа между изотопным составом углерода и азота и некоторыми характеристиками исследуемых торфов (Ih, IW, степень разложения торфа, возраст, содержание углерода и азота в торфе и в гуминовых кислотах и отношения C/N) показали наличие тесных связей между  $\delta^{15}\text{N}$  и практически всеми исследуемыми параметрами, в отличие от  $\delta^{13}\text{C}$  для которого наблюдается связь в основном с индексом гумификации и индексом влажности (таблица).

Таким образом, на начальном этапе исследований изотопного состава углерода и азота в ГК торфов на примере двух разрезов ГМК можно сказать следующее:

Корреляционные коэффициенты между изотопным составом гуминовых кислот и некоторыми характеристиками исследуемых торфов

		Возраст торфа	Процентное содержание элементов в торфе, (%)		Отношение C/N в торфе	<i>Ih</i>	<i>IW</i>	<i>R</i>	Процентное содержание элементов в ГК, (%)		Отношение C/N в ГК
			C	N					C	N	
ГМКМ	$\delta^{13}\text{C}$	-0,49	-	-	-	-0,48	0,75	-0,31	0,41	0,57	-0,41
	$\delta^{15}\text{N}$	0,75	0,48	0,58	-0,69	0,40	-0,73	0,76	0,40	-	0,65
ГМКГ	$\delta^{13}\text{C}$	-	0,39	-0,46	0,48	-	0,79	-	-	0,80	-0,78
	$\delta^{15}\text{N}$	0,93	0,69	0,66	-0,64	0,55	-	0,63	0,29	0,28	-0,28

Прим.: *Ih* – индекс гумификации, *IW* – индекс влажности, *R* – степень разложения.

1) изменение отношений  $\delta^{13}\text{C}$  в ГК исследуемых торфяных разрезов ГМК в большей степени нашло свое отражение в количественных характеристиках климата, например, таких как смена гидрологического режима;

2) в меньшей степени  $\delta^{13}\text{C}$  может свидетельствовать об изменении условий среды на качественном уровне (например, об изменении ботанического состава торфяных слоев);

3) изменение отношений  $\delta^{15}\text{N}$  имеет четко выраженное профильное распределение в исследуемых торфяных разрезах и отражает изменение ботанического состава торфа, степени разложения и степени гумификации торфа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-45-700562.

### Литература

1. Веретенникова Е.Э., Курьина И.В. Эволюция грядово-мочажинного комплекса южно-таежной подзоны Западной Сибири // География и природные ресурсы. 2014. № 2. С. 91–99.

2. Головацкая Е.А. Скорость аккумуляции углерода олиготрофными болотами южно-таежной подзоны Западной Сибири // Материалы Третьей Всероссийской научной конференции «Динамика современных экосистем в голоцене». г. Казань Изд-во «Отечество», 2013. С. 133–137.

3. Макаров М.И. Изотопный состав азота в почвах и растениях: использование в экологических исследованиях (обзор) // Почвоведение. 2009. № 12. С. 1432–1445.

4. Nordt, L.C., Boutton, T.W., Hallmark, C.T., Water, M.R. Late Quaternary vegetation and climate changes in Central Texas based on the isotopic composition of organic carbon // Quat. Res. 1994. № 41. P. 109–120

5. Rice, S., Giles, L., The influence of water content and leaf anatomy on carbon isotope discrimination and photosynthesis in Sphagnum // Plant, Cell and Environment. 1996. V. 19. P. 118–124.

6. Smith, B.N., Epstein, S. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios for higher plants // Plant Physiol. 1971. № 47. P. 380–384.

7. Zaccone C., Casiello G., Longobardi F., Bragazza L., Sacco A., Miano T.M. Evaluating the “Conservative” behavior of stable isotopic ratios ( $\delta(^{13}\text{C})$ ,  $\delta(^{15}\text{N})$  and  $\delta(^{18}\text{O})$ ) in humic acids and their reliability as paleoenvironmental proxies along a peat sequence // J. Chem. Geology. 2011. V. 285. P. 124–132.

## ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В БАССЕЙНЕ р. ТАРБАГАТАЙКА (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

В.А. Голубцов, Ю.В. Рыжов

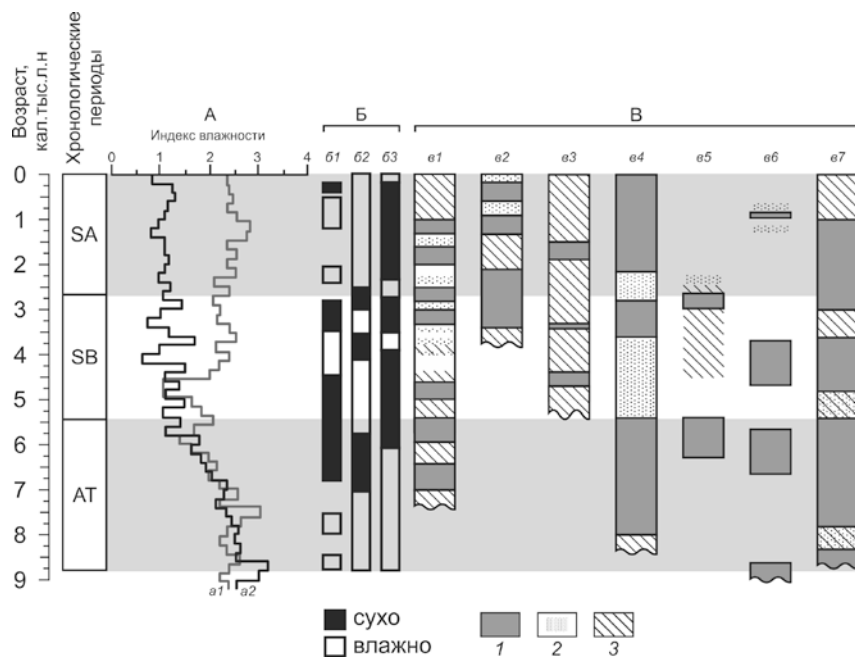
Институт географии им. В.Б. Сочавы Иркутского научного центра СО РАН, Иркутск,  
e-mail: tea\_88@inbox.ru, ryv@irigs.irk.ru

Исследованиями последних лет установлено, что голоцен Байкальского региона и прилегающих территорий характеризовался значительными ландшафтно-климатическими изменениями [1–11], которые обуславливали смены характера растительности, почвообразования и экзогенных процессов, изменения рельефа в бассейнах и речных долинах. Однако многие вопросы развития речных систем в голоцене до сих пор остаются нерешенными. Одним из важнейших является установление хронологии формирования речных террас и реакции речных систем на ландшафтно-

климатические изменения на основе детального изучения строения террас, генезиса и возраста слагающих их отложений и почв.

В данной работе представлены результаты исследований палеоэкологических изменений в малом водосборном бассейне Западного Забайкалья за последние 7 тыс. лет, зафиксированных в отложениях первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки.

Территория исследования расположена в Селенгинском среднегорье в бассейне р. Куйтун-



Корреляция периодов активизации экзогенных процессов и почвообразования в бассейнах рек Забайкалья и Монголии с динамикой климатических условий. А – динамика увлажнения в северной части Монголии (a1) и Байкальском регионе (a2) [8]; Б – смены сухих и влажных периодов в северной части Монголии [9] (б1) и [7] (б2) и Терехольской впадине [11] (б3); В – периоды активизации экзогенных процессов и почвообразования в бассейнах рек Забайкалья и Монголии: в1 – Тарбагатайка (данная работа); в2 – Ага [2]; в3 – Иля [1]; в4 – Селенга (Бурдуково) [10]; в5 – Орхон (Центральная Монголия) [5]; в6 – Орхон (Северная Монголия) [6]; в7 – этапы почвообразования и осадконакопления в Селенгинском среднегорье [4]. Условные обозначения: 1 – периоды почвообразования; 2 – активизация эоловых процессов; 3 – активизация эрозионно-аккумулятивных процессов.

ки (правый приток р. Селенга). Река Тарбагатайка – левый приток р. Куйтунки. Площадь водосбора 215 км<sup>2</sup>, длина 22 км. Водосбор р. Табагатайки характеризуется активным развитием современных эрозионно-аккумулятивных процессов. В геологическом строении территории принимают участие горные породы пермско-триасового возраста, представленные преимущественно гранитами и лейкогранитами, сиенитами. На них залегают разновозрастные аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, эоловые четвертичные отложения.

Детально изучен разрез Тарбагатайка-I (51°27'23 с.ш., 107°22'15 в.д.), который вскрывает строение первой надпойменной террасы (4–6 м) по левому борту долины р. Тарбагатайка в 2 км от устья. Практически все горизонты и пачки отложений, выделенные в разрезе, хорошо выдержаны и прослеживаются на значительных расстояниях, что определяет его репрезентативность.

В разрезе вскрываются аллювиальные, делювиальные, эолово-делювиальные и пролювиальные осадки, в разной степени проработанные почвообразованием. Нижняя из представленных в разрезе почв датирована второй половиной атлантического периода (6,7 тыс. кал. л.н.). Эту дату мы принимаем за точку отсчета для формирования исследуемой почвенно-седиментационной толщи. Нижняя часть разреза (1,9–5,3 м) сложена аллювиальными отложениями, характеризующимися высокой литологической неоднородностью, отра-

жающей частые смены обстановок осадконакопления. Отложения покровного комплекса (0–1,9 м) представлены эолово-делювиальными суглинками и супесями, накопление которых отражает этап перехода поймы в первую террасу, датированный 3,4 тыс. кал. л.н.

В строении разреза Тарбагатайка-I выделяется несколько этапов седиментации. Первый из них – этап аллювиальной аккумуляции, во время которого накапливались разнородные пески с дресвой и щебнем русловой фации аллювия.

Второй этап – снижение (прекращение) горизонтальных деформаций на исследуемом отрезке реки вследствие падения ее водности. Происходит смена руслового осадконакопления на пойменное. Начало этапа датируется 7 тыс. кал. л.н. Снижение водности в это время, очевидно, связано с прогрессирующей аридизацией климата во второй половине атлантического периода, ясно читающейся по палеоклиматическим данным с прилегающих территорий (рисунок).

Зафиксированы две фазы относительно продолжительного педогенеза, которые лишь дважды на протяжении ~1,2 тыс. лет прерывались этапами накопления аллювиальных песков с включениями дресвы и щебня. Это может свидетельствовать о большой мощности паводков в финале атлантического периода, что также было зафиксировано при изучении пойменных отложений р. Белой [3]. Подобный характер паводков не говорит о высокой

водности рек. Обратное, нашли отражение лишь самые крупные паводки, в то время как остальные были либо очень малы, либо не проявлялись. Это может являться еще одним свидетельством низкой водности реки на временном промежутке 7,0–5,4 тыс. кал. л.н. На это указывает и низкая (0,17 мм/год) средняя скорость аккумуляции осадков.

Третий этап датируется временным промежутком 5,4–4,0 тыс. кал. л.н. Он проявился в аккумуляции гумусированных отложений в результате смыва гумусовых горизонтов почв на водосборном бассейне и поступления наносов с верховьев реки. Темпы аккумуляции наносов в это время возрастают до 0,43 мм/год. Это может свидетельствовать о повышенной интенсивности эрозионных процессов 5,5–4,5 тыс. кал. л.н., что может быть связано с довольно резким похолоданием, зафиксированным в это время в разных регионах Евразии, в том числе и в Байкальском регионе [3,4]. Стоит указать еще одну потенциальную причину роста интенсивности эрозионных процессов. Влагообеспеченность территории Байкальского региона и Монголии в это время достигла минимальных значений (см. рисунок, А,Б), что привело к увеличению площадей открытых пространств, усилению смыва, эоловых процессов (см. рисунок, В).

Четвертый этап (4,0–3,4 тыс. кал. л.н.) - активное заполнение долины реки горизонтально слоистыми аллювиальными и полигенетическими мелкозернистыми песками и супесями с прослойками гумусированных наилок в условиях наложенной (наращиваемой) поймы при повышении увлажнения в середине суббореального периода (см. рис. 1А,Б) и, как следствие, роста высоты паводков. В отложения этого времени погребены многочисленные почвы. Их малая мощность почв говорит о незначительной продолжительности почвообразования из-за периодического перекрытия поступающими наносами. Осадки этого времени содержат обильные углистые включения, свидетельствующие о сильных пожарах. Последние в условиях расчлененного рельефа, широкого распространения лессовидных супесей и суглинков, снижения густоты растительного покрова привели к активизации оврагообразования и смыва на водосборе реки, активному поступлению наносов в днище долины. Активное протекание эрозионно-аккумулятивных процессов на водосборе отражено в инверсии радиоуглеродных дат, свидетельствующей о переотложении осадков со склонов долины и из днищ временных водотоков. Средняя скорость аккумуляции для этого этапа развития I террасы р. Тарбагатайка наиболее высока и составляет 5,25 мм/год, которые затем (~3,8–3,4 тыс. кал. л.н.) снизились до 2,5 мм/год.

Следующий (пятый) этап седиментации связан со сменой аллювиальных отложений покровными и датируется 3,4–1,0 тыс. кал. л.н. Довольно высокая степень развития погребенных почв, представленных в пределах пачки, указывает на снижение интенсивности седиментации, увеличе-

ние времени почвообразования. А отсутствие в них признаков гидроморфизма говорит о хорошей дренируемости отложений. Активизация склоновых процессов и оврагообразования на предшествующем этапе обусловила накопление на поверхности поймы шлейфа делювиальных осадков. Благодаря этому произошло наращивание высоты поймы и смена аллювиального осадконакопления на субэральное. Кратковременные фазы аридизации климата проявились в аккумуляции прослоев эоловых осадков, которые хронологически сопоставимы с этапами эолового осадконакопления в регионе (см. рисунок).

Шестой этап в развитии террасы занимает последнее тысячелетие. Он связан с накоплением пролювиальных песков с включением дресвы вследствие аридизации климата (см. рисунок, А) и активизации эрозионно-аккумулятивных процессов в Селенгинском среднегорье и на прилегающих территориях (см. рисунок, В).

Таким образом, строение толщи отложений первой надпойменной террасы р. Тарбагатайки отражает неоднократную смену этапов осадконакопления, временную изменчивость темпов гидрологических и экзогенных процессов и почвообразования во второй половине голоцена на территории Селенгинского среднегорья. При этом разрез Тарбагатайка-I на данный момент демонстрирует одну из наиболее детальных записей таких периодов во второй половине голоцена в регионе.

### Литература

1. Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А., Базаров К.Ю. Климатические изменения и обстановки осадконакопления в среднем-позднем голоцене в Юго-Восточном Забайкалье (на примере изучения поймы р. Иля) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 12. С. 1294–1303.
2. Базарова В.Б., Лящевская М.С., Орлова Л.А. Палеоклиматические события позднего голоцена в пойменных отложениях малых рек Юго-Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2014. № 2. С. 115–123.
3. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2010. 205 с.
4. Голубцов В.А. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Москва, МГУ, 2015. 26 с.
5. Lehmkuhl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlütz F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia) // Catena. 2011. Vol. 87. P. 31–44.
6. Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M. Holocene geomorphological processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (Northern Mongolia) // Catena. 2012. Vol. 98. P. 17–28.
7. Zhang C., Zhang W., Feng Z., Mischke S., Gao X., Gao D., Sun F. Holocene hydrological and climatic change on the northern Mongolian Plateau based on multi-proxy records from Lake Gun Nuur // Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology. 2012. Vol. 323-325. P. 75–86.



8. Wang W., Feng Z. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: A synthesis of climatic record // *Earth-Science Reviews*. 2013. Vol. 122. P. 38–57.
9. Fukumoto Y., Kashima K., Ganzorig U. The Holocene environmental changes in boreal fen peatland of northern Mongolia reconstructed from diatom assemblages // *Quaternary International*. 2014. Vol. 348. P. 66–81.
10. Andreeva D.B., Zech M., Glaser B., Erbajeva M.A., Chimitdorgieva G.D., Ermakova O.D., Zech W. Stable

- isotope ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biochemical and paleoclimatic interpretations // *Quaternary International*. 2013. Vol. 290–291. P. 82–94.
11. Bronnikova M., Panin A., Uspenskaya O., Fuzeina Yu., Turova I. Late Pleistocene–Holocene environmental changes in ultra-continental subarid permafrost-affected landscapes of the Terekhol' Basin, South Siberia // *Catena*. 2014. Vol. 112. P. 99–111.

## ИЗУЧЕНИЕ КОСТНЫХ ОСТАТКОВ СЕРОГО КИТА (*Eschrichtius robustus*) ИЗ БЕРЕГОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУКОТКИ

Е.Н. Горлова

ИПЭЭ РАН, Москва, Ленинский пр-т, 33, e-mail: gorlova.k@gmail.com

Серый кит подвергался традиционному промыслу древним населением побережья Тихого океана на протяжении последних нескольких тысячелетий [1,2]. В течение XIX – начале XX века неограниченная коммерческая добыча поставила вид под угрозу исчезновения. Десятилетия охранных работ позволили восстановить численность восточной или Чукотско-Калифорнийской популяции серого кита и накопить обширные знания о различных аспектах биологии этих млекопитающих в современных экосистемах. О периоде же предшествовавшему резкому снижению численности известно крайне мало.

Данное исследование ставит перед собой цель уточнить время возникновения и характер распространения традиционного промысла серого кита береговым населением северо-востока Чукотского п-ова, а также оценить динамику некоторых аспектов питания, в условиях высокой численности и меняющегося в течение последних тысячелетий климата.

### Материалы и методы

В работе использованы 58 фрагментов костей серого кита, собранные в 1989–91 гг. на развалинах землянок и на абразионных береговых осыпях нескольких древних поселений северо-восточной части Чукотского полуострова (рис. 1). Из береговых

отложениях поселения Масик получено 20 фрагментов, Эквен – 25, Канискак – 1, Чегитун – 11.

Одна из основных трудностей при работе с остеологическими остатками столь крупных млекопитающих заключается в невозможности определить время захоронения образца из археологического контекста. Поэтому каждая из китовых костей была продатирована индивидуально. Радиоуглеродный анализ коллагена, выделенного из образцов китовых костей [3], был произведен на двух сцинтилляционных спектрометрах с динамической стабилизацией измерения активности образцов [4] в лаборатории исторической экологии (ИПЭЭ РАН, Москва). Датировки были откалиброваны и приведены к календарным датам. В процессе калибровки были сделаны поправки на  $\delta^{13}\text{C}$  образца и резервуар-эффект. За величину  $\Delta R$  было принято значение  $400 \pm 20$  – среднее для северо-востока Тихого океана [5–7].

Для оценки аспектов питания древних млекопитающих был использован анализ стабильных изотопов в коллагене костей. Этот метод позволяет наиболее объективно оценить положение изучаемого животного в трофической сети и получить данные местах нагула и миграциях [8–11]. Образцы коллагена были выделены из каждой кости с помощью стандартного метода [3,12].

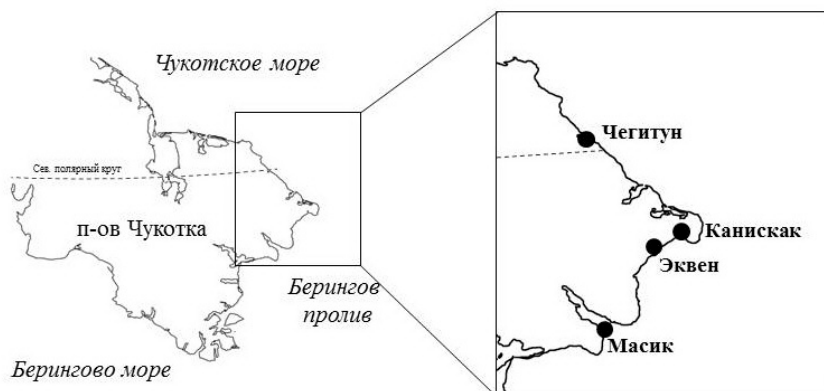


Рис. 1. Древние зверобойные поселения на карте Чукотского полуострова.

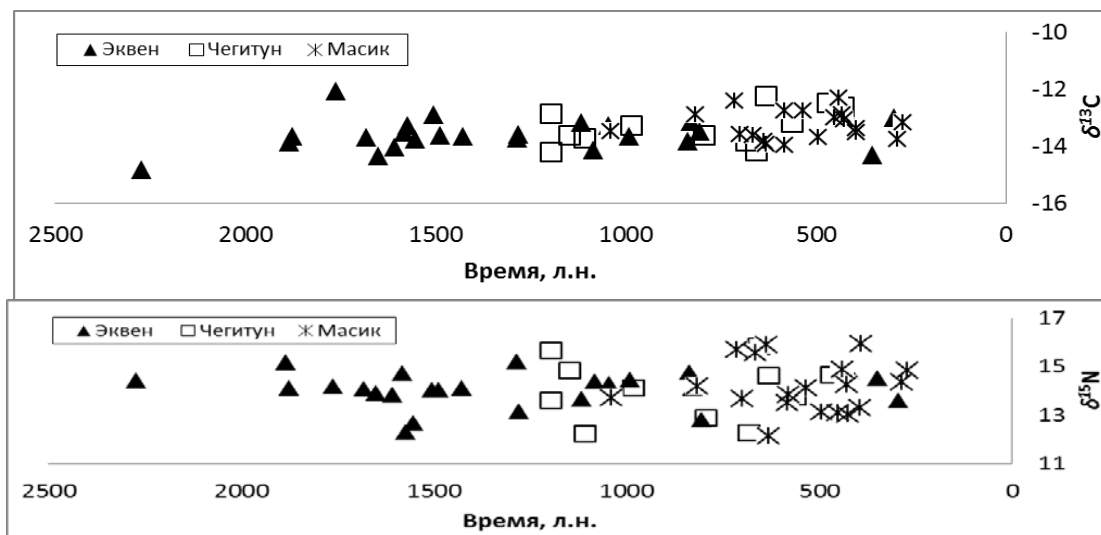


Рис. 2. Результаты радиоуглеродного и изотопного анализа костных остатков серого кита из разных поселений северо-востока Чукотки.

Определение изотопного состава проводилось на элементном анализаторе (Thermo Flash 1112) и изотопном масс-спектрометре Thermo DeltaV Plus в Центре коллективного пользования при ИПЭЭ РАН им. А.Н. Северцова. Изотопный состав азота и углерода были выражены в тысячных долях отклонения от международного стандарта,  $\delta$  (‰):

$$\delta X = [(R_{\text{образца}}/R_{\text{стандарта}}) - 1] \times 1000,$$

где  $X$  – это  $^{15}\text{N}$  или  $^{13}\text{C}$ , а  $R$  – соответствующие соотношения  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  или  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Для азота в качестве международного стандарта был принят  $\text{N}_2$  атмосферного воздуха, для углерода – «венский» эквивалент белемнита PeeDee формации (VPDB).

Вместе с определением изотопного состава во всех пробах устанавливались общее содержание углерода и азота (%N, %C) и атомарное соотношение C/N, служащие индикаторами сохранности белка. Образцы коллагена, в которых общее содержание азота было менее 10% или атомарное соотношение C/N не укладывалось в интервал 2,9–3,6, были исключены из рассмотрения [13,14].

### Результаты и обсуждение

Индивидуальное датирование китовых костей и приведение радиоуглеродных датировок к календарным датам позволило уточнить опубликованные ранее данные [1] по истории китобойного промысла в регионе. Использованный в работе материал охватывает период аборигенной добычи серого кита примерно в 2000 лет, вплоть до начала китобойного промысла западной цивилизацией. Причем появление серого кита среди остатков промысла в разных частях полуострова не было одновременным. Наиболее древние образцы были обнаружены в отложениях поселений центральной части Берингова пролива. Очевидно, что в поселениях Эквен и Канискак, добыча серого кита имела большое значение на протяжении как минимум последних 2300 лет по причине легкой доступности, ведь ежегодные пути миграции этих млекопитающих проходят в непосредственной близости от берега. Возраст китов из более южного Масика и

более северного Чегитуна значительно моложе и не превышает 1200 лет. Оба этих поселения расположены в удалении от богатых бентосом районов, возможно, аборигенное население имело возможность добывать китов лишь при определенных климатических условиях, установившихся во второй половине позднего голоцена. По одной кости из поселений Масик и Эквен оказались, по-видимому, современными и были исключены из дальнейшего анализа.

Анализ стабильных изотопов показал, что значения  $\delta^{15}\text{N}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  коллагена костей китов из трех древних чукотских поселений существенно не отличаются между собой, а также совпадают с аналогичными значениями костей современных серых китов и древних костей из отложений Калифорнийского залива [15]. Таким образом, полученные данные не противоречат гипотезе о том, что в прошлом, как и в настоящее время, в восточной части Тихого океана существовала единая восточная популяция серого кита, совершавшая длительные ежегодные миграции от Калифорнии до Чукотки. Во времени также не было обнаружено значимых изменений изотопного состава. Как видно из рис. 2, значения  $\delta^{13}\text{C}$  расположились очень компактно, что не позволяет говорить о какой-либо ощутимой изменчивости в территориях нагула серого кита в разные исторические периоды. Значения  $\delta^{15}\text{N}$  показывают, что относительное трофическое положение серого кита в бентосных экосистемах в последние тысячелетия в среднем оставалось примерно на одном и том же уровне.

Природа взаимосвязи между популяциями серых китов и климатическими особенностями, например движениями морского льда или составом видов бентоса пока плохо понятны. Однако на современной популяции серых китов было показано, что их численность отрицательно коррелирует с ледовитостью (рост популяций происходит быстрее, когда ледяной покров уменьшается, и районы кормления расширяются) [16]. Аналогичные процессы, по-видимому, протекали и в

прошлом: примерно 1200 лет назад китобойный промысел из центра Берингова пролива, по имеющимся данным, распространился дальше на север и юг. Именно в это время, согласно предыдущим исследованиям [17,18], в регионе происходили довольно существенные колебания климата, вызванные сменой фаз Тихоокеанского климатообразующего центра. Тем не менее, эти изменения существенно не коснулись экологии серого кита. По крайней мере, изотопный анализ не выявил значимых изменений в трофическом положении этих крупных млекопитающих на протяжении последних двух с лишним тысяч лет. Из чего можно заключить, что серый кит весьма консервативен в пищевых предпочтениях и в целом занимал стабильное трофическое положение, несмотря на меняющиеся условия среды.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (№ 15-04-09024, 15-04-04721) и программ Президиума РАН и ОБН «Живая природа: современное состояние и проблемы», «Происхождение биосферы и эволюция геобиологических систем» и «Биологические ресурсы России: динамика в условиях глобальных климатических и антропогенных воздействий».

### Литература

1. Динесман Л.Г., Киселева Н.К., Савинецкий А.Б. и Хасанов Б.Ф. Вековая динамика прибрежных экосистем северо-востока Чукотки. М.: «Аргус», 1996. 189 с.
2. Krupnik I.I. Gray whales and the aborigines of the Pacific Northwest: The history of aboriginal whaling // *The Gray Whale*. New York: Academic Press, 1984. P. 103–120.
3. Longin K. New method of collagen extraction for radiocarbon dating // *Nature*. 1971. Vol. 230. P. 241–242.
4. Сулержицкий Л.Д., Рябинин А.Л., Динесман Л.Г. Динамический режим измерения активности образцов как способ повышения надежности и точности радиоуглеродных датировок // *Проблемы изучения истории современных биогеоценозов*. С. 102–117.
5. Ingram B.L., Southon J.R. Reservoir ages in Eastern Pacific coastal and estuarine waters // *Radiocarbon*. 1996. V. 38. P. 573–582.
6. Goodfriend G.A., Flessa K.W. Radiocarbon reservoir ages of the Gulf of California: Roles of upwelling and flow from the Colorado River // *Radiocarbon*. 1997. V. 39. P. 139–148.

## ГОЛОЦЕНОВЫЙ ПОЧВЕННЫЙ ПОКРОВ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В СВЯЗИ С МИКРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

*Институт физико-химических и биологических проблем почвообразования РАН,  
Пушино Московской обл., ул. Институтская, 2; e-mail: gugali@rambler.ru, alifanov\_v@mail.ru*

Анализ материалов, полученных при изучении современных и древних почв центра Восточно-Европейской равнины в объектах, имеющих значительную по сравнению с традиционным почвенным разрезом обзорную площадь, показал, что поздневалдайские покровные лессовидные суглинки в качестве почвообразующих пород (то есть верхние примерно 3 метра) не представляют собой

7. McNeely R., Dyke A. S., Southon J. Canadian marine reservoir ages: preliminary data assessment // *Geological Survey of Canada*. 2006. Open file 5049. URL: <http://geopub.nrcan.gc.ca> (дата обращения: 02.06.2016).
8. France R. L. Carbon-13 enrichment in benthic compared to planktonic algae: foodweb implications // *Marine Ecology Progress Series*. 1995. Vol. 124. P. 307–312.
9. Kelly J.F. Stable isotopes of carbon and nitrogen in the study of avian and mammalian trophic ecology // *Canadian Journal of Zoology*. 2000. V. 78. No 1. P. 1–27. – URL: <http://dx.doi.org/10.1139/z99-165>.
10. Koch P.L. Isotopic study of the biology of modern and fossil vertebrates // *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science* / eds. R.H. Michener, K. Lajtha. – Malden, Oxford; Carlton: Blackwell Publishing Ltd, 2007. – P. 99–154.
11. Newsome S.D., Clementz M.T., Koch P.L. Using stable isotope biogeochemistry to study marine mammal ecology // *Marine Mammal Sci.* – 2010. – Vol. 26, N 3. – P. 509–572.
12. Jørkov M. L., Heinemeier J., Lynnerup N. Evaluating bone collagen extraction methods for stable isotope analysis in dietary studies // *J. of Archaeological Science*. 2007. Vol. 34, № 11. P. 1824–1829.
13. DeNiro M.J. Postmortem preservation and alteration of in vivo bone collagen isotope ratios in relation to palaeodietary reconstruction // *Nature*. – 1985. – Vol. 317, N 31. – P. 806–809.
14. Ambrose S.H. Preparation and characterization of bone and tooth collagen for isotopic analysis // *Journal of Archaeological Science*. 1990. V. 17. No 4. P. 431–451.
15. Alter S.E., Newsome S.D., Palumbi S.R. Pre-Whaling Genetic Diversity and Population Ecology in Eastern Pacific Gray Whales: Insights from ancient DNA and stable isotopes // *PLoS ONE*. 2012. V. 7. No 5. e35039.
16. Perryman W.L., Donahue M.A., Perkins P.C., Reilly S.B. Gray whale calf production 1994–2000: are observed fluctuations related to changes in seasonal ice cover? // *Marine Mammals Science*. 2002. V. 18. P. 121–144.
17. Finney B.P., Gregory-Eaves I., Douglas M.S.V., Smol J.P. Fisheries productivity in the northeastern Pacific Ocean over the past 2,200 years // *Nature*. 2002. V. 416. P. 729–733.
18. Anderson L., Abbott M.B., Finney B.P., Burns S.J. 2005. Regional atmospheric circulation change in the North Pacific during the Holocene inferred from lacustrine carbonate oxygen isotopes, Yukon Territory, Canada // *Quaternary Research*. V. 64. P. 21–35.

монолитогенной толщи. Внутри каждой из голоценовых природных зон центра Восточно-Европейской равнины выявлено большое разнообразие строения профилей зональных почв (серых лесных, черноземов оподзоленных, выщелоченных и типичных), необъяснимое традиционным влиянием изменчивости биоклиматических факторов почвообразования. В толще суглинков обнаруживаются

слабо развитые, почти не имеющие заметно выраженных гумусово-аккумулятивных горизонтов, криоморфные погребенные почвы или элементарные почвенные образования (ЭПО). Собственная малая мощность (30–50 см) и слабая выраженность ЭПО предполагают, что время их формирования было относительно непродолжительным и неблагоприятным для активного почвообразования. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма предполагают формирование ЭПО в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени. ЭПО отличаются друг от друга степенью выраженности буроватой окраски, наличием карбонатных или железистых новообразований, иной оструктуренностью мелкозема, морфологией криогенных образований и некоторыми другими признаками. ЭПО ведут себя не как парагенетические компоненты голоценовой почвы, а как самостоятельные литостратиграфические единицы, то есть как погребенные почвы. Например, часто обнаруживается факт неконформности геометрии границ ЭПО и современной дневной поверхности, что почвенным парагенетическим горизонтам не свойственно. Отчетливо наблюдаются разные последовательности залегания ЭПО при формировании толщи приповерхностных суглинков, на которых строятся профили голоценовых почв. Иногда за счет наложения разных ЭПО в почвообразующих породах, не подчиняясь никаким законам геохимической миграции веществ в ландшафте, в профилях голоценовых почв появляются генетические горизонты, совмещающие альтернативные свойства (например, горизонт образования железомарганцевых и карбонатных конкреций). Или, наоборот, отдельные генетические горизонты разделяются на несколько самостоятельных горизонтов; также могут появляться или исчезать горизонты с реликтовыми палеокриогенными признаками.

Состоящие из ЭПО почвообразующие для голоценовых почв многослойные образования мы назвали педоциклитами (если ЭПО сохранили свои гумусовые горизонты или их части) и педолитоциклитами (если в ЭПО гумусовые горизонты оказались эродированными). То есть педоциклиты – толщи, уже прошедшие почвообразование в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, унаследовало и (или) трансформировало некоторые из признаков реликтового перигляциального почвообразования. Факт существования в условиях поздневалдайской криогиперзоны природной циклической последовательности процессов крио-, морфо-, лито- и педогенеза является базовым в разрабатываемой нами концепции морфолитопедогенеза. Эта концепция предполагает, что материнские породы голоценовых почв начали формироваться снизу послойно в форме педогенно стратифицированных толщ (или педоциклитов), представляющих собой композиции из ЭПО. Строение толщ почвообразующих пород, состоящей из ЭПО, определяет строение профилей голоценовых почв.

Факт формирования ЭПО не противоречит общепринятым палеогеографическим реконструкциям. Например, известно, что климатические стадияльные пульсации в поздневалдайское время обусловили стадияльно-ритмический характер деградации ледникового покрова, таяния многолетней мерзлоты, переувлажнения грунтов в перигляциальной зоне, формирования растительного покрова. По данным палеогеографов, в интерстадияльные перестройки этого времени на плакорах ЦВЕР развивались травянистые сообщества, в долинах существовали редкостойные таежные леса. Интерстадияльные погребенные почвы (например, достаточно мощная, с хорошо выраженным профилем погребенная брянская почва) исследователями выделяются без сомнений их педогенного происхождения.

Предполагается, что во времена не только интерстадияльных, но и существенно более коротких и менее теплых интерфазиальных потеплений в условиях существования растительного покрова могли формироваться почвы [Гугалинская, 1997; Гугалинская, Алифанов, 2000]. Однако почвы эти должны быть весьма специфическими, непохожими на известные погребенные почвы, поскольку сведения об их существовании в литературе отсутствуют. Мы этот факт объясняем следующим образом: в литературе существование интерфазиалов подтверждалось находками не погребенных почв, как обычно, а находками погребенных аллювиальных и торфянистых отложений. Собственная малая мощность (30–50 см) и слабая выраженность ЭПО предполагают, что время их формирования было относительно непродолжительным и неблагоприятным для активного почвообразования. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма в ЭПО предполагают формирование их в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени.

Строение поздневалдайских суглинистых толщ, на основе которых сформировался голоценовый почвенный покров центра Восточно-Европейской равнины, имеет свои особенности. Их строение и, следовательно, строение профилей голоценовых почв, на них сформированных, может меняться (за счет исчезновения одних горизонтов и появления других) на малых расстояниях – от 20–30 до 500 м. Объяснение факта неодинакового строения профилей почв в недалеко расположенных разрезах одинаковых ландшафтных позиций предполагает рассмотрение почвенного покрова как зону столкновения микрогеодинамических процессов. Эти процессы, постоянно действующие на приповерхностной части земной коры, могут рассматриваться как составная часть геогенных факторов почвообразования (почвообразующих пород и рельефа, точнее микрорельефа).

К настоящему времени доказано, что геосфера (земная кора, гидросфера, атмосфера и биосфера) существуют в состоянии взаимодействия. По материалам Института динамики геосфер РАН процессы, определяющие взаимодействие геосфер

на границе земная кора-атмосфера, обуславливаются взаимодействием эманационных, электрических, магнитных и сейсмических природных полей. На сегодняшний день считается установленным факт, что слои Земли разбиты сетью субвертикальных разломов и трещин, имеющих различную длину и глубину проникновения. Наложения горизонтальной расслоенности земной коры на субвертикальные нарушения образуют блочные отделности различного масштаба. Эта блочная структура земной коры находится в динамичном состоянии. Почва тесно связана с элементами геосфер в каждом ландшафте, а значит, и с Землей в целом. Образование механических структурных отделностей из горных пород в природных процессах хотя и происходит в большом диапазоне масштабов, но масштабы имеют иерархическое соподчинение. Преимущественные размеры природных разномасштабных отделностей распределены по закону геометрической прогрессии с показателем 3,5 [Садовский, 1979]. Это свидетельствует о самоорганизующемся характере поведения деформированного твердого материала земной коры. Движения мелкоблочной структуры земной коры подчиняются циклическим гравитационным воздействиям. Эти движения выражаются в «клавишном» дифференцированном перемещении вверх-вниз всей блоковой системы, в регулярном формировании новой линии земной поверхности. Когда поверхностный рыхлый материал приходит в движение, повышенные участки «срезаются» эрозией, пониженные «надстраиваются», формируются новая поверхностная рыхлая оболочка. На повышенных участках эта новая поверхность состоит из материала, «откопанного» эрозией, на пониженных – из материала вновь отложенного. На этом новом рыхлом материале начинается новый процесс почвообразования. В динамичном состоянии находится вся блочная структура земной коры.

По нашим наблюдениям в профиле почв, которые называются голоценовыми, может быть зафиксировано не менее 7–8 таких циклов почвообразования, состоящих из стадии отложения (сноса) материала и стадии собственно почвообразования, то есть стадий морфолитогенеза и педогенеза. Вновь обнажившийся или вновь накопленный материал подвергается новым процессам почвообразования до нового перерыва в почвообразовании, связанного с новым перемещением

поверхностного материала. Так на поверхности Земли, в качестве одного из вариантов, могут формироваться сложные почвенные тела.

История формирования голоценовых суглинистых почв центра Восточно-Европейской равнины оказывается значительно сложнее и длительнее, чем это предполагается в наиболее распространенной модели их генезиса. Большое влияние на процесс формирования профилей почв оказали их почвообразующие породы, которые начали формироваться снизу послыбно задолго до голоцена. Исходя из наших материалов, мы считаем, что формирование почвообразующих пород началось после максимального похолодания последней ледниковой эпохи (18–20 тыс. лет назад) и продолжалось все время, в течение которого происходило стадийное и фазийное отступление валдайского ледникового покрова, то есть до начала голоцена. Этот вывод подтверждается тем фактом, что наиболее полные профили дерново-подзолистых и серых лесных почв подстилаются впервые описанной нами погребенной пушчинской почвой, имеющей радиоуглеродный возраст  $18800 \pm 1200$  лет (ГИН-4025) [Гугалинская, 1997]. При этом каждый вновь отложенный в поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием; затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или ЭПО, погребался новым материалом, который вновь прорабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования и специфической в перигляциальных условиях ледникового времени педогенной проработки поверхностного материала каждого слоя сформировались педогенно стратифицированные толщи – педоциклиты и педолитоциклиты, представляющие собой композиции из ЭПО. Именно эти сложные природные тела являются почвообразующей породой и определяют строение профилей современных почв.

### Литература

1. Гугалинская Л.А. Морфолитопедогенез центра Русской равнины. Автореф. дис. докт. биол. н. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 44 с.
2. Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Гипотетический литогенный профиль суглинистых почв центра Русской равнины. Почвоведение №1, 2000. С. 102–113.
3. Садовский М.А. О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, N 4/ С. 829–832.

## ПРОДУЦИРОВАНИЕ CO<sub>2</sub> ПОЧВАМИ НИЖНЕВОЛЖСКИХ СТЕПЕЙ В ЭПОХИ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО КРИЗИСА И ОПТИМУМА

Т.С. Демкина, А.В. Борисов

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Пушкино Московской обл., ул. Институтская, 2; E-mail: demkina@issp.serpukhov.su*

Многочисленные курганы евразийских степей являются не только памятниками истории древних и средневековых обществ, но и памятни-

ками природы. До настоящего времени под курганными насыпями сохранились палеопочвы прошлых эпох, «записавшие» в своем профиле

историю развития природной среды на протяжении последних тысячелетий.

Почвы нижневолжских степей за последние 5000 лет испытывали воздействие как аридных, так и гумидных климатических условий, что нашло свое отражение в ряде почвенных свойств, сохранившихся до настоящего времени [1].

На основе сравнительного изучения морфологических, химических, магнитных, микробиологических свойств разновозрастных подкуранных палеопочв эпох энеолита, бронзы, раннего железа и средневековья (IV тыс. до н.э. – XIV в. н.э.) в степной зоне юга России нами выявлены основные диагностические показатели, отражающие состояние и вековую динамику природных условий за историческое время. К их числу относятся: глубина залегания в почвенном профиле аккумуляции карбонатов, гипса и легкорастворимых солей, их запасы в различных слоях; формы новообразований карбонатов; степень выраженности признаков солонцеватости, цвет и структура солонцового горизонта и наличие/отсутствие в нем новообразований оксидов марганца; окраска и мощность гумусового слоя; содержание и состав гумуса; величина магнитной восприимчивости. Кроме того, нами установлены микробиологические параметры, дающие контрастную характеристику биологической активности степных палеопочв в аридные и гумидные климатические периоды [2].

Особую важность приобретают исследования состояния почвенного покрова в эпохи палеоэкологических кризисов и оптимумов, вызванных резкими и продолжительными периодами аридизации или гумидизации климата. Подобного рода данные в настоящее время актуальны в качестве ретроспективной основы при разработке прогноза развития почв и ландшафтов в условиях возможных глобальных климатических изменений и уточнения реального и потенциального вклада степных почв в эмиссию CO<sub>2</sub>.

Исследованная территория юго-востока Русской равнины включает Приволжскую возвышенность и Прикаспийскую низменность в пределах Волгоградской области. Климат региона умеренно континентальный. Его характерными чертами являются большая инсоляция, резкие годовые и суточные амплитуды отдельных показателей (осадки, температура, влажность и др.), короткие переходные сезоны, резкая атмосферная сухость, устойчивость ветров, частые зимние оттепели. С северо-запада на юго-восток количество атмосферных осадков уменьшается с 400–450 до 250–300 мм/год, а среднегодовая температура возрастает с 5,40 до 8,10°C.

Приволжская возвышенность занимает обширную территорию вдоль правого берега Волги. Формирование рельефа здесь происходило под воздействием интенсивного проявления новейших тектонических поднятий и эрозионных процессов. Почвообразующие породы наряду с чет-

вертичными желто-бурыми суглинками представлены отложениями мелового и третичного периодов. Абсолютные отметки достигают 300–350 м.

Прикаспийская низменность сформировалась в обширной древней тектонической впадине, заполненной толщей морских и континентальных осадков. Ее северная часть с поверхности сложена глинисто-суглинистыми отложениями раннехвалынского возраста, южная – более легкими поздне- и послехвалынскими осадками, преимущественно супесями и песками. Абсолютные отметки понижаются с севера на юг с 50–45 до 25 м. Территория отличается равнинным рельефом, часто встречаются замкнутые бессточные впадины (солонные озера, соры, лиманы, падины), хорошо развит микрорельеф.

В почвенно-географическом отношении регион входит в зоны сухих и пустынных степей с темно-каштановыми, каштановыми и светло-каштановыми почвами соответственно. Наличие микрорельефа обусловило комплексный характер почвенного покрова, где наряду с зональными типами почв развиты солонцы.

Измеряли продуцирование CO<sub>2</sub> нативными (V нат.) [3] и увлажненными до 60% полной влагоемкости (V базал.) [4] образцами почв, отобранными по генетическим горизонтам A1, B1, B2. Определяли C активной микробной массы [5].

В исследованных нами природных регионах (Приволжская возвышенность и Прикаспийская низменность) отчетливо прослеживается аридизация климата на рубеже III-II тыс. до н.э. Увеличение засушливости вызвало интенсификацию процесса дефляции, обусловило значительное засоление, дегумификацию и окарбоначивание палеопочв. Это привело к опустыниванию ландшафтов и формированию в конце III тыс. до н.э. на водоразделах и высоких речных террасах, древнеморской равнине необычных полупустынных палеопочв, диагностированных нами как каштановидные. Для них характерны отсутствие признаков солонцеватости и текстурной дифференциации профиля, монотонность окраски, маломощный гумусовый горизонт с содержанием гумуса менее 2%, поверхностная карбонатность, отсутствие сегрегационных форм карбонатных аккумуляций, значительная засоленность профиля, низкие значения магнитной восприимчивости. По организации профиля и морфолого-химическим свойствам каштановидные палеопочвы весьма близки современным бурым почвам, развитым в настоящее время на буграх Бэра в низовьях Волги в полупустынной зоне со среднегодовой нормой атмосферных осадков менее 200 мм.

В эпоху развитого средневековья произошли довольно существенные изменения климата в сторону его гумидизации. Судя по свойствам палеопочв этого периода можно полагать, что среднегодовая норма атмосферных осадков превышала современную на 70–100 мм. На основании па-

Продуцирование CO<sub>2</sub> подкурганными палеопочвами в эпохи палеоэкологического кризиса и оптимума и их современными аналогами в нативном и увлажненном состоянии (гор. А1)

Природный район, объект	Время, почва	Сорг.	W	Микробная биомасса, мкг С/г почвы	Продуцирование CO <sub>2</sub> , мкг С/100 г почвы/ч	
		%			V нат.	V базал.
Приволжская возвышенность: «Линево»	Рубеж III–II тыс. до н.э., Кв	0,74	7,0	7,71	0,2	7,5
	Современность, К3	2,26	14,0	189,63	0,7	1,3
	XIII–XIV вв. н.э., Сн	1,72	5,9	10,30	1,1	25,0
	Современность, Сн	0,97	6,4	121,20	0,6	51,3
«Авилковский»	Рубеж III–II тыс. до н.э., Кв	0,35	14,4	0,37	0,5	0,0
	Современность, К2	1,56	6,9	657,86	1,0	226,4
«Гары»	XIII–XIV вв. н.э., К2	0,68	2,0	5,80	1,8	9,5
	Современность, К2	0,73	2,4	178,40	1,4	246,5
Прикаспийская низменность: «Малаяевка»	Рубеж III–II тыс. до н.э., Кв	0,48	10,3	19,89	0,2	7,0
	XIII–XIV вв. н.э., К1	0,62	10,2	49,07	0,7	9,0
	Современность, К1	1,61	3,8	558,30	0,4	292,7

леопочвенных данных можно говорить о существовании в южнорусских степях «средневекового климатического оптимума», пик которого приходился на XIII век.

Ранее нами было установлено, что радиоуглеродный возраст микробной фракции в гор. А1 палеопочвы совпадает со временем создания кургана по археологической датировке [6]. Поэтому рассмотрим состояние микробных сообществ в горизонте А1 изученных почв (таблица).

Проведенные исследования показали, что продуцирование CO<sub>2</sub> из нативных образцов почв, погребенных в период палеоэкологического кризиса (рубеж III–II тыс. до н.э.) в 2,0 (подзоны К1, К2) и 3,5 раза (подзона К3) меньше, чем из современных аналогов. Почвы, погребенные во время средневекового климатического оптимума, напротив, выделяли из нативных образцов в 1,3 (подзона К2) и 1,8 раз (подзоны К3, К1) больше углекислого газа, чем современные почвы.

Следовательно, эмиссия CO<sub>2</sub> из почв нижневожских степей в периоды экологического кризиса снижается, а климатического оптимума – увеличивается.

Увлажнение до 60% ППВ образцов палеопочв, отобранных в различные палеоклиматические периоды увеличивало выделение CO<sub>2</sub> поразному. Так, в палеопочвах рубежа III–II тыс. до н.э. увеличение произошло в 35,0 и 37,5 раза, соответственно в подзонах К1 и К3. В средневековых палеопочвах (XIII–XIV вв. н.э.) – в 5,3 (подзона К2), 12,9 (подзона К1) и 22,7 (подзона К3) раза. В современных почвах четко прослеживается зависимость от увлажненности климата. В подзоне темно-каштановых почв увлажнение образцов увеличивало продуцирование CO<sub>2</sub> в 1,9 (К3 почва) и 85,5 (Сн почва) раза, в подзоне каштановых почв в 176,1 и 226,4 раза, а в подзоне светлокаштановых почв – в 731,8 раза.

Таким образом, увеличение эмиссии CO<sub>2</sub> при повышении увлажненности климата в степных почвах Нижнего Поволжья зависит от актуальной увлажненности климата в этот период. Наибольшая эмиссия будет на территории с наименьшей увлажненностью на момент ее повышения.

Исследования проводились при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 14-04-00934, 14-06-00200) и Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

### Литература

1. Демкин В.А., Гугалинская Л.А., Алексеев А.О., Алифанов В.М., Демкина Т.С., Алексеева Т.В., Борисов А.В., Хомутова Т.Э., Иванникова Л.А., Кабанов П.Б., Алексеева В.А., Каширская Н.Н., Демкина Е.В., Дуда В.И., Дмитриев В.В., Сузина Н.Е., Ельцов М.В., Калинин П.И. Палеопочвы как индикаторы эволюции биосферы. М.: НИА Природа, 2007. 282 с.
2. Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Стретович И.В., Демкин В.А. Микробиологические исследования палеопочв археологических памятников степной зоны // Почвоведение. 2010. №2. С.213–220.
3. Демкина Т.С. Определение скорости продуцирования CO<sub>2</sub> почвой в полевых условиях // Агрехимия. 1989. № 3. С. 112–115.
4. Ананьева Н.Д., Благодатская Е.В., Орлинский Д.Б., Мякшина Т.Н. Методические аспекты определения скорости субстрат-индуцированного дыхания почвенных микроорганизмов // Почвоведение. 1993. № 11. С. 72–77.
5. Anderson J.P.E., Domsch K.H. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils // Soil Biol. Biochem. 1978. V. 10. No 3. P. 215–221.
6. Demkina T.S., Khomutova T.E., Kashirskaya N.N. et al. Age and activation of microbial communities in soils under burial mounds and in recent surface soils of steppe zone // Eurasian Soil Science. 2008. Vol.41. No 13. P. 1439–1447.

## ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДЫ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ ГОРОДОВ

А.В. Долгих, Е.И. Александровская, А.Л. Александровский

*Институт географии РАН, Москва; e-mail: dolgikh@igras.ru*

В пределах городов изменения почв и природной среды характеризуются высокой интенсивностью [1]. Выделяются следующие этапы развития городских ландшафтов: природный, ему соответствуют почвы, погребенные под урбоседиментами (культурным слоем), дерново-подзолистые, черноземы и др.: этап догородского освоения (сельский), чаще всего представленный пахотным горизонтом; этап раннего города, в лесной зоне обычно представленный органическим «торфообразным» слоем с остатками деревянных конструкций; этап времени каменного строительства, представленный минеральным слоем с избытком остатков кирпича, извести [2,3].

Мощность городских почв и урбоседиментов, особенно в древних центральных частях городов, может достигать многих метров в связи с постоянным накоплением антропогенных отложений. В их толще подробно записана история развития ландшафтов, а также история хозяйственного освоения территории и взаимодействия человека и природной среды. С помощью методов почвоведения и палеогеографии эта история может быть реконструирована.

В почвах и отложениях города происходит трансформация антропогенного вещества, в результате чего формируются новые химические соединения, определяющие необычные свойства культурного слоя города и погребенных под ним почв. Происходит окисление и ошелачивание почв и отложений, аккумуляция органического углерода [2]. Образуются вторичные минералы характерные для культурных слоев города [4].

Источники поступления материала и процессы его трансформации различаются в зависимости от биоклиматических условий. В условиях гумидного климата и лесной растительности (Москва, Ярославль, Тверь и др.) на дневную поверхность в основном поступают древесные остатки. Затрудненный дренаж и высокий уровень грунтовых вод вызывают замедление деструкции органического вещества (ОВ), в результате чего формируется органический торфообразный слой, насыщенный остатками древесины: Великий Новгород, Старая Русса и др. [3]. В нем, помимо обломков керамики, древесного угля и кости, встречаются артефакты из дерева и другого ОВ.

В результате седиментации в городе изменяется рельеф, заполняются овраги и другие понижения, также меняются породы и почвы. Одновременно с нарастанием урбоседиментов и выполаживанием рельефа ослабевает естественный дренаж и поднимаются грунтовые воды. Так, на месте Манежной площади в Москве некоторое время существовали пашни, что видно по строению профиля

дерново-подзолистых почв, сформированных на террасах р.Неглинной, и ныне погребенных на глубине до 6 м и более. В XVII в. здесь начинает быстро накапливаться культурный слой, также появляются новые запруды. В связи с этим уровень грунтовых вод поднялся на несколько метров. Сходные процессы отмечаются в Троицком и других раскопах на территории Великого Новгорода. Погребенная дерново-подзолистая почва распаивалась, что свидетельствует о нормальных условиях увлажнения до X в. После накопления урбоседиментов, мощность которых в центральной части города составляет 5–6 м, грунтовые воды поднялись до уровня 2–3 м от поверхности. Учитывая, что исходный уровень вод был на глубине -1 м или более, его подъем оценивается в 4 м и более. Столь существенный подъем уровня грунтовых вод происходит только в городах расположенных в условиях влажного климата и плоским рельефом. Способствует этому и большая влагоемкость формирующегося в таких условиях органического торфообразного культурного слоя.

В условиях засушливого климата и степной растительности формирование урбоседиментов идет за счет поступления остатков построек из глины, кирпича, извести: Фаногория, Тамань-Гермонасса и др.[5]. Здесь ОВ быстро разлагается, поэтому культурный слой обычно представлен минеральной лессообразной массой, также содержащей многочисленные артефакты и антропогенные остатки.

Культурные слои южных городов существенно отличаются от северных характером геохимических процессов, в том числе, способностью накапливать и удерживать различные химические вещества. Отличаются и формирующиеся на них почвы. Вместе с тем, и почвы, и мощные городские отложения, имеющие специфический состав, являются ареной протекания достаточно интенсивных процессов трансформации вещества, темпы которых можно оценить на основании данных об археологическом возрасте слоев.

Еще одной особенностью почв и урбоседиментов древних городов, в сравнении с естественными почвами и отложениями, является их обогащенность карбонатами, фосфором, а также тяжелыми металлами и другими микроэлементами [6,7]. Это связано с широким применением данных элементов в строительстве, производственной и бытовой деятельности [8].

Установлено, что содержание поллютантов в культурном слое городов повышено начиная с самых ранних уровней, но в погребенной почве резко снижается и обычно не превышает фоновых значений [6]. Этому во многом способствует ще-



лочная и слабощелочная среда характерная для урбоседиментов и городских почв. Вместе с тем, отмечаются случаи миграции соединений фосфора и их проникновения в погребенную почву.

В культурном слое всех городов отчетливо накапливаются микроэлементы медь, цинк, свинец и мышьяк. Нахождение в городских слоях меди и свинца, вполне закономерно – они использовались человеком в различных производствах и в быту с давних времен. Во всей толще культурных отложений Великого Новгорода обнаруживается накопление цинка и меди (до 1545 и 167 мг/кг соответственно). В отличие от них мышьяк и свинец, не столь стабильны и накапливаются в основном только в верхней части отложений (до 10 и 290 мг/кг соответственно).

В урбоседиментах изученных городов степной зоны (Фанагория, Тамань, Танаис) максимально выражено ощелачивание, содержание органического вещества крайне низкое [5]. В этих условиях накопление фосфора (среднее 1–1,5 %) и тяжелых металлов (медь – до 80 мг/кг, цинк – до 150 мг/кг, свинец – до 40 мг/кг) не достигает величин, характерных для городов лесной зоны, особенно в разрезах с мощным органическим слоем. Причем подобные тенденции характерны и для слоя античности, и для слоя средних веков (Гермонасса – Тамань).

Почвенные процессы выражены в формировании самостоятельных профилей слаборазвитых почв, соответствующих периодам замедления или полной остановки седиментации, а также в появлении почвенных признаков, рассеянных в культурном слое [2]. К ним относятся копролиты и ходы червей, карбонатные и железо-марганцевые новообразования, а также кутаны из вивианита (керченита) на поверхности структурных отделностей и включений. Под воздействием процессов педолитолиза происходит разрушение артефактов, как непрочных, созданных из древесины, так и прочных (керамика, кирпич, фрагменты печей, домов, металлические изделия и др.). На геохимических барьерах наблюдается аккумуляция элементов, в том числе токсичных. Особое значение имеет сорбционный барьер, приуроченный к мокрому органогенному слою.

Для городов лесной зоны характерны процессы эволюции переувлажненного органического слоя в минеральный. В Великом Новгороде эти изменения происходят в связи с проведением дренажа верхней части урбоседиментов. Содержание ОВ в результате его минерализации снижается, уменьшается доля грубых органических остатков, идет их гумификация, доля минерального вещества увеличивается. В результате образуется органо-минеральный материал. В Москве сходная эволюция наблюдается в нижней части культурных отложений. Под действием процессов минерализации ОВ мощность нижнего органического слоя существенно уменьшается, а в результате процессов гумификации на месте исходного органического слоя (щепа, торфообразная масса) формируется

сильногумусированная минеральная масса, которую можно назвать органо-минеральным слоем.

В отличие от процессов седиментации почвенные процессы морфологически проявляются в толще урбоседиментов не ярко. Вместе с тем они многочисленны и их роль в трансформации поступающего материала культурного слоя велика. Особенно четко они проявляются в периоды замедления седиментации и формирования почвенных горизонтов: Процессы *гумификации* ОВ при развитии на минеральном слое, приводят к формированию более темных гумусовых горизонтов, а на органическом – сопровождаются разложением и минерализацией грубого ОВ и снижением общего его количества в пределах профилей слаборазвитых почв. Процессы *оструктурирования* – выделяются по появлению комковатой и копрогенной зернистой структуры, как в профилях слаборазвитых почв, так и в общей массе слоя. Процессы *накопления поллютантов* и других «антропогенных» элементов: тяжелые металлы, кальций, фосфор, углерод и др.

Кроме почвенных процессов, идущих в приповерхностном слое, можно выделить процессы диагенеза, протекающих на глубине: Разрушение и минерализация органического вещества – проявляется в снижении содержания всех форм ОВ: грубого ОВ, преимущественно в органическом слое, гумифицированного – в минеральном слое. Гумификация ОВ на глубине; характерна для органического слоя. Миграция карбонатов – отмечается в минеральном слое, развиваются по ходам червей, порам, трещинам и другим пустотам. Иногда проявляются в проникновении кальцита в погребенную почву. Окарбоначивание – выражено в повышенном содержании  $\text{CaCO}_3$  в основном в минеральных слоях, идет за счет поступления строительной извести, обломков известняка и кальцита золы. Ощелачивание – проявляется в приобретении щелочной и сильнощелочной реакции среды, характерно для карбонатного минерального слоя и для бескарбонатных погребенных почв. Подкисление – характерно для органического слоя, выражено в понижении значений рН, а также в нейтрализации карбонатов, что приводит к формированию бескарбонатных и наиболее кислых слоев, из присутствующих в толще ПЛС. Оглеение – отмечается в условиях переувлажнения, в исходной погребенной почве и в почвах, залегающих в органическом слое. Глубокопочвенное иллювиирование – проявляется в накоплении кутан голубого цвета (керченит) на поверхности агрегатов погребенной подзолистой почвы, имеющих высокое содержание фосфора; характерно для переувлажненных условий (Великий Новгород).

Итак, урбоседименты, слоистые, преимущественно щелочные отложения, с прослоями материнской породы (морена, флювиальные пески), насыщенные кирпичем, известью, лессообразные на юге и органические на севере, обладающие большой сорбционной способностью, представляет собой особую экологическую среду с разнообразными геохимическими барьерами и потоками

вещества. История развития и свойства этой среды могут быть выявлены с помощью комплексных почвенно-археолого-палеогеографических исследований.

### Литература

1. Почва, город, экология /Под общ.ред. акад.РАН Г.В.Добровольского. М.: Фонд «За экономическую грамотность», 1997. 320 с.
2. Александровский А.Л., Бойцов И.А., Кренке Н.А. Почвы и культурный слой Москвы: строение, история развития, география // Известия РАН. Сер геогр. 1997. № 4. С. 82–95
3. Долгих А.В. Александровский А.Л. Почвы и культурный слой Великого Новгорода // Почвоведение. 2010. № 4. С. 515–526.

4. Каздым А.А. Техногенные отложения древних и современных урбанизированных территорий: палеоэкологический аспект. М.: Наука, 2006. 158 с.
5. Александровский А.Л., Александровская Е.И., Долгих А.В., Замотаев И.В., Курбатова А.Н. Почвы и культурные слои древних городов юга Европейской России // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1201–1301.
6. Евдокимова А.К. Тяжелые металлы в культурном слое средневекового Новгорода // Вестник Московского ун-та, Сер. геогр. 1986 № 3. С. 86–91.
7. Прокофьева Т.В., Строганова М.Н. Почвы Москвы (почвы в городской среде, их особенности и экологическое значение). М.: ГЕОС, 2004. 60 с.
8. Александровская Е.И., Александровский А.Л. Историко-географическая антропохимия. М.: НИИ-Природа, 2003. – 204 с.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИАЗОВЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАГАНРОГСКОГО ЗАЛИВА

К.В. Дюжова

Институт аридных зон ЮНЦ РАН, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41; e-mail: kristi\_kras007@mail.ru

Работы по реконструкции ландшафтно-климатических условий для семиаридных и аридных территорий юга Восточно-Европейской равнины актуальны на сегодняшний день. Для получения достоверных данных, большую роль играют исследования в области спорово-пыльцевого анализа, а донные отложения Азовского моря являются уникальным объектом для сохранения пыльцевых зерен и спор.

Материалом для исследования послужила колонка донных отложений, отобранная в Таганрогском заливе Азовского моря (N 46°58'4"; E 38°21'2") в ходе экспедиции Южного научного центра РАН с борта НИС «Денеб». В литологическом отношении осадки представлены в основном песчанистыми алевритово-глинистыми и глинистыми илами [1]. Образцы для спорово-пыльцевого анализа были подготовлены по стандартной методике [2]. Построение спорово-пыльцевых диаграмм проводилась с помощью программы TILIA и приложения TILIA-Graph [3]. Для колонки было получено пять радиоуглеродных определений возраста, выполненных в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета (под руководством д.г.-м.н., проф. Х.А. Арсланова).

В результате проведенного исследования было выявлено, что спорово-пыльцевые спектры большинства проанализированных образцов колонки относятся к степному типу с преобладанием пыльцы трав (до 85% от общего количества пыльцы и спор), содержание пыльцы деревьев колеблется от 15 до 30 %.

Травянистая часть большинства спорово-пыльцевых спектров отличается значительным

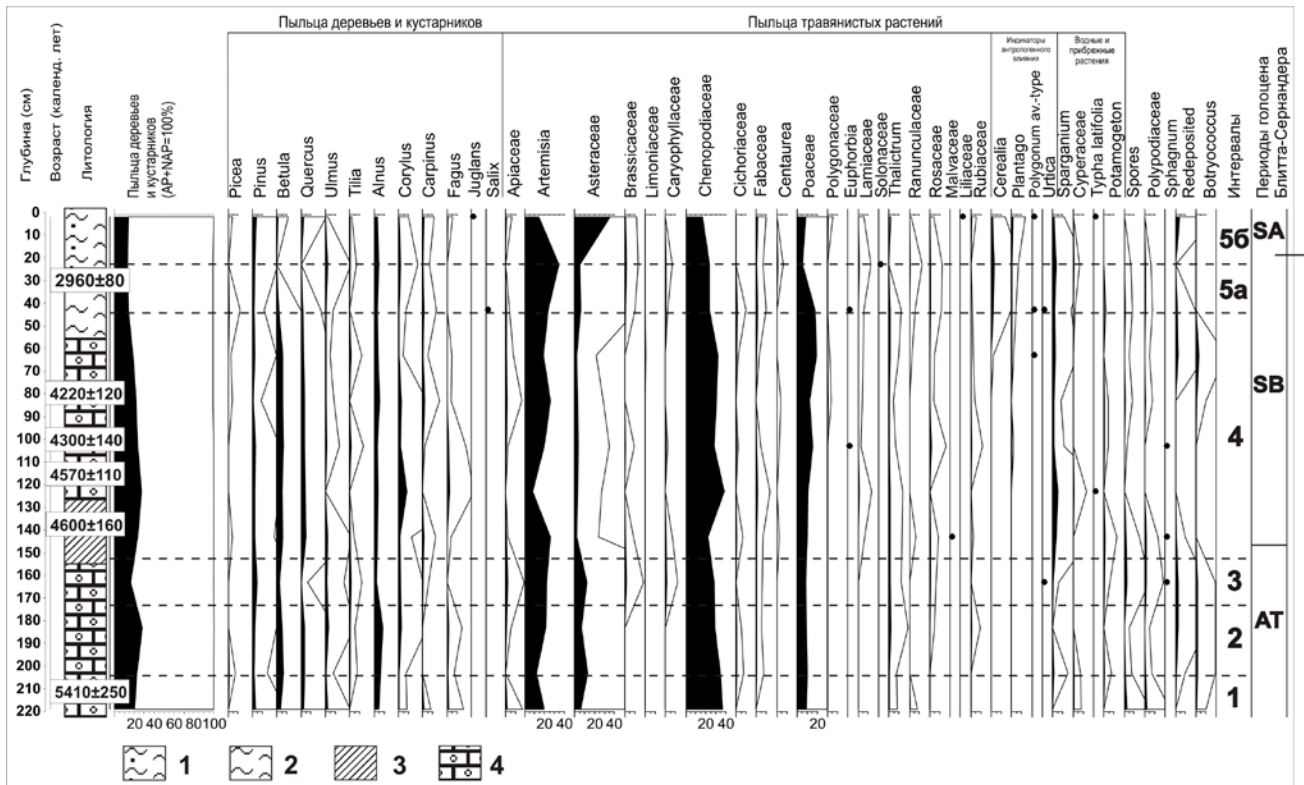
разнообразием. В спектрах преобладает пыльца представителей семейства Chenopodiaceae (до 50% от общей суммы пыльцевых зерен) и рода *Artemisia* (до 35%). Содержание пыльцы Rosaceae также высоко и достигает 20%. В небольшом количестве, но постоянно, присутствует пыльца растений, характерных для степных и луговых сообществ – представителей широко распространенных семейств: Asteraceae, Apiaceae, Polygonaceae, Fabaceae, Rosaceae, Lamiaceae, Brassicaceae и др. Повсеместно в спектрах была встречена пыльца водных растений: *Sparganium* (до 5%), *Typha latifolia* и *Potamogeton* (единично).

Постоянный компонент спектров – пыльца растений-индикаторов антропогенной деятельности. Основную долю в этой группе составляют культурные злаки, периодически были отмечены также пыльцевые зерна *Plantago*, *Cichoriaceae*, *Centaurea*, *Polygonum aviculare* -type.

В группе пыльцы древесных пород преобладает *Alnus* и *Betula*, заметно влияние *Quercus*, *Pinus*, *Ulmus* и *Corylus*. Отличительной особенностью спорово-пыльцевых спектров Таганрогского залива, по сравнению с Азовским морем [4], является малое содержание пыльцы *Carpinus* и *Fagus*.

На спорово-пыльцевой диаграмме было выделено пять пыльцевых зон (рисунок), различающихся по соотношению компонентов спорово-пыльцевых спектров и отражающих динамику растительности прилегающих территорий. Зоны 1, 3 и 5 характеризуются спектрами ксерофитного (степного) типа, где количество пыльцы древесных пород сокращается (до 15%) и возрастает роль пыльцы Chenopodiaceae (до 50%) и *Artemisia* (до 35%). В зонах 2 и 4 отмечено довольно высокое количество пыльцы древесных пород (25–30%).

Нижняя зона 1 соответствует атлантическому периоду голоцена и характеризуется степными



Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений Таганрогского залива Азовского моря (1 – песчаный алевритово-глинистый ил, 2 – алевритово-глинистый ил, 3 – глинистый ил, 4 – заиленная ракушка).

спектрами, с преобладанием пыльцы растений семейства *Chenopodiaceae* (до 40 %), *Artemisia* (до 20 %) и *Poaceae* (до 10 %), что указывает на распространение травянистой растительности при значительном участии галофитных сообществ.

Последующая пыльцевая зона 2 относится к позднеатлантическому времени и выделена на основании увеличения в спектрах пыльцы древесных пород до 30 % в основном за счет *Alnus* и *Betula*. Помимо березы и ольхи здесь в значительном количестве присутствует пыльца *Quercus*, *Ulmus* и *Corylus*. По-видимому, в это время происходило относительно кратковременное расширение площадей пойменных лесов севернее изучаемой территории, сопровождающееся процессом гумидизации климата.

Пыльцевая зона 3, приходящаяся на границу атлантического и суббореального периода голоцена, отражает распространение степных сообществ, где помимо маревых, злаков и полыней заметно увеличивается количество пыльцы сложноцветных (до 15–17 %).

Пыльцевая зона 4 охватывает практически весь суббореальный период и выделена по стабильно высокому, по отношению к смежным зонам, количеству пыльцы деревьев (до 30 %), с заметным участием помимо *Alnus* и *Betula* – пыльцы *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* и *Corylus*. Подобный состав спектров может указывать на процессы гумидизации климата, сопровождающиеся небольшим похолоданием, что привело к распространению древесной растительности на протяжении суббореального периода голоцена.

Верхние горизонты колонки, видимо, подверглись размыву, поэтому они не несут достоверной информации о динамике условий побережья в субатлантическое время (зона 5). Состав спорово-пыльцевых спектров верхних 20 см отложений (зона 5б) отражает современное состояние растительного покрова побережья, находящегося под влиянием антропогенной нагрузки. Помимо содержания пыльцы культурных злаков и рудеральных растений (*Plantago*, *Polygonaceae*, *Urtica*), важной особенностью современных спектров колонки, является большая доля пыльцы семейства *Asteraceae* (до 40 %), что служит косвенным признаком широкого распространения посевов подсолнечника (*Helianthus annuus* L.), а также развития сорного вида – амброзии полыннолистной (*Ambrosia artemisiifolia* L.) [5].

По результатам изучения спорово-пыльцевых спектров колонки донных отложений Таганрогского залива Азовского моря, получены подробные данные о составе растительного покрова северо-восточного Приазовья в период 3000–5500 календарных лет назад. В атлантический период произошло расширение степных ландшафтов, однако к концу периода прослеживается кратковременный этап развития лесных сообществ. Выявлено, что доля древесных пород в растительном покрове суббореального периода была значительно выше, чем в предшествующий отрезок голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта № 16-17-10170 «Исследование динамики палеоэкологических изменений в Приазовье и Предкавказье в неоплейстоцен-голоцене на основе комплексных методов».

## Литература

- Матишов Г.Г. Морфология дна и донные отложения // Азовское море в конце XX-начале XXI веков: геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2008. С. 13–32.
- Гричук В.П. Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа // Проблемы физической географии. 1940. В.8. С. 53–58.
- Grimm E.C. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA, Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter. 1990. №4. P. 5–7.
- Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Красноруцкая К.В. Динамика ландшафтов Приазовья в позднем голоцене // Вестн. Южного научного центра РАН. 2011. Т. 7. № 3. С. 35–43.
- Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Дюжова К.В. Палиноиндикация антропогенных изменений растительности Приазовья (по данным изучения донных отложений Азовского моря) // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 708–712.

## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ И ЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В КРЫМУ И В СЕВЕРНОМ ПРИАЗОВЬЕ

Е.И. Ергина<sup>1,2</sup>, О.С. Безуглова<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского, 295007, Симферополь, пр. Вернадского, 4

<sup>2</sup>Научно-исследовательский институт сельского хозяйства Крыма 295493, Симферополь, ул. Киевская 150, e-mail: [ergina65@mail.ru](mailto:ergina65@mail.ru)

<sup>3</sup>Южный федеральный университет, 344006, Ростов-на-Дону, ул. Большая Садовая, 105; e-mail: [lola314@mail.ru](mailto:lola314@mail.ru)

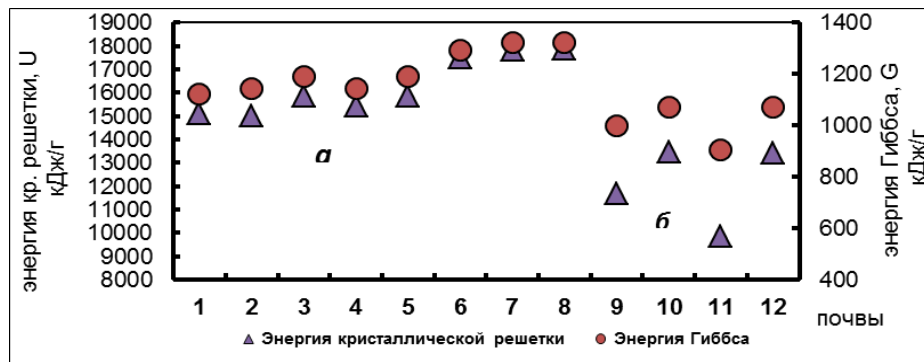
Энергетический и термодинамический подходы при изучении природных процессов, в том числе почвообразования, получают в последнее время все большее распространение. Термодинамические и энергетические характеристики являются основными при оценке «почвообразующего потенциала». Концепция почвообразующего потенциала природных факторов (ПППФ) представляет развитие взглядов о почвообразующих потенциалах климата и биоты [1,2], среди которых особую ценность имеет оценка почвообразующего потенциала материнских пород или исходного субстрата посредством определения термодинамических свойств почвы и почвообразующей породы. Сравнительная характеристика с этой точки зрения черноземов Приазовья и Крыма представляет интерес в силу достаточно явных различий в условиях формирования, и в то же время, наличия многих общих черт в генезисе и свойствах этих почв [3].

Для оценки термодинамических свойств почв существуют характеристики энергии кристаллической решетки, свободной энергии Гиббса и энтропии минеральной части. Они наиболее полно отражают степень зрелости почвы, ее климаксное состояние. Энергию кристаллической решетки и свободную энергию Гиббса можно рассчитать эмпирическими и полуэмпирическими формулами [4]. Для их использования необходимы количественные данные о составе минералов, но учитывая сложность определения минерального состава почв, В. Р. Волобуев предложил считать минеральную часть почвы суммой оксидов, а для расчетов энергии кристаллической решетки и свободной энергии Гиббса использовать данные валового химического состава минеральной части почвы [5]. Именно этот методический прием был использован в данной работе.

Энергетические и термодинамические характеристики рассчитывали по результатам валовых анализов, с использованием данных, которые приведены в работах Н. Н. Дзенс-Литовской [6], И. Я. Половицкого [7] и авторских определений. Определение валового содержания тяжелых металлов проводили рентгенофлуоресцентным методом на приборе «Спетроскан».

Значения энергии кристаллической решетки ( $U_m$ ) в исследуемых черноземах изменяются в широком диапазоне от 9948 до 17847 кДж/г; энергии Гиббса ( $G_m$ ) – от 955 до 1325 кДж/г. Величина энтропии ( $S_m$ ) находится в пределах 51–66 кДж/г град. Эти характеристики свидетельствуют о довольно высоких запасах энергии, и о вариабельности энергетических и термодинамических характеристик в почвах разного генезиса. Наиболее высокие значения энергии кристаллических решеток и энергии Гиббса присущи черноземам Крымского полуострова – черноземам предгорным карбонатным, меньшие – черноземам южным. Черноземы Ростовской области по этим параметрам занимают промежуточное положение, а наименьшими значениями характеризуются маломощные черноземы Крымского полуострова, сформированные на плотных известняках. Незначительные отличия в показателях термодинамического и энергетического состояния черноземов на залежных и целинных участках свидетельствуют о достаточной консервативности минерального состава черноземов, и независимости процессов преобразования минералов от способа использования почв.

Графическая интерпретация значений энергии кристаллической решетки ( $U_m$ ) и свободной энергии Гиббса ( $G_m$ ) (рис. 1) позволяет выделить 2 поля в зоне графика.



**Рис. 1.** Энергия кристаллической решетки ( $U_m$ ) и энергия Гиббса для черноземов Крымского полуострова и Ростовской области. Цифрами на оси абсцисс обозначены почвы. *Ростовская область:* 1,2 – черноземы обыкновенные карбонатные; *Крымский полуостров:* 3 – чернозем южный на суглинках; 4 – чернозем южный на красно-бурых глинах; 5 – черноземы южные на красно-бурых глинах; 6 – черноземы южные на суглинках; 7,8 – черноземы предгорные карбонатные; 9–12 – черноземы маломощные на известняках.

В поле (а) находятся почвы, в которых обнаружены максимальные значения энергии решетки и свободной энергии Гиббса. Это черноземы разных родов Крымского полуострова и Ростовской области, сформированные на рыхлых почвообразующих породах: различных по генезису суглинках, лессах, красно-бурых и желто-бурых глинах. В поле (б) расположились почвы со значительно меньшими значениями энергии кристаллической решетки и свободной энергии Гиббса. Это черноземы, сформированные на плотных почвообразующих породах – известняках и конгломератах. Характерно, что увеличение энергии кристаллической решетки влечет за собой закономерное повышение свободной энергии Гиббса.

Сравнение величин энергии кристаллической решетки ( $U_m$ ) с величиной отношения свободная энергия к энергии кристаллической решетки ( $G_m/U_m$ ) позволяет сформулировать важные закономерности (рис. 2). Точки на графике условно располагаются в двух полях. Почвы в секторе (а) имеют более высокие значения энергии кристаллической решетки, но в них меньше свободной энергии, которая может превращаться в работу. Это группа полнопрофильных зональных почв, сформированных на рыхлых почвообразующих породах.

Очевидно, причины этого кроются в химическом и минералогическом составе пород, наследуемыми почвами. В таких почвах в ходе почвообразования высвобождается меньше энергии, в связи с чем процессы, на которые необходимо за-

трачивать значительное количество энергии, например, выветривание, формирование гумусового горизонта, в том числе аккумулятивное гумуса, стагнируются (или замедляются).

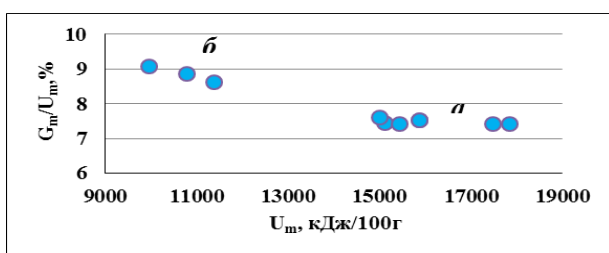
Наоборот, в почвах, сформированных в Крыму на достаточно плотных породах и продуктах их выветривания (рис. 2б), несмотря на более низкие значения энергии кристаллической решетки, высвобождается больше свободной энергии [8]. Этот факт необходимо учитывать при разработке комплексов мероприятий с целью улучшения свойств почв при их сельскохозяйственном использовании и рекультивации.

Со временем, при достижении почвой стадии климакса, значения энергии кристаллической решетки увеличиваются, в почвах постепенно растет количество вторичных минералов, которые имеют более устойчивую кристаллическую решетку. В молодых почвах энергия решетки меньше, что дает возможность часть внешней энергии в почвенной системе расходовать на процессы, которые обеспечивают формирование гумуса, почвенного профиля и др. [9]. Сегодня можно утверждать, что при почвообразовании со временем превалируют процессы накопления или синтеза минералов с повышенными значениями энергии кристаллической решетки.

Таким образом, энергетические показатели, дают возможность определить генетические и эволюционные особенности почвообразующего процесса, его интенсивность и время почвообразования.

### Литература

1. Таргульян В.О. Развитие почв во времени // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1982. С. 108–113.
2. Шоба С.А., Герасимова М.И., Таргульян В.О., Урусевская И.С., Алябина И.О., Макеев А.О. Почвообразующий потенциал природных факторов // Генезис, география и экология почв: [сб. науч. труд. Междунар. конф.]. Львов, 1999. С. 90–92.
3. Безуглова О.С., Хырхырова М.М. Почвы Ростовской области: учебное пособие. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2008. – 352 с.
4. Искандеров И.Ш. Энергия кристаллической решетки и свободная энергия минеральной части почв // Почвоведение. 1974. № 4. С. 147–149.



**Рис. 2.** Доля свободной энергии в энергии кристаллической решетки ( $G_m/U_m$ ) и энергия кристаллической решетки почв ( $U_m$ ).

5. Волобуев В.Р. Опыт расчета энергии кристаллической решетки почвенных минералов // Почвоведение. 1968. № 4. С. 89–93.
6. Дзенс-Литовская Н.Н. Почвы и растительность степного Крыма. Л.: Наука, 1970. –157 с.
7. Половицкий И.Я., Гусев П.Г. Почвы Крыма и повышение их плодородия. Симферополь: Таврия, 1987. – 152 с.
8. Ергина Е.И. Термодинамические свойства и энергетика гумуса разновозрастных почв Крымского полуострова // Живые и биокосные системы, № 3, 2013, <http://www.jbks.ru/archive/issue-3/article-5>
9. Єрґіна О.І. Енергетичні та термодинамічні характеристики ґрунтів і ґрунтоутворюючих субстратів Кримського півострова // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2013. Вип. 41. С. 132–139.

## **ПРИМЕНЕНИЕ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО И АНТРАКОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ДИНАМИКИ ЭКОСИСТЕМ В ГОЛОЦЕНЕ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

**Е.Г. Ершова<sup>1</sup>, Е.В. Пономаренко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>*МГУ им. Ломоносова, Москва; e-mail: eershova@rambler.ru*

<sup>2</sup>*Ottawa University of Ottawa, Канада; e-mail: ecosystemarchaeology@gmail.com*

Одним из основных методов реконструкций палеорастительности является спорово-пыльцевой анализ почв. Однако в зоне лесостепи его применение сопряжено с рядом проблем. Это связано, прежде всего, с неоднородностью растительного покрова и сложностью разделения локального и регионального компонентов в пыльцевом спектре. Под пологом леса почвы накапливают пыльцу преимущественно локального происхождения, однако на открытых пространствах доли локальной и занесенной издалека пыльцы могут быть различными в зависимости от общей площади лесов, близости границы леса, а также пыльцевой продуктивности растений, составляющих локальные сообщества. Все это в сочетании с плохой сохранностью пыльцы и перемешиванием почвенной фауны затрудняет интерпретацию ископаемых почвенных спектров, поэтому важно дополнение пыльцевого анализа другими независимыми методами. Анализ древесного угля (педоантракология и археологическая антракология) в последнее десятилетие бурно развиваются в Европе и Северной Америке. Анатомический анализ содержащегося в почве угля во фракции >2мм позволяет провести определение до рода или вида. В отличие от пыльцы, уголь не переносится на значительные расстояния, поэтому анализ угольного пула позволяет реконструировать состав древесных пород непосредственно на исследуемом участке, с привязкой к определенным геоморфологическим условиям или особенностям вмещающего субстрата (почв и наносов). Такие реконструкции имеют и четкую временную привязку, так как возраст древесного угля легко определяется методами радиоуглеродной датировки. В то же время остатки травянистых растений, как правило, не сохраняются в обугленной форме, поэтому важно дополнение антракологических реконструкций палинологическим анализом [1].

Мы применили палинологический и антракологический анализы для реконструкции динамики экосистем и землепользования на участке Самарской Луки, примыкающем к двум археологическим памятникам Хазарского времени - Жигулев-

ском селище и могильнике [2]. При сельскохозяйственном освоении (выпасе и распашке), почвы лесостепной и степной зон интенсивно эродированы, что связано с пылеватым составом пород, расчлененностью рельефа и ливневыми дождями. При этом в аккумулятивных элементах рельефа (балках и бессточных западинах) формируются т.н. педолитоседименты [3,4], в которых чередуются пролювиально-делювиальные наносы и молодые почвы. Возраст страт в таких комплексах варьирует от нескольких лет до нескольких сотен лет, что позволяет проводить детальные палео-экологические реконструкции.

Территория, вмещающая участок исследования, была заселена оседлым населением с середины I тысячелетия до н.э. до 1240 г. н.э. Был проанализирован состав культурных слоев Хазарских памятников и состав стратиграфических слоев в балке, примыкающей к этим памятникам. В основании стратозема залегает развитая черноземовидная почва, на поверхности сформирована современная серая лесная почва. Между ними залегают семь пачек овражно-балочных отложений, разделенных маломощными молодыми почвами. Каждая пачка представляет собой седиментационный цикл, начинающийся с периода эрозии и переотложения материала в балке, и завершающийся периодом стабилизации поверхности и образования молодой почвы. Возраст трех стратиграфических слоев был определен АМС-датировкой угля, еще один слой был синхронизирован с временем существования селища и могильника по находкам микро-фрагментов керамики и кованным брызгам. Возраст остальных слоев был рассчитан по скоростям осадконакопления. Начало осадконакопления датируется 2529±32 г. до н.э. (эпоха бронзы) – дестабилизация склонов балки была вызвана лесным пожаром, который привел к оползневым процессам. Однако, накопление тонкослоистого пролювия началось лишь в III веке н.э., и с этого периода скорости осадконакопления составляли от 0,1 см/год в III–VIII вв. н.э. до 0,07 см/год в VIII–XIV вв. н.э., и около 0,06 см/год в

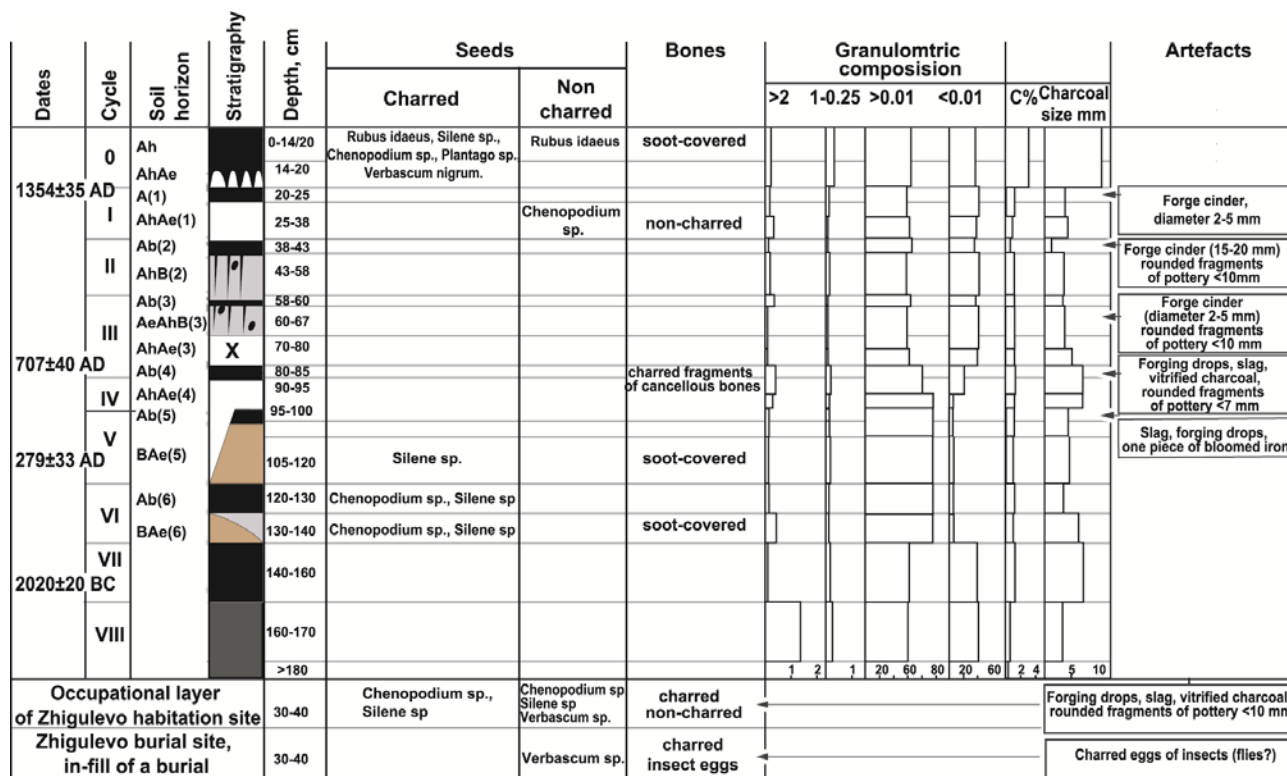


Рис. 1. Стратиграфия разрезов, гранулометрический состав и диагностические компоненты, найденные во фракции >1 мм.

XV–XVIII вв. н.э. Рассчитанная продолжительность седиментационных циклов составляла от 100 до 250 лет. Эрозионно-аккумулятивные процессы отмечались и во влажные (V–VII вв. н.э.), и в засушливые (IX–X вв. н.э.) периоды. Рассчитанный возраст циклов соответствует времени заселения ближайшей округи носителями следующих культур (сверху вниз): I Золотая Орда, II Болгары, III Хазары, IV Хазары и Именьковская, V Именьковская и Городецкая, VI Городецкая.

В образцах из каждого слоя анализировался гранулометрический состав, замерялся максимальный размер минеральных включений и угля, проводилось ботаническое определение угля и палинологический анализ, и анализировался состав обугленных остатков на наличие обожженных семян сорных растений, повторно-обожженного угля, склероциев древесной микоризы, и коры.

Анализ гранулометрического состава показал, что каждый цикл включал в себя несколько стадий: пожар или выжиг – эрозия – стабилизация поверхности, измельчение и заглупление угля, образование маломощных гумусовых горизонтов. Были отмечены и другие индикаторы антропогенных воздействий. Пыльца подорожника и других сорняков появляется впервые уже в эпоху бронзы: в это время дно балки использовалось как дорога. Обугленные семена сорных растений были найдены также в слоях VI, V и I циклов. В слоях трех циклов (XV–XVI, XII–XIII и VI–VIII вв. н.э.) была отмечены пыльца культурных растений и их спутников-сорняков. Таким образом, описанные седиментационные циклы были связаны с этапами хозяйственного освоения территории.

Состав экосистем на момент освоения оценивался по составу угольного и спорово-пыльцевого спектров. Мы предполагали, что после сгорания или выжига леса доля одних и тех же древесных видов в пыльцевом спектре будет падать, а в угольном спектре – увеличиваться. Таким образом, пики обилия видов по углю будут запаздывать по сравнению с пиками обилия пыльцы, представляя как бы негатив динамики пыльцы. Исключения возможны, если происходила расчистка леса под поле, и состав древесных пород на расчищаемом участке не отличался от такового на прилегающей территории. В этом случае можно ожидать, что состав угля будет соответствовать составу спорово-пыльцевого спектра. Ожидаемый сдвиг в пиках обилия по пыльце и углю был отмечен для *Betula*, *Tilia*, *Alnus*, and *Pinus*: пики этих таксонов в угольных спектрах появлялись позже, чем пики в пыльцевых спектрах. Пики угля клена также запаздывали по сравнению с пиками пыльцы, но клен присутствовал в угольном спектре слоев, в которых его пыльца не была отмечена. Аналогичная ситуация была отмечена и для дуба, который доминировал в угольных спектрах, но был отмечен в незначительных количествах в пыльцевых спектрах. Ель была недостаточно представлена и в угольных, и в пыльцевых спектрах, но оба метода уловили присутствие ели в одном и том же слое коллювия, образованном при расчистке участка под поле в V–VII вв. н.э. В целом, высокая корреляция между данными спорово-пыльцевого и антракологического анализов наблюдалась в тех случаях, когда процент пыльцы древесных видов был достаточно высок (напри-

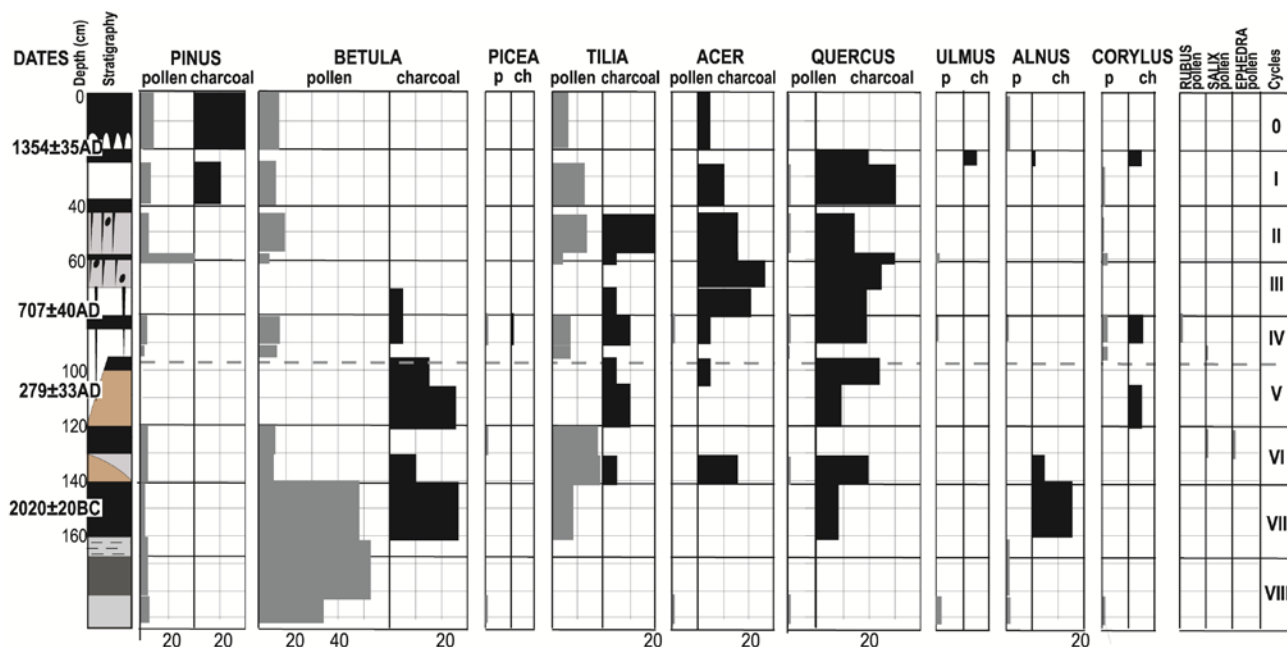


Рис. 2. Древесный уголь и пыльца деревьев (% пыльцы рассчитан от общей суммы пыльцы, % угольных фрагментов – от общей суммы фрагментов древесного угля).

мер, 70–80% в нижних слоях разреза). В тех слоях, где процент пыльцы древесных был менее 50%, вероятность привноса пыльцы из отдаленных участков делает сравнение результатов двух анализов менее правомерным.

Спорово-пыльцевой и антракологический анализы выявили сходные этапы динамики растительного покрова. VII. Березняки конца II – начала III тысячелетия до н.э. уничтожаются пожарами. Залужение/остепнение территории из-за повторных палов. VI. Восстановление лесного покрова из липы, дуба и клена к III веку н.э. и его последующее сведение в результате выжигания под пастбища. V. Восстановление лесного покрова из дуба, липы, клена, березы, с подлеском из орешника к IV–V вв н.э., и его последующая локальная расчистка под земледельческие угодья. IV. Восстановление полидоминантного лесного покрова из березы дуба, липы, клена, березы, вяза, ольхи, с подлеском из орешника к VI–VII вв н.э., и его последующая локальная расчистка под земледельческие угодья (подсека). III. Обезлесение, формирование обширных открытых пространств (пашен и пастбищ) в VIII–XI вв н.э. (Волжская Болгария).

II. Сосново-дубовые редколесья с примесью клена, XIII–XV вв н.э. (Золотая Орда). Периодические палы (обилие повторно обожженного угля) и выпас (отсутствие и обилие пыльцы сорных растений). I. Сосновые редколесья с примесью клена, XV–XVI вв н.э. (Золотая Орда/русская колонизация). Сосняки, выросшие во время перерыва в использовании участка, уничтожаются масштабным пожаром, после которого формируется современный облик участка (широколиственный лес).

#### Литература

1. Пономаренко Е.В., Пономаренко Д.С., Сташенков Д.А., Кочкина, А.Ф. Подходы к реконструкции динамики заселения территории по почвенным признакам // Поволжская археология, 2015, 1, 126–160.
2. Сташенков Д.А. Раскопки на Жигулевском селище и Жигулевском II грунтовом могильнике / Итоги Археологических Исследований в Самарской Области в 2013 году. Материалы научных экспедиций, СИЦ РАН, Самара. 2014. 82–124.
3. Sycheva, S.A. Long-term pedolithogenic rhythms in the Holocene // Quat. Int. 2006, 152-153, 192–202.
4. Sycheva, S.A. Cycles of soil formation and sediment accumulation in the Holocene (according to 14C data). Eurasian Soil Sci. 1999, 32, 613–623.

## МИКРОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЙМЕННЫХ ПОЧВ ГОЛОЦЕНА МАЛЫХ РЕК КРАСНОЯРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Н.Ю. Жаринова

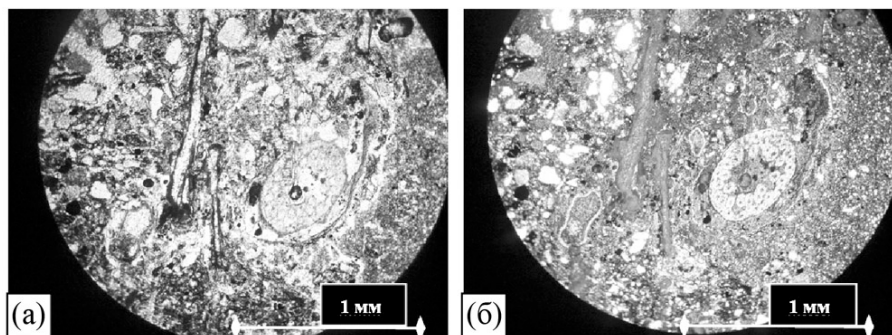
Сибирский федеральный университет, 660041, Красноярск, пр. Свободный, 79; e-mail: nata\_1986@bk.ru

Пойменные почвы выполняют важные биосферные функции: среды обитания организмов суши, участие в дифференциации географической оболочки и биосферы, фактора биологической эволюции [1]. Наиболее важная функция заключается в выполнении роли связующего звена в биологическом и геологическом круговоротах,

ввиду особого положения пойменных почв – на стыке атмосферы, литосферы и гидросферы. Во всех случаях гидроморфные почвы формируются в транзитных, либо аккумулятивных ландшафтно-геохимических условиях.

Район исследования располагается в долинах рек Березовка, Есауловка, Кача, Бузим и охваты-





Растительные остатки, замещающиеся оксидами железа, горизонт Т, разрез Березовка-1(І) 1-10 см, ↑  
 верх, увеличение x50, параллельные николи (а), скрещенные николи (б).

вает Красноярскую предгорную лесостепную котловину [2].

Объектами исследования являются пойменные почвы голоцена малых рек Красноярской лесостепи.

**Макроморфологические свойства.** В аллювиальных торфяно-глеевых почвах Красноярской лесостепи верхние горизонты (Т) имеют темно-бурую окраску, в разрезах Есауловка-3 (І) и Кача-2 (І) отличаются хорошей оторфованностью, в разрезах Березовка-2 (І) и Бузим-2 (І) оторфованы слабее. Преобладание сизого оттенка и обильных ржавых пятен оксидов железа в горизонтах (G и CG~) свидетельствует о протекании процесса оглеения. Почвы содержат влагу в большом количестве: верхние горизонты (Т) являются влажными (разрезы Кача-2 (І) и Бузим-2 (І)), мокрыми (разрезы Есауловка-3 (І) и Березовка-2 (І)). Горизонты G являются мокрыми, с глубины 20–30 см заметно просачивается вода. Горизонты С частично были погружены под воду. Структура почв комковатая, наиболее выраженная в горизонтах G. Почвы преимущественно уплотнены, являются среднепористыми, среднетрешиноватыми.

Для аллювиальных темногумусовых почв Красноярской лесостепи характерна преимущественная окраска верхних горизонтов темно-серая, преобладание сизого оттенка и обильных ржавых пятен за счет образования оксидов железа в нижележащих горизонтах свидетельствует о протекании процесса оглеения (для подтипа аллювиальных темногумусовых глееватых), преобладание грязно-серого до стального цвета в нижележащих горизонтах, а также бурное вскипание от НСІ (для подтипа аллювиальных темногумусовых гидрометаморфизованных), горизонты являются свежими (верхние горизонты), влажными либо переувлажненными (нижние горизонты, материнская порода), структура непрочная, чаще комковатая или ореховатая, почвы преимущественно уплотнены, являются среднепористыми, среднетрешиноватыми.

Для черноземовидной почвы Красноярской лесостепи окраска верхнего горизонта темно-серая, почти до черного, обусловленная высоким содержанием гумуса, что является одним из диа-

гностических признаков для выделения темногумусового горизонта (AU) [3]. Ниже залегает серовато-бурый горизонт, влажный с обильными сизоватыми и ржавыми пятнами, который был определен как структурно-метаморфический с признаками оглеения и наличием железистых и марганцево-железистых конкреций (BMnn) [3]. Горизонт Cg, np~ слоистый, имеет сизый оттенок и обильные ржавые пятна за счет образования оксидов железа, присутствуют железистые и железисто-марганцевые конкреции. Горизонты являются свежими (верхние горизонты), влажными либо переувлажненными (нижние горизонты, материнская порода). Структура наиболее развита в верхнем горизонте, комковатая. Почва в верхней части профиля уплотнена, является среднепористой, среднетрешиноватой, в нижней части профиля – плотная.

**Микроморфологическое строение.** В результате микроморфологического исследования выявлен ряд свойств пойменных почв. Для аллювиальных торфяно-глеевых почв главными отличительными чертами являются медленная гумификация и минерализация большого количества растительных остатков (рисунок), за счет которых в горизонте Т наблюдается высокая (более 30%) пористость.

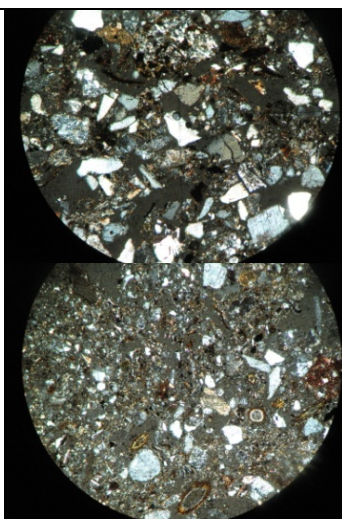
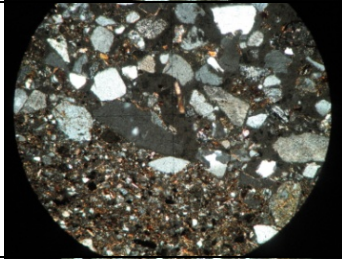
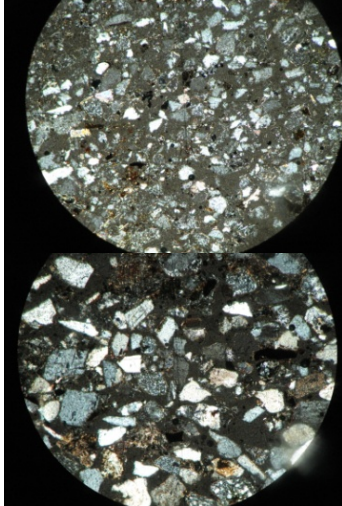
Аллювиальные темногумусовые почвы, формирующиеся в прирусловой части поймы развиваются в условиях интенсивного аллювиального процесса, вследствие этого они характеризуются макро- и микрослоистостью, низкой степенью выраженности почвообразовательного процесса, слабой генетической дифференциацией профиля, наличием значительного количества неагрегированного или плохо агрегированного материала, включающего грубые растительные остатки. Почвы низких пойм характеризуются плохой сортированностью зерен минералов, компактным либо рыхлым микросложением, плохо развитым поровым пространством (до 10%). Для почв низкой поймы реки Березовка отмечается утяжеление гранулометрического состава вниз по профилям, р. Бузим – облегчение гранулометрического состава с глубиной. Для почв низких пойм рек Кача и Есауловка хорошо выражена микрослоистость (таблица).

Аллювиальные темногумусовые почвы, развивающиеся на высоких уровнях пойм обладают схожими свойствами с черноземовидной почвой, а именно: обладают хорошей сортированностью минерального материала, развитыми темногумусовыми горизонтами, которые приобретают более темную, почти черную окраску, выраженной переработкой почвенными организмами, (заметны копролиты), развитыми комковатой структурой, межагрегатным пространством (до 30 %, поры комплексной упаковки, каналы, трещины, пузырьковые, ваги) и губчатым микросложением. Хорошо выражена дифференциация верхних с нижележащими горизонтами, которые имеют более светлую окраску, компактное либо фрагментарное микросложение, поровое пространство представлено преимущественно трещинами. Почвы поймы реки Березовка выделяются хорошо заметным утяжелением гранулометрического состава вниз по профилю. Для почв пойм рек Есауловка, Кача и Бузим отмечается облегчение гранулометрического состава с глубиной. Гумус преимущественно находится в форме тонкодисперсного вещества, пигмента, встречается углистый и точечный гумус. Минералогический состав представлен зернами кварца, калиевых полевых шпатов (плагиоклаза, микроклина), эпидота, слюд, цоизита, гидроокислов железа, карбонатов в пойменных почвах всех изученных рек. Также характерно содержание эффузивов в пойменных почвах рек Березовка, Есауловка, Кача; амфибола (реки Березовка и Есауловка); микрокварцита, алевролита (реки Есауловка, Кача, Бузим); глауконита, циркона (реки Есауловка, Бузим); хлорита (реки Кача, Бузим); пойменные почвы реки Есауловка выделяются наличием в скелете халцедона (разновидность кварца), пирита и граната. Выявлены железистые и глинисто-гумусовые аморфные пропиточные новообразования и конкреции, гипо- и квазикутаны, интенсивная гумификация растительных остатков с частичным их ожелезнением и окарбоначиванием.

#### Заключение

В результате исследований пойменных почв в среднем течении малых рек Березовка, Есауловка, Кача и Бузим на территории Красноярской лесостепи были выделены следующие типы почв: **аллювиальные торфяно-глеевые почвы** – встречаются на понижениях центральной поймы всех исследованных рек; **черноземовидные** – тип встречается на высоких участках поймы реки Бузим; **аллювиальные темногумусовые почвы** – доминирующий тип почв, встречается как на низких, так и на высоких уровнях пойм, отличия заключаются в различной степени развития почв, в том числе мощности гумусового горизонта, в пределах типа были выделены следующие подтипы почв: аллювиальные темногумусовые гидрометаморфизованные (характерен для пойм реки Березовка); аллювиальные темногумусовые глееватые (характерен для пойм рек Есауловка, Кача и Бузим) [4].

Микростроение горизонтов АU(g) аллювиальных темногумусовых почв низкой поймы р. Кача (верх, увеличение ×100, скрещенные николи)

Шифр разреза, глубина (см)	Разрез
К-1(I), 1–20	
К-1(II), 1–20	
К-1(III), 13–36	

На основании макро- и микроморфологических исследований для аллювиальных торфяно-глеевых почв Красноярской лесостепи установлен следующий набор доминирующих ЭПП: торфообразование, оглеение, гидроморфное оструктурирование, ожелезнение, оруденение; для аллювиальных темногумусовых почв низких пойм – слабое гумусообразование и биогенное оструктурирование, ожелезнение, оглеение; для аллювиальных темногумусовых почв высоких пойм и черноземовидной почвы – интенсивное гумусообразование и гумусонакопление, биогенное и гидроморфное оструктурирование, оглеение, ожелезнение, окарбоначивание. Следует отметить, что процесс оглеения в меньшей степени выражен для пойменных почв реки Березовка, что является ос-

нованием для выделения в типе темногумусовых подтипа гидроморфизованных.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р\_Сибирь\_a (грант 15-45-04381).

### Литература

1. Добровольский Г. В. Учение о почвообразовании в поймах и дельтах рек и его значение в развитии генетического почвоведения // Почвоведение. 1984. №12. С. 27–33.

2. Лиханов Б. Н. Природное районирование // Природные условия и естественные ресурсы СССР. Средняя Сибирь / ред. И. П. Герасимов [и др.]. М.: Наука, 1964. С. 327–384.

3. Шишов Л. Л., Тонконогов В. Д., Лебедева И. И., Герасимова М. И. Классификация почв и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

4. Жаринова Н.Ю. Почвы пойм малых рек Красноярской лесостепи: автореф. дис... канд. биол. наук: 03.02.13. Красноярск: КрасГАУ, 2011. 18 с.

## ОСТАТКИ ВЕТВИСТОУСЫХ РАКООБРАЗНЫХ И ДРУГИХ ВОДНЫХ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ В ОТЛОЖЕНИЯХ СОВРЕМЕННЫХ И ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ВОДОЕМОВ БЕРИНГИЙСКИХ ТЕРРИТОРИЙ

А.А. Жаров

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, 119071, Москва;  
e-mail: antzhar.ipee@yandex.ru

Анализ остатков водных беспозвоночных и, в частности, ветвистоусых ракообразных (Cladocera), широко применяется при исследовании отложений современных озер по всему миру. При этом малые водоемы – как современные, так и исчезнувшие – пока остаются без внимания палеолимологов, несмотря на важную экологическую роль и тот факт, что по крайней мере в некоторых биогеографических зонах они являются неотъемлемой и характерной частью ландшафтов, как это можно наблюдать на примере полигональных водоемов в арктических тундрах. Одновременно с этим на протяжении многих десятилетий в районах с многолетнемерзлыми породами работают палеонтологи, реконструируя биоту и условия среды плейстоцена и раннего голоцена. При этом наибольшее внимание уделяется ими остаткам млекопитающих (в особенности крупных представителей так называемой «мамонтовой фауны») [1], насекомых, а также пыльце и макроостаткам высших растений [2]. Существенно реже проводятся исследования субфоссильных остракод [3] и раковинных амеб [4].

В последние годы стало известно о нахождении в многолетнемерзлых грунтах покоящихся яиц (эфиппиумов) ветвистоусых ракообразных *Daphnia* и *Simocephalus*. Кроме того, при исследовании биологических остатков, заключенных в шерсти мамонта, найденной на реке Большая Чукочья, вместе с изобилующими эфиппиумами были найдены и другие остатки водных беспозвоночных – яйца, мандибулы и фрагменты конечностей крупных жаброногих ракообразных (*Anostraca*, *Notostraca*) [5]. Как было выяснено, некоторые из этих остатков находили в плейстоцен-голоценовых отложениях и раньше, однако они попадали в сборы вместе с остатками насекомых и карпологическим материалом, и специально не изучались. Точная идентификация большинства таких остатков на данный момент не представляется возможной, поскольку пока не существует системы определительных признаков для пале-

арктических представителей этих групп. Некоторое удивление вызвало отсутствие в исследованных материалах остатков хидорид – обширного и широко распространенного семейства кладоцер, чьи остатки превосходно сохраняются в голоценовых отложениях существующих ныне озер [6].

Летом 2015 г. в ходе экспедиции на полуострове Быковский (Северная Якутия, близ Тикси) нами были собраны пробы отложений на плейстоценовых и голоценовых обнажениях урочища Мамонтовый Хайата, а также пробы рецентных отложений (наилков) в малых водоемах полигональной тундры. Предварительный анализ образцов позволил найти, наряду с уже упомянутыми выше фрагментами экзоскелетов и покоящимися яйцами брахиопод, и остатки хидорид – *Chydorus sphaericus* s.l., *Acroperus harpae*, *Alonella* sp. и *Alona* sp., а также раковинных амеб и остракод. Общий альгозоологический и кладоцерологический анализ современных наилок показал, что в настоящее время эти водоемы населяют сходные сообщества гидробионтов. В целом, тафоценозы водных беспозвоночных в исследованных нами отложениях (как плейстоцен-голоценовых, так и современных) напоминают по составу изученные нами ранее тафоценозы современных эфемерных водоемов степной зоны России (Волгоградской и Саратовской областей), что, вероятно, указывает на определенное экологическое сходство столь удаленных водоемов. Как известно, в настоящее время потомки плейстоценовой териофауны населяют степи и саванны. Возможно, подобная «смена ареалов» затронула и обитателей водных экосистем. К такому предположению приводят как упомянутое выше сходство тафоценозов на групповом уровне, так и примеры отдельных видов: в частности, *Daphnia* из группы *D. atkinsoni*. Имевшие ранее широкое распространение на берингийских территориях, сейчас они там полностью исчезли, и населяют гораздо более южные регионы.

### Литература

1. Sher A. V. On the history of mammal fauna of Beringida // Quartärpaläontologie. 1986. V. 6. P. 185–193.

2. Sher A. V., Kuzmina S. A., Kuznetsova T. V., Sulerzhitsky L. D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // *Quaternary science reviews*. 2005. V. 24. No 5. P. 533–569.
3. Wetterich S., Schirrmeister L., Andreev A. A., Pudenz M., Plessen B., Meyer H., Kunitsky V. V. Eemian and Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2009. V. 279. No. 1. P. 73–95.
4. Bobrov A. A., Siebert C., Andreev A. A., Schirrmeister

- L. Testaceans (Protozoa: Testacea) in Quaternary Permafrost Sediments of Bykovsky Peninsula, Arctic Yakutia. // *Biology Bulletin of the Russian Academy of Sciences*. 2003. V. 30. No. 2. P. 191–206.
5. Kirillova I. V., Kotov A. A., Trofimova S. S., Zanina O. G., Lapteva E. G., Zinoviev E. V., Chernova O.F., Fadeeva E.O., Zharov A.A., Shidlovskiy, F. K. Fossil fur as a new source of information on the Ice Age biota // *Doklady Biological Sciences*. 2015. V. 460. No. 1. P. 48.
6. Смирнов Н. Н. Историческая экология пресноводных зооценозов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 225 с.

## ИЗМЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В РАЙОНЕ РАЗРЕЗА ДУВАННЫЙ ЯР (НИЗОВЬЯ Р. КОЛЫМЫ) НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

О.Г. Занина<sup>1</sup>, Д.А. Лопатина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Московская обл., Пущино, Институтская, 2; e-mail: oksanochka\_zet@mail.ru*

<sup>2</sup>*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: dalopat@mail.ru*

Потепление климата на рубеже плейстоцена и голоцена (около 10 тыс. лет назад) вызвало резкую перестройку в составе растительности на Северо-Востоке Азии. Травянистые и травянисто-кустарничковые тундры, преобладающие в течение позднеплейстоценового оледенения сменяются кустарниковой березовой тундрой. Изучение комплексов спор и пыльцы и радиоуглеродное датирование отложений озер из различных фитогеографических зон Северо-Востока Азии – Чукотки, верховьев р. Колымы, Северного Приохотья и Колымо-Охотского междуречья [1,3,4] свидетельствуют о синхронности изменений климата в рассматриваемом регионе в конце четвертичного периода.

Новые данные о развитии растительности в низовьях р. Колымы на этом рубеже получены при изучении микрофоссилий (спор, пыльцы и фитолитов) из отложений обнажения Дуванный яр. В рассматриваемом разрезе отложения верхнеплейстоценовой едомной свиты представлены серо-сизыми пылеватыми или опесчаненными пылеватыми алевритами с мощными (до 3–4 м) повторно-жильными льдами (ПЖЛ). Выше залегает относимая к голоцену толща льдистых сизовато-голубоватых суглинков с включениями пятен оторфованного материала с тонкошлировой и сетчатой криотекстурами, разбитая тонкими (не более 1 м) вертикальными ледяными жилами белого льда. Основная масса текстурообразующего льда в отложениях ЛК представлена микрошлирами или базальным льдом.

Образцы для спорово-пыльцевого и фитолитного анализов отобраны по расчисткам, идущим от поверхности современной почвы к едомной толще (глубина от поверхности до 5 м). Образцы из современной почвы отбирались с соблюдением генетических границ горизонтов, а в подстилающих суглинках при смене морфологии слоя. Вы-

деление микрофоссилий проведено по общепринятым методикам с последующим изучением под оптическим и электронным микроскопами (Carl Zeiss при увеличении в 100, 400 раз с применением фазового контраста и Vega 3 Tescan с использованием анализаторов BSE и SE).

Состав и профилное распределение микробиоморф чаще всего носит убывающий с глубиной характер. В изученных расчистках выявлены несколько зон аккумуляции микробиоморф. Первый приурочен к поверхности минеральной части профиля современных почв. Присутствие двух других аккумулятивных зон может быть связано с криотурбированным материалом органогенных горизонтов, занесенным в надмерзлотную часть профилей (около 0.6м) и его накоплением в период максимальной голоценовой оттайки (около 2–2,5 м). Доля таких микробиоморф, как пыльца, споры и фитолиты, спикулы губок, раковинные амебы мала, в то время как насыщенность растительным детритом и остатками грибов значительна. В образцах обнаружено большое разнообразие морфологических форм диатомовых водорослей. В составе фитолитных спектров доминируют разнообразные удлиненные, ланцетные, округлые, овальные, трапециевидные и цилиндрические формы. Как правило, гладкие удлиненные, трапециевидные и ланцетные формы преобладают. Разнообразие форм в образцах из верхнеплейстоценовых слоев не высокое.

Микробиоморфные спектры образцов ниже глубины 2,5 м бедны и однообразны. Особо выделяется слой на глубине около 2 м. Образцы из этого интервала обогащены микробиоморфной фракцией, которая представлена в основном детритом, остатками эпидермиса и фитолитами. Морфологическое разнообразие фитолитов из этих слоев наибольшее. Спорово-пыльцевые спектры из нижних интервалов расчисток (2,5–0,9 м)

сходны. Здесь установлено обилие пыльцы трав и кустарничков с доминированием злаковых; в заметном количестве определены осоковые, гвоздичные и сложноцветные споры занимают в спектрах подчиненное положение, заметным содержанием характеризуется плаунок наскальный; пыльца деревьев и кустарников единична.

Фитолитный анализ профилей современных почв показал, что наибольшее количество и разнообразие фитолитов характерно для горизонтов Ah, Wao и T2, а также для верха первого минерального горизонта, затем количество фитолитов уменьшается с глубиной. Не содержат фитолитов горизонт переходный к материнской породе и материнская порода. В горизонте B<sub>gao</sub> при обильных включениях торфоподобного органического вещества количество фитолитов возрастает. Это, как правило, фитолиты трав, осок, злаков и мхов. В горизонте B<sub>g</sub> на глубине 0,2–0,4 м количество и разнообразие фитолитов резко уменьшается. Выявлены остатки мхов и кустарничков, отмечены сосновые. Палиноспектры из верхнего интервала разреза (0,82–0,3 м), представленного профилями современных почв, отличаются от таковых из нижележащих отложений заметным содержанием карликовой березки. В группе пыльцы трав и кустарничков доминируют верескоцветные, содержание злаковых резко падает, сложноцветные и гвоздичные представлены единично. Таким образом, изучение микрофитофоссилий из отложений обнажения Дуваный яр позволило выявить смену спектров с преобладанием пыльцы трав и кустарничков спектрами с доминированием пыльцы кустарничков. Подобные результаты получены для других расчисток разреза [2,6].

Изученные спектры микрофитофоссилий указывают на существование в низовьях р. Колымы в конце позднего плейстоцена растительности, представлявшей собой мозаику различных сообществ – умеренно-влажных злаковых, злаково-осоковых и злаково-разнотравных с участием мхов и разнотравно-попынно-злаковых на сухих каменистых склонах. Пыльца деревьев и кустарничков, вероятно, является заносной. Хотя не исключается, что понижения рельефа и днища речных долин с достаточно высоким снежным покровом зимой были рефугиумами для некоторых родов кустарничков. Вероятно, здесь были развиты кустарничково-моховые и травянисто-кустарничковые группировки. С потеплением климата в начале голоцена тра-

вянисто-моховая растительность сменяется травяно-кустарничковыми группировками.

Детальный анализ отложений разреза Дуваный Яр, позволил получить новые данные об изменениях климата и реакции на них растительного покрова на Колымской низменности в период перехода от плейстоцена к голоцену. На данный момент радиоуглеродные датировки изученных отложений отсутствуют. Однако их стратиграфическое положение и палинологическая характеристика, корреляция с другими разрезами региона, для которых имеются радиоуглеродные датировки наряду с материалами по спорам и пыльце, позволяют сделать вывод о переходном, плейстоцено-голоценовом возрасте данных отложений. Сопоставление спорово-пыльцевых диаграмм по разрезу Дуваный яр с таковыми низовьев р. Колымы показывает, что они отражают общую закономерность развития растительности и климата Северо-Востока Азии на рубеже позднего плейстоцена и голоцена и свидетельствуют о синхронности изменений климата в рассматриваемом регионе в конце четвертичного периода.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №15-05-07686 и по теме ГИН РАН №116032510034 (тема ФАНО №0135-2014-0034).

#### Литература

1. Андерсон П.М., Белая Б.В., Глушкова О.Ю., Ложкин А.В. Новые данные об эволюции растительного покрова Северного Приохотья в позднем плейстоцене и голоцене // Поздний плейстоцен и голоцен Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1997. С. 33–54.
2. Гитерман Р.Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене // Тр. ГИН. Вып. 380. М. Наука. 1985. 93 с.
3. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Белая Б.В. Радиоуглеродное датирование пыльцевых зон в озерных осадках Колымо-Охотского междуречья // ДАН. 1995. Т. 343. №3. С. 396–399.
4. Ложкин А.В., Андерсон П.М., Матросова Т.В. и др. Непрерывная летопись изменений природной среды Чукотки за последние 350 тыс. лет // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. №6. С. 53–59.
5. Рыбакова Н.О. Изменения растительного покрова и климата Колымской низменности в позднечетвертичное время // Тр. И-та геол. и географ. АН СССР. 1989. Вып. 657. С. 137–142.
6. Murton J., Goslar T., Edwards M. et al. Palaeoenvironmental Interpretation of Yedoma Silt (Ice Complex) Deposition as Cold-Climatic Loess, Duvanny Yar, Northeast Siberia // Permafrost and Periglacial Process. 2015. V. 26. P. 208–288.

## ДОСТОВЕРНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОПОЧВЕННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОЛОЦЕНОВОГО ВРЕМЕНИ

И.В. Иванов

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Московская обл., Пушкино, Институтская, 2; e-mail: ivanov-v-28@mail.ru*

Достоверность – это соответствие истине. Истина – это то, что на самом деле. Критерии ис-

тины связаны с познаваемостью мира. К ним относят практику, воспроизводимость результатов

разными исследователями, возможность прогнозирования событий. В современном науковедении и философии науки наиболее известны два основных альтернативных подхода к оценке возможности познания [1]. Книга С.Д. Хайтуна полезна для формирования взвешенного подхода к достижениям науки.

*Кумулятивный подход* – утверждает постепенность познания и накопления эмпирических истин, формирование новых построений более общего характера, необходимость отказа от не оправдавшихся заключений. На вопрос о возможности полного познания окружающего мира ответ отрицателен. Общий вывод о возможности познания – оптимистический, основанный на успехах науки и техники в истории человечества. Гипотезы и теории – инструменты познания.

*Принцип фаллибилизма* (от английского fallible – подверженный ошибкам), разработанный К. Поппером (1902-1994), исходит из того, что любое научное построение в принципе может оказаться (а может не оказаться) *ошибочным*. Делается вывод, что критерии распознавания истинных и ошибочных заключений практически отсутствуют. Вывод обосновывается наличием в истории науки большого числа примеров крушения теорий, считавшихся истинными, и, наоборот, последующего признания теорий и гипотез, вначале считавшихся ложными или псевдонаучными.

Оба подхода соотносятся между собой как *оптимистический* и *пессимистический* взгляды на познание мира (как в известном примере со стаканом наполовину полным или наполовину пустым). Сопоставление обоих подходов свидетельствует о необходимости: 1) определения области применимости получаемых выводов и заключений – в виде конкретных условий пространства (регионов) или времени (хроноинтервалов или этапов формирования); или строго определенных уровней организации природных систем и явлений; 2) изучать историю развития представлений и идей в различных областях знания или для конкретных объектов с учетом их доказательности, возникавших противоречий и привлечения аргументов из смежных областей знания. Важность изучения истории научных представлений связана с тем, что на начальном этапе формирования новой отрасли знаний высказывается много новых научных идей, происходит своего рода «мозговой штурм» проблем. Идеи и факты эволюции почв, высказанные или установленные в 1880-1920-х годах В.В. Докучаевым, С.И. Коржинским, В.И. Вернадским, Н.М. Сибирцевым, А.Я. Гордягиным, Г.И. Танфильевым, П.С. Коссовичем, К.Д. Глинкой, В.Р. Вильямсом, Д.А. Драницыным, А.И. Набоких, К.К. Гедройцем, С.С. Неуструевым, Б.Б. Польшовым, С.А. Захаровым, Д.Г. Виленским, Р.С. Ильиным, некоторыми другими учеными, – и составили результат такого штурма [2,3]. В последующее столетие новых идей в области эволюции почв было высказано значительно меньше (В.А. Ковда, И.П. Герасимов, А.А. Ро-

де, Е.А. Афанасьева, И.А. Крупеников, А.Л. Александровский и В.О. Таргульян, А.А.Величко и Т.Д. Морозова, другие) [3–7].

### **Достоверность результатов исследований палеопочв и палеогеографических реконструкций на конкретных объектах**

Достоверность результатов обеспечивается: 1) *применением рациональной системы* видов и методов исследований с учетом разных уровней и особенностей их организации (морфогенетических; физических, включая изотопные; химических, включая биохимические; биологических, минералогических и других); 2) *полнотой характеристики внешних условий*, согласованностью заключений по разным компонентам природы (современных и палеофакторов почвообразования); 3) *истолкованием* морфогенетических, микроморфологических и любых иных инструментально определенных *свойств почв*, 4) *внутренней непротиворечивостью выводов* каждого исследователя по разным показателям; 5) *множественностью изученных объектов* (своих, чужих), 6) *воспроизводимостью выводов*; *оценкой возможного диагенеза почв*, выделением свойств почв, поддающихся наиболее уверенному истолкованию, 7) определением *места палеопочв в почвенных классификациях*, 8) *анализом связей почва-среда* на основе принципа актуализма, оценкой возможности существования в прошлом связей, отличающихся от существующих в современных условиях. Вопросом о том, что есть истина в почвоведении, был очень озабочен Л.О. Карпачевский [8].

### **Исследования, эталонные по максимальному использованию возможностей метода**

Таким примером могут служить результаты многолетних на протяжении почти 40 лет исследований (с 1976 г.) эволюции почв сухих степей Волго-Донского междуречья и западной части Волго-Уральского междуречья Прикаспийской равнины под руководством В.А. Демкина в ИФХиБПП РАН (Пушино), положенные в основу археологического почвоведения. Основные результаты отражены в 15 монографиях, большом числе статей, одной докторской и 10 кандидатских диссертациях [9].

Объем фактического материала очень велик – более 450 объектов и тысячи разрезов. Морфогенетическое и химико-аналитическое изучение почв проводилось по единообразной методике. Большая часть описаний и химических анализов опубликована, что позволяет убедиться в правильности сделанных выводов. Исследуемый период подразделен на 19 хроноинтервалов длительностью от 50 до 500 лет (таблица). Основной хронологической единицей служит археологическая культура или ее этап. Датирование культур основано на комплексе типологических археологических признаков, на дальних корреляциях и подкреплено калиброванными <sup>14</sup>C-датами. Привязанность почвенных объектов к археологическим

Реконструкция природных условий Волго-Донских и Заволжских степей по почвам, потребенным под курганами  
(по В.А. Демкину с соавторами [8]) по данным исследования более 450 объектов

Археологические курганы, №№ хронология	Число курганов, памятников, членов хронологов	Периоды-защита голоцена	Время, тысяч лет назад	Сухостепная зона, Волго-Донское междуречье		Пустынно-степная зона, Заволжье	Увлажнение	Почвы и почвенный покров подзоны (средне)каштановых почв на лесовидных породах Волго-Донского междуречья
				Количество атмосферных осадков, мм/год	Количество атмосферных осадков, мм/год			
<b>ЭНЕОЛИТ</b>								
1. Новодангловская	3	АТ-3	6,0-5,7	>400	>350	>> N	Темнокаштановые и каштановые почвы с маломощным сероглауговатым горизонтом, относительно глубоко залеганием карбонатов и легкорастворимых солей. Климат влажнее современного. Высокая продуктивность пастбищ.	
2. Памятников нет	нет		5,7-5,1		Нет данных			
<b>ЭПОХА БРОНЗЫ</b>								
3. Ямная	20	АТ-3	5,1-4,8	350-370	280-300	N	Каштановые почвы с меньшим содержанием глина, более высоким расположением карбонатов и легкорастворимых солей, появление слабой солонцеватости.	
4. Раннекатакомбная			4,5-4,3	300-350	250-300	< N		
5. Поздне- и посткатакомбные, полтавлинская	180	SB-1	4,2-3,9	200-250	<200	<< N	Светлокаштановые + бурые подпупыльные почвы (сходные с почвами бэровских бугров), преимущественно несолонцеватые, карбонатные, засоленные. Резкое уменьшение продуктивности пастбищ. Экологический кризис аридизации.	
6. Покровская, срубная		SB-2	3,8-3,3	300-400	250-350	~N		
7. Памятников нет	Нет	SB-3	3,3-2,6.		Нет данных		Каштановые почвы, развитие солонцового процесса. распространение солонцов.	
<b>ЭПОХА РАННЕГО ЖЕЛЕЗА</b>								
8. Савроматская		SB-3	2,6-2,5	~400	330-350	> N	Каштановые солонцеватые почвы и солонцы. Климатические условия близкие к современным, с частыми краткими колебаниями среднего увлажнения на $\pm 30$ мм/год. Для сарматской эпохи выделено 7 таких колебаний.	
9. Раннесарматская			2,4-2,3	300-350	250-280	< N		
10.		SA-1	2,2-2,0	~400	330-350	> N		
11. Среднесарматская	198		2,0-1,9	380-400	300-350	> N		
12.		SA-2	1,9-1,85	350-380	~300	N		
13. Позднесарматская			1,85-1,75	330-350	250-280	< N		
14.			1,75-1,70	350-380	~300	N		
15.			1,7-1,6	380-400	330-350	> N		
16. Памятников нет	нет		1,6-1,2		Нет данных			
<b>СРЕДНЕВЕКОВЫЕ</b>								
17. Хазары, печенги, половцы и др.	3	SA-3	1,2-0,9	300-350	250-280	< N	Каштановые, реже темнокаштановые, остаточно солонцеватые, менее засоленные почвы. Высокая продуктивность пастбищ.	
18. Золотая Орда	52		0,7-0,6	420-450	350-400	>> N		
19. Современность	Сотни разрезов		XV век	350-370	280-300	N	Подзона каштановых солонцеватых почв – этап для палеоэкологических условий	

культурам делает датировки устойчивыми. При уточнении возраста культур уточняется возраст почв, это же облегчает корреляцию и сопоставление отдаленных почвенных объектов.

Авторы не раскрывают подробно методику реконструкции количества атмосферных осадков по почвам. Однако общая ее логика ясна. Различное атмосферное увлажнение областей распространения современных подзон почв (черноземы южные, темнокаштановые, каштановые, светлокаштановые и бурые полупустынные почвы) проектируется в прошлое по сходству погребенных почв с современными подтипами почв.

Выявлены следующие наиболее общие черты изменчивости почвенно-климатических условий на территории Волго-Донских и Заволжских степей за последние 5000 лет. В частности, на месте подзоны современных каштановых почв 6,0–5,1 т.л.н. были распространены темнокаштановые и каштановые несолонцеватые и слабосолонцеватые почвы, которые ко времени 5,1–4,8 т.л.н. сменились каштановыми слабо солонцеватыми почвами. Эпоха 4,5–3,9 т.л.н. характеризовалась господством бурых полупустынных, светлокаштановых почв в условиях резкой аридизации; в последующее время от 3,8 т.л.н. и до наших дней продолжалось развитие каштановых солонцеватых и несолонцеватых почв в комплексе с солонцами при климате, в общих чертах сходном с современным, с чередованием эпох увеличения и уменьшения атмосферного увлажнения в пределах средних значений  $\pm 30$  мм/год. В средневековье, в 13–14 веках нашей эры (время Золотой Орды) наблюдалось резкое увеличение количества атмосферных осадков (на 50–100 мм/год относительно современных условий). Это привело к уменьшению в почвах легкорастворимых солей, возникновению среди каштановых почв ареалов с темнокаштановыми почвами и увеличению продуктивности пастбищ. На наш взгляд, эту схему можно считать достоверной и эталонной для региона.

#### **Опыт реконструкции истории изменения мощности гумусового горизонта черноземов Восточно-Европейской равнины по массовым данным**

Характер гумусового горизонта черноземов – главная особенность этого типа почв [10]. Для реконструкции истории их развития необходимы массовые материалы. Их использование затруднено варьированием мощности гумусовых горизонтов у современных и погребенных почв. Эти затруднения могут быть устранены, если принять мощность гумусового горизонта современной фоновой почвы (Нфп) за 100%, а Н погребенной почвы (Нпп) выразить в % (долях) от ее Нфп. При таком подходе мощность Нфп всех 120 фоновых почв «сливается» в одну точку, а значения Нпп распределяются по графику в соответствии со своими величинами (рис. 1). Каждая из точек графика содержит сведения об Нфп (100%), Нпп (доля от Нфп), о месте ее расположения (регион,

почвенная подзона). Обобщены фактические данные по состоянию на 2000 год [10].

График позволяет сделать следующие основные выводы. 1) Существует общая тенденция увеличения мощности Н черноземов во времени. 2) Наибольший средний прирост Н происходил в интервале времени 4–2,7 т.л.н. 3) В энеолите и в эпоху бронзы у большинства объектов Нпп меньше Нфп, случаи большей мощности гумусового горизонта погребенных черноземов по сравнению с фоновыми почвами отсутствуют (по материалам изучения 75 объектов). 4) В раннем железном веке и в эпоху средневековья увеличение Н сильно замедляется или приостанавливается. Наблюдаются случаи больших значений Нпп, чем у соответствующих им Нфп (для 10 объектов из 45 изученных). Вероятным объяснением этого может служить уменьшение Нфп вследствие антропогенных воздействий (различные виды эрозии и дефляции). Метод сопоставления относительных значений параметров фоновых и погребенных почв может использоваться при изучении запасов солей и других свойств почв.

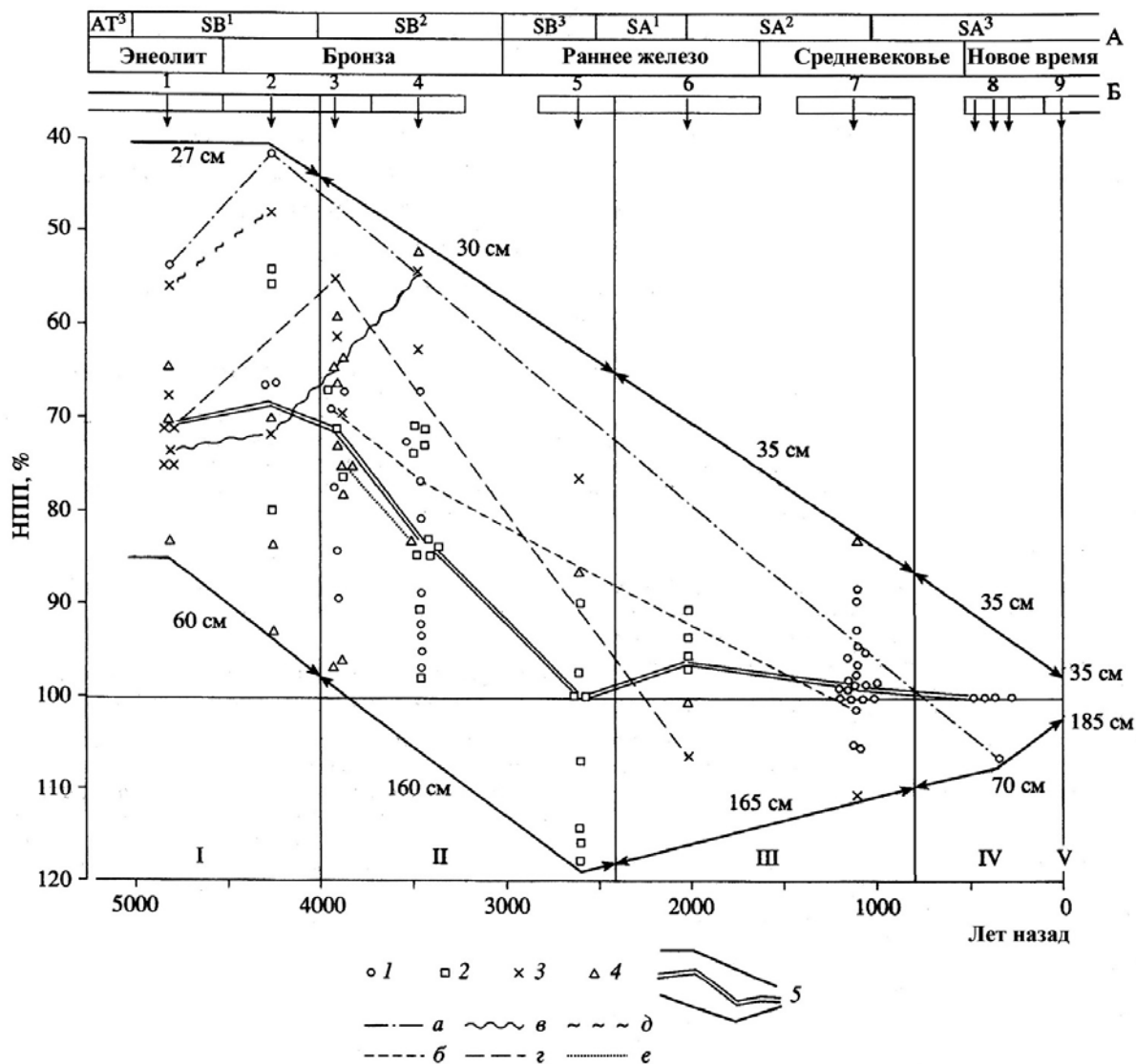
#### **Оценка региональной изменчивости почвенно-биоклиматических условий степной зоны севера Евразии в голоцене**

В обобщении Н.А. Хотинского [11] была выявлена региональная изменчивость климатических условий лесной зоны Севера Евразии.

Сопоставление изменений климатических условий степной зоны севера Евразии (от прикарпатской Украины до степей Монголии включительно), реконструированных по спорово-пыльцевым спектрам из отложений озер и болот, и по почвам, погребенным под курганами [11], также показало существование региональных изменений климата и эволюции почв. Сопоставление проведено по 10 регионам.

Можно наметить следующие типы изменений климата и почвообразования в голоцене. 1) *Синхронные однонаправленные изменения* (увеличение или уменьшение увлажнения), вероятно, преобладают во всех степных областях Севера Евразии на протяжении большей части голоцена, за исключением SB-периода. В SA-периоде наблюдается преимущественно *обратное соотношение тепла и влаги* ÷ *суше* – теплее, влажнее – прохладнее. В AT-, BO- и PB-периодах намечается *прямое соотношение тепла и влаги* ÷ *влажнее* – теплее, *суше* – холоднее. К синхронным однонаправленным изменениям близки *метахронные изменения*, отличающиеся от синхронных, неполным совпадением с ними во времени. 2) *Асинхронные и разнонаправленные изменения климата и эволюции почв* в соседних и отдаленных районах, преимущественно, при *обратном соотношении тепла и влаги*. Высказанные соображения имеют предварительный характер и нуждаются в проверке. Явление «асинхронности» может быть связано как с ошибками интерпретации и датирования, так и с реальными природными различия-





**Рис. 1.** Изменение мощности гумусового горизонта (A1+A1B) черноземов Восточной Европы за последние 5000 лет (НПП – мощность гумусового горизонта погребенных почв в % от мощности у современных почв) по 120 объектам [10]. (А) – периодизация голоцена (палеогеографическая, археологическая), (Б) – хроноинтервалы археологических культур: 1 – раннеямная, майкопская, 5,2–4,5 т.л.н.; 2 – поздняя, 4,5–4,0 т.л.н.; 3 – катакомбная, полтавкинская, 4,0–3,7 т.л.н.; 4 – срубная, многоваликовой керамики (КМК), 3,7–3,2 т.л.н.; 5 – скифская культура, 2,8–2,4 т.л.н.; 6 – сарматская, 2,4–1,6 т.л.н.; 7 – Волжская Булгария и средневековье в целом, 1,4–0,8 т.л.н.; 8 – Русское государство, укрепленные линии XVI, XVII, XVIII в.в. н.э.; 9 – современность, 1940-е–2000-е гг.

**Эпохи формирования гумусового горизонта:** I – 5,2–4,0 т.л.н.; II – 4,0–2,4 т.л.н.; III – 2,4–0,8 т.л.н.; IV – 0,8–0 т.л.н.; V – 0 (современность, 1940–2000 гг.).

**Местоположение объектов:** 1 – Среднее Поволжье; 2 – ЦЧО; 3 – юг Украины; 4 – Предкавказье; 5 – линия медианных значений и пределы колебаний по хроноинтервалам величины Нпп (%); цифрами отмечены пределы колебаний Нпп (см) для эпох I–V, а – е – натурные хронояды погребенных почв.

ми, обусловленными циркуляцией атмосферы. Среди «кандидатов» на реальные синхронные и асинхронные изменения климата и почвообразования длительностью в первые столетия в обозначенном регионе можно назвать следующие.

**I. Синхронные однонаправленные изменения:** 1) сквозной аридный хроноинтервал с изменчивыми верхними и нижними границами и общей центральной хроноосью около 1000 лет назад, X в. н.э.; 2) сквозной влажный хроноинтервал с центральной хроноосью около 1500 л.н., V в. н.э.; 3) аридные условия около 2000 лет назад; 4) Аридные условия DR-3 во всем регионе [12].

**II. Региональные разнонаправленные изменения.** 1) Относительно влажные условия в Северном Казахстане, Барабинской равнине на фоне аридности во всем регионе, 2,0–2,5 т.л.н.; 2) Аномальный Лявляканский плювиал на юге Приаралья, 4–6 т.л.н., установленный Б.В. Виноградовым, Э.М. Мамедовым и И.Н. Степановым, отсутствующий в других областях региона; 3) Климатическая «аномалия» АТ-периода в степях Монголии – практическое отсутствие в них атлантического термического максимума и высокое увлажнение [12].

Периоды голоцена	Время т.лн	Климат по пыльце озер и болот (приблизительные оценки)		Почвенные подзоны водораздельных просторств	Номера слов почво-аллювия, гумусфонованность	Средние		Оценка природных условий прошлого по почвоаллювию в сравнении с современностью и предшествующей эпохой
		Северн. Казхстан, Тарасов, 1997	Северн. Приильдь, Рабогина, 2008			Сев. Казхстан, Иванов, Черныш, 1996	Архалин, Чернышский и др. 1999	
SA-3	0	N		Чернозем облыновенн.	1a	0	0	Теплее и ариднее предыдущего, осолонцевание, высокие корки паводки
	0,2	+30 -0,7°	N	Черноз. облынов.	1	200	20	Прехладный, влажный климат Мал. ледников. период
	0,7	-30 +1°		Черноз. облынов.	2	700	50	Теплый аридный климат «Время вязигов».
SA-2	1,1	+70 -1°	+30 -1°	Черноз. южный	3	1000	100	Климат влажнее и прохладнее современного и предыдущего
	1,5	-30 -1°	-30	Черноз. облынов.				
SA-1	2	+70 +1°	N +1°					
	2,5	N +1°	+1°	Средне-темнокашт.	4	2200	130	Аридный климат, теплее современного. Почвы очень разнообразны темно- и св. гумусовые, бескарбонатные и малокорбонатные, нетеплые и теплые. Перетнойная почва богата осушен, превратилась в темногумусовую солонцеватую. Все разрезы глинистые, делювий щебнистый и сильнокорбонатный.
SB-3	2,8	-30 -1°	-30 -1°		4			
	3	N	-70 +2°	Черноз. облынов.				
SB-2	3,3	-30 +1°	-30 +1°	Черноз. южные	5			На рубеже эпох – резкая аридизация и осушение. Почвы, отложения (возможно климат сходны с условиями почвоаллювия б.
	3,5	+70 -0,6°	-30 +1°	Черноз. мало мощ глубоко жхш.				
SB-1	4	+70 +1°			6			На рубеже эпох возможна аридизация. Термический максимум голоцена. Осадки и почвы разнообразны глинист., тяж сушня, среднесуш., с песком, щебнем и без них. Почвы темно-, средне-, светлогумусовые, малокарбонатные и некарбонатные, теплые и нетеплые, появляются солонцеватость и окисные формы железа Fe <sup>3+</sup> . Климат ранней половины периода более сухой, поздней половины – более влажный.
	4,2	-30 -1°	N	Черноземы мало мощн. глубокожк				
AT-3	4,7	+30 +1°	-30 +1°		7			Ранняя половина периода – более аридная, поздняя – влажная. Наносы разнообразные – среднеглинистые – глинистые со щебнем песком, иногда без них. Почвы от темно- до светлогумусовых, малокарбонатные, теплые и нетеплые.
	5	+30 +1°	N +1°	Черноземы мало мощн. глубокожк				
AT-2	5,4	+30 +2°	N +1°		8			Почвы перетнойные и дерновые, среднекарбонатные теплее
	6	-30 +1°	-30 +1°	Нет данных				
AT-1	6,2	-30 -1°	-30 +1°		7			
	6,5	+30 +1°						
BO	7	-30 +1°	+30 +1°		8			
	7,6	-30 -2°	+30 +1°					
PB-1	8	+30 -2,5°			8			
	8,5	+30 -3°						
PB-2	9	+30 -3°			8			
	9,3	-30 -1°	Нет данных					
PB-2	9,7	N -3°			8			
	10	-30 -4°						

Рис. 2. Изменения природных условий Зауралья в голоцене.

Представляет интерес сопоставление изменений климата в пограничных районах степи и лесостепи по данным П.Е. Тарасова [13] и Н.Е. Рябогиной [14] (обобщенные данные представлены нами, рис. 2). Для SA-периода (0–2,5 т.л.н.) они не противоречат друг другу, но дифференция климата лучше выражена по материалам П.Е. Тарасова.

Изменения климата в SB-периоде по этим данным, напротив, не только не согласуются, но даже противоположно направлены. Это согласуется со сделанным ранее выводом о наибольшей пространственной и временной изменчивости климата в суббореальном периоде [12]. В интервале 5,0–8,5 т.л. данные работ [13] и [14] согласуются удовлетворительно.

Как относиться к таким противоречиям и какие данные принять за удовлетворительные и использовать? В обоих исследованиях реконструкция климата проводилась по спорово-пыльцевым спектрам из отложений из озер и болот [13], торфяников и почв археологических памятников [14]. П.Е. Тарасовым [13] изучено 5 объектов степной зоны, расположенных на огромной территории от Кустаная до Семипалатинска, составленная им колонка является сборной. Она содержит в изменениях климата региональную изменчивость. Объекты Н.Е. Рябогиной расположены компактно в северной половине Tobол-Ишимского междуречья. Региональная изменчивость на реконструкцию климата влияния не оказала. На рис. 2 приведены также данные об изменении почвенных подзон в голоцене на территории северного Казахстана, Зауралья [15,16] и почвоаллювия малой реки в заповеднике Аркаим (гумусированные слои затенены – 1а,1,2,3,4,5,6,7,8 – в соответствии со степенью гумусированности, незатененная часть слоев 4,6,7,8 – негумусированный аллювий, нижняя часть почв) [17].

Для территории Зауралья (Приишимье и Аркаим) можно воспользоваться комбинированной колонкой Тарасова–Рябогиной (выделена жирной линией) или Рябогиной, для Северного Казахстана – колонкой Тарасова. Все соответствия имеют приблизительный характер, что обусловлено очень многими причинами.

Вопрос о согласованности результатов исследований разных и даже одних авторов в разных регионах и разными методами очень сложен. Обобщение, которое бы удовлетворяло специалистов разных областей, в настоящее время отсутствует.

Высказанные в данной публикации соображения о достоверности научных исследований и о сложностях получения надежных данных, а также приведенные примеры, имеют целью стимулировать совершенствование методов и подходов к интерпретации фактических материалов об эволюции почв в голоцене и выполнение дальнейших обобщений.

## Литература

1. Хайтун С.Д. Кризис науки как зеркальное отражение кризиса теории познания. Кризис теории познания. М.: URSS, Ленанд. 2014. 440 с.
2. Иванов И.В. История отечественного почвоведения. Развитие идей, дифференциация, институционализация. Книга первая. 1870–1947. М.: Наука, 2003. 397 с.
3. Иванов И.В. Исследование почв археологических памятников: развитие, научные идеи и некоторые результаты. / Материалы Всерос. науч. конф. по археологическому почвоведению, посвященной памяти проф. В.А. Демкина. Пущино, 2014. С. 17–28.
4. Таргульян В.О., Александровский А.Л. Эволюция почв в голоцене (проблемы, факты, гипотезы)/ История биогеоценозов СССР в голоцене. М.; Наука, 1976. С. 57–78.
5. Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-антропоферных взаимодействий. /Ред. В.О.Таргульян, С.В. Горячкин. М.: ЛКИ, 2008. 692 с.
6. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
7. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. 924 с.
8. Карпачевский Л.О. Что есть истина в почвоведении // Бюлл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева, 2008, №62. С. 108–114.
9. Демкин В.А., Борисов А.В., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Золотарева Б.Н., Каширская Н.Н., Удальцов С.Н., Ельцов М.В. Волго-Донские степи в древности и средневековье (по материалам почвенно-археологических исследований). Пущино, 2010. 120 с.
10. Иванов И.В., Табанакова Е.Д. Изменение мощности гумусового горизонта и эволюция черноземов Восточной Европы в голоцене (механизмы, причины, закономерности)// Почвоведение, 2003, №9, С. 1029–1042.
11. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука. 1977. 200 с.
12. Иванов И.В. Динамика атмосферного увлажнения и эволюция почв аридной области умеренного пояса Евразии в голоцене// Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 7–34.
13. Тарасов П.Е. Палеогеография степной зоны Северного и Центрального Казахстана в голоцене. Автореф. дис... канд. геогр. наук. М, МГУ, 1992. 25 с.
14. Рябогина Н.Е. Ландшафты и климат в Tobол-Ишимском междуречье в голоцене. //Ландшафты голоцена и взаимодействие культур в Tobол-Ишимском междуречье. Новосибирск, Наука, 2008. Гл. 1. С. 6–59.
15. Иванов И.В., Чернянский С.С. Общие закономерности развития черноземов Евразии и эволюция черноземов Зауралья.// Почвоведение, 1996, №9. С 1045–1055.
16. Чернянский С.С. История развития почв черноземного Зауралья во второй половине голоцена. Автореф. дис... канд. геогр. наук. М, МГУ, 1999. 24 с.
17. Иванов И.В., Левит А.И., Приходько В.Е., Новенко Е.И. Сравнительное исследование эволюции почвоаллювия пойм малых рек и почв прилегающих водоразделов степного Зауралья.// Почва – зеркало и память ландшафта./ Матер. Всерос. науч. конф., посвященной Международному году почв. Киров, 2015. С. 8–15.

# ИНДИКАТОРНАЯ ЗНАЧИМОСТЬ НЕКОТОРЫХ COLEOPTERA В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ-ГОЛОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ: ПРОВЕРКА ПУТЕМ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ИСКОПАЕМЫХ И РЕЦЕНТНЫХ ПРЕДСТАВИТЕЛЕЙ

Е.И. Изюмова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, e-mail: izumova\_e@mail.ru

Одной из важнейших групп организмов, имеющих ценность для палеоэкологических реконструкций являются жуки (Insecta: Coleoptera), остатки которых часто встречаются, в частности, в многолетнемерзлых породах Севера Голарктики. Преимуществом данной группы для нужд биологической индикации, помимо хорошей сохранности в кайнозойских отложениях, является ее видовое богатство, причем широко известно, что разные виды имеют самые различные экологические предпочтения [1]. Палеоэкологические реконструкции основаны на проекции современных условий (распространения, условий обитания и питания отдельных таксонов) на экосистемы прошлого. При этом ученые исходят из «принципа актуализма», который постулирует, что в прошлом действовали те же законы, что и ныне. Однако данный подход является не аксиоматичным положением, а презумпцией. Известно достаточно большое количество примеров, когда мы сталкиваемся с ситуациями, которые существовали в прошлом и совершенно немислимы сегодня [2]. Таким образом, принимая во внимание «принцип актуализма», зачастую требуется внешняя проверка для подтверждения сходства экологии рецентных и ископаемых животных.

Такой «внешней проверкой» может стать анализ изотопного состава азота и углерода в современных и ископаемых образцах, позволяющий произвести реконструкцию трофических взаимоотношений между организмами, как в современном, так и в плейстоценовом-голоценовом сообществе [3,4]. В ходе палеоэкологических исследований на северо-востоке РФ предыдущими исследователями был собран богатый материал по остаткам жуков из различных местонахождений.

В качестве основных объектов исследования были выбраны несколько видов жуков, остатки которых часто находят и в голоценовых-плейстоценовых разрезах. Целью нашей работы было проверить индикаторную значимость двух видов жуков северо-востока России, уделив особое внимание пилюльщику *Morychus cf. viridis* и жужелице *Curtonotus cf. alpinus*, при помощи изотопного анализа современных и ископаемых образцов.

Жуки из отложений раннего голоцена-плейстоцена северо-востока России были получены из коллекций С.В. Киселева (депонированной в ПИН РАН) и персональной коллекции С.А. Кузьминой. Рецентные жуки были получены из тех же коллекций, а также из сборов О.А. Хрулёвой (ИПЭЭ РАН). Изотопный анализ проводили на масс-спектрометре Thermo Delta V Plus с эле-

ментным анализатором Thermo Flash 1112. Изотопный состав выражали в отклонении ( $\delta$ ) в промилле от международного стандарта. Сходство по изотопному составу (= степень перекрытия ниш) между современными и ископаемыми представителями проверяли с использованием модуля ANOSIM (analysis of similarity) в пакете статистических программ PAST [5]. Результатом такого анализа является коэффициент  $R$ , изменяющийся от  $-1$  до  $1$ , причем значения, близкие к  $0$  говорят о полном сходстве, в то время как увеличение или уменьшение – о различиях между группами.

Нами были определены изотопные подписи углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ) и азота ( $\delta^{15}\text{N}$ ) 152 образцов семи видов жуков из 14 местообитаний (8 современных, 2 голоценовых и 4 плейстоценовых). Всего проанализированы 72 образца *Curtonotus*, 35 – *Morychus*, 13 – *Agabus*, 5 – *Chrysolina*, 5 – *Colymbetes*, 16 – *Lepyrus*, 6 – *Notaris*.

В разных местонахождениях средние величины  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{15}\text{N}$  жуков различались, однако, метки каждого вида формировали отдельное облако.

Общий разброс меток для всех образцов находится в интервале от  $-33$  до  $-22$  по углероду и от  $-4$  до  $12$  по азоту. Самый большой разброс значений  $\delta^{13}\text{C}$  отмечен у *M. viridis* (от  $-31$  до  $-25$ ) (что может быть и артефактом, поскольку для него было исследовано больше особей, чем для многих других видов), а по  $\delta^{15}\text{N}$  – у *C. alpinus* (от  $1$  до  $12$ ). Прослеживается достаточно четкая тенденция смещения изотопных меток водных жуков влево (и вверх по отношению к меткам *Morychus*), то есть, для них характерны более высокие значения  $\delta^{15}\text{N}$  и более низкие  $\delta^{13}\text{C}$ .

Нами проведено сравнение изотопных меток рецентных и ископаемых жуков по отдельности. Положения изотопных меток исследуемых видов на сравниваемых графиках явно скоррелированы. То есть, виды, присутствующие на обоих графиках, располагаются примерно одинаково относительно друг друга. При этом сохраняется относительное местоположение водных жуков в пространстве изотопных меток.

При сравнении *M. viridis* и *C. alpinus* из двух современных местообитаний (окрестности Певека и о. Врангеля) выяснилось, что изотопные метки четко группируются по видам (метки каждый раз *M. viridis* располагаются ниже и левее). При этом во всех местообитаниях (современных и ископаемых), где они встречались вместе, наблюдается скоррелированное попарное перемещение изотопных меток вдоль оси, идущей из левого нижнего в правый верхний угол, в зависимости от местонахождения.

На отдельном графике изотопных меток *M. viridis* (из всех местообитаний, где он встречался), можно увидеть достаточно заметное объединение меток в группы, однако некоторые из облаков явно перекрываются. Отметим особо положение меток с острова Врангеля и окрестностей Певека, являющихся относительно влажными местообитаниями (О. А. Хрулёва, персональное сообщение).

Мы разделили пять местообитаний, из которых имелся материал по *C. alpinus*, на условно «континентальные» (удаленные от берега океана хотя бы на 150 км) и «приморские» (острова и местообитания в непосредственной близости от побережья). В целом в пространстве изотопных меток облака точек «континентальных» жуков сдвинуты вправо-вверх (то есть, имеют несколько повышенные концентрации тяжелого азота и углерода).

У ископаемых и рецентных жуков, как *Morychus* cf. *viridis* так и *Curtonotus* cf. *alpinus*, облака сильно перекрываются, хотя и не являются полностью идентичными, для морихусов коэффициент перекрытия ниш  $R = 0.32$ , а для куртонотусов  $R = 0.20$  (в обоих случаях коэффициент был достоверен). При сравнении ископаемых морихусов и куртонотусов выявлены большие различия ( $R = 0.47$ ). При этом для ископаемых представителей *Morychus* разброс изотопных меток был гораздо больше, чем у современных. Для обоих таксонов метки ископаемых представителей несколько сдвинуты по углероду вправо (в сторону обогащения тяжелым изотопом).

Нами продемонстрирована схожесть изотопного состава рецентных и плейстоценовых популяций разных видов жуков. Таким образом, подтверждены применимость принципа актуализма и возможность использования данных о биологии современных жуков для реконструкции условий

прошлого. Показано, что изотопные подписи верно отражают широту спектра питания и разницу в объектах питания разных видов жуков. Широкий диапазон величин в  $\delta^{13}\text{C}$  и в  $\delta^{15}\text{N}$  жуков из разных плейстоценовых местонахождений предполагает большее ландшафтное разнообразие в различные периоды плейстоцена по сравнению с современными ландшафтами крайнего северо-востока Сибири.

Автор выражает благодарность А.А. Котову и Н.В. Беляевой за большую помощь на разных этапах работы, А.В. Тиуну за проведение изотопного анализа и консультации по поводу принципов изотопного анализа, С.А. Кузьминой и А.О. Беньковскому за ценные консультации по поводу определения видовой принадлежности жуков, О.А. Хрулёвой за предоставленный материал с острова Врангеля и из окрестностей Певека, В.Е. Тумскому, А.А. Жарову и коллективу студентов геологического факультета МГУ за помощь в полевых работах. Исследование поддержано РФФИ (проект 15-04-08552).

### Литература

1. Кузьмина С. А. Четвертичные насекомые приморских низменностей Якутии: дис. ... к.б.н. – М.: Палеонтологический институт РАН, 2001.
2. Еськов К. Удивительная палеонтология. История Земли и жизни на ней. – М.: Litres, 2013.
3. Fry B. Stable isotope ecology. – Berlin-Heidelberg: Springer, 2006.
4. Горлова Е. Н., Крылович О. А., Тиунов А. В., Хасанов Б. Ф., Васюков Д. Д., Савинецкий А. Б. Изотопный анализ как метод таксономической идентификации археозоологического материала // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2015. – Т. 43. – С. 42–56.
5. Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis // Palaeontol. Electronica. – V. 2001. – V. 4. – P. 1–9.

## СОВРЕМЕННОЕ ЗАБОЛАЧИВАНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ

Л.И. Инишева\*, К.И. Кобак\*\*

\*Томский государственный педагогический университет, 634061, Томск, ул Киевская, 60;  
e-mail: inisheva@mail.ru

\*\*Государственный гидрологический институт, 199053, Санкт-Петербург, 2-я линия В.О., 23;  
e-mail: kobakkira@yandex.ru

Как ни парадоксально, но о скорости накопления торфа и углерода и темпах заболачивания в раннем голоцене (разные временные интервалы) мы имеем более полные представления, чем об уровне болотообразовательного процесса за последние 100 лет. С января 2016 года намечается новый этап в работе над «Киотским протоколом», возникнут новые обязательства, новая ратификация. Совершенно очевидно, что уже сейчас необходимы надежные оценки как антропогенных, так и естественных стоков и источников углерода в терминах атмосферы.

По оценке М.И. Нейштадта [13] средняя скорость заболачивания за весь голоцен составляла

на территории России 15000 га/год, по нашим оценкам [12] – 18000 га/год. Совершенно очевидно, что скорость трансгрессии болот так же, как и их вертикальный рост, не были одинаковыми в разных районах и в разные временные отрезки голоцена. Так, исследования на территории Западной Сибири показывают, что начало активного болотообразовательного процесса относится к предбореальному времени. Оно протекало на незначительных территориях и лишь в хорошо выраженных микропонижениях. В бореале процесс торфообразования активизировался, а в атлантике наступление болот на суходолы шло со скоростью 40–60 см/год [1]. В северной тайге, тундре и ле-

сотундре скорость торфонакопления в бореале была максимальной за весь голоцен, достигая 1,4–1,6 мм/год, что в два раза превышало интенсивность накопления торфа в северных экосистемах Европейской части России [2].

В суббореальное время темпы трансгрессии болот на суходолы снизились до 5–10 см/год, а скорость торфонакопления уменьшилась до 0,4 мм/год. Последние 2,5 тыс. лет характеризуются самыми низкими темпами роста болот (4 см/год), а интенсивность торфонакопления в северной тайге не превышает 0,2 мм/год.

Похожие результаты были получены и при исследованиях болотных массивов таежной зоны Западно-Сибирской низменности (междуречье Оби и Васюгана, 59°23' с.ш., 76°54' в.д.). По мере роста торфяной залежи, начиная с предбореального времени скорость ее нарастания постоянно уменьшалась. Наиболее интенсивным накопление торфа было на границе предбореала и бореала, когда средний прирост составлял 2,04 мм/год (предбореал) – 0,86 мм/год (бореал).

Анализ скорости торфонакопления Северной Евразии в зональном аспекте за голоцен свидетельствует о том, что в историях болотообразовательного процесса Европы и Западной Сибири прослеживается ряд общих черт. Прежде всего, для северных торфяников как Европы, так и Западной Сибири начало голоцена (предбореальное и бореальное время) характеризуется высокими темпами торфонакопления – до 1,4–1,6 мм/год в Западной Сибири и 0,8 мм/год на европейском севере. В Западной Сибири заболачиванием была охвачена в основном северная часть, а на юге существовали лишь немногочисленные торфяники [3]. В период 7000–6000 лет назад на севере наблюдался локальный минимум торфонакопления. В это же время в южных районах – южно-таежной подзоне и лесостепи – установлены локальные максимумы торфообразования как в Европе, так и в Западной Сибири. Климатический оптимум голоцена на севере Сибири характеризовался максимальным потеплением и увеличением влажности климата, обусловившим возрастание интенсивности торфонакопления в болотах лесотундры и северной тайги. В этот период отмечена вероятность полной деградации мерзлоты на севере. Есть основания полагать, что именно тогда сформировалась основная площадь современных болотных массивов севера [2]. Похолодание, начавшееся 4,5 тыс. лет назад, обусловило уменьшение скорости торфонакопления в северных регионах европейской части и Западной Сибири. В Западной Сибири 3500 лет назад эта скорость снизилась до 0,1–0,2 мм/год и далее слабо варьировала до наших дней. В это время происходило промерзание торфяников и, несмотря на последовавшие потепления климата, мерзлота, находившаяся в термоизолирующем слое торфа, не протаивала. Лишайниковые сообщества тундрового типа, сформировавшиеся на поверхности торфяников, распространились до 61° с.ш. В це-

лом в северных регионах наблюдалась в голоцене сходная тенденция уменьшения скорости торфонакопления от бореала до субатлантика. Интенсивность торфонакопления в Западной Сибири была значительно выше, чем на европейском севере, особенно в ранние временные отрезки голоцена (9000–7000 лет назад).

В среднетаежной зоне Европы и Западной Сибири вариации скорости торфонакопления находились в противофазе [2]. Максимальные скорости (до 1,1 мм/год в Западной Сибири и 1,4 мм/год в Европе) зафиксированы в бореальное время, но на более поздних этапах максимумы и минимумы скорости чаще всего не совпадают. Абсолютные значения скорости, как правило, заметно выше в болотах европейской части. Однако, изучение процессов накопления углерода в торфяных залежах Васюганского болота (торфяная колонка «Водораздел», расположенная в средней тайге центральной части Обь-Иртышского междуречья) показало, что средняя многолетняя аккумуляция углерода составляла 30–40 гС/м<sup>2</sup> год [4]. Вертикальный прирост колебался в залежах верхового типа от 0,60 до 2,62 мм/год, что выше средних значений для Западной Сибири. В бореальный период (9000–8000 лет назад) в условиях постепенного потепления климата на исследованной территории Васюганского болота установлен пик аккумуляции углерода – 70 гС/м<sup>2</sup> год при величине прироста 1,79 мм/год. Столь большие различия в уровне аккумуляции углерода в болотах средней тайги Европы и Азии могут быть объяснены особенностями сибирского климата.

Торфонакопление в южной тайге и лесостепи очень четко реагировало на серию похолоданий субатлантического периода (2000–1700 лет В.Р., 1500–1400 лет В.Р., 700–600 лет В.Р.), увеличиваясь в отдельных торфяниках до 1,5–2 мм/год [2]. Накопленные данные позволяют сделать вывод, что в течение голоцена скорость торфообразования в южных районах Сибири и Европы возрастала. Изменения скорости торфонакопления на севере и на юге находились в противофазе.

Сведения о современной скорости заболачивания и интенсивности накопления торфа и углерода в болотных экосистемах России далеко не полны и носят фрагментарный характер. Заболачиваемость Западной Сибири в субатлантике составляла, по оценке М.И. Нейштадта, 8000 га/год. За исследованные последние 2500 лет средняя скорость наступления болот на суходолы составляла 15 см/год. На основании результатов радиоуглеродного датирования было установлено, что она не была одинаковой: с 2500 до 1250 лет тому назад – 16,8 см/год, с 1250 до 820 лет назад – 20,9 см/год, а с 820 г. до настоящего времени – 9,1 см/год. Современное Васюганское болото 500 лет назад состояло из 19 отдельных болот площадью 4,5 млн га, при этом 900 тыс. га было представлено мелкозалежными участками с мощностью торфа менее 0,7 м. Сейчас вследствие разрастания этих

Поток органического вещества из акротелма в катотелм и максимально возможный линейный прирост торфа в некоторых типах болот Сибири в современную эпоху

Тип болот	Продуктивность фитомассы, кг/м <sup>2</sup> год (АСВ)	Плотность торфа в акротелме, кг/м <sup>3</sup> (АСВ)	Толщина акротелма, м	Константа разложения, в год	Поток органического вещества в катотелм, кг/м <sup>2</sup> год (АСВ)	Линейный прирост торфа, мм/год
Грядово-мочажинные верховые	0,43–0,52	30–50	0,38–0,44 * 0,42–0,49 p	0,01–0,05	0,070	0,88–0,93
Верховые облесенные, Европейская часть Западной Сибирь	0,30–0,63 0,21–0,63	30–50	0,49–0,54 * 0,47–0,58 p	0,01–0,04	0,063–0,079	0,79–0,84 1,00–1,10
Низинные (лесные)	0,78	140	0,85	0,06	0,02	0,10–0,20
Низинные травяно-лесные	0,72	100 ПО	0,49	0,01	0,10	0,70–0,90

Примечания: \* данные полевых наблюдений, p – расчетные данные, АСВ – абсолютно сухое органическое вещество.

участков образовался единый массив, где 25% занимаемой территории имеет возраст не более 500 лет [5].

Статистические данные свидетельствуют о том, что за последние 30 лет увеличение заболоченности отмечается во всех административных районах (кроме некоторых южных) России (Н.А. Сперанская, 2005, персональное сообщение). Совершенно очевидно, что современное заболачивание в большой степени обусловлено разрушением созданных ранее лесосушительных систем. В России с 1775 по 1991 гг. было осушено 4,96 млн. га, причем с 1925 по 1991 годы (без Прибалтики, Белоруссии и Украины) лесосушительные системы были построены на площади более 4 млн. га. В 1991г. гидролесомелиоративные работы, как известно, резко сократились. Есть основания полагать, что к настоящему времени вторичному заболачиванию подверглось не менее 1 млн. га. Наглядным примером вторичного заболачивания является болото Бакчар в Западной Сибири [6].

По мнению специалистов для определения современной скорости аккумуляции углерода в болотных экосистемах может быть использована модель вертикального роста болот, разработанная для исследования верховых болот [7]. В расчетах использованы значения нетто-продуктивности, толщины акротелма, плотности абсолютно сухого вещества в акротелме по литературным данным [8–11].

Современная скорость аккумуляции углерода (при среднем содержании углерода в абсолютно сухом веществе 51,7%) колеблется от 10,3 гС/м<sup>2</sup>год в полигональных болотах до 51,7 гС/м<sup>2</sup>год в низинных травяных болотах. Оценки выполнены без учета потерь органического вещества в толще торфяной залежи, образованной за время существования болота и мы полагаем, что они несколько завышены (таблица). В дальнейшем планируется уточнить параметры модели, характеризующие процессы в катотелме.

Результаты определения современной скорости аккумуляции углерода в болотах балансовым методом весьма ограничены. Положительным примером могут служить наши исследования в

Западной Сибири на отрогах Васюганского болота (болото Бакчар) [6]. В результате был получен вывод о преобладании процесса аккумуляции углерода в торфяной залежи и прогрессирующем торфообразовательном процессе в настоящее время. По нашим оценкам, сделанным на основании результатов проведенных полевых исследований, средняя аккумуляция составляет 48 гС/м<sup>2</sup>год.

### Заключение

Изменения температуры в начале XXI столетия под влиянием усиления парникового эффекта сопоставимы с ее изменениями на границе позднеледниковья-голоцена, и быстрое потепление климата на этой границе может быть представлено как возможный аналог флуктуации климата и окружающей среды в первой четверти XXI века (Анисимов и др., 2004). Учитывая это, можно предположить, что процесс болотообразования интенсифицируется в предстоящие десятилетия в северных регионах России, а интенсивность торфонакопления достигнет бореально-позднеатлантического уровня.

По прогнозу современная северная граница между полигональными и бугристыми болотами в Западной Сибири сместится к северу примерно на 100 км при глобальном потеплении на 1,4°C и более чем на 400 км при увеличении температуры на 2,2°C. Граница между бугристыми и олиготрофными болотами также переместится к северу на 400 км (при потеплении на 1,4°C) и более чем на 500 км (или примерно на 5 градусов широты) при повышении средней глобальной температуры на 2,2°C.

### Литература

1. Гаджиев И.М., Смоленцев Б.А. Роль торфообразования в формировании почвенного покрова Сибирских Увалов в голоцене // Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. – С. 63–65.
2. Васильев С.В. Скорость торфонакопления в Западной Сибири // Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. – С. 56–59.
3. Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А., Березина Н.В., Инишева Л.И., Курнишкова Т.В., Слука З.А., Толпышева Т.Ю., Шведчикова Н.К. Болотные системы

их природоохранное значение. – М.: Тула Гриф и К°, 2001, 584 с.

4. Пологова Н.Н., Лапшина Е.Д. Накопление углерода в торфяных залежах Большого Васюганского болота // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. – Томск: Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002. – С. 174–179.

5. Нейштадт М.И., Малик М.И. Прошлое, настоящее и будущее западносибирских болот // Природа. – 1980. – №11. – С. 11–20.

6. Инишева Л.И., Земцов А.А., Лисс О.Л., Новиков С.М., Инишев Н.Г. Васюганское болото: природные условия, структура и функционирование. – Томск: ЦНТИ, 2003. – 212 с

7. Турчинович И.Е., Кобак К.И., Кондрашева Н.Ю., Торопова А.А. Моделирование многолетних скоростей торфонакопления разными типами болот северо-запада России // Динамика болотных экосистем Северной Евразии в голоцене. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. – С. 60–62.

8. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. – М.: Наука, 1993. – 140 с.

9. Боч М.С., Кобак К.И., Кольчугина Т.П., Винсон Т.С. Содержание и скорость аккумуляции углерода в болотах бывшего СССР // Бюллетень МОИП, отд. Биол. – 1994. Т.99. – Вып.4. – С. 59–70.

10. Болота Западной Сибири /под ред. К.Е. Иванова, С.М. Новикова. – Л. : Гидрометеиздат, 1976. – 448 с.

11. Титлянова А.А., Базилевич Н.И., Снытков В.А. Биологическая продуктивность травянистых экосистем. – Новосибирск: Наука, 1988. – 134 с.

12. Kobak K.I., Kondrasheva N.Yu., Turchinovich I.Ye. Changes in carbon pools of peatland and forests in north-western Russia during the Holocene // Global and Planetary Change. – 1998. – N16–17. – P. 75–84.

13. Neustadt M.I. Holocene peatland development // Late Quaternary Environments of the Soviet Union. – Minneapolis: Univ. of Minnesota Press, 1984. – P. 201–206.

## ФОСФАТАЗНАЯ АКТИВНОСТЬ В ЕСТЕСТВЕННЫХ И АНТРОПОГЕННО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ ПОЧВАХ

**Н.Н. Каширская, А.В. Борисов**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
Пушкино Московской области; e-mail: nkaashirskaya81@gmail.com*

При индикации древнего антропогенного воздействия на почвы разновозрастных археологических памятников широко используется оценка содержания фосфора в культурных слоях [1]. Культурный слой обогащается как минеральными формами фосфора при поступлении золы, где данный элемент преобладает среди металлоидов [2], так и органическими его формами, накопление которых зависит от интенсивности внесения в культурный слой продуктов животного и растительного происхождения, в первую очередь, нуклеиновых кислот, фосфопротеидов, фосфолипидов и фосфорных эфиров углеводов. Концентрирование подобных соединений в почве формирующегося культурного слоя представляет собой одну из основных причин значительного увеличения в ней активности фосфатаз – ферментов, катализирующих гидролиз сложных эфиров и ангидридов фосфорной кислоты.

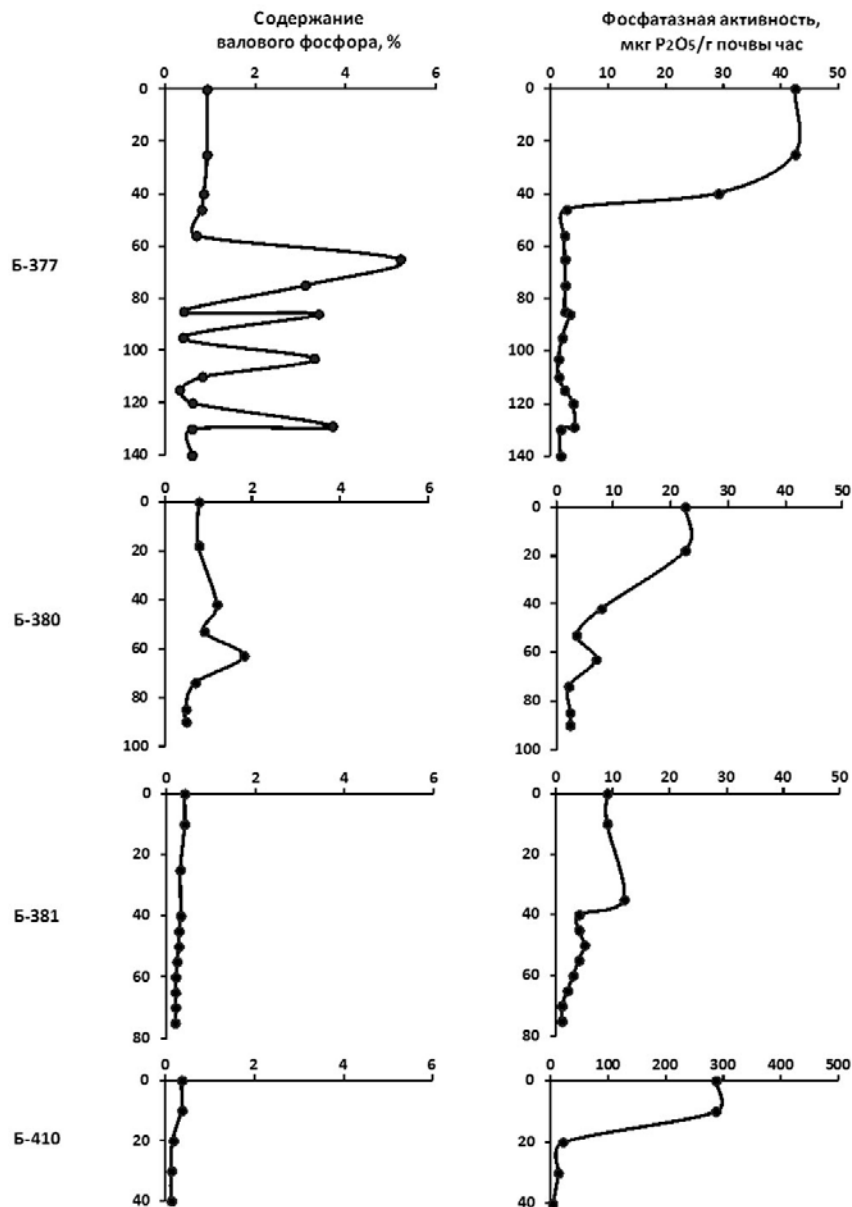
Вторая очевидная причина увеличения фосфатазной активности при обогащении почвы органическим веществом связана с активизацией живых организмов, обеспечивающих культурный слой фосфатазными молекулами. Бактерии являются основными продуцентами щелочных фосфатаз, преобладающих в таких почвах, как насыщенные основаниями черноземы; растения, грибы и в меньшей степени бактерии продуцируют кислые фосфатазы, преобладающие в кислых и ненасыщенных дерново-подзолистых и серых лесных почвах [3,4]. Фосфатазной активностью обладают в той или иной степени все почвенные микроорганизмы, однако только некоторые из них образуют большое количество внеклеточных фосфатаз

[5]. В естественных биотопах фосфатазная активность зависит от типа почвы, от присутствия в ней ингибиторов или активаторов, от состава растительного и микробного сообщества почвы [6].

В культурных слоях древних и средневековых поселений ситуация во многом зависит от характера антропогенного воздействия, в результате которого, при формировании слоев, могло происходить как увеличение фосфатазной активности за счет вносимого органического вещества, так и ее уменьшение, связанное с угнетением почвенной биоты, в частности, растительного сообщества. Мобилизация доступных для растений форм элементов питания связана с гидролитическим разложением органического вещества почвы [7], участниками которого, в пределах фосфатного цикла, являются фосфатазы. Угнетение растительного сообщества приводит не только к уменьшению поступления в почву фосфатазных молекул, выделяемых растениями, но и к уменьшению оттока фосфатов из почвы. Существует отрицательная корреляция между фосфатазной активностью почвы и содержанием в ней минерального фосфора (Хазиев, 1982), поскольку избыток подвижного фосфора – продукта реакций, осуществляемых фосфатазами – блокирует активные центры фермента. Особенно может быть заметна подобная закономерность при высоких нормах внесения золы.

Нами было показано, что в культурном слое энеолитического укрепления Мешоко (Республика Адыгея, Западный Кавказ) фосфатазная активность была максимальна в верхнем слое, и постепенно уменьшалась с глубиной. При этом содержание





Содержание валового фосфора и фосфатазная активность в культурных слоях Болгарского городища и современной фоновой почве

фосфатов демонстрировало обратную зависимость. Низкие значения фосфатазной активности в культурном слое укрепления Мешко могли быть связаны как с высокой концентрацией минерального фосфора, так и с длительным временем пребывания культурного слоя в погребенном состоянии.

В культурном слое средневекового городища Уччакар (Удмуртская Республика) прямая корреляция между величинами содержания фосфора и фосфатазной активности наблюдалась на первом этапе формирования культурного слоя, а также в прослойке костяных опилок на глубине 99–100 см. Синхронное увеличение как фосфатазной активности, так и содержания фосфора на первом этапе формирования культурного слоя, дает основания полагать, что накопление фосфатов в данном случае связано с поступлением органических материалов.

На территории средневекового музея-заповедника Болгар (рисунок) нами были исследованы

три ключевых участка, характеризующиеся различной антропогенной нагрузкой. Наиболее сильное антропогенное воздействие имело место в центральной части городища в районе расположения «Базара» (разрез Б-373). Здесь сформировался наиболее мощный и стратифицированный культурный слой. Менее интенсивное воздействие имело место в районе расположения разреза Б-380. Здесь на поверхности погребенной почвы сформировался культурный слой, мощность которого была в два раза меньше, чем в разрезе Б-373. В разрезе Б-381 морфологические свойства почвы в процессе антропогенного воздействия практически не изменились.

В профиле Б-373 на глубинах 70, 105 и 130 см были зафиксированы наиболее высокие величины содержания валового фосфора. Кроме того, небольшое увеличение данного показателя наблюдалось в слое 85–86 см. На глубинах 70 и 105 см не было выявлено увеличения фосфатазной

активности, тогда как слои 85–86 см и 115–129 см характеризовались высокими значениями данного показателя. Одновременное увеличение содержания валового фосфора и фосфатазной активности в нижних слоях профиля Б-373 свидетельствует о том, что на первом этапе функционирования городища в почву поступало большое количество органического материала с высоким содержанием фосфатов (отходы жизнедеятельности, бытовой мусор, растительный материал, навоз). Фосфатаза принимала участие в разложении органического материала, что обусловило возрастание ее активности в слоях 115–129 см.

В культурных слоях разреза Б-380 величины фосфатазной активности с глубиной постепенно уменьшались, однако был выявлен максимум данного показателя в слое 53–63 см. Здесь существенное увеличение фосфатазной активности, соответствующее увеличению содержания валового фосфора, было связано с повышенной антропогенной нагрузкой в позднеордынский период формирования культурного слоя.

Разрез Б-381 располагался на развале древнего мавзолея, где антропогенная нагрузка была выражена в наименьшей степени. Величины фосфатазной активности здесь были существенно меньше, чем в разрезах, описанных выше. Однако на глубине 50 см был выявлен пик фосфатазной активности, не сопровождающийся увеличением содержания валового фосфора. Можно предположить, что рост фосфатазной активности здесь мог быть связан с достаточно благоприятными – при низкой антропогенной нагрузке – условиями существования почвенной биоты в период формирования данного слоя.

В современной фоновой почве (разрез Б-410) фосфатазная активность закономерно снижалась с глубиной. Верхний слой фоновой почвы характеризовался в 7,5–30 раз большими величинами фосфатазной активности по сравнению с верхни-

ми слоями участков Болгарского городища, рассмотренных выше.

Таким образом, при исследовании различных археологических памятников нами было установлено, что содержание валового фосфора не позволяет судить об особенностях формирования культурных слоев. Увеличение данного показателя в большей части случаев происходит за счет внесения минеральных форм фосфора с золой, о чем свидетельствуют низкие величины фосфатазной активности. В культурных слоях, характеризующихся заметным увеличением фосфатазной активности, при их формировании, очевидно, происходило поступление в почву органического вещества антропогенного происхождения. Таким образом, исследование фосфатазной активности в культурных слоях археологических памятников позволяет более детально реконструировать особенности жизни древних обществ.

#### Литература

1. Holliday, V., Gartner W. Methods of soil P analysis in archeology // Journal of Archaeological Science 34 (2007) P. 301–333.
2. Мецлер Д. Биохимия. Химические реакции в живой клетке: Учебник. М.: изд-во «Мир» 1980. Том 1. 407 с.
3. Хазиев Ф.Х. Системно-экологический анализ ферментативной активности почв. М.: Наука. 1982. 204 с.
4. Nannipieri P., Giagnoni L., Landi L., Renella G. Role of phosphatase enzymes in soil // Phosphorus in action. Soil Biology. 2011. V.26. P. 215–243.
5. Звягинцев Д.Г., Бабьева И.П., Зенова Г.М. Биология почв: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2005. 445 с.
6. Speir T.W., Ross D.J. Soil phosphatase and sulphatase. In: Burns RG (ed). Soil enzymes. Academic: London. 1978. P. 197–250. Звягинцев Д.Г., Бабьева И.П., Зенова Г.М. Биология почв: Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2005. 445 с.
7. Михайловская Н.А., Миканова О. 2008. Взаимосвязь ферментативной активности с содержанием гумуса в дерново-подзолистой супесчаной почве // Вестник национальной академии наук Беларуси. Серия аграрных наук. № 4. С. 49–53.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГУМУСА ПОЧВ ПАЛЕОКРИОГЕННЫХ БУГРИСТО-ЗАПАДИННЫХ ЛАНДШАФТОВ ЮЖНОГО ПРЕДБАЙКАЛЬЯ

А.А. Козлова

*Иркутский государственный университет, Иркутск, ул. Карла Маркса, 1; e-mail: allak2008@mail.ru*

Своеобразие палеогеографической обстановки на юге Предбайкалья обусловлено проявлениями реликтового криогенного микрорельефа в виде бугристо-западных форм. Это явление не уникально, так как на обширных пространствах севера Евразии и Америки проявляются следы естественного нарушения поверхности в виде блоков, полигонов, бугров и западин. Образование пятнистого (полигонального) микрорельефа на Русской равнине объясняется реликтовым криогенезом, в результате резкого похолодания в конце плейстоцена, приведшее к образованию полигональных структур, разбитых трещинами,

заполненными жильным льдом. В голоцене, при потеплении климата, многолетняя мерзлота деградировала, а на месте вытаявавшего жильного льда возникли псевдоморфозы, или мерзлотные клинья, заполненные материалом обрушившихся стенок трещин [1–9].

Явление палеокриогенеза характерно и для Южного Предбайкалья, на территории которого в сартанское время (конец позднего плейстоцена) существовали перигляциальные условия (аридизация климата на фоне резкого похолодания). В это время произошло полигональное растрескивание поверхности и образование полигонально-

жильных льдов, которые при вытаивании в голоцене сформировали западины, а на месте полигонов образовались бугры [10–18].

В настоящее время наблюдается посткриогенная стадия развития бугристо-западного микро рельефа, когда все его формы стали реликтами Их существование не отвечает современным климатическим условиям данного региона и гидротермическому режиму грунта. Развитие почвенного покрова идет по заданной матрице, определяющими частями, которой выступает сопряженная пара: блок полигона (бугор) и примыкающая к нему псевдоморфоза по повторно-жильному льду.

Почвообразовательный процесс, развивающийся на каждом из элементов палеокриогенных структур, различается по серии параметров, и, прежде всего, пространственно-временной организации почвенного покрова [19]. Почвы, развитые в этих условиях разновозрастны и гетерогенны. Судя по небольшой мощности органогенных горизонтов ( $O+Ad+A+AB =$  около 20 см), сходных на буграх и западинах, и спорово-пыльцевому комплексу, отражающему современный растительный покров [12,14], можно предполагать молодость верхней толщи почв, возраст которой равен нескольким сотням или первым тысячам лет. Особенно интересно строение профиля почв западин, в которых наблюдается наличие одного, а то и нескольких погребенных гумусовых горизонтов, оставшихся от предшествующих эпох, сформировавшихся в иных биоклиматических условиях. Они заметно отличаются по морфологии, составу гумуса и другим характеристикам от современных (дневных) гумусовых горизонтов [12,14,16–18].

Согласно Классификации-2004 почвы понижений (западин) в большинстве своем можно отнести к стволу синлитогенных почв отделу стратоземов, в которых большая часть профиля представлена гумусированной стратифицированной толщиной мощностью более 40 см и условно рассматриваемый как стратифицированный серо-, темно- или светлогумусовый горизонт. Его верхняя часть вмещает аккумулятивно-гумусовый горизонт с близкими свойствами. Стратифицированный горизонт перекрывает профиль какой-либо почвы или минерального субстрата [20].

Данные о содержании и распределении гумуса в исследуемых почвах западин показали, что мощность профиля западин за счет наличия в них погребенных гумусовых горизонтов может составлять 50–70 см. Распределение гумуса в них, как правило, бимодальное, когда первый максимум приходится на гумусово-аккумулятивный, а второй – на погребенный горизонт.

Изучение состава гумуса почв понижений показало существенные различия верхних (дневных) и погребенных гумусовых горизонтов. Установлено, что во всех исследуемых почвах наблюдается заметное превалирование гуминовых кислот над фульвокислотами. Во фракционном составе гумуса отмечается примерно равное количе-

ство ГК 1-ой и 2-ой фракции, за счет притока свежей органики.

Повышенное количество нерастворимого остатка, величина которого может превышать 50 % от общего содержания гумуса может быть связано с процессами периодического высушивания и промораживания. В результате этих процессов значительная часть новообразованных гуминовых кислот необратимо связывается с минеральной частью почвы в форме гуминов, а оставшееся количество этих кислот по содержанию углерода уступает органическим соединениям типа фульвокислот [21].

Высокое содержание углерода нерастворимого остатка в почвах региона также может быть обусловлено слабой гумификацией растительных остатков в суровых климатических условиях, тормозящих жизнедеятельность микроорганизмов. Кроме того, под влиянием очень низких температур растворимые гуминовые кислоты подвергаются денатурации, переходя в нерастворимый гумин, что также увеличивает количество углерода нерастворимого остатка [22].

В погребенных горизонтах отмечено резкое расширение отношения  $S_{гк} : S_{фк}$ , которое в исследуемых почвах колеблется от 2 до 5, тип гумуса становится гуматным, что указывает на процессы его старения и конденсации, а также на иные более благоприятные условия его формирования. Во фракционном составе наблюдается явное превалирование 2-ой фракции гуминовых кислот, связанной с кальцием. При этом резко снижается и даже исчезает 1-я фракция «свободных» гуминовых кислот, что связано с прекращением поступления сюда свежего органического вещества. Растворимость гумуса резко повышается, содержание нерастворимого остатка составляет менее 30 % и может достигать 10–20 %.

В целом, особенности состава гумуса погребенных горизонтов почв в западинах, а именно высокое содержание гуминовых кислот, связанных с кальцием, их доминирование, малое количество нерастворимого остатка могут служить подтверждением существования в прошлом иных, возможно более благоприятных климатических условий. Так, согласно данным радиоуглеродного датирования гумусовых горизонтов стратозема серогумусового на погребенной почве (разрез 1), возраст горизонта А соответствует суббореальному периоду. Его формирование шло в биоклиматической обстановке близкой современной [18] (таблица).

Возраст погребенного гумусового горизонта относится к бореально-атлантическому времени, характеризующемуся значительным потеплением [23,24].

Это доказывает, что формирование темноцветных горизонтов полигенетических почв понижений реликтового криогенного микро рельефа шло в иных биоклиматических условиях, отличных от современных, с широким участием мезофильной травянистой растительностью.

Результаты радиоуглеродного датирования гумусовых горизонтов стратозема серогумусового на погребенной почве (разрез 1)

Лабораторный № ИГАН	Горизонт глубина, см	Радиоуглеродный возраст горизонта (лет назад)	Интервал калибровочного возраста 1σ: Cal BP-лет назад: [начало: конец] вероятность
3214	RY 0–37	1960 ± 50	[1867 BP:1952 BP] 0,845366 [1959 BP:1972 BP] 0,095339 [1977 BP:1986 BP] 0,059295
3215	[A] 37–70	4260 ± 60	[4650 BP:4671 BP] 0,080919 [4701 BP:4759 BP] 0,307260 [4944 BP:4948 BP] 0,012235

### Литература

1. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
2. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев Н.В., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
3. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
4. Алифанов В.М. Палеокриогенез и современное почвообразование Пущино, ОНТИ ПНЦ РАН, 1995. 318 с.
5. Алифанов В.М. Палеокриогенез и разнообразие почв // Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2015. С. 12–13.
6. Алифанов В.М. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: Геос, 2010. 156 с. [http://elib.library.isu.ru/cgi-bin/irbis32r\\_11/cgiirbis\\_32.exe?LNG=&Z21ID=&I21DBN=IRCAT&P21DBN=IRCAT&S21STN=1&S21REF=3&S21FMT=fullwebr&C21COM=S&S21CNR=20&S21P01=0&S21P02=0&S21P03=M=&S21STR=](http://elib.library.isu.ru/cgi-bin/irbis32r_11/cgiirbis_32.exe?LNG=&Z21ID=&I21DBN=IRCAT&P21DBN=IRCAT&S21STN=1&S21REF=3&S21FMT=fullwebr&C21COM=S&S21CNR=20&S21P01=0&S21P02=0&S21P03=M=&S21STR=)
7. Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982. 204 с.
8. Гугалинская Л.А. Морфолитогенез центра Русской равнины: Автореф. дис. докт. б. н. Пущино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 44 с.
9. Гугалинская Л.А. Позднеплейстоценовый морфолитогенез голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 66. М.: ГЕОС, 2005. С. 33–41.
10. Воробьева Г.А. Значение позднеплейстоценовых отложений и процессов для современного почвенного покрова юга Восточной Сибири // Почвы территорий нового освоения, их режимы и рациональное использование. Иркутск: Изд-во ин-та географии СО АН СССР, 1980. С. 13–17.
11. Воробьева Г.А. Возраст почв Прибайкалья // Естественная и антропогенная эволюция почв. Пущино, 1988. С. 74–82.
12. Воробьева Г.А. Геология и палеогеография юга Средней Сибири в кайнозое // Стратиграфия, палеогеография и археология юга Средней Сибири / Отв. ред. Г.И. Медведев, Н.А. Савельев, В.В. Свинин. Иркутск, 1990. 165 с.
13. Воробьева Г.А. Почва как летопись природных событий Прибайкалья: проблемы эволюции и классификации почв Иркутск: Изд-во Иркут. гос. ун-та, 2010. 205 с.
14. Кузьмин В.А. Геохимические особенности почв в условиях бугристо-западного рельефа Иркутско-Черемховской равнины // Региональные ландшафтно-геохимические исследования. Иркутск: Изд-во ин-та географии СО АН СССР, 1986. С. 67–81.
15. Кузьмин В.А. Опыт почвенно-географических исследований на территории Байкальской Сибири // География и природные ресурсы. 2007. №3. С. 197–205.
16. Козлова А.А. Почвы бугристо-западных ландшафтов Южного Предбайкалья. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. 124 с.
17. Козлова А.А., Макарова А.П. Экологические факторы почвообразования Южного Предбайкалья. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012. 163 с.
18. Козлова А.А., Кузьмин В.А., Завоская Э.П. Почвы палеокриогенных бугристо-западных ландшафтов Южного Предбайкалья // Почвоведение. 2013. №10. С. 1181–1192.
19. Геннадиев А.Н. Почвы и время: Модели развития. М.: Изд-во МГУ, 1990. 228 с.
20. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 324 с.
21. Волковинцер В.И. Степные криоаридные почвы Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. 208 с.
22. Ивельский П.К. Состав гумуса лесных почв северо-запада Иркутской области // Вопросы почвенного плодородия. Иркутск, 1968. С. 58–68.
23. Чичагова О.И. Радиоуглеродное датирование гумуса почв М., 1985. 146 с.
24. Почва как память биосферно-геосферно-атропосферных взаимодействий // Память почв. / Отв. редакторы В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М., 2008. С. 182–203.

### ФАУНА КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ

П.А. Косинцев, О.П. Бачура

Институт экологии растений и животных УрО РАН,  
620144 г. Екатеринбург, ул. 8 Марта 202; e-mail: kra@ipae.uran.ru; olga@ipae.uran.ru

На территории центра Восточно-Европейской равнины проведены многочисленные работы по

изучению истории растительности в голоцене, но история фауны региона, в том числе млекопита-

ющих, изучена значительно менее подробно.

Целью работы было рассмотреть формирование и историю фауны крупных млекопитающих центра Восточно-Европейской равнины в голоцене.

Работа выполнена на основании опубликованных и оригинальных данных из 85 археологических памятников, которые расположены на территории от 610 с.ш. до 540 с.ш. (от Архангельской до Тульской области) и от 310 до 400 в.д. (от Псковской до Ивановской области). Из этих местонахождений описано более 45 тыс. костных остатков крупных млекопитающих (таблица). В списке литературы приведены только основные публикации [1–8]. Для многих из этих местонахождений имеются радиоуглеродные даты и все они датированы на основании археологических материалов. В работе использованы не калиброванные радиоуглеродные даты. Местонахождения охватывают временной период от позднего дриаса (DR-3) до конца позднего голоцена (SA 3).

Следует подчеркнуть, что приведенное ниже время появления и длительности обитания зайца-русака, соболя и каменной куницы установлены не достаточно точно, так как видовая диагностика видов в родах *Lepus* и *Martes* по костным остаткам затруднена. В будущем вероятны уточнения времени их обитания. Остается открытым вопрос – обитала ли в этом регионе в голоцене дикая лошадь – тарпан. Достоверных находок ее остатков нет, но обитание в юго-западной части региона возможно.

Финал позднего плейстоцена (AL – DR 3, 11800–10300 BP). В это время существовал обедненный вариант мамонтового фаунистического комплекса. Его реконструированный состав: заяц-беляк, волк, песец, лисица, россомаха, медведь бурый, мамонт, лошадь, северный олень, первобытный бизон. Самые поздние даты для мамонта с этой территории 10000–9810 BP [9], для бизона – 10240±37 BP.

Пребореальный период (PB, 10300 – 9300 BP). В составе фауны до середины этого периода еще сохраняется мамонт, но сама фауна относится уже к голоценовому фаунистическому комплексу и включает лесные (белка, рысь, куница лесная, норка европейская, медведь, лось), лесостепные (барсук, олень благородный, тур) и аazonальные (выхухоль, заяц-беляк, бобр, волк, лисица, горностай, выдра) виды (таблица).

Бореальный период (BO, 9300–8000 BP). В этот период в составе фауны появляются заяц-русак, кабан и косуля (таблица).

Атлантический период (AT, 8000–4600 BP). В начале этого периода в состав фауны входит хорь лесной, в конце его на короткое время появляется каменная куница и, по крайней мере с этого времени, на севере региона обитает соболь [10] (таблица).

Суббореальный период (SB, 4600–2600 BP). Во второй половине периода из состава фауны исчезают тур и благородный олень (таблица).

Субатлантический период (SA, 2600–200 BP). С начала периода в составе фауны региона стабильно присутствует заяц-русак (таблица).

Вымирание последних представителей мамонтовой фауны в центральной части Восточно-Европейской равнины произошло в течение нескольких сотен лет и завершилось в середине пребореального периода. За это же время сформировалась голоценовый фаунистический комплекс крупных млекопитающих. Большое число видов мамонтового фаунистического комплекса (заяц-беляк, волк, лисица, горностай, россомаха, медведь, северный олень) пережило плейстоцен-голоценовый переход и вошло в состав голоценового фаунистического комплекса. Состав голоценовой фауны крупных млекопитающих в основном закончил формироваться в бореальный период, когда в его составе появились заяц-русак, кабан и косуля (таблица).

На протяжении голоцена в регионе существовали географические различия в видовом составе фауны. В северо-восточной части не обитали каменная куница, благородный олень, косуля, тур и только здесь обитал соболь.

Состав фауны региона на протяжении голоцена не оставался постоянным. В состав фауны на протяжении всего голоцена входили: заяц-беляк, белка, бобр, волк, лисица, горностай, норка европейская, куница лесная, барсук европейский, бурый медведь, рысь, лось, северный олень (таблица). Некоторые виды входили в состав фауны не весь голоцен или входили на короткое время.

Заяц-русак, кабан и косуля заселяют регион в середине бореального периода, темный хорь – в начале атлантического, а соболь – в конце атлантического периода. Вероятно, до середины суббореального периода обитал тур, а благородный олень обитал до конца этого периода (таблица). Позднее их ареалы сократились к западу и югу. Остатки каменной куницы указаны только для местонахождений конца атлантического периода (таблица). Возможно, она обитала здесь только в атлантическом периоде.

Голоценовая фауна крупных млекопитающих в центральной части Восточно-Европейской равнины сформировалась в короткие сроки, в течение первой половины пребореального периода. Ее формирование происходило в результате двух процессов – вымирания и изменения ареалов видов. Основной формирования был мамонтовый фаунистический комплекс, из состава которого вымерло два вида (мамонт и первобытный бизон), два вида сократили ареалы (песец, лошадь) и семь видов вошло в состав голоценового комплекса. В результате расширения ареалов в состав голоценового комплекса вошло 17 видов. У некоторых видов (каменная куница, благородный олень, тур) ареал флуктуировал – они появлялись в фауне региона на некоторый период времени.

Формирование голоценовой фауны крупных млекопитающих происходило на фоне и парал-

Фауна крупных млекопитающих центра Восточно-Европейской равнины в разные периоды голоцена

Виды	DR3- PB-1	PB	BO-1	BO-2-3	AT-1	AT-2	AT-3	SB-1	SB-2	SB-3	SA-1	SA-2	SA-3	XIX век
Заяц беляк – <i>Lepus timidus</i>	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Заяц русак – <i>Lepus europaeus</i>	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	+	+	+	+
Белка – <i>Sciurus vulgaris</i>	-	+	-	+	-	+	+	-	+	+	+	+	+	+
Бобр – <i>Castor fiber</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Волк – <i>Canis lupus</i>	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Лисица – <i>Vulpes vulpes</i>	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Соболь – <i>Martes zibellina</i>	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-
Куница лесная – <i>Martes martes</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Куница каменная – <i>Martes foina</i>	-	-	-	-	-	-	/+	-	-	-	-	-	-	-
Хорь лесной – <i>Mustela putorius</i>	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Горностай – <i>Mustela erminea</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Норка европейская – <i>Mustela lutreola</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Барсук европейский – <i>Meles meles</i>	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Росомаха – <i>Gulo gulo</i>	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Выдра – <i>Lutra lutra</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Медведь бурый – <i>Ursus arctos</i>	?	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Рысь – <i>Lynx lynx</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Мамонт – <i>Mammuthus primigenius</i>	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Лошадь – <i>Equus ferus</i>	?	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Кабан – <i>Sus scrofa</i>	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Лось – <i>Alces alces</i>	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Северный олень – <i>Rangifer tarandus</i>	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Благородный олень – <i>Cervus elaphus</i>	-	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	-	-	-	-
Косуля – <i>Capreolus capreolus</i>	-			/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	-
Тур – <i>Bos primigenius</i>	-	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+	/+					
Бизон – <i>Bison priscus</i>	+		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Количество памятников	4	8	1	8	6	4	7	9	11	2	13	8	7	
Количество костных остатков		4510	?	4111	3719	1430	3919	3694	7084	574	6554	7169	2366	

? – остатки не найдены, но обитание вероятно; /+ – отсутствовали на северо-востоке региона.

лельно формированию лесной зоны. Завершение ее формирования происходит в середине бореального периода, когда в регионе окончательно исчезли безлесные участки и леса таежного типа распространились почти до побережья Баренцева моря [11].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 15-04-03882

### Литература

1. Антипина Е.Е. Ростиславльское городище дьяковского времени: археозоологические материалы из рас-

копок 2002-2006 годов // Аналитические исследования лаборатории естественно-научных методов. М.: Изд-во «Тauc», 2009. С. 146–171.

2. Галимова Д.Н., Аскеев Б.В. Аскеев О.В., Гусенцова Т.М. Археозоологический анализ неолитической стоянки Подолье-1 в южном Приладжье // Неолитические культуры Восточной Европы: хронология, палеоэкология, традиции. СПб.: ИИИМК РАН, 2015. С. 163–165.

3. Данильченко В.П., Карху А.А. Фаунистические определения материалов поселения Воймежное I // Древние охотники и рыболовы Подмосковья. М., 1997. С. 130–132.

4. Жилин М.Г. Природная среда и хозяйство мезолитического населения центра и северо-запада лесной зоны Восточной Европы. М.: Академия, 2004. 142 с.
5. Кириллова И.В., Емельянов А.В. Роль млекопитающих в хозяйстве энеолитического человека центральной Мещеры (на примере поселения Шагара-2) // Экология древних и современных обществ. Тюмень: Изд-во ИПОС СО РАН, 1999. С. 109–112.
6. Косинцев П.А. Промысловые животные Восточной Европы и Западной Сибири в финальном палеолите-мезолите // Своеобразие и особенности адаптации культур лесной зоны Северной Евразии в финальном плейстоцене - раннем голоцене. М.: Институт археологии РАН, 2007. С. 86–109.
7. Саблин М.В. Археозоологический анализ остеологического материала из неолитических свайных поселений Подвинья: хозяйство и экология // Труды Зоологического института РАН, 2011. Т. 315, № 2. С. 143–153.
8. Цалкин В.И. Млекопитающие бассейна Оки и Верхней Волги в начале нашей эры // Бюллетень МОИП, отд. Биол., 1961. Т. LXVI. № 1. С. 23–39.
9. Яшина О.В. Краткая характеристика костей мамонта в коллекциях Вологодского, Череповецкого и Тотемского музеев // Третье Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода. Т. 2. Смоленск: СГПУ, 2002. С. 155 – 158.
10. Гасилин В.В., Саблин М.В. Виды рода *Martes* на северо-западе Русской равнины в голоцене // Труды Зоологического института РАН. 2013. Т. 317. № 2. С. 125–135.
11. Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата в тундровой и лесной зонах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М.: ИГ РАН. 1994. С. 4–60.

## ЖИВОТНОВОДСТВО У НАСЕЛЕНИЯ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ В ЭПОХУ ПОЗДНЕЙ БРОНЗЫ

П.А. Косинцев<sup>1,2</sup>, О.П. Бачура<sup>1,2</sup>, А.Ю. Рассадников<sup>2</sup>, А.В. Кисагулов<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202; e-mail: kpa@ipae.uran.ru; olga@ipae.uran.ru; akis9119@gmail.com

<sup>2</sup>Институт истории и археологии УрО РАН, 620990, Екатеринбург, ул. С. Ковалевской, 16; e-mail: ralu87@mail.ru

На территории Южного Зауралья исследовано значительное количество поселений датируемых поздним бронзовым веком (ПБВ), из которых определены костные остатки млекопитающих [1–5]. Они относятся к ряду археологических культур: синташтинская, петровская, алакульская, федоровская, срубная, саргаринско-алексеевская. Хронологически они охватывают период 3600–2700 радиоуглеродных л. н. или 4000–2800 календарных л.н. [6].

Основой хозяйства населения Южного Зауралья в ПБВ было животноводство. Кости диких животных на поселениях этого времени составляют не более 5%. Сколько-нибудь выраженные признаки земледелия (остатки культурных растений единичны, комплексы земледельческих орудий) отсутствуют [7–9].

В работе использованы данные по поселениям одного культурного или культурно-хронологического периода. Имеющиеся материалы позволяют охарактеризовать животноводство населения разных археологических культур и разных хронологических периодов. Это население синташтинской культуры (3600–3500 <sup>14</sup>С л.н.); алакульской культуры (3500–3300 <sup>14</sup>С л.н.); срубной культуры

(3400–3200 <sup>14</sup>С л.н.); саргаринско-алексеевской культуры (3000–2700 <sup>14</sup>С л.н.) и поселения, на котором проживало смешанное население алакульской и срубной культур (3400–3300 <sup>14</sup>С л.н.).

Характеристика животноводства дана на основе следующих данных: соотношение остатков домашних копытных (табл. 1), возрастной состав забитых особей домашних копытных (табл. 2–4) и сезон их забоя. Среди мелкого рогатого скота на поселениях всех культурно-хронологических групп доминируют остатки овец – более 85%.

Сравнение соотношения остатков домашних копытных (табл. 1) показывает три группы. Первая объединяет синташтинские, алакульские и асрубно-алакульские поселения. В этой группе большую часть составляют остатки крупного рогатого скота, заметно меньше мелкого рогатого скота и мало лошади. Вторую группу составляет поселение срубной культуры, для которого характерно почти равное соотношение остатков крупного и мелкого рогатого скота и небольшое количество лошади. Третью группу составляют поселения саргаринско-алексеевской культуры, для которых характерно преобладание мелкого рогатого скота и высокая доля остатков лошади. Следует

**Таблица 1.** Соотношение остатков домашних копытных в культурно-хронологических группах поселений

Виды	Синташтинская (N = 4) <sup>1</sup>	Алакульская (N = 9)	Срубная+ алакульская (N = 1)	Срубная (N = 1)	Саргаринская (N = 14)
Крупный рогатый скот	61	56	68	47	33
Мелкий рогатый скот	29	33	26	42	41
Лошадь	9	11	6	10	26
Кости, экз. <sup>2</sup>	11547	12920	1425	10143	38458

<sup>1</sup>N – число поселений; <sup>2</sup>кости – количество костей, по которым рассчитывалось соотношение.

**Таблица 2.** Возрастной состав крупного рогатого скота (%)

Возраст, месяцы	Культуры			
	Синташтинская	Алакульская	Саргаринская	Срубная
Более 30	52	55	58	46
18–30	27	24	27	36
6–18	16	16	11	12
Менее 6	6	5	4	6
Кол-во, экз.	214	290	233	182

**Таблица 3.** Возрастной состав мелкого рогатого скота (%)

Возраст, месяцы	Культуры			
	Синташтинская	Алакульская	Срубная	Саргаринская
Более 24	38	51	51	64
12–24	42	38	40	25
3–12	19	11	9	11
Менее 3	1	1	1	1
Кол-во, экз.	265	551	154	464

**Таблица 4.** Возрастной состав лошади (%)

Возраст	Культуры		
	Синташтинская	Срубная	Саргаринская
Старый	3	11	17
Взрослый	52	53	48
Полувзрослый	8	6	16
Молодой	37	30	19
Кол-во, экз.	115	47	281

отметить, что эти группы составляют хронологический ряд – от ранних к более поздним. Увеличение доли мелкого рогатого скота и лошади к концу ПБВ позволяют предполагать увеличение подвижности населения и отражают процесс формирования кочевого типа животноводства.

Сравнение возрастного состава забитых животных показывает следующее. Возрастной состав крупного рогатого скота (табл. 2) на поселениях синташтинской, алакульской и саргаринской культур весьма близок – преобладают взрослые животные, заметно меньше полувзрослых и мало молодых. От них несколько отличается поселение срубной культуры, на котором доля полувзрослых выше, а взрослых ниже, чем в предыдущей группе. Отмеченное различие может указывать на более выраженное «мясное» направление использования крупного рогатого скота на поселении срубной культуры по сравнению с поселениями остальных культур.

По соотношению возрастных групп мелкого рогатого скота выделяется три группы. Первая группа – синташтинские поселения, на которых большая доля полувзрослых и молодых особей. Вторая группа – поселения алакульской и срубной культур, на которых преобладают взрослые особи и высока доля полувзрослых особей. Третья группа – поселения саргаринско-алексеевского времени, на которых существенно преобладают взрослые особи. Группы составляют хронологический ряд. В этом ряду среди забиваемых особей нарастает доля взрослых и уменьшается доля молодых. Это изменение может отражать увеличение значимости использования овец для получения шерсти. В свою очередь, увеличение потребности населения в большем количестве шерсти может

быть связано с использованием ее для изготовления войлока, что так же может указывать на увеличение подвижности населения в финале ПБВ.

Возрастной состав забитых особей лошади изучен для трех культур (табл. 4). Сравнение его в этих культурах показывает выравнивание долей разных возрастных групп от начала ПБВ к его концу. Прежде всего уменьшается доля молодых и увеличиваются доли полувзрослых и старых особей. Это отражает увеличение во времени полифункционального использования лошадей. В синташтинское время лошадей использовали в основном для получения мяса (молодые особи) и для работ, требующих резвости (взрослые особи). В конце ПБВ лошадей больше стали использовать для хозяйственных работ, не требующих резвости (старые особи). Последние могут состоять в использовании для выпаса стад и перевозки грузов.

Проведен анализ сезона забоя крупного рогатого скота и овец, определенный по регистрирующим структурам зубов из поселений синташтинской и алакульской культур. Установлено, что подавляющее большинство особей забито осенью-зимой или весной и почти нет животных, забитых летом [10–11]. Это указывает на относительную подвижность населения Южного Зауралья в первой половине ПБВ. На лето большая часть его уходила со скотом на летние пастбища.

Сопряженный анализ полученных данных показывает, что к концу ПБВ в составе стада увеличились доли лошади и мелкого рогатого скота. В хозяйственном использовании разных видов произошли заметные изменения. Больше особей мелкого рогатого скота стали содержать до взрослого возраста, а лошадей – до старого возраста. Увеличение доли лошади и возраста ее забоя ука-



зывают на существенное возрастание роли и разнообразия использования лошади в хозяйстве населения конца ПБВ. Вместе с ростом доли мелкого рогатого скота это может отражать формирование кочевого скотоводства в Южном Зауралье в конце ПБВ. Истоки этого процесса начинаются уже в первой половине ПБВ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-18-10332).

### Литература

1. Косинцев П. А. Охота и скотоводство у населения лесостепного Зауралья в эпоху бронзы // Становление и развитие производящего хозяйства на Урале. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 84–105.
2. Косинцев П.А. Типология археозоологических комплексов и модель животноводства у древнего поселения юга Западной Сибири // Новейшие археозоологические исследования в России. М.: Языки славянской культуры, 2003. С. 157–174.
3. Смирнов Н.Г. Ландшафтная интерпретация новых данных по фауне андроновских памятников Зауралья // Вопросы археологии Урала. Свердловск, 1975. Вып. 13. С. 32–41.
4. Цалкин В.И. Фауна из раскопок андроновских памятников в Приуралье // Основные проблемы териологии. Труды МОИП. Т. XLVIII. М.: Наука, 1972. С. 66–81.
5. Rassadnikov A. Yu., Kosintsev P.A., Koryakova L.N. The osteological collection from the Kamennyi Ambar

settlement // Multidisciplinary investigations of the Bronze Age settlements in the Southern Trans-Urals (Russia). Frankfurter Archäologische Schriften. Bd. 23. Bonn: Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, 2013. P. 239–283.

6. Hanks B.K., Epimakhov A.V., Renfrew A.C. Towards a refined chronology for the Bronze Age of the southern Urals, Russia // *Antiquity*. V. 81. No 312. P. 353–367.

7. Лебедева Е.Ю. Археоботаника и изучение земледелия эпохи бронзы в Восточной Европе // OPUS: Междисциплинарные исследования в археологии. М.: ИА РАН, 2005. Вып. 4. С. 50–68.

8. Епимахов А.Е. О синташтинском земледелии (бронзовый век Южного Урала) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 2010. № 2 (13). С. 36–41.

9. Косинцев П.А., Рассадников А.Ю., Бачура О.П., Занина О.Г., Корона О.М. Историко-экологические исследования поселения Каменный Амбар // Андроновский мир. Тюмень: Изд-во Тюменского университета, 2010. С. 55–68.

10. Бачура О.П. Сезонный хозяйственный цикл населения синташтинской культуры Южного Зауралья // Российская археология, 2014. №2. С. 21–26.

11. Bachura O.P. Season and age of the slaughter of cattle (*Bos taurus*) and sheep (*Ovis aries*) // Multidisciplinary investigations of the Bronze Age settlements in the Southern Trans-Urals (Russia). Frankfurter Archäologische Schriften. Bd. 23. Bonn: Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, 2013. P. 285–290.

## МАССОВОЕ ВЫМИРАНИЕ ВЕТВИСТОУСЫХ РАКООБРАЗНЫХ ПОДРОДА *Daphnia* (*Ctenodaphnia*) (CRUSTACEA: CLADOCERA) В БЕРИНГИИ НА ГРАНИЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА

А.А. Котов, А.А. Жаров

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН,  
119071, Москва; e-mail: alexey-a-kotov@yandex.ru

Изучение структуры и истории формирования пресноводного биоразнообразия - ключ к его рациональному использованию. Однако, пресноводные организмы весьма многочисленны и разнообразны, и охватить исследованиями все группы животных, растений и микроорганизмов равномерно и всесторонне вряд ли возможно. Поэтому понимание общих закономерностей современного биоразнообразия и истории его формирования должно базироваться на изучении некоторых модельных групп. Для пресноводных водоемов в качестве такой модельной группы традиционно используются ветвистоусые ракообразные (Cladocera) – одни из наиболее массовых животных планктона, бентоса и нейстона внутренних водоемов всех типов и всех континентов (включая даже оазисы Антарктиды) [1]. Среди ветвистоусых ракообразных особое внимание уделяется представителям рода *Daphnia* O.F. Mueller (Crustacea: Cladocera: Daphniidae), которые стали излюбленным объектом для всевозможных исследований по многим вопросам эволюционной биологии, физиологии и экологии [2,3]. Ни один учебник зоологии или экологии не обходится без упоминания этих животных.

При этом известно, что ветвистоусые ракообразные – это группа как минимум среднепалеозойского происхождения [4], а уже с границы юры–мела известны находки представителей двух «современных» подродов дафний – *Daphnia* s.str. и *Daphnia* (*Ctenodaphnia*) Dybowski & Grochowski [5]. Как в донных осадках современных водоемов, так и в палео-местонахождениях различного геологического возраста чаще всего находятся эфиппиумы – контейнеры для покоящихся яиц, представляющие собой видоизмененные створки самки, предохраняющие яйца от влияния самых различных неблагоприятных факторов среды. Присутствие эфиппиумов неоднократно отмечалось в раннеголоценовых – плейстоценовых местонахождениях различного возраста, в том числе, расположенных и в зоне вечной мерзлоты [6–8]. Однако палеоэкологии за редким исключением [9] не уделяли им специального внимания, в том числе, из-за проблем с точным определением видовой принадлежности эфиппиумов, которое к настоящему времени не отработано систематиками даже для современных представителей рода.

Нами проведено исследование внешнего строения эфиппиумов современных представителей

подрода *Daphnia* (Stenodaphnia) Северной Палеарктики, при этом особое внимание уделено группам видов *D. magna*, *D. similis-exilis*, *D. atkinsoni*, *D. chevreuxi*, обитающих ныне в северной ее части [10], и выявлены признаки, позволяющие диагностировать группу видов и вид по эфиппиуму.

На территориях, некогда входивших в состав Берингии, представители данного подрода ныне не обитают, ближайшее современное местообитание *Daphnia* группы *atkinsoni* – монгольский Алтай, ближайшие местообитания *Daphnia* cf. *magna* – Центральная Якутия в восточном полушарии и дельта Юкона в западном полушарии, ближайшие местообитания *D. similis-exilis* – бассейн Амура в восточном полушарии и бассейн Юкона в западном полушарии [10]. Следует отметить разорванный ареал обитания двух последних групп.

Эфиппиумы ктенодафний были найдены нами в ряде плейстоценовых и раннеголоценовых образцов с территории Берингии (как из мерзлотных проб, так и из шерсти двух разных мамонтов с возрастом запредельным для радиоуглеродного датирования), на основании выявленных диагностических признаков современных представителей проведено их определение. Выявлено, что на территории Берингии в плейстоцене обитали *Daphnia* cf. *atkinsoni* (Река Большая Чукочья, Низовья Яны и Центральная Якутия), *Daphnia* cf. *magna* (низовья Колымы) и *Daphnia* cf. *similis* (Река Большая Чукочья). Даже на основании этих отдельных находок не выглядит натянутым предположение, что ареал групп видов *D. magna* и *D. similis-exilis* в прошлом составлял единое целое. Не для всех эфиппиумов к настоящему моменту имеются точные датировки возраста, это будет сделано в будущем. Однако время наиболее молодых по геологическому возрасту находок группы видов *D. magna* и *D. similis* в Берингии может быть интерпретировано как время разрыва их ареалов. Эти датировки могут быть использованы для точной калибровки специфических «молекулярных часов» для рода *Daphnia*, более точных в отношении последнего рода, чем таковые, предложенные ранее для всех ракообразных в целом. Помимо вышеуказанных находок, эфиппиумы явно принадлежавшие *D. magna* найдены в плиоценовых местонахождениях в угольных разрезах Забайкалья, что говорит о значительном (миллионы лет) возрасте данного таксона.

Выяснение причин массового вымирания ктенодафний в Берингии, которое, по-видимому, имело место на границе голоцена и плейстоцена, представляет собой особую задачу. При этом сле-

дует отметить, что аргументы, которыми пользуются разные исследователи для объяснения вымирания в Берингии млекопитающих мамонтовой фауны, высших растений и сухопутных насекомых, имеют ограниченную ценность применительно к пресноводным животным.

Автор благодарен И.В. Кирилловой, Ф.К. Шидловскому, С.А. Кузьминой, Л.А. Фроловой, О.Ф. Черновой за предоставленные образцы. Данное исследование поддержано РФФ (№ 14-14-00778).

### Литература

1. Forró L., Korovchinsky N.M., Kotov A.A., Petrusek A. Global diversity of cladocerans (Cladocera; Crustacea) in freshwater // *Hydrobiologia*. 2008. V. 595. P. 177–184.
2. Lampert W. *Daphnia*: development of a model organism in ecology and evolution // *Excellence in Ecology*. 2011. V. 21. P. 1–250.
3. Smirnov N.N. *Physiology of the Cladocera*. London etc.: Academic Press, 2014. 352 p.
4. Котов А.А. Морфология и филогения Anomopoda (Crustacea: Cladocera). М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 638 с.
5. Kotov A.A., Taylor D.J. Mesozoic fossils (>145 Mya) suggest the antiquity of the subgenera of *Daphnia* and their coevolution with chaoborid predators // *BMC Evolutionary Biology*. 2011. V. 11. No 129.
6. Kosintsev P.A., Lapteva E.G., Trofimova S.S., Zanina O.G., Tikhonov A.N., Van der Plicht J. The intestinal contents of a baby Woolly mammoth (*Mammuthus primigenius* Blumenbach, 1799) from the Yuribey River (Yamal Peninsula) // *Doklady Biological Sciences*. 2010. V. 432. P. 209–211.
7. Смирнов Н.Н. Историческая биоценология пресноводных зооценозов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 225 с.
8. Frolova L., Nazarova L., Pestryakova L., Herzs Schuh U. Subfossil Cladocera from surface sediment in thermokarst lakes in northeastern Siberia, Russia, in relation to limnological and climatic variables // *Journal of Paleolimnology*. 2014. V. 22. P. 107–119.
9. Kirillova I.V., Argant J., Lapteva E.G., Korona O.M., Van der Plicht J., Zinoviev E.V., Kotov A.A., Chernova O.F., Fadeeva E.O., Baturina O.A., Kabilov M.R., Shidlovskiy F.K., Zanina O.G. The diet and environment of mammoths in North-East Russia reconstructed from the contents of their feces // *Quaternary International*. 2016. V. 406. P. 147–161.
10. Benzie J.A.H. The genus *Daphnia* (including *Daphniopsis*) (Anomopoda: Daphniidae). (Guides to the identification of the microinvertebrates of the continental waters of the world, V. 21). Ghent: Kenobi Productions & Leiden: Backhuys Publishers, 2005. 376 p.

## ПРИМЕНЕНИЕ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ ДЛЯ ВИЗУАЛИЗАЦИИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Е.А. Кошелева

Российский государственный педагогический университет им. А.И.Герцена, Санкт-Петербург;  
e-mail: koshelevaelen@yandex.ru

Применение информационных технологий в палеогеографии позволяет объединить в одном

комплексном исследовательском проекте разнообразные научно-исследовательские материалы: базы

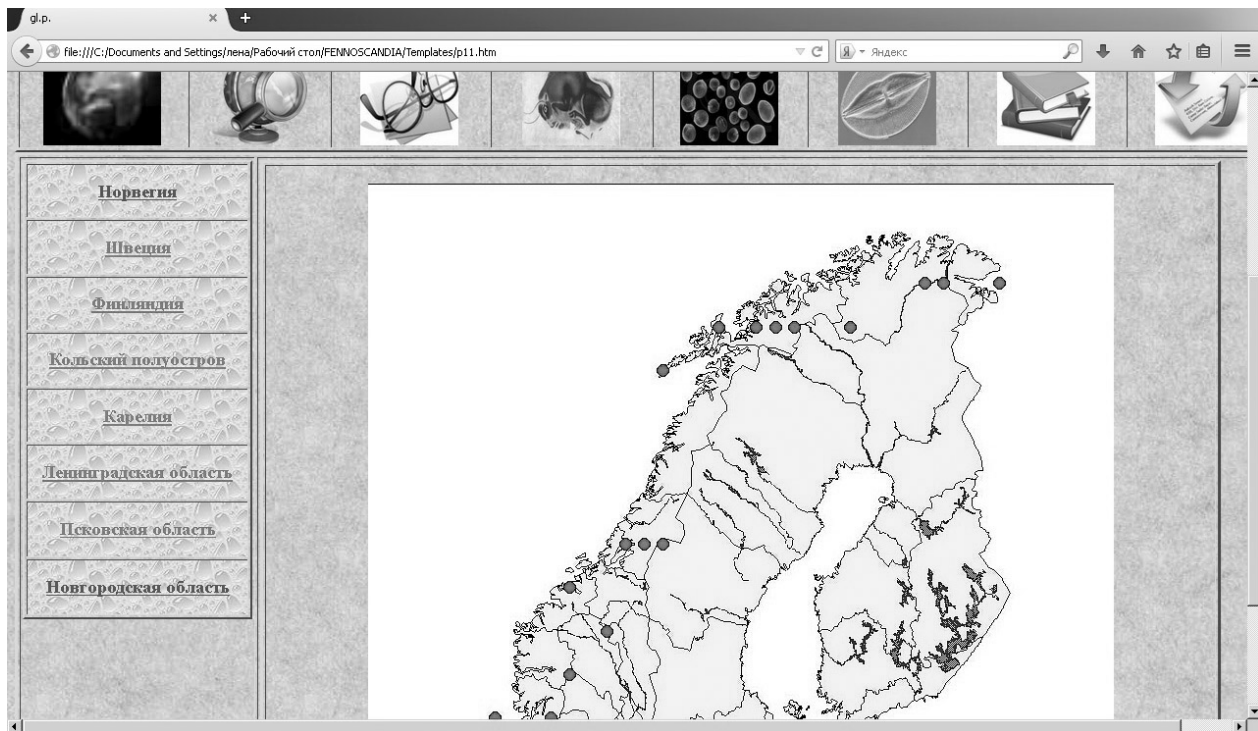


Рис. 1. Внешний вид страницы ГИС «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA».

данных палеогеографической информации по отдельным ландшафтным компонентам – климату, растительности, особенностям осадконакопления в водоемах; данные археологических исследований стоянок древнего человека и отражение этой информации на тематических картах территории исследования. Географические информационные системы (ГИС) обеспечивают единое пространственное представление результатов этого мультидисциплинарного исследования, их анализ.

Применение ретроспективного ландшафтного анализа на основании палеогеографических данных позволяет не только выявить в современной структуре ландшафта признаки иной фациальной принадлежности в прежние эпохи, но и смоделировать возможную принадлежность этой территории на определенном временном этапе. Реконструкция отдельных компонентов ландшафта, таких как климатические показатели, типы растительности и почвенного покрова, изменения функционирования болотных систем позволяет произвести реконструкцию ландшафта в целом, а значит, реконструировать условия существования древнего человека.

В 2009 г. нами была начата разработка ГИС «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA» («Позднеледниковье – Голоцен Фенноскандии») [2] (рис. 1). Для ее создания были использованы следующие методы и подходы:

1) В качестве основы ГИС выбрана современные стандартные ГИС-оболочки (ArcGis, MapInfo) с адаптацией их к рассматриваемой территории;

2) В качестве картографической основы ГИС выбран, оцифрован и адаптирован набор разномасштабных физико-географических карт рассматриваемой территории;

3) В качестве основы базы данных использованы имеющиеся данные по болотным и озерным отложениям, стоянкам древнего человека, как российских, так и зарубежных авторов. Они будут расширены и уточнены за счет новых и/или ранее недоступных литературных источников, а также во время полевых исследований;

4) В качестве дополнительных источников данных привлекаются неопубликованные научные отчеты;

5) База палеогеографических данных представляет собой Web-приложение, написанное на языке HTML/XML. Каждый объект содержит следующую информацию:

- Название объекта (включая местное и/или альтернативное, международное название на английском языке);
- Географические координаты объекта (широта и долгота);
- Высота над уровнем моря (в метрах);
- Морфометрические параметры объекта;
- Возраст отложений, определенный одним из методов (например, методом радиоактивных изотопов, с указанием лабораторного номера анализа);

6) Характер отложений объекта исследований (торф, растительные макроостатки, гиттия и др.), таблицы аналитических данных;

7) Стратиграфическая колонка разреза;

8) Рисунки спорово-пыльцевых диаграмм и диаграмм диатомовых водорослей;

9) База литературных источников, созданная авторами. Тексты статей, опубликованных в российских и иностранных научных журналах, ста-

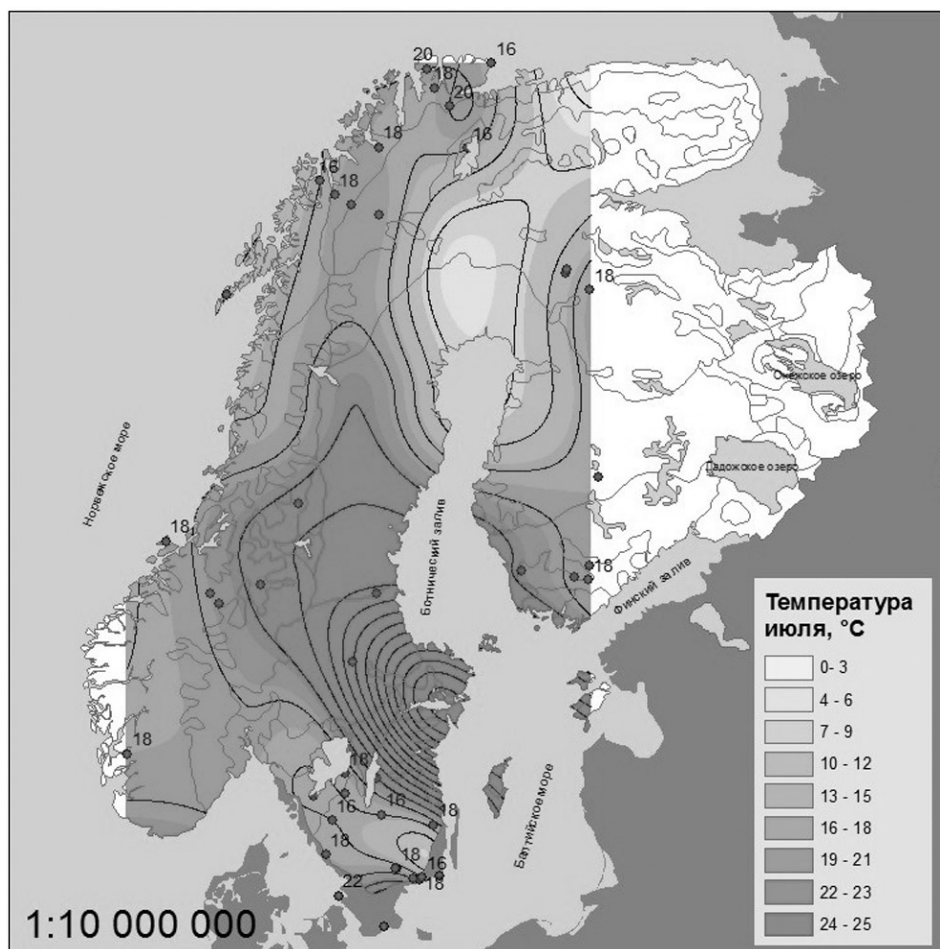


Рис. 2. Карта палеотемператур июля Фенноскандии в позднем пребореале [3].

новятся доступны для пользователей, и с информацией об объекте можно ознакомиться из первоисточника.

Собранный фактический материал [4] позволяет реконструировать условия природной среды и при необходимости экстраполировать эти данные на схожие местоположения.

Растительность весьма быстро реагирует на всякие изменения климатических условий, а, следовательно, изменяется и количество пыльцы, продуцируемой этой растительностью. Споропыльцевой анализ, за счет хорошей сохранности спор и пыльцы растений, дает представление о целом растительном комплексе, господствовавшем в прошлом в данной местности.

Для любого рода или вида растений, входящего в изучаемое растительное сообщество, можно вычислить вероятность его существования для любой конкретной температуры и для любого количества осадков. При помощи различных математических методов можно рассчитать наиболее вероятную температуру января и июля, при которой будет благоприятно существовать все растительное сообщество.

Применение методов ГИС-моделирования позволяет создать климатическую карту территории исследования на конкретный временной срез. Например, инициальное заселение территории

Фенноскандии приходится на ранний голоцен [1]. Первым этапом заселения стал позднепребореальный период (PB<sub>2</sub>: 9300–10000 <sup>14</sup>C л.н.). Для этого временного промежутка была произведена реконструкция палеоклиматических показателей: температуры января и июля (рис. 2), количество осадков [3].

Применение ГИС для моделирования природной обстановки, кроме возможностей быстрого анализа информации, несет и ряд трудностей. В первую очередь, это особенности визуализации данных в программном пакете ArcGIS. Инструменты интерполяции в дополнительном модуле ArcGIS Spatial Analyst обычно делятся на *детерминированные* и *геостатистические* методы.

*Детерминированные методы* интерполяции присваивают значения местоположениям, основываясь на измеренных значениях, попадающих в окрестность интерполируемой точки, и на заданных математических формулах, которые определяют сглаженность результирующей поверхности. Детерминированные методы включают ОВР (IDW) (обратно взвешенное расстояние), Естественная окрестность (Natural Neighbor), Тренд (Trend) и Сплайн (Spline).

*Геостатистические методы* основываются на статистических моделях, включающих анализ автокорреляции (статистических отношений между измеренными точками). В результате этого

геостатистические методы не только имеют возможность создавать поверхность прогнозируемых значений, а также предоставляют некоторые измерения достоверности или точности прогнозируемых значений. Кригинг (Kriging) - это геостатистический метод интерполяции.

При этом в зависимости от того, какой из методов интерполяции был выбран пользователем – информация, представленная на карте, будет различной. Еще одна трудность состоит в проведении границ ландшафтов – чаще всего используются современные границы ландшафтов, без учета их возможного изменения в пространстве на протяжении всего времени исторического развития территории. Проведение границ на основе топологических особенностей рельефа также кажется нам достаточно спорным.

#### Литература

1. Долуханов П.М., Кошелева Е.А., Лисицин С.Н., Субетто Д.А. Восточная Фенноскандия и прилегающие

территории северо-запада Восточно-Европейской равнины // Первоначальное заселение Арктики человеком и условия меняющейся природной среды: Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2014. С. 53–72.

2. Кошелева Е.А., Кошелев С.А. Географическая информационная система «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA» // Современные проблемы и пути их решения в науке, транспорте, производстве и образовании 2011: Сб. научн. трудов SWorld // Материалы международной научно-практической конференции. Вып. 4. Т. 4. Одесса: Черноморье, 2011. С. 32–35.

3. Кошелева Е.А., Одинокова Е.В. Моделирование структуры, функционирования и эволюции ландшафта // Природное культурное наследие: междисциплинарные исследования сохранение и развитие. Коллективная монография – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И.Герцена, 2014. С. 119–123.

4. Кошелева Е.А., Кошелев С.А., Субетто Д.А. База палеогеографических данных «LGT-HOLOCENE FENNOSCANDIA». Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620220, 06.02.2015 г.

## К ВОПРОСУ РЕКОНСТРУКЦИИ РАЗМЕРОВ УЗКОЧЕРЕПНЫХ ПОЛЕВОК ПО ИЗОЛИРОВАННЫМ ЗУБАМ

Ю.Э. Кропачева

*Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Екатеринбург, ул. 8-го Марта, 202;  
e-mail: KropachevaJE@yandex.ru*

Размер – одна из характеристик, позволяющих судить о серии экологических, физиологических и других особенностях животных. Колебания размеров тела некоторых видов млекопитающих в холодные и теплые эпохи плейстоцена и голоцена служат предметом исследования палеозоологических работ. Для реконструкции размеров тела используют размеры изолированных остатков. Для грызунов это, прежде всего коренные зубы. Однако соотношение длин зуба и тела варьируют не только у разных видов, но и у одного вида. Различают временную, географическую, сезонную, возрастную изменчивость [1–3]. Данное исследование посвящено изучению соотношений размеров первого нижнего коренного зуба (m1) и длины тела узкочерепных полевок в постювенильном онтогенезе и выявлению возрастных особенностей формы m1 для использования результатов при палеозоологических работах.

Ежемесячные измерения (число особей 58, количество измерений 417) длины тела и m1 узкочерепных полевок из лабораторной колонии проводили на протяжении 8 месяцев, начиная с месячного возраста. Первые нижние моляры измеряли по прижизненным отпечаткам жевательной поверхности [4]. Анализ параметров роста тела и m1 проводили при помощи построения индивидуальных кривых роста. По значениям промеров тела и m1 для каждой особи построены логистические кривые [5]. Проанализированы продолжительность периода интенсивного роста, определяемая как количество месяцев от одного месяца до точки замедления роста, и удельная скорость роста в этот

период, определяемая как отношение прироста за период интенсивного роста (%) к продолжительности этого периода (мес.).

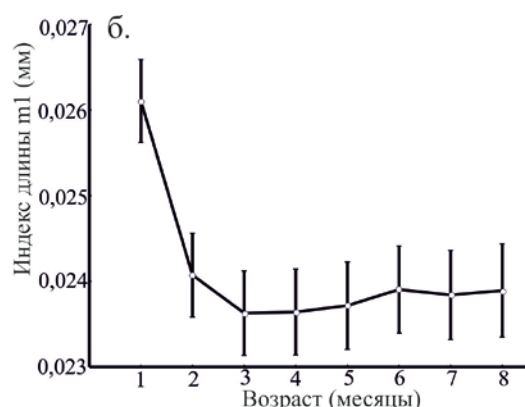
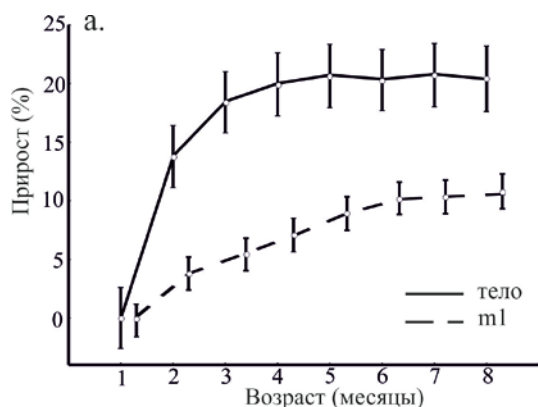
В выборке из 58 лабораторных животных, для которых имеются промеры с 1 до 8 месяцев корреляция между длиной тела и m1  $r = 0,63$  ( $n = 417$ ,  $p < 0,05$ ). Интенсивный рост тела продолжается более короткий период времени, чем рост зуба, но процент прироста для тела намного превосходит таковой для зуба (табл. 1; рисунок, а).

У животных старше 2,5 месяцев, когда интенсивный рост тела уже прекращен, индекс длины зуба практически не меняется (рисунок, б). Следовательно, чтобы учесть возрастную изменчивость соотношения длин тела и m1 для реконструкции длины тела по длине зуба достаточно отделять зубы молодых животных (1–2 мес.).

Возрастная изменчивость формы жевательной поверхности коренных зубов ряда видов некорнезубых полевок описана в серии работ [6–8]. Изменения формы m1 в постювенильном онтогенезе узкочерепных полевок прослежены нами по прижизненным отпечаткам и по сериям черепов

**Таблица 1.** Средние значения продолжительности периода интенсивного роста и удельная скорость роста в этот период

Характеристики роста	Тело	m1
Продолжительность периода интенсивного роста, мес.	2,5	4
Удельная скорость роста, % прироста в мес.	16	3



Средние значения процентов прироста тела и первого коренного зуба узкочерепной полевки в течение восьми месяцев.

лабораторных животных разного возраста. Возрастные изменения формы жевательной поверхности чаще происходят в пределах одного морфотипа, выделяемого по типу строения передней непарной петли (ПНП), реже приводят к его смене. Эмалевые треугольники так же могут иметь разную форму, и возрастные изменения происходят либо внутри одного варианта, либо приводят его изменению. Изменения жевательной поверхности в целом направлены на увеличение ее площади с возрастом. Выделены признаки, с помощью которых можно отделить молодых животных (1–2 месяца) от взрослых (от 3 месяцев), основные из них указаны в табл. 2. Перечисленные признаки встречаются у каждого животного не одновременно, существует много нюансов, связанных с развитием исходной формы жевательной поверхности.

Отнесение зубов к одной из этих возрастных групп требует известной практики, но даже при ее наличии встречаются такие варианты строения зубов, которые по части характеристик ближе к молодым, а по другим признакам – к взрослым.

**Таблица 2.** Особенности формы жевательной поверхности m1 молодых (1-2 мес.) и взрослых (от 3 мес.) полевок

Признак	Молодые	Взрослые
Узкие вытянутые треугольники	+	
Острые вершины выходящих углов треугольников (тр-ков)	+	
Тонкая эмаль	+	
Расширяющийся книзу зуб (изолированный)	+	
«Петелька» в основании тр-ков		+
Прогнутая передняя стенка тр-ков		+
Выпуклая задняя стенка внутр. тр-ков		+
«Нависание» Т6 (для микротидного морфотипа ПНП)		+
Усложнение формы треугольников: дополнительные грани, эмалевые утолщения		+
Угол стачивания жевательной поверхности < 70°		+

Это ситуация вполне естественна, так как процесс перехода от молодого возраста к зрелому и старому постепенный. Решение о принадлежности к возрастной группе принимается по совокупности признаков. Придание того или иного веса отдельным признакам, разработка пороговых состояний признаков вместо качественных критериев будет способствовать объективности принятия методики еще находится в работе, следует прояснить отдельные наиболее важные характеристики и условия их использования. Например, просмотр большого количества зубов полевок с известным возрастом показал, что максимально острый угол стачивания жевательной поверхности (70° и менее) бывает только у взрослых и старых полевок. Это позволяет отнести данный признак к категории не обязательных, но возможных только для взрослых и старых полевок. Другим примером может служить ширина треугольников. В онтогенезе она меняется преимущественно на ранних стадиях. Для молодых животных характерны узкие треугольники, которые расширяются с возрастом до некоторой степени. Варьирование их ширины возможно и у взрослых животных, но узкие более характерны для молодого возраста. Острота вершин выходящих углов тесно связана с шириной треугольников.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-04-01017.

### Литература

- Оленев Г.В. Альтернативные типы онтогенеза цикломорфных грызунов и их роль в популяционной динамике (экологический анализ) // Экология. 2002. №5. С. 341-350.
- Пястолова О.А. Полевка-экономка // Тр. Инст-та экологии растений и животных. Вып. 80. 1971. С. 127-149.
- Шварц С.С. Эволюционная экология животных. (Тр. Инст-та биологии УФАН СССР. Вып. 65). Свердловск. 1969. 200 с.
- Оленев Г.В. Прижизненное определение видовой принадлежности мышевидных грызунов по отпечаткам зубов // Зоол. журн. 1980. Т. 59. С. 294–295.
- Зайцев Г.Н. Математическая статистика в экспериментальной ботанике. М.: Наука, 1984. 424 с.
- Коурова Т.П. Возрастная изменчивость формы и размера жевательной поверхности М3 и М1 полевки Мид-

дендорфа // Исследования мелких млекопитающих на Урале. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 22–24.

7. Кропачева Ю.Э. Онтогенетические изменения формы жевательной поверхности моляров узкочерепной полевки (*Arvicolinae*, *Rodentia*) // Экология. Генетика. Эволюция: материалы конф. молодых ученых. Екате-

ринбург: Гощицкий, 2015 — с. 80-86.

8. Markova E.A. Smirnov N.G., Kourova T.P. et al. Ontogenetic variation in occlusal shape of evergrowing molars in voles: An intravital study in *Microtus gregalis* (*Arvicolinae*, *Rodentia*) // *Mammalian Biology*. 2013. V. 78. P. 251– 257.

## ДИНАМИКА БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ ВО ВРЕМЯ МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА

О.А. Крылович

*Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва; e-mail: okrylovich@gmail.com*

Берингово море является одним из самых продуктивных районов Мирового океана, сопоставимым по биопродуктивности с апвеллингами Перу и Западной Африки. Но сложно организованные морские экосистемы Берингова моря в последнее время претерпевают изменения, связанные с глобальными процессами, которые происходят на Земле в настоящее время под воздействием различных климатических и антропогенных факторов. Биологическая продуктивность один из важнейших параметров экосистем, который также подвержен изменению во времени под влиянием различных факторов. Однако реакция морских экосистем и их продуктивности на климатические флуктуации и возрастающую антропогенную нагрузку все еще мало предсказуема. Поэтому история современных морских экосистем Берингова моря и их биологической продуктивности в последние десятилетия привлекает все больше и больше внимания. Понимание процессов, влиявших на биологическую продуктивность морских экосистем в прошлом, поможет прогнозировать экологическую обстановку в связи с динамикой климатических факторов, наиболее точно оценить степень антропогенного влияния и оптимизировать природопользование. Для лучшего понимания природных процессов необходимо четко разграничивать влияние естественных и антропогенных факторов. Следует отметить, что во многих районах Земного шара антропогенные воздействия на морские экосистемы и отдельные их компоненты были столь сильны и продолжительны, что перекрывали влияние всех других факторов. Освоение морских ресурсов Берингова моря и влияние на его биоту началось только в 18–19 веках. Поэтому Берингово море может быть модельным объектом для изучения истории и особенностей биологической продуктивности современных морских экосистем. В последнее время особое внимание уделяется так называемому Малому ледниковому периоду – периоду относительного похолодания в Северном полушарии около 600–200 л.н. Однако в районе, например, Аляски, по данным озерных донных отложений и роста ледников, а также по дендрохронологическим данным, Малый ледниковый период был 700–100 л.н. [1–3]. Однако для изучения истории морских экосистем в голоцене необходимы объ-

екты исследования, содержащие соответствующую информацию. Очень часто для этого используют донные отложения. Соотношение остатков разных видов морских организмов, их количество и химический состав в слоях донных осадков могут свидетельствовать о разных условиях (температура, соленость, содержание питательных веществ, продуктивность) во время формирования отложений. Однако из-за комплекса океанографических условий осадконакопление в Беринговом море и Северной Пацифике в голоцене выражено не очень хорошо. Но кроме донных отложений информация о происходивших в экосистемах изменениях может содержаться в остатках консументов разных порядков, в том числе и позвоночных животных. Кости позвоночных, живших несколько сотен или тысяч лет назад можно найти в береговых отложениях или археологических памятниках беринговоморского региона.

Известно, что соотношения стабильных изотопов азота в тканях животных отражают изотопный состав его диеты [4,5]. Соотношение  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  в тканях животного связано с его трофической позицией. Доля  $^{15}\text{N}$  в тканях животного увеличивается с повышением трофической позиции в трофической цепи. При этом разница между соседними трофическими уровнями в среднем составляет около 3‰ ([6] и др.). Соотношение  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  фитопланктона и других водорослей в морских экосистемах сильно зависит от концентрации в окружающей среде нитратов [7,8]. При этом концентрация нитратов в морской воде может одновременно зависеть либо от притока нитратов из дополнительных источников (например, в районах апвеллинга или вблизи устьев больших рек), либо от активности потребления нитратов самим фитопланктоном [9]. Так в неблагоприятных условиях (например, изменение температуры, уменьшение освещенности, нехватка микроэлементов, повышенная турбулентность) даже при достаточном количестве нитратов фитопланктон не размножается в больших количествах. При этом сам фитопланктон будет относительно обеднен  $^{15}\text{N}$ . Соответственно, изменения соотношения стабильных изотопов азота в коллагене костей позвоночных может отражать либо изменения трофической позиции, либо изменения  $\delta^{15}\text{N}$  в тканях первичных продуцентов, что может зависеть от многих факторов.

Для изучения степени влияния различных биотических и абиотических факторов на биологическую продуктивность Берингова моря нами был выбран район Командорско-Алеутской островной дуги. На Алеутских островах последние девять тысяч лет жили алеуты, сохранявшие традиционный уклад жизни морских охотников-собирателей до 19–20 вв. Жители Алеутских островов имели постоянные поселения, которые могли существовать на одном месте несколько сотен или даже тысяч лет подряд, а возле жилых построек в течение долгого времени накапливались остатки добывавшихся ими животных. Кости рыб, птиц и млекопитающих из этих, так называемых, кухонных остатков и являются одним из объектов наших исследований. В береговых отложениях Командорских островов на протяжении нескольких тысяч лет захоранивались и перезахоранивались кости ныне вымершего животного из семейства Сириновых – стеллеровой, или морской коровы (*Hydrodamalis gigas*).

За основу нашей работы мы взяли утверждение, что изменение соотношения стабильных изотопов азота (или  $\delta^{15}\text{N}$ ) может быть индикатором изменения биологической продуктивности экосистем, в которых животные питались в течение всей жизни [10]. Цель нашего исследования установить, происходили ли изменения за последнюю тысячу лет в  $\delta^{15}\text{N}$  в коллагене костей трех видов животных – тихоокеанской трески (*Gadus macrocephalus*) и старика (*Synthliboramphus antiquus*) из археозоологического материала из одного поселения о. Адак (Алеутские о-ва, Аляска) и морской коровы, кости которой были собраны на Командорских островах.

Поселение ADK-009 существовало на о. Адак 850–350 лет назад. Вторая половина периода существования этого поселения приходится на Малый ледниковый период - период относительного похолодания во всем Северном полушарии 700–100 лет назад [1–3]. Это дает нам возможность проследить изменения биологической продуктивности при смене климатических режимов в регионе Берингова моря. К сожалению, точное датирование костей морской коровы затруднено, т.к. для Командорских островов не установлен так называемый локальный резервуар эффект [11]. Поэтому мы калибровали датировки, полученные по костям морской коровы с  $\Delta R = 0$ . В результате мы анализировали кости морских коров, существовавших от 2000 до 300 лет назад.

Всего для анализа соотношения стабильных изотопов азота мы использовали 75 костей тихоокеанской трески, 54 кости старика и 45 костей морской коровы. Для трески  $\delta^{15}\text{N}$  составила  $14,6 \pm 0,7\%$  (среднее  $\pm$  SD), для старика и морской коровы  $16,7 \pm 1,1\%$  и  $11 \pm 0,8\%$ , соответственно. При этом у всех трех видов наблюдается снижение содержания тяжелого изотопа азота в коллагене костей во времени.

В соотношении стабильных изотопов азота коллагена костей тихоокеанской трески из архео-

логического памятника ADK-009 прослеживается заметная динамика. От начала существования поселения (850–650 л.н.) до конца существования поселения (400–350 л.н.)  $\delta^{15}\text{N}$  коллагена костей трески снижается почти на 1‰ (с  $15 \pm 0,5\%$  до  $14,2 \pm 0,6\%$ ). Такая же тенденция характерна и для  $\delta^{15}\text{N}$  коллагена костей старика, со временем происходит уменьшение  $\delta^{15}\text{N}$  с  $17,1 \pm 0,8\%$  до  $16,4 \pm 1,6\%$ .

В коллагене костей морской коровы так же со временем происходит уменьшение содержания тяжелых изотопов азота. По показателю  $\delta^{15}\text{N}$  кости морских коров можно условно разделить на два периода – до 800 л.н. ( $\delta^{15}\text{N} = 11,4 \pm 0,4\%$ , 16 шт.) и после ( $\delta^{15}\text{N} = 10,9 \pm 0,9\%$ , 29 шт.).

Период снижения  $^{15}\text{N}$  коллагена костей морских коров на Командорских о-вах возможно совпадает с периодом, когда  $\delta^{15}\text{N}$  снижается в коллагене костей тихоокеанской трески и старика на о. Адак. Однако утверждать это можно, только когда будет разработан метод точной калибровки радиуглеродных дат для региона Командорских о-вов.

В донных и придонных экосистемах, где происходит основное питание трески, основными источниками органики в пищевых сетях являются отмерший фито- и зоопланктон из пелагических экосистем и в меньшей степени детрит, сносимый из сообществ верхней сублиторали [12]. Старик в основном питается зоопланктоном и рыбой в пелагических экосистемах. Морская корова питалась бурыми водорослями в сублиторальной зоне и была классическим фитофагом. Соответственно, изменения соотношения стабильных изотопов азота в коллагене костей изученных нами животных, может отражать либо изменения их трофической позиции, либо изменения  $\delta^{15}\text{N}$  первичных продуцентов. Если тихоокеанская треска и старик могли перейти на питание более низкими в трофической сети организмами, то морская корова вряд ли могла изменить свои пищевые предпочтения. Надо также отметить, что проявления Малого ледникового периода в южной части Берингова моря проявлялась, скорее всего, не в понижении температуры поверхности моря или воздуха, а в изменении других климатических параметров. Например, в изменении интенсивности и путей прохождения штормов, снижении освещенности из-за повышенной облачности или изменения общего количества атмосферных осадков [13,14]. Можно предположить, что в Северной Пацифике, начиная с 800–500 л.н., снизилась продуктивность фитопланктона, что в морских экосистемах приводит к снижению общей продуктивности и снижению содержания тяжелого изотопа азота во всех уровнях пищевой пирамиды.

На данный момент мы можем отметить, что в морских экосистемах южной части Берингова моря произошло снижение биологической продуктивности, по-видимому, связанные с проявлением Малого ледникового периода (700–100 л.н. в районе Аляски). Но чтобы описать механизм происходивших изменений необходимы дальнейшие исследования.



Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ №№ 15-04-07969, 15-04-04721 и 15-04-09024.

### Литература

1. Barclay D.J., Wiles G.C., Calkin P.E. Holocene glacier fluctuations in Alaska // *Quaternary Science Reviews*. 2009. V. 28. No 21-22. P. 2034–2048.
2. Wiles G.C., Barclay D.J., Calkin, P.E., Lowell T.V. Century to millennial-scale temperature variations for the last two thousand years indicated from glacial geologic records of Southern Alaska: Historical and Holocene glacier - climate variations // *Global and Planetary Change*. 2008. V. 60. No 1-2. P. 115–125.
3. Wiles G.C., D'Arrigo R.D., Barclay D., Wilson R.S., Jarvis S.K., Vargo L., Frank D. Surface air temperature variability reconstructed with tree rings for the Gulf of Alaska over the past 1200 years // *The Holocene*. 2014. V. 24. No 2. P. 198–208.
4. DeNiro M. J., Epstein S. Influence of diet on the distribution of carbon isotopes in animals // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. 1978. V. 42. No. 5. P. 495–506.
5. DeNiro M. J., Epstein S. Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals // *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. 1981. V. 45. P. 341–351.
6. McCutchan Jr J.H., Lewis Jr W.M., Kendall C., McGrath C.C. Variation in trophic shift for stable isotope ratios of carbon, nitrogen, and sulfur // *Oikos*. 2003. V.102. P. 378–390.
7. Montoya J.P. Nitrogen Stable Isotopes in Marine Environments // *Nitrogen in the Marine Environment*. Chapter 29 - Nitrogen in the Marine Environment. Elsevier Inc. 2008. P. 1277–1302.
8. Sigman D.M., Kash K.L., Casciotti K.L. Ocean process tracers: nitrogen isotopes in the ocean. *Encyclopedia of Ocean Science*, 2nd Edn. 2009. P. 4138–4153.
9. Wu J., Calvert S.E., Wong C.S. Nitrogen isotope variations in the subarctic northeast Pacific: relationships to nitrate utilization and trophic structure // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1997. V. 44. P. 287–314.
10. Saporiti F., Bala L.O., Gomez Otero J., Crespo E.A., Piana E.L., Aguilar A., Cardona L. Paleindian pinniped exploitation in South America was driven by oceanic productivity // *Quaternary International*. 2014. V. 352. P. 85–91.
11. Khasanov B.F., Nakamura T., Okuno M., Gorlova E.N., Krylovich O.A., West D.L., Hatfield V., Savinetsky A.B. The Marine Radiocarbon Reservoir Effect On Adak Island (Central Aleutian Islands), Alaska // *Radiocarbon*. 2015. V. 57. No. 5. P. 955–964.
12. Бурковский И.В. Морская биогеоценология. Организация сообществ и экосистем М. КМК. 2006. 285 с
13. Krawiec A.C.L., Kaufman D.S. Holocene storminess inferred from sediments of two lakes on Adak Island, Alaska // *Quaternary Research*. 2014. V. 82. P. 73–84.
14. Vaillencourt D.A. Five-Thousand Years of Hydroclimate Variability on Adak Island, Alaska Inferred from  $\delta D$  of n-Alkanoic Acids. A Thesis Submitted in Partial Fulfillment of the Requirements for the Degree of Master of Science in Quaternary Science. 2013.

## НАКОПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В МАЛЫХ ОЗЕРАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ В ГОЛОЦЕНЕ

Д.Д. Кузнецов

*Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург; e-mail: dd\_kuznetsov@mail.ru*

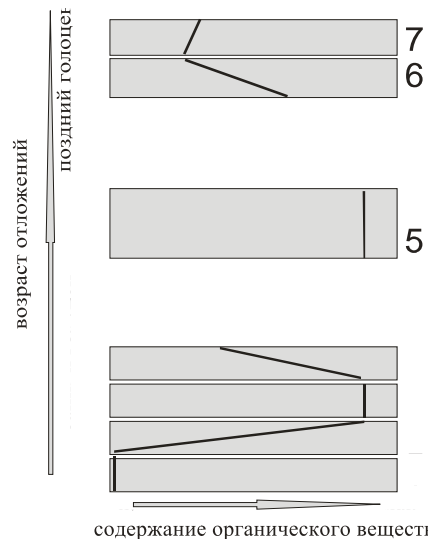
В более чем тридцати колонках донных отложений, отобранных в ходе экспедиционных работ на малых озерах Карелии, Архангельской, Ленинградской, Московской, Мурманской, Нижегородской и Тверской областей, были проанализированы потери при прокаливании. Данный метод позволяет оценить соотношение минерального и органического вещества в отложениях. Изменение этого соотношения во времени дает возможность реконструировать периоды максимальной биологической продуктивности водных экосистем и периоды спада этой продуктивности, которые тесно связаны с изменениями ряда климатических параметров, в первую очередь температуры. Поскольку начало органического осадконакопления в малых озерах рассматриваемой территории обычно происходит на границе поздний плейстоцен/голоцен, анализ колонок донных отложений с точки зрения динамики накопления органического вещества и корреляция полученных результатов между собой представляет значительный интерес для палеоэкологических реконструкций голоцена.

Изменение соотношения доли органического и минерального вещества в осадке может быть вызвано не только изменениями биологической

продуктивности озерной экосистемы, но и рядом иных причин, в первую очередь увеличением/уменьшением активности эрозионных процессов на водосборной территории. Также свой вклад может вносить изменение гидродинамических условий в озере, приводящее к изменению характера осадконакопления. В этой связи важным для палеоэкологических реконструкций представляется отбор тех объектов, где результаты анализа потерь при прокаливании с максимальной вероятностью будут характеризовать изменения биологической продуктивности озерной экосистемы, а не интенсивность эрозии и т.п. Чтобы минимизировать эрозионную составляющую, помимо общепринятых рекомендаций к выбору места пробоотбора, таких как расположение в точке с максимальной глубиной, либо в центре озера, предпочтительно наличие малых уклонов дна озерной котловины, наличие малых уклонов озерного водосборного бассейна, слабая проточность, отсутствие в геологической истории периодов соединения с иными водными объектами.

На рисунке представлены характерные, с точки зрения накопления органического вещества, периоды осадконакопления, выделенные в большинстве исследованных разрезах.

- 1) позднеплейстоценовый минерогенный с низким содержанием органического вещества;
- 2) раннеголоценовый с резким (взрывным) ростом содержания органического вещества;
- 3) раннеголоценовый с высоким (иногда максимальным за весь голоцен) содержанием органического вещества;
- 4) раннеголоценовый с уменьшением содержания органического вещества;
- 5) среднеголоценовый с высоким (иногда максимальным за весь голоцен) содержанием органического вещества;
- 6) позднеголоценовый с уменьшением содержания органического вещества;
- 7) позднеголоценовый со стабилизацией содержания органического вещества на низких значениях и незначительным трендом к росту.



Периоды осадконакопления (пояснения в тексте).

## ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ РЕКОНСТРУКЦИИ КЛИМАТИЧЕСКОГО СИГНАЛА В ПОВОЛЖЬЕ МЕТОДАМИ ДЕНДРОХРОНОЛОГИИ

В.В. Кузнецова, Д.С. Пожидаева

*Институт географии РАН, Москва; e-mail: menzzula@gmail.com*

*МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; e-mail: pozhidaeva.d@mail.ru*

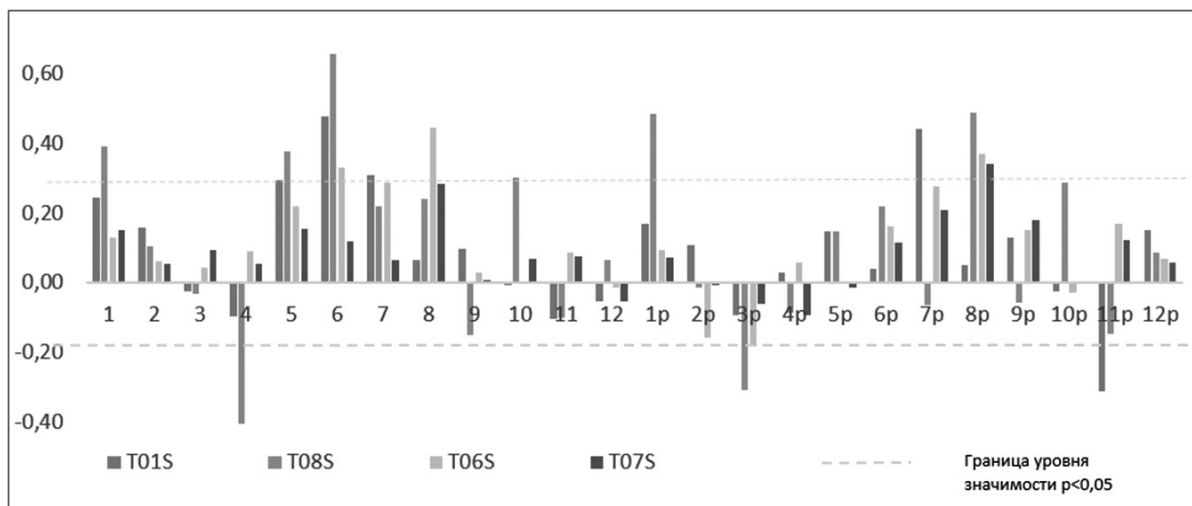
Проведение реконструкций гидрологических параметров методами дендрохронологии представляется перспективной и актуальной задачей в связи с высокой точностью метода [1]. Продление рядов данных о расходе и уровне воды, объеме речного стока позволило бы не только получить сведения о динамике гидрологических параметров, но и сделать некоторые выводы о климатических условиях прошлых столетий. Известно, что на ежегодный прирост древесины оказывают влияние один или несколько лимитирующих факторов таких как температура, осадки и др.[1] Для

Европейской территории России (ЕТР) ширина годовых колец, как правило, зависит от условий увлажненности года, предшествующего тому, в котором было сформировано кольцо.

На величины стока рек влияют схожие факторы. В основном его развитие определяют климатические факторы в сочетании с различными физико-географическими условиями (уровнем грунтовых вод, температурами, испарением и проч.) и хозяйственной деятельностью (наличием плотин, водозабором в промышленных целях и др.)



Рис. 1. Карта-схема района работ.



**Рис. 2.** Внутригодовая изменчивость осадков и хронологий по различным площадкам (1,2 ... – за текущий год, 1p, 2p ... – со сдвигом на один год).

Дендрохронологический материал отобран на территории Республик Татарстан, Марий Эл, Пензенской обл. и Самарской областей (рис. 1). В работе произведен древесно-кольцевой анализ образцов сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*). Леса республик представлены различным породным составом. Преобладающие породы – сосна, ель, пихта.

#### Материалы и методы

Отбор дендрохронологических образцов произведен при помощи приростного бура Пресслера на высоте 1–1,5 м от поверхности земли. Из каждого дерева отбирали по 2 радиуса, которые затем были наклеены на деревянные подложки, отшлифованы при помощи микротомы и шлифовальной машины для увеличения контрастности колец. Для измерений образцы были отсканированы с высоким разрешением (свыше 1200 dpi). Измерения производились при помощи специализированных программ Coorecorder и CDendro. Контроль качества образцов выполнен с помощью программы COFESHA. Ко всем образцам применено 100-летнее линейное сглаживание [2].

Для района исследования характерен умеренный климат, основное количество осадков приходится на период с июня по август, осадки распределены в течение года относительно равномерно. Годовое количество осадков составляет 600–700 мм/год. Самые высокие температуры в течение года приходятся на летние месяцы (июнь, июль), наиболее холодные месяцы – февраль, март.

В работе использованы дендрохронологические образцы сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), отобранные из живых деревьев. Нами построены 9 хронологий по ширине годичных колец сосны обыкновенной, а также две хронологии по ранней и поздней древесине. Каждая площадка закладывалась с учетом основных принципов дендрохронологии.

В работе использовались данные расходов воды по 11-ти различным малым рекам исследуемого района. Наибольшее расстояние между точками

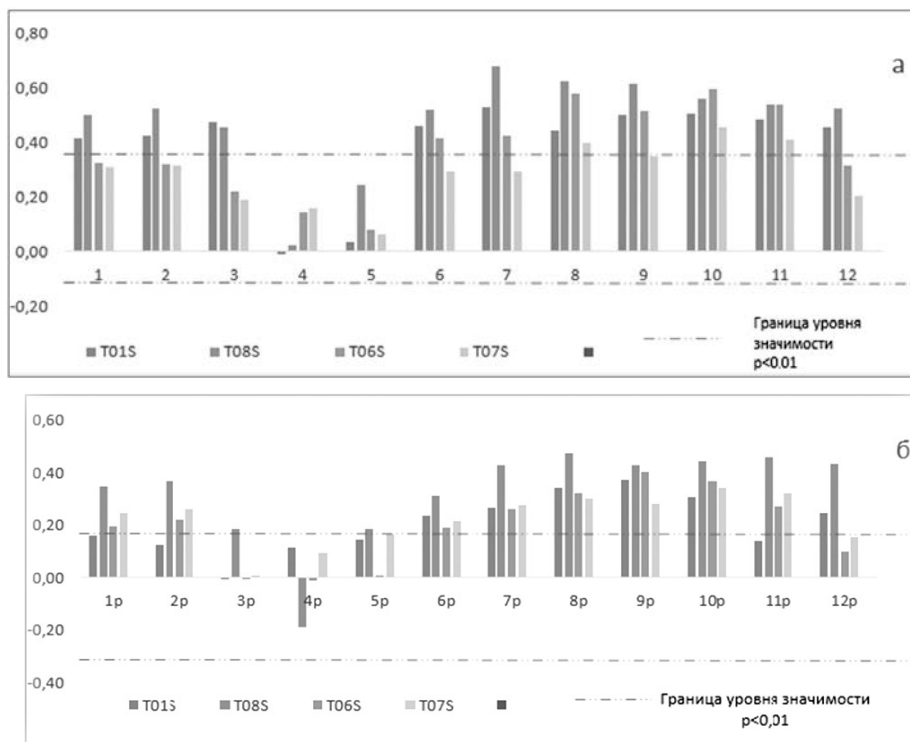
поста и дендрохронологической площадкой – около 100 км. Используются данные наиболее репрезентативных рек, с длинным рядом наблюдений.

#### Результаты

На величину стока рек, как и на ширину годичных колец деревьев влияет большое количество факторов. На территории Поволжья затруднительно выделить фактор, оказывающий наибольшее влияние на оба параметра, в этом и заключается основное ограничение возможности реконструкции стока рек методами дендрохронологии. Один из основных факторов – это количество осадков, поступающих на территорию. Если на ширину годичных колец количество осадков оказывает существенное влияние в течение всего года, то на сток рек на этой территории осадки оказывают заметное влияние лишь в летний период и в отдельные месяцы осеннего и зимнего периодов, тогда же наблюдаются и более значительные корреляции между стоком рек и шириной годичных колец деревьев (рис. 2).

На рис. 3 показаны значения корреляций между расходами воды и хронологиями в различные месяцы, а также за месяцы предыдущего года. Здесь также хорошо видно, что наибольшие значения корреляций наблюдаются в периоды межени, в половодье же связь может вовсе отсутствовать на некоторых площадках. После статистической обработки результатов были выделены четыре площадки, показавшие наиболее значимую корреляционную связь (T01, T08, T06, T07).

Как и ожидалось, связь древесно-кольцевых хронологий с температурами вегетационного периода прослеживается для большинства хронологий, различаясь лишь по интенсивности [3,4]. Из всех рассмотренных нами хронологий значимо ( $p < 0,05$ ,  $p < 0,01$ ) коррелируют с температурами весенне-летнего периода (с мая по август) текущего и года, предшествующего формированию кольца, только три площадки - T08S (Татарстан), T06S (Самара) и Y02S (Марий Эл). Кроме того, хронологи-



**Рис. 3.** Внутригодовая изменчивость расходов воды и хронологий по различным площадкам (а – за текущий год, б – со сдвигом на один год).

гии T08S и T06S достоверно коррелируют с температурами января и февраля как текущего, так и предыдущего года (рис. 4). Подобная зависимость может быть связана с тем, что на прирост древесины в данном регионе оказывает влияние температурный режим холодного периода года [5].

#### Выводы

**Расход воды и хронологии.** Большинство хронологий демонстрируют высокие достоверные корреляции с расходом воды в течение года, за исключением апреля и мая текущего года, а также января-мая предыдущего года.

**Хронологии и осадки.** Для большинства хронологий не выявлено достоверных корреляций со

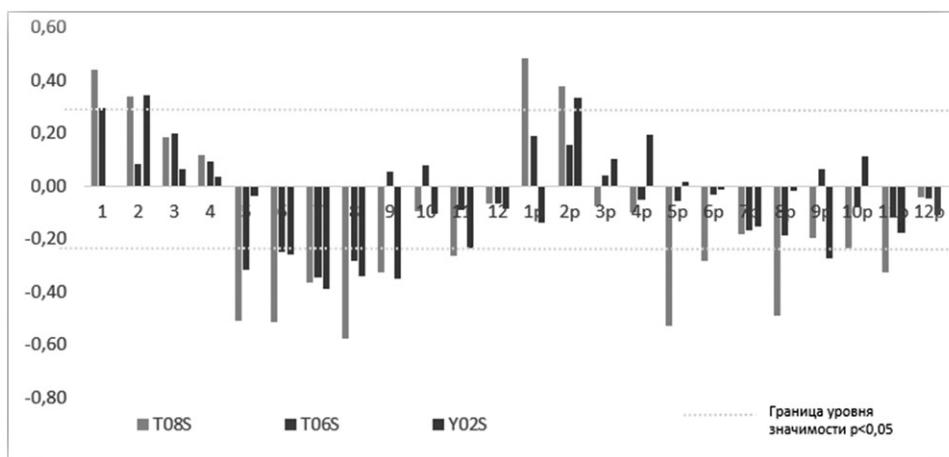
среднемесячными осадками. Однако прослеживается слабая связь прироста с осадками с мая по август текущего года, а также с июня по сентябрь предыдущего года.

**Хронологии и температуры.** Практически все хронологии демонстрируют связь с температурами с мая по август текущего года.

**Хронологии и PDSI.** Практически все хронологии по Поволжью на протяжении текущего и предыдущего года достоверно коррелируют с индексом суровости засухи Палмера (PDSI).

#### Литература

1. Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурызбаев М.М., Хантеми-



**Рис. 4.** Связь древесно-кольцевых хронологий Поволжья со среднемесячными температурами текущего (месяцы 1-12) и предыдущего года (месяцы 1р-12р).

ров Р.М. Методы дендрохронологии. Часть I. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации: Учебно-методич. пособие. Красноярск: КрасГУ, 2000. 80 с.

2. Cook, E., and K. Peters, The smoothing spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies, *Tree-Ring Bull.*, 1981. P. 45–53.

3. F. Babst, V. Poulter, V. Trouet, K. Tan, B. Neuwirth, R. Wilson, M. Carrer, M. Grabner, W. Tegal, T. Levanic, M.

Panayotov, C. Urbinati, O. Bouriaud, P. Ciais, D. Frank, Site- and species-specific responses of forest growth to climate across the European continent. *Glob. Ecol. Biogeogr.*, 2013. P. 706–717.

4. Битвинскас Т.Т. Разработка основ дендроклиматологических исследований в Литовской ССР // Временные и пространственные изменения климата и годовичные кольца деревьев. 1984. Т. 4. С. 4–49.

5. Молчанов А.А. Дендроклиматические основы прогнозов погоды. М., 1976. 168 с.

## МАЛАКОФАУНА ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА ЧУЛЫМО-ЕНИСЕЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ

О.А. Кузнецова

Сибирский федеральный университет, пр. Свободный, 79; e-mail: koa.ksu@bk.ru

На территории Чулымо-Енисейской котловины природные события голоценового времени изучены недостаточно. В результате комплексных палеоботанических исследований органогенных отложений (1983 и 1993 гг.) была реконструирована динамика растительности в районах распространения болот, и получены климатические характеристики для позднего голоцена [3]. Современная малакофауна донных отложений территории изучалась в 1993–2000 гг. и 2009 г. [1,2]. В 2011–2012 гг. на территории Чулымо-Енисейской котловины в прибрежной зоне озера Интиколь были исследованы разрезы позднего голоценовых отложений «Интикуль-1», «Интикуль-2», которые содержали ископаемые раковины моллюсков. В результате изучения малакофауны на территории

котловины выявлено 15 видов пресноводных и наземных моллюсков.

Разрезы «Интикуль-1», «Интикуль-2» заложены в северной части котловины оз. Интиколь в 25 км (на юго-восток) от пос. Новоселово 54°56'19" с.ш., 90°35'32" в.д. Мощность изученных озерно-болотных отложений, приуроченных к днищу оз. Интиколь, достигает 2,30 м (разрез «Интикуль-1») и 2,40 м (разрез «Интикуль-2»). Территория района исследований покрыта лугово-разнотравной растительностью с преобладанием злаковых. Разрез «Интикуль-1» располагается в северной части озерной котловины. Толща отложений имеет следующее строение (сверху вниз) (табл. 1).

По результатам исследования было установлено, что формирование исследуемых отложений приурочено ко времени позднего голоцена. В отложениях разреза было выделено четыре интервала в развитии малакофаунистического комплекса. Интервалы связаны с глубинами: 0,6–0,65 м (конец субатлантического времени, позднесубатлантическая фаза SA3 (405±50 л.н.); 0,70–0,75 м (позднесубатлантическая фаза SA3 (805±45 л.н.); 1,25–1,55 м (среднесубатлантическая фаза SA2 (1125±45 л.н.); 1,95–2,0 м (середины субатлантического времени, среднесубатлантическая фаза SA2(1290±80 л.н.).

В отложениях на глубине 1,95–2,0 м (среднесубатлантическая фаза SA2 (1290±80 л.н.) отмечено значительное количественное содержание раковин ископаемых моллюсков, преимущественно за счет доминирующего вида *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), максимальное развитие которого, может указывать на возможное затопление исследуемой территории, и, следовательно, на более влажную среду обитания. В целом, малакофаунистический комплекс характеризуется присутствием достаточно распространенных пресноводных видов *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea (Stagnicola) palustris* (Müller, 1774), *Lymnaea (Galba) truncatula* (Müller, 1774), *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758), *Ani-*

Таблица 1. Описание горизонтов разреза «Интикуль-1»

Мощность, м	Описание горизонта
0–0,59	Оторфованная почва
0,60–1,169	Оторфованная почва со слабо разложившимися растительными остатками. В интервале 1,10–1,20 м - слой озерной глины сизовато-сероватого цвета. В отложениях интервала 0,65–1,40 м встречаются раковины моллюсков. по фракции гуминовых кислот на глубинах: 0,6–0,65; 0, 70–0,75 м; 1,25–1,55 м получены радиоуглеродные даты: 405±50 л.н. (СОАН-4232), 805±45 л.н. (СОАН-4231), 1125±45 л.н. (СОАН-4230) соответственно.
1,70–2,09	Озерная глина комковатая, уплотненная, переход постепенный по цвету, граница размытая. В интервале 1,95–2,0 м слой оторфованной почвы с остатками растительности, встречаются раковины моллюсков, по фракции гуминовых кислот на глубинах: 1,95–2,0 м получены радиоуглеродные даты: 1290±80 л.н. (СОАН-4229).
2,10–2,30	Озерная глина сизовато-сероватого цвета (забой на глубине 2,30 м).

*sus contortus* (Linnaeus, 1758), *Valvata* (*Tropidina*) *pulchella* (Studer, 1820), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774) и наземных видов: *Succinea putris* (Linnaeus, 1758), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774), *Vallonia costata* (Müller, 1774) (индекс видового разнообразия ( $H$ ) равен 1,2). Последние два вида предпочитают влажные местообитания и весьма требовательны к теплу. Середина субатлантического времени характеризуется относительно теплым и влажным климатом. Присутствие в разрезе глинистых отложений озерного происхождения с раковинами моллюсков свидетельствуют о непостоянстве уровня воды в оз. Интиколь, что является отражением локальных и региональных особенностей изменения климата на территории Чулымо-Енисейской котловины.

В отложениях на глубине от 1,25 до 1,45 м (среднесубатлантическая фаза SA2 (1125±45 л.н.) наблюдается исчезновение из состава танатоценоза раковин теплолюбивого моллюска *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) и сопутствующего ему вида *Vallonia costata* (Müller, 1774) ( $H = 0,9$ ). Одновременно отмечено увеличение количества раковин устойчивого к низким температурам среды представителя малакофауны *Lymnaea* (*Galba*) *truncatula* (Müller, 1774), что может свидетельствовать о заселении моллюсками изучаемой территории в результате ее периодического затопления. *Lymnaea* (*Galba*) *truncatula* (Müller, 1774), как и другие представители семейства *Lymnaeidae*, моллюск является типичными «прудовиком», обитающим в не глубоких, постоянных или нерегулярно пересыхающих водоемах, а также в зарослях макрофитов прибрежья зоны озер. Видовой состав танатоценоза характеризует данный водоем как водоем мезотрофного типа. В целом, следует отметить, что малакофауна существовала в условиях достаточно холодного и переменного-влажного климата, т.е. в менее благоприятных экологических условиях для малакофауны в данное время. Вторая половина субатлантического времени по данным малакофаунистического анализа характеризуется холодным и влажным климатом.

В отложениях в интервале глубин 0,70–0,75 м (позднесубатлантическая фаза SA3 (805±45 л.н.) на фоне снижения общего количества раковин ископаемых моллюсков ( $H = 0,6$ ) вид *Lymnaea* (*Galba*) *truncatula* (Müller, 1774) сохраняет позиции доминирующего вида благодаря устойчивости к перепадам температур и способности переносить продолжительное высыхание в литеральной зоне водоемов. Сокращение видового состава ископаемой малакофауны за счет исчезновения неустойчивого к высыханию вида *Anisus vortex* (Linnaeus, 1758) и отдельных представителей рода *Lymnaea* (*Radix*) *peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea* (*Stagnicola*) *palustris* (Müller, 1774)), вероятнее всего, вызвано резким снижением увлажнения и последовательной сменой растительности, более характерной для степных биотопов. Климат в это время был относительно холодным и сухим.

В отложениях на глубине 0,6–0,65 м (позднесубатлантическая фаза SA3 (405±50 л.н.) малакофаунистический комплекс представлен видами: *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), *Gyraulus rossmaessleri* (Auerswald, 1851), *Lymnaea* (*Radix*) *peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea* (*Stagnicola*) *palustris* (Müller, 1774), *Lymnaea* (*Galba*) *truncatula* (Müller, 1774), *Anisus contortus* (Linnaeus, 1758), *Valvata* (*Tropidina*) *pulchella* (Studer, 1820), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Pisidium* sp. ( $H = 1,0$ ), при этом, по количественному составу преобладают раковины моллюсков, относящиеся к семейству *Lymnaeidae* и семейству *Planorbidae*. Танатоценоз развивался достаточно ровно. Это время, вероятнее всего, было наиболее благоприятным с точки зрения соотношения тепла, влажности и трофности среды обитания. Конец субатлантического времени отличается переменным теплым и влажным климатом.

Разрез «Интикуль-2» расположен в непосредственной близости (500 м) от разреза «Интикуль-1» (мощность 2,4 м) и имеет следующее строение (табл. 2). Из интервалов глубин 1,40–1,55 м и 1,70–1,75 м отложений разреза «Интикуль-2» были отобраны сохранившиеся остатки малакофауны. По результатам исследования было установлено, что формирование исследуемых отложений в разрезе приурочено к периоду позднего голоцена. В озерно-болотных отложениях было выделено два малакофаунистических комплекса, связанных с интервалами глубин: 1,40–1,55 м (среднесубатлантическая фаза SA2 (1125±45 л.н.); 1,70–1,95 м (середина субатлантического времени, среднесубатлантическая фаза SA2 (1290±80 л.н.).

В отложениях на глубине 1,70–1,95 м (среднесубатлантическая фаза SA2 (1290±80 л.н.) отмечено значительное количественное содержание раковин ископаемого моллюска *Lymnaea* (*Radix*) *peregra* (Müller, 1774) – вида, предпочитающего хорошо прогреваемые стоячие водоемы. Малакофаунистический комплекс характеризуется достаточно разнообразным составом видов: *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), *Lymnaea* (*Radix*) *peregra* (Müller, 1774), *Lymnaea* (*Galba*) *truncatula* (Müller, 1774), *Anisus contortus* (Linnaeus, 1758), *Valvata* (*Tropidina*) *pulchella* (Studer, 1820), *Valvata sibirica* (Middendorf, 1851), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Pisidium* sp., *Succinea putris* (Linnaeus, 1758), *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) ( $H = 1,1$ ). Середина субатлантического времени характеризуется теплым и влажным климатом.

На глубинах в интервале 1,45–1,55 м (среднесубатлантическая фаза SA2 (1125±45 л.н.) наблюдается как снижение количественного содержания раковин ископаемых моллюсков, так и сокращение видовой структуры танатоценоза. Малакофауна представлена преимущественно видами: *Gyraulus gredleri* (Gredler, 1853), *Lymnaea* (*Galba*) *truncatula* (Müller, 1774), *Anisus contortus* (Linnaeus, 1758), *Valvata* (*Tropidina*) *pulchella* (Studer, 1820), *Valvata sibirica* (Middendorf, 1851), *Pisidium amnicum* (Müller, 1774), *Succinea putris*

(Linnaeus, 1758) ( $H = 0,8$ ). Из состава ценоза исчезают моллюски *Lymnaea (Radix) peregra* (Müller, 1774), предпочитающие хорошо прогреваемую литораль стоячих водоемов и *Vallonia pulchella* (Müller, 1774) – вид особенно требовательный к теплу. На смену термофильным видам приходит холодолюбивый моллюск *Conventus urinator* (Clessin, 1876), раковины которого обнаружены в отложениях на данной глубине. Вторая половина субатлантического времени характеризуется холодным и влажным климатом.

Сопоставимость и взаимодополняемость результатов малакологического изучения голоценовых отложений на территории Чулымо-Енисейской котловины с уже полученными данными других методов исследований, в частности спорово-пыльцевого, радиоуглеродного, геохимических, свидетельствует о правомочности применения малакологического метода для реконструкций природных процессов и определений относительного возраста отложений, что подтверждает и значимость малакофауны в стратиграфии и палеогеографии голоцена на исследуемой территории. Результаты комплексных исследований отложений на территории Чулымо-Енисейской котловины показали как синхронные с глобальными изменения климата, так и региональные их проявления. На основании полученных результатов реконструкции палеоэкологических условий на данной территории в позднеголоценовое время можно выделить четыре фазы изменения климата: 1)  $405 \pm 50$  л.н. – наиболее теплое и влажное время; 2)  $805 \pm 45$  л.н. – относительно холодный и сухой климат; 3)  $1125 \pm 45$  л.н. – достаточно холодный и влажный климат; 4)  $1290 \pm 80$  л.н. – теплый и умеренно влажный период. Материалы по ископаемой малакофауне значительно расширяют и дополняют представления о палеогеографических ус-

**Таблица 2.** Описание горизонтов разреза «Интикуль-2»

Мощность, м	Описание горизонта
0–0,69	Оторфованная почва темно-серого цвета рыхлого строения, комковатой структуры. Нижний 5 см слой отличается плотным строением.
0,70–1,29	Оторфованная почва темно-серого цвета со слаборазложившимися растительными остатками плотного сложения, комковатой структуры.
1,30–1,55	Прослой растительного детрита. В отложениях интервала 1,40–1,55 м встречаются раковины моллюсков.
1,56–1,95	Оторфованная почва темно-серого цвета со слаборазложившимися растительными остатками плотного сложения, комковатой структуры. В отложениях интервала 1,70–1,95 м встречаются раковины моллюсков.
1,96–2,40	Озерная глина сизовато-сероватого цвета с прослойками глинистых отложений светло-коричневого цвета мощностью по 2 см (забой на глубине 2,40 м).

ловиях позднего голоцена территории Чулымо-Енисейской котловины.

#### Литература

1. Кузнецова О.А. Распределение биоценозов донных сообществ по грунтам глубоководного Красноярского водохранилища (по многолетним рядам, 1978-1997 гг.) // Сибирский экологический журнал. 2002. №2. - С. 165–171.
2. Кузнецова О.А. Сукцессионные изменения донных сообществ глубоководного Красноярского водохранилища // Вестник КрасГАУ. 2011. №2. С. 99–104.
3. Ямских Г.Ю. Региональные и локальные изменения природных условий в позднем голоцене на территории Чулымо-Енисейской котловины // Палеогеография Средней Сибири. 2003. Вып.3. С. 51–60.

## МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АЗОТА В ПОДКУРГАННЫХ ПАЛЕОПОЧВАХ СУХОСТЕПНОЙ ЗОНЫ НИЖНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

Т.В. Кузнецова, С.Н. Удальцов, А.К. Ходжаева

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино Московской обл.; e-mail: tvku19@rambler.ru, udaltsov@issp.serpukhov.su, akho2@rambler.ru*

Минерализация органического азота – центральный процесс внутрипочвенного цикла азота, обуславливающий производительность и функционирование наземных экосистем в целом [1–3]. При прогнозировании состояния азотного фонда почв важно определять не только количественный, но и качественный состав минерализуемого пула азотсодержащих органических соединений ([1,4–7] и др.), что является актуальным в связи с глобальными изменениями природной среды и климата и эволюцией почв и почвенного покрова. Известно, что палеопочвы, погребенные под различными археологическими и историческими памятниками, сохранили до

настоящего времени многие свойства, отражающие геохимические, климатические, биологические и другие условия их формирования и развития ([8–12] и др.). В современной литературе сведения по оценкам количественного содержания и качественных параметров азотсодержащих органических соединений палеопочв практически отсутствуют.

Минерализационную активность азотсодержащих компонентов органического вещества определяют по кумулятивному накоплению в почве подвижного минерального азота (обменно-го аммония и нитратов) в инкубационных экспериментах [1,4–7,13–15].

**Таблица 1.** Основные характеристики современных и погребенных почв (Ольховский р-н Волгоградской обл.) и содержание в них разных форм азота

Почва		рН <sub>вод</sub>	C <sub>орг</sub>	N <sub>общ</sub>	N <sub>мин</sub> , мг/100 г почвы			N <sub>мин</sub> , % от N <sub>общ</sub>
			%	мг/100 г почвы	Σ	N- NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> <sub>обм</sub>	N- NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	
Современные почвы								
СП-1	каштановая среднесмытая (пашня) – фон 1	6,3	0,44	56	0,54	0,41	0,13	1,0
СП-2	каштановая (пашня) – фон 2	6,2	1,56	143	0,89	0,69	0,20	0,6
Палеопочвы:								
ПП-1 – курган 5 (V в. до н.э., скифская культура), ПП-2 – курган 6 (I в. н.э., среднесарматская культура)								
ПП-1	каштановая остаточно-солонцеватая	8,0	0,68	65	0,48	0,46	0,02	0,7
ПП-2	каштановая остаточно-солонцеватая	8,0	0,57	65	0,18	0,16	0,02	0,3

Цель данной работы – оценить размеры и кинетические параметры потенциальной и нетто-минерализации органического азота на примере разновозрастных палеопочв, погребенных под курганными насыпями в сухостепной зоне Нижнего Поволжья, в сравнении с их современными аналогами.

Объектами исследования послужили каштановые остаточно-солонцеватые палеопочвы, погребенные под курганным могильником «Зензеватка» в V в. до н.э. (курган 5, скифская культура) и в I в. н.э. (курган 6, среднесарматская культура). Курганный могильник расположен на пахотном участке (Ольховский р-н, Волгоградская обл.), в качестве современных аналогов служили пахотные почвы (СП1 и СП2 соответственно для палеопочв, погребенных под курганами 5 и 6). Почвенные образцы (гор. А1) отобраны в рамках совместных археологических экспедиций Волгоградского государственного университета и ИФХиБПП РАН.

Содержание минерального (N<sub>мин</sub>) азота (обменный аммоний и нитраты) в почвах определяли феноляттипохлоритным методом [16,17], общего азота (N<sub>общ</sub>) – на автоматическом CN-анализаторе Vario EL III (Elementar, Германия). Минерализационную способность азота органического вещества почв оценивали при инкубации почв в оптимальных условиях (22°C, 24 вес. %) в течение 150 сут. В почвенных образцах определяли содержание N<sub>мин</sub> (N-NH<sub>4</sub><sup>+</sup><sub>обм</sub> и N-NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) в разные сроки (5, 10, 20, 30, 50, 90, 130, 150 сут) инкубации. Фактические величины N<sub>мин</sub>, накопленного в разные сроки инкубации, аппроксимировали уравнениями экспоненциальной регрессии [13–15], рассчитывали содержание в почве потенциально-минерализуемого азота (уравнение 1) и размеры нетто-минерализации (чистой минерализации) азота (уравнение 2):

$$N_t = N_{\text{пм}} \cdot [1 - \exp(-k \cdot t)], \quad (1)$$

$$N_t = N_0 + N_{\text{пм}} \cdot [1 - \exp(-k \cdot t)], \quad (2)$$

где N<sub>t</sub> – содержание подвижного минерального азота (мг/100 г), накапливаемого в почве за время

t (сут); N<sub>пм</sub> – потенциально-минерализуемый азот (мг/100 г); k – константа скорости минерализации (сут<sup>-1</sup>); t – время инкубации (сут); N<sub>0</sub> – исходное содержание подвижного минерального азота в почве (мг/100 г); N<sub>пм</sub> – нетто-минерализованный азот (мг/100 г).

Исследуемые палеопочвы имели более высокие величины рН<sub>вод</sub>, чем их современные аналоги (табл. 1). Содержание органического углерода (C<sub>орг</sub>) и общего азота (N<sub>общ</sub>) в палеопочве, погребенной в V в. до н.э., было сопоставимым с содержанием этих показателей в ее современном аналоге (СП-1), а в палеопочве, погребенной в I в. н.э., эти показатели были значительно выше, чем во второй (СП-2) фоновой почве.

Содержание минерального азота в исследуемых почвах было невысоким (составляло 0,3–1% от N<sub>общ</sub>) и представлено в основном азотом в форме обменного аммония (табл. 1). В палеопочве, погребенной в V в. до н.э., и ее современном аналоге (СП-1) суммарное содержание минерального азота было сопоставимым, а палеопочве, погребенной в I в. н.э., оно было в 4,9 раза ниже, чем в ее современном аналоге (СП-2).

Абсолютные величины потенциально-минерализуемого азота (N<sub>пм</sub>) в палеопочвах были значительно ниже, чем в их современных аналогах: в палеопочве V в. до н.э. – в 1,7 раза, а в палеопочве I в. н.э. – в 6,6 раз (табл. 2). Но при этом, судя по константам скорости минерализации этого пула азота, азотсодержащее органическое вещество современных почв было более устойчиво к разложению его почвенными микроорганизмами. Следует отметить, что самая низкая обеспеченность N<sub>пм</sub> наблюдалась в палеопочве, погребенной в I в. н.э., а константа скорости минерализации потенциально-минерализуемого азота была самой высокой для палеопочвы, погребенной в V в. до н.э., т.е. органическое вещество этой почвы было менее устойчиво к деструкции, по сравнению с другими исследуемыми почвами.

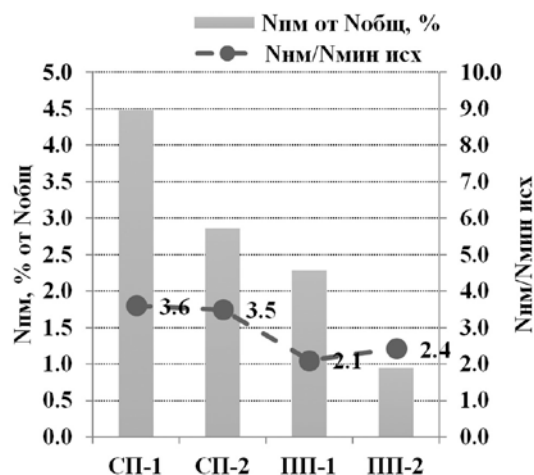
Доля потенциально-минерализуемого азота от N<sub>общ</sub> в погребенных палеопочвах составляла



**Таблица 2.** Потенциальная и нетто-минерализация азота в почвах

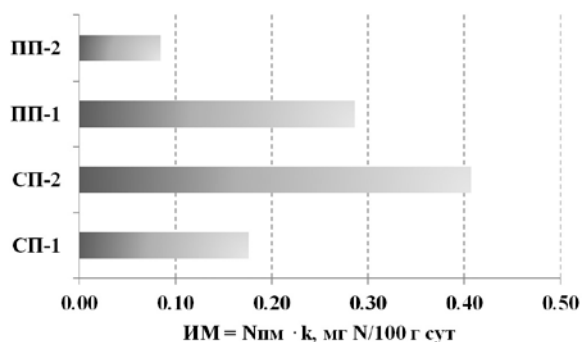
Почва*	N <sub>пм</sub>				N <sub>нм</sub>			
	мг/100 г		k, сут <sup>-1</sup>		мг/100 г		k, сут <sup>-1</sup>	
		ст. от.		ст. от.		ст. от.		ст. от.
Современные почвы								
СП-1	2,51	0,00	0,070	0,001	1,94	0,00	0,027	0,000
СП-1	4,09	0,03	0,099	0,003	3,11	0,00	0,046	0,006
Палеопочвы								
ПП-1	1,48	0,01	0,193	0,002	1,01	0,01	0,114	0,000
ПП-2	0,62	0,00	0,137	0,008	0,45	0,02	0,025	0,004

\*Обозначения почв те же, что и в табл. 1.



**Рис. 1.** Доля потенциально-минерализуемого азота от N<sub>общ</sub> и отношение величины нетто-минерализованного азота (N<sub>нм</sub>) к исходному содержанию подвижного минерального азота в почвах. Обозначения почв те же, что и в табл. 1.

2,3 и 0,9%, а в современных – 4,5 и 2,9% (рис. 1). Величины нетто-минерализованного азота (N<sub>нм</sub>) в современных почвах в 3,6 и 3,5 раз превышали исходное содержание N<sub>мин</sub>, а в погребенных палеопочвах – в 2,1 и 2,4 раз. Судя по преимущественному накоплению нитратного азота в разные сроки, при оптимальных условиях инкуби-



**Рис. 2.** Интенсивность минерализации азотсодержащего органического вещества в почвах. Обозначения почв те же, что и в табл. 1.

рования в исследуемых почвах преобладал процесс нитрификации над аммонификацией.

Интенсивность минерализации потенциально-минерализуемого азота, рассчитанная как произведение содержания азота в этом пуле и константы скорости его минерализации (ИМ = N<sub>пм</sub> · k), была максимальной (0,41 мг N/100 г в сут) во второй современной почве (СП-2) и уменьшалась в следующем ряду почв: СП-2 > ПП-1 > СП-1 > ПП-2 (рис. 2).

Таким образом, проведенные исследования позволили получить новые сведения о количественных (величины потенциально-минерализуемого и нетто-минерализованного азота) и качественных (константы скорости минерализации этих пулов) характеристиках минерализуемого пула азота погребенных палеопочв сухостепной зоны Нижнего Поволжья в сравнении с их современными аналогами. Установлено, что подкурганые каштановые палеопочвы имели более низкую устойчивость к разложению их почвенными микроорганизмами по сравнению с современными почвами. Величины нетто-минерализованного азота в подкурганых палеопочвах в среднем в 2,3 раза превышали исходное содержание подвижного минерального азота, а в их современных аналогах – в 3,6 раза, при этом нетто-минерализованный азот был представлен во всех исследуемых почвах преимущественно нитратной формой.

Исследования частично поддержаны грантом РФФИ (№ 14-04-00934а) и Программой Президиума РАН № 15.

### Литература

1. Кудяров В.Н. Цикл азота в почве и эффективность удобрений. М.: Наука, 1989. 216 с.
2. Кудяров В.Н. Азотно-углеродный баланс в почве // Почвоведение. № 1. 1999. С. 73–82.
3. Умаров М.М., Кураков А.В., Степанов А.Л. Микробиологическая трансформация азота в почве. Издательство: ГЕОС, 2007. 138 с.
4. Семенов В.М., Кузнецова Т.В., Кудяров В.Н. Высвобождение доступного для растений азота при минерализации активной фазы органического вещества почвы // Почвоведение. 1995. № 6. С. 732–739.
5. Deng S.P., Moore J.M., Tabatabai M.A. Characterization of active nitrogen pools in soils under different cropping systems // Biol. and Fertil. Soils. 2000. V. 32. P. 302–309.

6. Osemwota I.O., Edosomwan N.L., Okwuagwu M. Mineralization of soil organic nitrogen – a review // *Agric. Rev.* 2004. V. 25. N. 2. P. 152–156.
7. Будажапов Л.-З.В. Биокинетический цикл азота в системе почва-удобрение-растение в условиях Забайкалья // Автореф. дис. докт. биол. наук. Москва. 2009. 39 с.
8. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: Интеграция в изучении истории природы и общества. Пушино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 213 с.
9. Дергачева М.И. Археологическое почвоведение. Новосибирск: СО РАН, 1997. 231 с.
10. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.
11. Демкин В.А., Золотарева Б.Н., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Каширская Н.Н., Ельцов М.В., Удальцов С.Н. Динамика свойств степных палеопочв сарматского времени (II в. до н.э. – IV в. н.э.) в связи с вековой изменчивостью увлажненности климата // *Почвоведение.* 2012. № 2. С. 142–155.
12. Демкин В.А., Скрипкин А.С., Ельцов М.В., Золотарева Б.Н., Демкина Т.С., Хомутова Т.Э., Кузнецова Т.В., Удальцов С.Н., Каширская Н.Н., Плеханова Л.Н. Природная среда Волго-Уральских степей в савромато-сарматскую эпоху (VI в. до н.э.–IV в. н.э.) / Отв. ред. С.В. Губин. Ин-т физ.-хим. и биол. проблем почвоведения РАН, Пушино, 2012. 216 с.
13. Standford G., Smith S.H. Nitrogen mineralization potentials of soils // *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 1972. V. 36. P. 465–472.
14. Zak D.R., Holmes W.E., MacDonald N.W., Pregitzer K.S. Soil Temperature, Matric Potential, and the Kinetics of Microbial Respiration and Nitrogen Mineralization // *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1999. V.63. P. 575–584.
15. Benbi D.K., Richter J. A critical review of some approaches to modelling nitrogen mineralization // *Biol. Fertil. Soils.* 2002. V. 35. P. 168–183.
16. Кудяров В.Н. Колориметрическое определение аммонийного азота в почвах и растениях феноловым методом // *Агрохимия.* 1965. № 6. С. 146–151.
17. Бочкарев А.Н., Кудяров В.Н. Определение нитратов в почве, воде и растениях // *Химия в сельском хозяйстве.* 1982. № 4. С. 49–51.

## ОТРАЖЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОСЛЕДНИХ ТЫСЯЧЕЛЕТИЙ В СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ СПЕКТРАХ ЗООГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АФРИКАНСКИХ ВЫСОКОГОРИЙ

Е.А. Кузьмичева

*Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН,  
Москва, Ленинский проспект, 33; e-mail: kuzmicheva.evgeniya@gmail.com*

Множество палеоэкологических исследований, проводимых на территории африканского континента, посвящены позднеледниковую и раннему голоцену, в то время как событиям позднего голоцена уделяется мало внимания. В последнее время внимание ученых направлено на изучение Африканского влажного периода (АВП) (African Humid Period) – плювиальной климатической фазы, длившейся около 10000 лет (15000–5000 лет назад (л.н.)) [1–3]. Этот длительный период, в течение которого на всем африканском континенте царил влажный дождливый климат, известен также под названием «Зеленой Сахары» – эпохи, когда современные пустынные территории были покрыты растительностью саванного типа. По сравнению с хорошо изученной изменчивостью климата Африки во время раннего и среднего голоцена, последние несколько тысячелетий считались достаточно стабильными и небогатыми на климатические колебания. Низкое временное разрешение изученных отложений и малое количество датированного материала привели к представлению об относительной климатической стабильности последних тысячелетий [4,5]. Это способствовало закреплению среди сообщества палеоэкологов парадигмы, что большинство данных об изменении ландшафтов и растительных сообществ в это время связаны исключительно с деятельностью человека [6]. Тем не менее, результаты исследований, затрагивающих

последние три-четыре тысячи лет, говорят о достаточной изменчивости климата в этот период, что регистрируется во многих палеоэкологических летописях хорошей сохранности [4,7,8]. Однако подавляющее большинство этих работ выполнено на основе озерных отложений Рифтовой долины и Великих Африканских озер, и их результаты описывают историю растительности и климата равнинных территорий. В то же время палеоэкологические данные трех-четырёх-тысячелетней давности для высокогорных областей практически отсутствуют. Небольшая мощность разрезов, плохая сохранность верхних слоев голоценовых отложений затрудняют реконструкцию детальной картины климатических событий в высокогорьях и связанных с ними палеоэкологических изменений [2]. Нами была предпринята попытка более подробно рассмотреть историю изменений растительности и климата высокогорных территорий в течение последних тысячелетий, для чего был проведен спорово-пыльцевой анализ (СПА) образцов зоогенного отложения Кача, найденного в горах Бале (Эфиопия).

Скальная ниша Кача расположена на южном макросклоне горного массива Бале (06°43' с.ш., 039°44' в.д.), покрытом тропическим горным лесом Харенна (Harenna Forest). Лесная растительность здесь характеризуется отчетливой высотной поясностью с хорошо выраженными зонами. Ни-

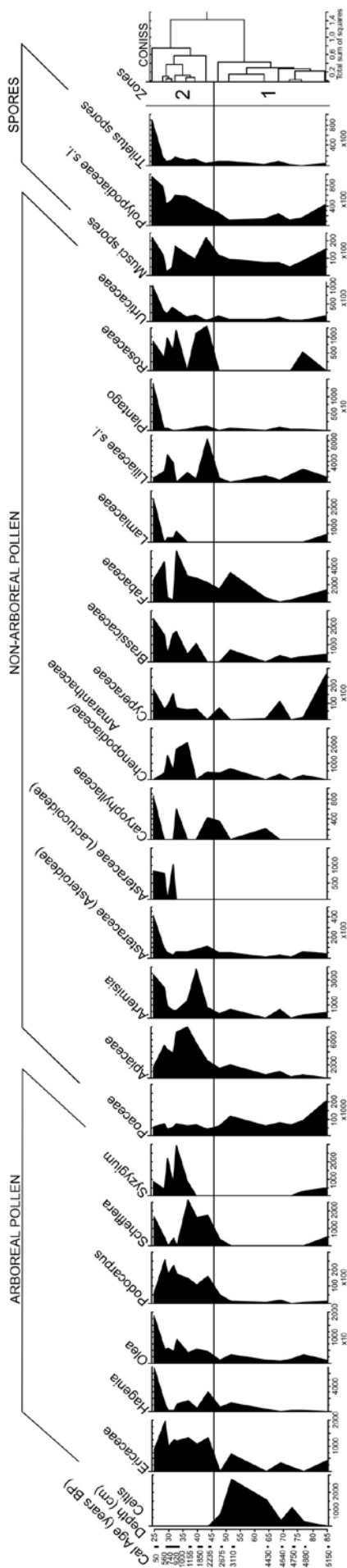


Диаграмма изменения концентрации пыльцы (зерен/грамм) зоогенного отложения Кача.

ша Кача находится на высоте 2700 м н.у.м. в бамбуковом поясе растительности, характерном для данных высот. Отложение мощностью 102 см сформировано пометом диких животных.

Выделение пыльцы и спор для СПА проводилось ацетолитным методом согласно стандартным методикам [9]. В каждый образец перед обработкой были добавлены таблетки со спорами *Lycopodium clavatum* (№ партии 1031) для последующего определения концентрации пыльцы [10]. Образцы для СПА были отобраны с помощью стальных трубочек с внутренним диаметром 8 мм одной колонкой снизу вверх. Толщина таких образцов составляет в среднем 1 см, что в значительной степени увеличивает разрешающую способность профиля. Возраст отложения определяли при помощи радиоуглеродного датирования древесных углей.

Начало осадконакопления в скальной нише Кача датируется возрастом около 6500 л.н., однако мы рассмотрим более поздние этапы его формирования, следующие за окончанием АВП, датируемого для территории гор Бале возрастом около 4600 л.н. [3,11]. Согласно литературным данным, климат во время АВП был достаточно влажным. Абсолютное преобладание пыльцы злаков (Роасеае) и высокая концентрация Сурегасеае в период среднего голоцена в образцах из отложения Кача свидетельствуют о повсеместном распространении бамбуковых зарослей на этих высотах, что говорит в пользу сильного увлажнения южных склонов гор Бале [11]. С окончанием АВП и началом аридизации климата 4600 л.н. растительность вокруг скальной ниши Кача преобразилась. Бамбуковые заросли стали более разреженными (падение концентрации Роасеае, Сурегасеае) в ответ на снижение относительной влажности. Освободившиеся местообитания захватили представители рода *Celtis* (данный палинотип имеет пиковые концентрации 4500–3000 л.н.), которые считаются лесными породами, быстрее всего колонизирующими открытые участки в лесу (прогалы, поляны, вырубки) (рисунок). В пыльцевых спектрах из донных осадков озера Макома (Уганда), расположенного на высоте 2960 м н.у.м., пик содержания пыльцевого типа *Celtis* также приходится на возраст около 4500–3000 л.н. [6]. Значительные изменения растительность южного макросклона претерпела около 2500 л.н. – в это время произошло обширное развитие лесов сухого типа из оливы, хагении и ногоплодника и выпадение более влаголюбивых типов (например, *Celtis*) из состава растительности этих высот в ответ на усилившийся аридизационный тренд. Некоторое увлажнение климата имело место около 1200–1000 л.н., о чем свидетельствует пик содержания влаголюбивых видов (Ариасеае, Fabaceae, Caryophyllaceae, *Syzygium*). На схожие изменения климата указывает повышение уровня озера Туркана (Кения) в это время [7].

Помимо ярко выраженных изменений климата, характерных для африканского континента (например, АВП и последующей аридизации), СПА-отложения Кача позволили выявить в составе пыльцевых спектров сигналы крупных климатических событий, которые ранее рассматривались в контексте истории климата Европы и Средиземноморья, – средневекового климатического максимума и малого ледникового периода. Так, в период 1000–740 л.н. в образцах из отложения Кача регистрируется падение концентрации пыльцы влаголюбивых палинотипов (рисунок), которое свидетельствует о снижении влажности климата. Этот период относительной засушливости совпадает со средневековым климатическим оптимумом, который чаще всего указывается для умеренных широт северного полушария. Многие литературные данные свидетельствуют о периодах сильных засух в Восточной Африке в это время [4,12].

В образцах, датированных возрастом 740–560 л.н., отмечено заметное увеличение содержания пыльцы вересковых (рисунок). Палинотип *Egiscaseae* достигает максимума концентрации около 560 л.н., что, вкуче с практически полным исчезновением пыльцы *Syzygium*, может свидетельствовать о значительном понижении средних температур. Аналогичная картина увеличения содержания пыльцы вересковых отмечена в пыльцевых спектрах торфяника Дега Сала (горы Арси, Эфиопия) [12]. Содержание палинотипа *Egiscaseae* в образцах из торфяника достигает максимума в период 750–300 л.н. Подобные изменения говорят о снижении верхней границы леса и массовом распространении вересковой растительности на высотах, ранее занятых лесом, в ответ на ухудшение климатических условий в течение малого ледникового периода в высокогорьях Восточной Африки. Данные по другим источникам подтверждают эти выводы: в эти годы в эфиопских высокогорьях были нередки снегопады [13], а в других горах Восточной Африки зарегистрировано расширение ледникового покрова [8]. Также о более суровых климатических условиях Малого ледникового периода говорит резкое падение концентрации пыльцы *Syzygium*. Падение средних температур вынудило теплолюбивое дерево сменить высоты обитания и спуститься на несколько сотен метров вниз по склонам.

Стоит отметить, что изменения в составе растительности, связанные с влиянием климатических событий средневекового климатического оптимума и малого ледникового периода хоть и регистрируются в пыльцевых спектрах отложения Кача, однако для более точной регистрации влияния изменений климата на динамику растительного покрова в масштабах нескольких столетий требуется более детальное изучение профиля отложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ (16-34-00292 и 15-04-04721), Совместной Российско-Эфиопской биологической экспедиции, Программ фундаментальных исследований Президиума РАН «Биоразнообразие природных систем» и «Эволюция органического мира и планетарных процессов».

### Литература

1. deMenocal P.B., Ortiz J., Guilderson T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L., Yarusinski M. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing // *Quaternary Science Reviews*. 2000. V. 19. P. 347–361.
2. Kuzmicheva E.A., Debella H.J., Khasanov B.F., Krylovich O.A., Babenko A.N., Savinetsky A.B., Severova E.E., Yirga S. Holocene hyrax dung deposits in the afroalpine belt of the Bale Mountains (Ethiopia) and their palaeoclimatic implication // *Environmental Archaeology*. 2013. V. 18. No 1. P. 72–81.
3. Кузьмичева Е.А., Хасанов Б.Ф., Крылович О.А., Савинецкий А.Б. Реконструкция растительности и климата высокогорья Бале (Эфиопия) в голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования зоогенных отложений // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 1. С. 116–121.
4. Verschuren D. Decadal and century-scale climate variability in tropical Africa during the past 2000 years // *Past climate through Europe and Africa*. Dordrecht: Springer, 2004. P. 139–158.
5. Umer M., Lamb H.F., Bonnefille R., Lezine A.M., Tiercelin J.J., Gibert E., Cazet J.P., Watrin J. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of the Bale Mountains, Ethiopia // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. No 17-18. P. 2229–2246.
6. Hamilton A.C. Environmental history of East Africa. A study of the Quaternary. London: Academic Press, 1982. 328 p.
7. Mohammed M.U., Bonnefille R., Johnson T.C. Pollen and isotopic records in Late Holocene sediments from Lake Turkana, Kenya // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1995. V. 119. P. 371–383.
8. Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Henderson K.A., Brecher H.H., Zagorodnov V.S., Mashiotto T.A., Lin P.N., Mikhaleenko V.N., Hardy D.R., Beer J. Kilimanjaro ice core records: evidence of Holocene climate change in tropical Africa // *Science*. 2002. V. 298. No 5593. P. 589–593.
9. Faegri K., Iversen J. Textbook of pollen analysis. New York: Hafner Press, 3d edition, 1975. 295 p.
10. Stockmarr J. Determination of spore concentration with an electronic particle counter // *Geological Survey of Denmark Yearbook*. 1973. V. 1972. P. 87–89.
11. Кузьмичева Е.А. Динамика растительности и климата гор Бале (Эфиопия) в голоцене. Автореферат дисс. на соискание степ. канд. биол. наук. М.: ИПЭЭ РАН, 2015. 24 с.
12. Bonnefille R., Mohammed U. Pollen-inferred climatic fluctuations in Ethiopia during the last 3000 years // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1994. V. 109. P. 331–343.
13. Fairbridge R.W. The Nile floods as a global climatic/solar proxy // *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Dordrecht: Springer, 1984. P. 181–190.

# МЕТОДЫ ГИС ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВЕННЫХ И ЗЕМЕЛЬНЫХ РЕСУРСОВ ПО РАЗНОВРЕМЕННЫМ КАРТОГРАФИЧЕСКИМ ИСТОЧНИКАМ

О.В. Кукушкина<sup>1</sup>, И.О. Алябина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГПУ, Москва, 2-ой Сельскохозяйственный пр., 4; e-mail: matrix2087@yandex.ru

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Ленинские горы, 1/12; e-mail: alyabina@soil.msu.ru

Огромный пласт старых картографических материалов, созданных в XVII, XVIII и XIX в., является бесценной информацией, позволяющей оценить состав и характер изменения почвенного покрова, динамику его использования на той или иной территории на протяжении веков, а также сделать выводы о наиболее благоприятных способах возделывания земель на изучаемой территории. Геоинформационные системы (ГИС) включают в себя как источниковедческую, так и аналитическую компоненты и являются на сегодняшний день тем инструментом, который позволяет довольно быстро и очень точно анализировать исторические данные. Использование ГИС позволяет проводить совместный анализ больших групп различных почвенных характеристик, оценивать характер их взаимосвязей, изучать, как изменялось представление о том или ином типе почв в течении веков, а также как совершенствовалась почвенная классификация благодаря накоплению знаний, развитию методов исследования и передовых технологий.

В качестве объекта исследования была выбрана Нижегородская губерния (и один из ее уездов – Балахнинский), так как именно она была первая изучена экспедицией под руководством В.В. Докучаева с целью более правильной расценки земель для земского обложения. Материалы экспедиции послужили основой для создания Почвенной карты Нижегородской губернии 1886 г.

Нижегородская губерния представляет собой интереснейший объект исследования. Находясь на стыке природных зон дерново-подзолистых почв южной тайги, серых лесных почв лиственных лесов, серых лесных почв и черноземов лесостепи [1], эта территория отличается значительным разнообразием природных условий.

На момент создания Почвенной карты Нижегородской губернии выделялось 11 уездов. Ба-

лахнинский уезд находится на северо-западе изучаемой территории по обоим берегам Волги, доходя на юге до Оки.

Целью серии проведенных работ [2–5] была характеристика почвенных и земельных ресурсов изучаемой территории, а также их использования по разновременным картографическим источникам методами ГИС.

Наряду с Почвенной картой Нижегородской губернии, были использованы и другие оцифрованные картографические материалы (таблица). Работы проводили в программе MapInfo v.10.5.

Генеральное межевание – один из самых больших и амбициозных картографических проектов XVIII века в мире, начатый Екатериной II в 1765 г. и продолжавшийся почти столетие. Его миссия заключалась в утверждении прав собственности на землю, создании земельного кадастра, исследовании природных, демографических, экономических ресурсов, а также создании крупномасштабных карт страны. Для конца XVIII века методы межевания были немного устаревшими [6,7]. В ходе работ не использовали географические координаты и проекции карт. Обмер земель и прокладка межи проводились циркульным способом. Сначала устанавливалась городская земля, затем межевались земли в радиусе 2 верст вокруг города (дачи первого циркуля), далее земли в радиусе 4 верст (дачи второго циркуля) и так далее до границ уезда. Каждый раз, когда граница меняла свое направление, землемер записывал угол поворота и направление на север, используя астролябию и компас; длины измеряли, используя цепи и веревки.

Перевод межевых материалов в векторный формат требовал решения целого ряда проблем. Во-первых, многие бумажные оригиналы содер-

Использованные картографические источники

№№	Годы создания/публикации	Источник	Масштаб	Используемое содержание
1	1780–1790	Планы Балахнинского уезда Генерального межевания	1:84000	Земельные угодья
2	1850	Топографическая межевая карта Нижегородской губернии А.И. Менде	1:42000	Земельные угодья
3	1886	Почвенная карта Нижегородской губернии	1:420000	Почвы
4	1894	Почвенная картограмма Балахнинского уезда	1:420000	Почвы, земельные угодья
5	1900	Почвенная карта Европейской России*	1:2520000	Почвы
6	1953	Государственная почвенная карта СССР, листы N37, N38, O38	1:1000000	Почвы
7	1988	Почвенная карта РСФСР**	1:2500000	Почвы

\* – Оцифрована В.А. Кирилловой; \*\* – оцифровка Почвенного институт им. В.В. Докучаева.

жат пустоты, потертости, что обусловлено длительностью их хранения, во-вторых, как уже сказано, планы Генерального межевания не имеют математической основы, в связи с чем границы отдельных частей одного плана могут не совпадать.

Растровое изображение Генерального плана Балахнинского уезда Нижегородской губернии состоит из трех частей. Отсканированные материалы были вначале подготовлены в графическом редакторе Photoshop, затем зарегистрированы в ГИС в проекции Почвенной карты Нижегородской губернии 1886 г. и привязаны по границам Балахнинского уезда. Далее растровые изображения трех частей плана цифровали, сначала каждый отдельно, затем все части соединили, прибегая к аффинным преобразованиям. Аффинные преобразования – это линейные преобразования с переносом. С помощью таких преобразований можно передвигать объекты, делать равномерные растяжения или сжатия всех кусочков плоскости. Выяснилось, что наибольшие ошибки наблюдались на территориях, прилегающих к крупной реке – Волге [8], поэтому аффинные преобразования применяли отдельно к правобережным и левобережным территориям, после чего провели гармонизацию границ, которая заключалась в объединении всех подготовленных частей уезда.

Одноверстная карта Нижегородской губернии составлялась после очередных изменений границ губерний России в 1802–1803 гг. Работу на основе планов Генерального межевания и проведенных масштабных картографических съемок осуществляли военные топографы под руководством А.И. Менде. Такие подробные издания появились у 8 губерний, хотя съемки местности проводились в 21 губерниях в течении 17 лет. Точность карт увеличилась в разы, и появилась координатная сетка.

Нижегородская губерния на карте Менде разбита по квадратам, каждый из которых очень подробно представлен на отдельных листах карты. Балахнинский уезд занимает 20 квадратов. В ходе подготовки растрового изображения некоторые квадраты были соединены в графическом редакторе, затем в ГИС зарегистрированы в проекции Почвенной карты Нижегородской губернии 1886 г. и привязаны по границам Балахнинского уезда. Некоторые из квадратов плохо соединялись друг с другом (не совпадали полигоны), они были привязаны отдельно, оцифрованы, а затем соединены путем гармонизации границ.

Из существующих на изучаемую территорию почвенных карт использовали несколько (таблица). Для изучения трансформации отображения почвенного покрова Нижегородской губернии в ГИС провели сопоставление полигонов, выделенных на разновременных картах. Для этого карты были оцифрованы, а затем рассчитан состав почвенного покрова с разных карт, попадающего в выделы Почвенной карты Нижегородской губернии 1886 г.

Почвенная карта Нижегородской губернии – первая вполне достоверная почвенная карта, наиболее близкая по времени создания к материалам Генерального межевания. Нижегородские работы экспедиции под руководством В.В. Докучаева, приглашенного в качестве специалиста по оценке земли, начались в 1882 г. В соответствии с заказом, губернию описывали поуездно, хотя сам В.В. Докучаев говорил о том, что работу разумнее было бы проводить по естественным районам, приуроченным к речным системам. В результате полевых почвенно-картографических работ была создана Почвенная карта Нижегородской губернии, основанная на новом – генетическом – принципе выделения почвенных единиц.

Сводная Почвенная карта Европейской России, составленная Н.М. Сибирцевым, Г.И. Танфильевым и А.Р. Ферхминым (ред. В.В. Докучаев), была первой почвенной картой, основанной на конкретных полевых почвенно-картографических, а фактически комплексных физико-географических исследованиях, проведенных в более чем 20 губерниях. На момент проведения этих исследований и составления карт не существовало единой и универсальной классификации почв. Поэтому материалы, опубликованные в отчетах экспедиций, представляют собой сильно различающиеся и порой специфичные для каждой отдельной губернии описания и характеристики почвенного покрова. Однако общий методический генетический подход, разработанный В.В. Докучаевым и примененный в исследованиях, делает эти материалы достоверным и пригодным к использованию источником информации.

Составление Государственной почвенной карты масштаба 1:1000000 началось еще в 30-х годах прошлого века, а первые листы были изданы в 1949 г. На тот момент это была наиболее подробная почвенная карта для территории СССР. В связи с длительным периодом составления карты и в результате аккумуляции нового материала по мере издания листов, некоторые из них существенно отличаются по содержанию контуров от соседних, составленных позднее. Причиной такого рода «нестыковок» являются концептуальные различия в подходе к генезису, классификации и, соответственно, номенклатуре почв. Листы с территорией Нижегородской области были изданы в 1953 г.

Почвенная карта РСФСР 1988 г. масштаба 1:2500000 – фундаментальное и чрезвычайно информативное издание, созданное большим авторским коллективом во главе с В.М. Фридландом. На ней нашли отражение не только основные почвенно-географические закономерности, но и главные черты структуры почвенного покрова. До настоящего времени эта карта является наиболее крупномасштабным и полным источником картографической почвенной информации, собранной и представленной по единой методике в единицах общей легенды на территорию всей страны.

В разные годы своего существования Нижегородской губерния/область существовала в разных границах. Поскольку на всех используемых картах территория Нижегородской губернии 1886 г. представлена практически полностью, именно в пределах ее границ и проводили сопоставление. В результате было установлено, какому типу или виду почв, показанных на картах 1900, 1953 и 1988 гг., соответствует та или иная группа почв на карте 1886 г.

Работа с планами и картами, содержащими информацию о земельных угодьях, позволила получить характеристику использования земель, а при сопоставлении с почвенными картами, и почв исследуемой территории в разные годы.

### Литература

1. Карта почвенно-экологического районирования Российской Федерации. Масштаб 1:2500000 / Под ред. Г.В. Добровольского, И.С. Урусевской. М.: «Талка+», 2013.
2. Кукушкина О.В., Алябина И.О., Голубинский А.А. Хозяйственное использование почв Балахнинского уезда Нижегородской губернии в XVIII веке // Роль почв в биосфере: Тр. Ин-та экологического почвоведения МГУ им. М.В.Ломоносова / Под ред. Н.О. Ковалевой. Вып. 14. М.: МАКС Пресс, 2014. С. 18–26.

3. Кукушкина О.В., Алябина И.О., Голубинский А.А. Землепользование в Балахнинском уезде Нижегородской губернии в XVIII и XXI веках // Доклады по экологическому почвоведению. 2014. Выпуск 20, № 1. С. 79–96.
4. Алябина И.О., Кириллова В.А., Кукушкина О.В. От карт В.В. Докучаева – до наших дней: особенности отображения почвенного покрова Нижегородской губернии // Экологическое почвоведение: этапы развития, вызовы современности. К 100-летию Г.В. Добровольского / Под ред. С.А. Шобы, Н.О. Ковалевой. М.: ГЕОС, 2015. С. 353–379.
5. Алябина И.О., Кукушкина О.В. Трансформация отображения почвенного покрова Нижегородской губернии на картах в XIX–XX веках // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2015. № 3. С. 13–24.
6. Постников А.В. Развитие картографии и вопросы использования старых карт. М.: Наука, 1985. 216 с.
7. Кусов В.С. Качество карт межевания и возможности их использования для ретроспективного картографирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1993. № 1. С. 66–76.
8. Golubinsky A.A., Alyabina I.O., Shalashova O.V., Khitrov D.A. From Survey Plans to Land Cover Maps: Data Generalization in the Cartographic materials of the General Land Survey in Russia (1765–1800) // 26 International Cartographic Conference. Dresden. Germany, August 25–30, 2013. Proceedings, p. 250 (7 pp.).

## ЛАНДШАФТЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МЕЩЁРЫ В ДООГРАРНЫЙ ПЕРИОД: ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Д.А. Куприянов<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Кафедра физической географии и ландшафтоведения географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова,; e-mail: kuprigallo94@rambler.ru

<sup>2</sup> Институт географии Российской академии наук; e-mail: lenanov@mail.ru

Изучение закономерностей формирования растительного покрова в прошлом и моделирование доаграрных ландшафтов могут помочь выявлению степени антропогенного воздействия на современные геосистемы и разработать меры по их сохранению и восстановлению.

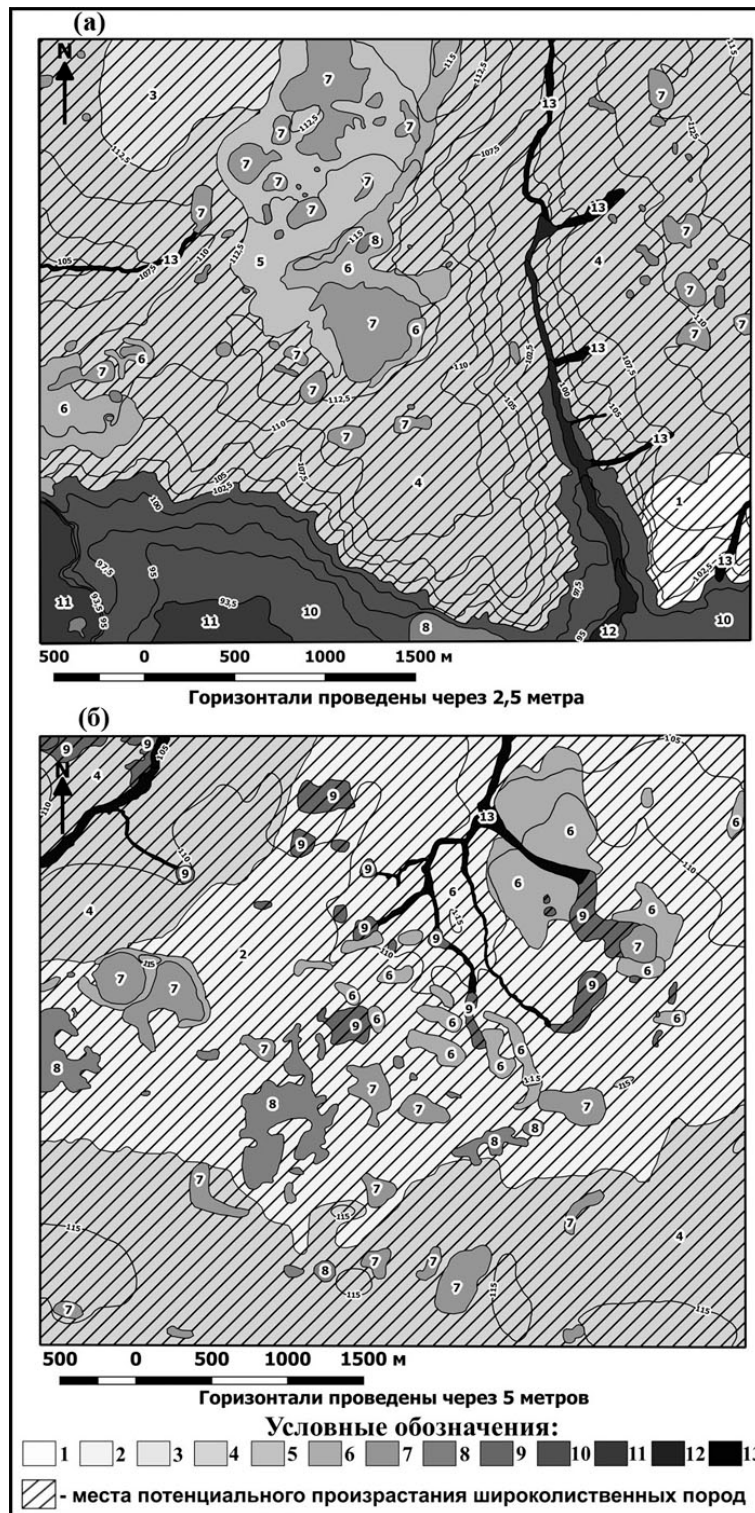
Мещерская провинция относится к ландшафтам полесского типа, важной характеристикой которых является преобладание в качестве литогенной основы ПТК мощной толщи зандровых песков, подстилаемых моренными отложениями [1,2]. Исследования были проведены на двух ключевых участках размером 4,0×4,5 км, расположенных в Юго-Восточной Мещёре в пределах Гусевско-Куршинского и Тумского моренно-водноледниковых ландшафтов. Особенностью их доминантных урочищ является неглубокое залегание моренных отложений (до 0,5 м). Данная характеристика литогенной основы способствовала хозяйственному освоению территории, так как близкое залегание моренных суглинков является важным эдафическим фактором, определяющим более высокое плодородие почв по сравнению с фоновыми условиями ландшафтов полесского типа [1,6]. Изучаемые участки принадлежат одному из

очагов крупного хозяйственного освоения Мещёры человеком как в доисторический период, так и в новейшее время [1].

Исследование включало два этапа. На первом этапе проведено детальное картографирование современных ПТК ранга урочищ и выявлены межкомпонентные связи геосистем. Для построения ландшафтных карт использовалась стандартная методика ландшафтного картографирования, которая включала в себя имеющийся картографический материал, данные дистанционного зондирования Земли и полевые описания. На втором этапе, основываясь на результатах интерпретации палеоботанических данных и известных факторов дифференциации ландшафтного покрова, была смоделирована возможная структура растительного покрова до начала хозяйственного освоения территории на основе карты современных геосистем ранга урочищ (рисунок).

В ходе ландшафтного картографирования были выявлены следующие ПТК ранга урочищ:

1. Равнины, сложенные песками, подстилаемыми с глубины 1,0–1,5 м мореной с дерново-подзолистыми почвами под елово-сосновыми лесами.



Карта современных ПТК ранга урочищ с указанием потенциальных мест произрастания широколиственных пород реконструированные ПТК: а – ключевой участок «Новоалександровка», б – ключевой участок «Алексеево».

2. Равнины, сложенные опесчаненными суглинками, подстилаемыми с глубины 2–3 м мореной, с дерново-подзолистыми почвами под сосново-еловыми с участием березы лесами.
3. Равнины, сложенные песками, подстилаемыми с глубины менее 2 м мореной, с дерново-подзолистыми почвами под сосновыми лесами.
4. Равнины, сложенные песками с прослоями суглинков, а с глубины 2 м и менее – мореной, с

- дерново-подзолистыми почвами под елово-сосновыми лесами и сырыми березняками.
5. Равнины, сложенные переветяными песками, подстилаемыми с 3–4 м мореной, с подзолистыми почвами под сосново-березовыми лесами.
6. Вереи и всхолмления, сложенные песками, с подзолистыми почвами под сосновыми лесами.
7. Болота переходные.
8. Болота низинные.



9. Западины, сложенные моренными и делювиальными суглинками, с дерново-подзолистыми почвами под злаково-осоковыми лугами с березовым мелколесьем.

10. Террасы надпойменные, песчаные с дерново-подзолистыми почвами под сосновыми лесами.

11. Поймы, сложенные песками с прослоями суглинков, с аллювиальными гумусовыми почвами под злаково-осоковыми лугами.

12. Долины малых рек, заболоченные с аллювиальными перегнойно-глеевыми почвами под черноольшанниками;

13. Балки, выполненные супесями и суглинками, с дерново-подзолистыми почвами под сосновыми с участием ольхи лесами.

На основе данных спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродных датировок (11 дат) было определено, что хозяйственное освоение территории началось около 1400 кал. л. н. (календарных лет назад). Основанием для выделения даты начала освоения стали выявленные в спорово-пыльцевых спектрах остатки рудеральных и сегетальных растений: *Plantago* (подорожник), *Fagopyrum* (гречиха), *Urtica* (крапива), *Ranunculus acris* (лютик едкий), *Convolvulus* (вьюнок), *Centaurea cyanus* (василек синий), *Artemisia* (полынь) и культурных злаков, а также увеличение концентрации угля в торфе, свидетельствующее о частых пожарах, связанных, предположительно, с подсечно-огневым земледелием [4]. Результаты спорово-пыльцевого анализа показали, что основным отличием растительного покрова доаграрных ландшафтов от современных является преобладание широколиственных пород (дуба, вяза, липы и ясеня) в сообществах с неглубоким залеганием моренных отложений, относительно богатых питательными веществами. В настоящее время эти местообитания заняты елово-сосновыми лесами. В спорово-пыльцевых спектрах отложений, накопившихся в период, предшествующий началу хозяйственного освоения, пыльца широколиственных пород составляет около 30–40%, тогда как в современных спектрах – 2–3%, а содержание пыльцы сосны, наоборот, к настоящему времени увеличилось на 20–30% [4]. В урочищах с песчаными почвами, но с неглубоким залеганием моренных отложений, предположительно, могли произрастать хвойно-широколиственные леса. Сейчас эти местообитания занимают сосново-еловые леса. В урочищах с мощными песчаными отложениями и хорошим дренажем в доаграрных ландшафтах могли преобладать сосновые леса с участием широколиственных пород, из которых в настоящее время неморальные виды (в первую очередь, дуб) выпали. Полученные данные показали, что изменения коснулись доминантных урочищ, тогда как субдоминантные урочища (пойменные ПТК и урочища, сложенные песчаными отложениями, поверхность которых переработана эоловыми процессами, а также урочища со значительной глубиной залегания морены, не оказыва-

ющей влияния на растительный покров) остались, предположительно, неизменными.

Для нанесения мест преобладания широколиственных пород в доаграрное время на карту современных ландшафтов использовалось представление об установленных связях [6] между растительным покровом и эдафическими условиями, определяемыми, в частности, формами рельефа, литологической основой ПТК, а также климатическими условиями.

Согласно палеогеографическим данными для Северной Евразии [5,7] климатические условия субатлантического периода голоцена были близки к современным, хотя не оставались постоянными. Однако признаков резкого и глубокого похолодания климата в течение последних полутора тысяч лет, которое могло бы привести к почти полной деградации широколиственных формаций в Юго-Восточной Мещёре, не было выявлено ни по палинологическим данным для Европейской части России, ни по данным других природных архивов для территории Северной Евразии в целом [5,7]. Следовательно, можно утверждать, что выполненная реконструкция ПТК с преобладанием широколиственных пород отражает структуру ландшафтного покрова, которая существовала бы при отсутствии антропогенной нагрузки. Особенно сильные нарушения растительности происходили в XVIII–XIX вв. связи с деятельностью железодобывающих заводов в пос. Гусь-Железный, расположенном в 15–20 км от ключевых участков, и требовавших большого количества древесного угля для производства. Вследствие рубок преобладающими растительными сообществами в доминантных урочищах стали вторичные сосново-березовые леса, что подтверждают предыдущие исследования [3]. Согласно полученным данным, современные лесные ценозы являются результатом длительного антропогенного воздействия.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-17-10045

#### Литература

1. Анненская Г.Н., Мамай И.И., Цесельчук Ю.Н. Под ред. Проф. Н.А.Солнцева. Ландшафты Рязанской Мещеры и возможности их освоения. М.: Изд-во МГУ. 1983 г. 246 с.
2. Асеев А.А. Веденская Н.Э. Развитие рельефа Мещёрской низменности. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 128 с.
3. Болиховская Н.С. К истории растительности и климата Подмосковной Мещеры в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М.: Наука. 1988. С. 76–85.
4. Новенко Е.Ю., Волкова Е.М., Мироненко И.В., Куприянов Д.А., Батанова А.К. Эволюция ландшафтов Юго-восточной Мещеры в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5: география. 2016. №2 (в печати).
5. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас – монография. Под ред. проф. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 2009. 120 с., + 24 с. Цв. Карт.

## ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ МАЛОЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЫ В ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА ТОРФЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ОЗЕРА ГОЛОДНАЯ ГУБА

Е.Г. Лаптева<sup>1</sup>, О.М. Корона<sup>1</sup>, Н.М. Николаева<sup>2</sup>, Hong-Chun Li<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, 620144, Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202;  
e-mail: lapteva@ipae.uran.ru, korona@ipae.uran.ru

<sup>2</sup>Ненецкий краеведческий музей, 166000, Ненецкий автономный округ, г. Нарьян-Мар, ул. Победы, 5;  
e-mail: nature@naomuseum.ru

<sup>3</sup>The NTUAMS Lab, Department of Geosciences, National Taiwan University, No 1, Sec. 4, Roosevelt Road, Taipei 106, Taiwan,; e-mail: hcli1960@ntu.edu.tw

С целью реконструкции природной среды Малоземельской тундры в голоцене проведено комплексное палеоботаническое изучение торфяных отложений в районе озера Голодная Губа (67°51'40" с.ш., 52°40'34" в.д.), расположенного между дельтой р. Печоры на востоке и Ненецкой грядой на западе, в 26 км к северу от Нарьян-Мара (Заполярный район Ненецкого автономного округа). В данной работе представлены результаты палинологического и палеокарпологического изучения разреза торфяника «у Черного ручья», мощность которого составила более 3 м. Возраст отложений установлен на основе пяти радиоуглеродных дат образцов торфа, полученных с помощью ускорительной масс-спектрометрии (AMS-даты).

После регрессии Баренцева моря в конце позднеледниковья и начале голоцена происходит формирование бассейна р. Печоры [1]. В начале раннего голоцена (до 9800 <sup>14</sup>С л.н.) в районе исследования существовал водоем со слабопроточной или стоячей водой, в котором обильно встречались роголистник погруженный (*Ceratophyllum demersum* L.), рдесты (*Potamogeton pectinatus* L. и *P. berchtoldii* Fieb.), уруть мутовчатая (*Myriophyllum verticillatum* L.) и водоросли (*Pediastrum* sp., *Botryococcus* sp., *Cyclotella meneghiniana*, *Cosmarium* sp.). По берегам водоема произрастали осоки (Сурегасеае), в том числе осока пузырчатая (*Carex vesicaria* L.), и вахта трехлистная (*Menyanthes trifoliata* L.). Доминировали ландшафты тундрового типа с ерниковыми зарослями (*Betula* sect. *Nanae*) и злаковниками (Роасеае).

Около 9800 <sup>14</sup>С л.н. началось заторфовывание берегов водоема, что подтверждает дата 9796±60 <sup>14</sup>С л.н. (NTUAMS-1183), полученная по торфу в подошве изученной толщи разреза с глубины 285–290 см. Хотя эта дата древнее имеющейся радиоуглеродной даты торфа из старичных отложений реки пра-Танюй 9440±100 <sup>14</sup>С л.н. (ЛГУ-1692) [1], обе они соответствуют второй половине предбореального периода голоцена [2]. В это же время происходит проникновение древесной березы в район исследования. В образце из подошвы торфяной залежи обнаружено большое количество крылаток

и пыльцы древовидных берез (*Betula* sect. *Albae*). Известно, что пыльца древесных берез распространяется на сотни километров [3], в то время как основная масса семян рассеивается в пределах 200 метров от источника, лишь единичные семена могут разноситься ветром до 1 км [4]. Можно предположить, что в районе оз. Голодная Губа около 9800 <sup>14</sup>С л.н. существовали березовые островки. Ранее по стволам берез в районе оз. Голодная Губа была получена дата 9280±100 <sup>14</sup>С л.н. [1], а южнее района исследования из разрезов «Мархида» по стволам берез получена серия радиоуглеродных дат 9990±100 (ЛГУ-391), 9900±110 (МГУ-276), 9110±60 (ЛГУ-554А), 9290±90 (ЛГУ-644) и 9310±60 (ЛГУ-552) <sup>14</sup>С л.н. [5]. Таким образом, наши данные не противоречат мнению, что около 9500 <sup>14</sup>С л.н. древовидная береза широко распространилась на севере Европейской части Российской Арктики [6]. В этом же образце также обнаружены единичные семена ели (*Picea obovata* Ledeb.), при этом доля пыльцы ели возрастает до 15%. Семена ели преимущественно рассеиваются ветром в пределах 200 м от стены леса, но водными потоками, как семена, так и пыльца могут распространяться на значительные расстояния. Вопрос о произрастании ели в окрестности озера Голодная Губа около 9000 лет пока открыт. По берегам водоема обильно произрастали осоки пузырчатая и двутычинковая (*Carex diandra* Schrank), вахта трехлистная. Началось формирование эвтрофных болот. В водоеме наблюдалось активное развитие водной макрофлоры, обильно встречались роголистник погруженный, рдесты гребенчатый, Берхтольда, альпийский (*Potamogeton alpinus* Balb.) и др., уруть мутовчатая, виды каулии (*Caulinia flrxilis* Willd. и *C. tenuissima* (A. Br. Ex Magnus) Tzvel.) и ряски (*Lemna minor* L. и *L. trisulca* L.).

В образцах торфа, датируемых бореальным периодом [2] согласно дате 8661±169 <sup>14</sup>С л.н. (NTUAMS-2267), полученной по торфу с глубины 260–265 см, помимо семян появляются хвоинки ели, что непосредственно указывает на произрастание этой древесной породы в районе исследования. Пыльца ели и древовидных берез преоблада-

ет в пыльцевых спектрах. Вероятно, на водоразделах произрастали еловые и березовые редколесья с развитым моховым покровом. Началось активное формирование мезотрофных болот в понижениях и по берегам водоема, поскольку в образцах практически исчезают макроостатки и пыльца макрофитов, а преобладают растительные остатки мезотрофных растений, таких как осоки, вахта трехлистная и сабельник болотный (*Cotmarum palustre* L.). Таким образом, в бореальном периоде произошло широкое распространение еловых и березовых лесных формаций в районе исследования. О широком распространении березы свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные даты по стволам березы из торфяных отложений в Малоземельской тундре от 8760±100 (LU-1788) до 8120±70 (LU-682) <sup>14</sup>C л.н. и Большеземельской тундре от 9190±70 (LU-684) до 8060±60 (LU-656) <sup>14</sup>C л.н. [6]. Для ели имеется лишь одна дата по древесине 8560±180 (LU-1499), соответствующая этому периоду, с Мыса Перевозного на берегу Баренцева моря [6]. Согласно исследованиям в дельте р. Печоры ель мигрировала в этот район около 8900 <sup>14</sup>C л.н. [7].

В атлантическом периоде и первой половине суббореального периода [2] на водоразделах в районе исследования существовали березняки и ельники таежного типа с участием папоротников в напочвенном покрове. О широком распространении лесных формаций в то время на севере Европейской части в Малоземельской и Большеземельской тундрах свидетельствуют многочисленные радиоуглеродные даты по стволам берез и ели [6]. Имеющиеся палинологические и палеокарпологические данные из разрезов в дельте р. Печоры и Большеземельской тундре также свидетельствуют о широком распространении таежных формаций вплоть до побережья Баренцева моря ([7–10] и др.). В образцах торфа разреза «у Черного ручья», датированных второй половиной атлантического периода, отмечены семена лиственницы (*Larix sibirica* Ledeb.). В это же время произошла смена гидрологического режима, начали формироваться олиготрофные болота. В образце торфа, для которого получена дата 6407±32 <sup>14</sup>C л.н. (NTUAMS-1182) с глубины 170–175 см, впервые зафиксированы остатки кустарничков (*Empetrum hermaphroditum* Hagerup) и сфагновые мхи. Остатки мезотрофных растений не отмечены.

Со второй половины суббореального периода [2] происходит формирование тундрового комплекса. В образце торфа на глубине 125–130 см, имеющего дату 3287±62 <sup>14</sup>C л.н. (NTUAMS-2265), резко снизилась доля пыльцы деревьев, макроостатки древесных растений не обнаружены. Подобные явления отмечены и в разрезах дельты р. Печоры ([7,9,10] и др.). Формировались верховые болота с доминированием олиготрофных растений, преимущественно верескообразных кустарничков и сфагновых мхов. Северная граница древесных пород существенно сместилась к югу.

В образцах торфа, датированных серединой субатлантического периода [2] согласно дате 1786±34 <sup>14</sup>C л.н. (NTUAMS-2266) с глубины 60–65 см, зафиксировано кратковременное резкое увеличение доли пыльцы ели и березы до 20%. Обнаружены фрагменты листьев *Betula* sect. *Albae*. Это может свидетельствовать о повторном восстановлении еловых и березовых формаций в средневековый климатический оптимум.

В настоящее время в окрестностях оз. Голодная Губа доминируют южные кустарниковые (ерниковые и ивняковые) тундры, которые, согласно геоботаническому районированию, относятся к Малоземельско-Западно-Большеземельском округу Восточноевропейской подпровинции Европейско-Западносибирской тундровой провинции [11]. На водоразделах встречаются единичные еловые (*Picea obovata*) и березовые островки (*Betula tortuosa* Ledeb.) среди тундровой растительности. Анализ современной флоры района оз. Голодная Губа показал, что доля бореальных видов составляет более 48%, в то время как арктических видов, включая гипоарктические, – менее 27% [12].

Таким образом, полученные палеоботанические данные характеризуют динамику растительности в районе оз. Голодная губа за голоценовый период. В начале голоцена в район озера проникла древесная береза. Позднее, во второй половине предбореального периода, появилась ель и вместе с березой стала формировать островки древесной растительности среди тундровых сообществ. В начале бореального периода ель широко распространилась, формируя формации таежного облика, существовавшие, примерно, до середины суббореального периода. Позднее лесные формации резко сократились, широко распространились разнообразные тундровые сообщества, формируя современный тундровый ландшафт окрестностей оз. Голодная Губа. Возможно, в средневековый климатический оптимум произошло кратковременное повторное распространение лесных формаций, островки которых встречаются на водоразделах до настоящего времени.

### Литература

1. Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). М.: б. и., 2012. 191 с.
2. Хогинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 39–45.
3. Гричук В.П. Растительность русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Труды Института географии. 1950. Вып. 46. С. 5–202.
4. Денисов С.А. Березняки Среднего Поволжья (биология, экология и комплексное хозяйство в березняках из *B. pendula* Roth и *B. pubescens* Ehrh.) Автореф. дис. доктора с.-х. наук, Йошкар-Ола, 1999.
5. Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-

востоке Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 37–52.

6. Kremenetski C.V., Sulerzhitsky L.D., Hantemirov R. Holocene History of the Northern Range Limits of some Trees and Shrubs in Russia // Arctic and Alpine research. 1998. V. 30. N. 4. P. 317–333.

7. Välranta M., Kaakinen A., Kuhry P. Holocene climate and landscape evolution East of Pechora Delta, East-European Russian Arctic // Quaternary Research. 2003. V. 59. P. 335–344.

8. Болиховская Н.С., Болиховский В.Ф., Климанов В.А. Климатические и криогенные факторы развития торфяников европейского северо-востока СССР в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. М.: Институт географии АН СССР, 1988. С. 36–43.

9. Левашенко Д.В., Малясова Е.С. Климатический оптимум голоцена в дельте Печоры // Известия РАН. Сер. Географическая. 2007. № 4. С. 125–132.

10. Kaakinen A., Eronen M. Holocene pollen stratigraphy indicating climatic and tree-line changes derived from a peat section at Ortino, in the Pechora lowland, northern Russia // The Holocene. 2000. 10-4. P. 611–620.

11. Александрова В.Д., Юрковская Т.К. (отв. ред.) Геоботаническое районирование Нечерноземья Европейской части РСФСР. Л.: Наука, 1989. 64 с.

12. Николаева Н.М. Растительность и флора сосудистых растений окрестностей озера Голодная Губа // Озеро Голодная Губа. Заказник «Нижнепечорский». Нарьян-Мар: ГБУК «Ненецкий краеведческий музей», 2013. С. 15–21.

## ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ СОСТОЯНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ ИШИМСКОЙ РАВНИНЫ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Н.С. Ларина<sup>1</sup>, С.И. Ларин<sup>1</sup>, А.Н. Меньщиков<sup>1</sup>, Milad Kurdi<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Тюменский государственный университет; г. Тюмень, ул. Володарского, 6; e-mail: nslarina@yandex.ru

<sup>2</sup>Amirkabir University, Department of Mining & Metallurgical Engineering, Tehran Polytechnic, Iran

Актуальность вопросов оценки состояния окружающей среды и климатических условий в прошлом становится все выше, так как их решение позволит установить механизмы и динамику их изменения, а значит, сделает более достоверными прогнозы возможных изменений в будущем. Одним из немногочисленных объектов окружающей среды, позволяющих получать такую информацию, являются верховые торфяники, химический состав которых формируется преимущественно за счет поступления элементов из атмосферы [1,2]. Данная особенность формирования торфяной залежи верхового типа позволяет использовать послойный химический анализ торфа для восстановления геохимической обстановки в прошлом. Радиоуглеродное датирование образ-

цов позволяет привязать происходящие изменения к геохронологической шкале.

В данной работе рассматриваются некоторые геохимические особенности двух верховых торфяников, расположенных в Омской области в 15 км от д. Камчатка Крутинского района (Горчанский рям) и в Казанском районе Тюменской области, примерно в 7 км к юго-западу от с. Дальнее Травное (болото Рямок). Отбор проб производился методом открытой шурфовки в центральной части торфяников. Общая мощность торфа в Горчанском ряме, измеренная по стенке шурфа, составляет 414 см. Максимальная мощность торфа в разрезе болота Рямок 185 см. Несмотря на значительное различие в мощностях торфяных залежей, формирование торфяника Горчанский рям началось около

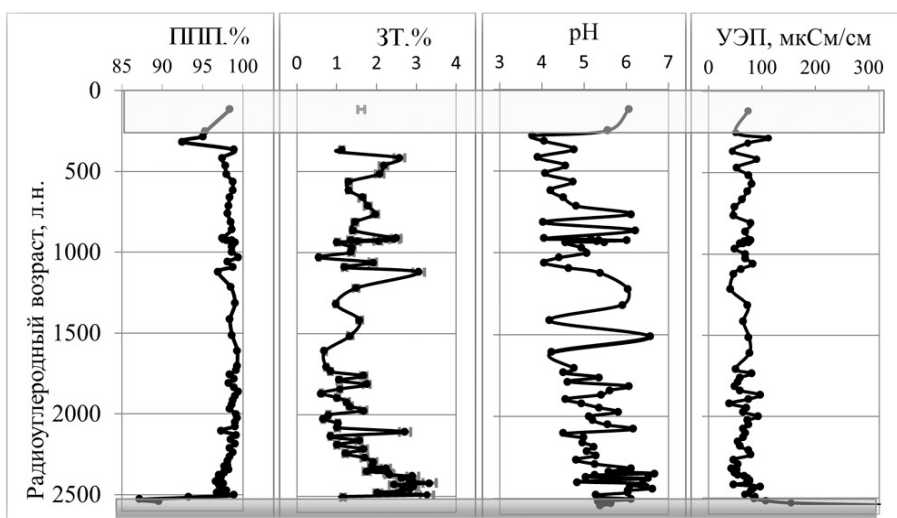


Рис. 1. Распределение содержания органического вещества (ППП), зольности, pH и УЭП по глубине разреза Горчанского ряма.

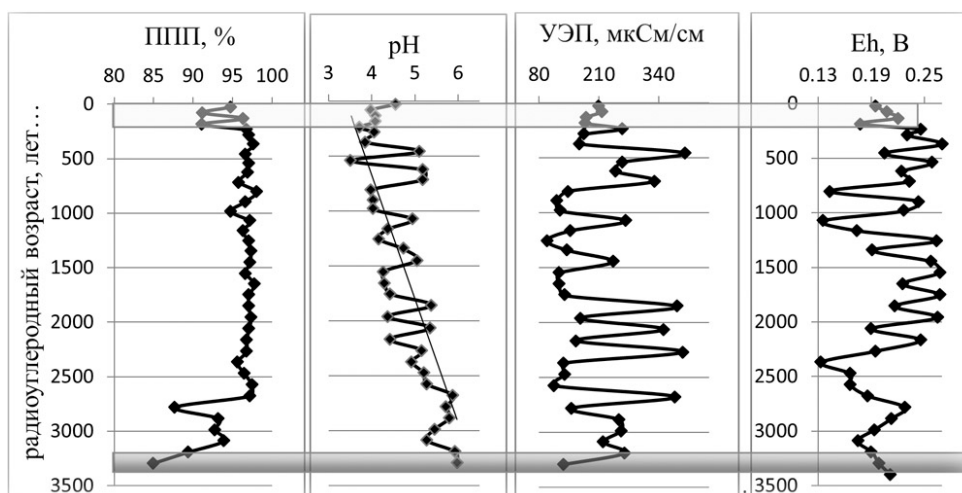


Рис. 2. Распределение ППП, рН, электропроводности, Eh в водной вытяжке по разрезу торфяной залежи болота Рямок.

2500 л.н., а болота Рямок – около 3300 л.н. Изученные ранее верховые торфяники, расположенные на Ишимской равнине [3–5], имели более древнее происхождение (около 5000 л.н.). Это может свидетельствовать о повторном резком изменении климатических условий, приведшем к заболачиванию еще одной группы древних озер в более поздний период (2500–3500 л.н.).

Из разреза Горчанского рьяма было отобрано 12 образцов, из разреза болота Рямок – 7 образцов торфа и древесины для радиоуглеродного анализа. Полученные даты были использованы для привязки геохимических данных по разрезу к периоду их формирования.

Для изучения условий формирования исследуемых торфяников был проведен послойный геохимический анализ образцов, отобранных с шагом 5 см. Определение геохимических показателей проводили по стандартным методикам [6,7].

Характер распределения некоторых общих показателей представлены на рис. 1 и 2.

Анализ полученных зависимостей позволил выявить ряд закономерностей в формировании торфяных залежей, их сходство и различие, на основании которых можно выделить в каждой залежи характерные слои. Средние значения показателей и интервалы их изменений приведены в табл. 1 и 2 для каждого из выделенных горизонтов.

Таким образом, определение основных геохимических характеристик делает возможным проведение геохимической классификации слоев торфа, позволяющей уточнить стратиграфическое описание торфяников. Было выявлено наличие изменчивости геохимических показателей и содержания макро- и микроэлементов с увеличением возраста залегания торфа, обусловленную саморазвитием торфяников, влиянием климатических условий и экологического состояния атмосферы. Анализ распределения геохимических показателей показал наличие ряда геохимических барьеров, формирование которых обусловлено окислительно-восстановительными, кислотно-основными и климатическими условиями.

Таблица 1. Средние значения и интервал изменения основных геохимических показателей в Горчанском рьяме

Показатель Возраст	Количество образцов, n	ЗТ, %	рН	УЭП, мкСм/см	ППП, %
0–2550	77	$\frac{1,7 \pm 0,2}{0,6 \div 3,3}$	$\frac{5,25 \pm 1,74}{3,77 \div 6,67}$	$\frac{72 \pm 3}{40 \div 322}$	$\frac{97,8 \pm 0,5}{87,3 \div 99,5}$
0–320	4	$\frac{2,0 \pm 0,7}{1,1 \div 2,6}$	$\frac{4,87 \pm 1,80}{3,77 \div 6,08}$	$\frac{78 \pm 40}{51 \div 112}$	$\frac{95,3 \pm 3,9}{92,4 \div 98,4}$
320–2250	49	$\frac{1,4 \pm 0,2}{0,6 \div 3,1}$	$\frac{5,00 \pm 0,19}{3,91 \div 6,21}$	$\frac{67 \pm 4}{40 \div 96}$	$\frac{98,5 \pm 0,2}{96,9 \div 99,5}$
2250–2380	10	$\frac{2,0 \pm 0,4}{1,1 \div 2,9}$	$\frac{5,66 \pm 0,45}{4,80 \div 6,67}$	$\frac{57 \pm 9}{44 \div 80}$	$\frac{98,0 \pm 0,3}{97,1 \div 98,8}$
2380–2500	10	$\frac{2,8 \pm 0,2}{2,4 \div 3,3}$	$\frac{5,87 \pm 0,41}{4,84 \div 6,61}$	$\frac{77 \pm 9}{47 \div 98}$	$\frac{97,2 \pm 0,3}{96,7 \div 98,0}$
2500–2550	4	$\frac{2,3 \pm 0,9}{1,2 \div 3,3}$	$\frac{5,625 \pm 0,57}{5,34 \div 6,13}$	$\frac{167 \pm 171}{85 \div 322}$	$\frac{92,2 \pm 5,1}{87,3 \div 98,8}$

**Таблица 2.** Средние значения и интервал изменения основных геохимических показателей в торфянике Рямок

Показатель Возраст	Количество образцов, <i>n</i>	ЗТ, %	pH	УЭП, мкСм/см	ППП, %
0-3330	37	$4,6 \pm 1,0$ 2,0 ÷ 15,0	$4,76 \pm 0,23$ 3,53 ÷ 5,98	$211 \pm 29$ 96 ÷ 397	$95,4 \pm 1,0$ 85,0 ÷ 98,0
0-250	4	$6,6 \pm 4,1$ 3,7 ÷ 8,9	$4,19 \pm 0,41$ 3,99 ÷ 4,56	$198 \pm 19$ 180 ÷ 218	$93,4 \pm 4,1$ 91,1 ÷ 96,3
250-2700	27	$3,1 \pm 0,3$ 2,0 ÷ 5,2	$4,63 \pm 0,24$ 3,53 ÷ 5,89	$212 \pm 40$ 97 ÷ 397	$97,0 \pm 2,296$ ,9 ÷ 99,5
2700-3100	4	$8,1 \pm 4,5$ 6,1 ÷ 12,3	$5,57 \pm 0,39$ 5,28 ÷ 5,80	$221 \pm 79$ 151 ÷ 259	$91,9 \pm 4,5$ 87,7 ÷ 93,9
3100-3300	2	$12,8 \pm 9,5$ 10,6 ÷ 15,0	$5,96 \pm 0,11$ 5,93 ÷ 5,98	$199 \pm 94$ 133 ÷ 266	$87,2 \pm 9,5$ 85,0 ÷ 89,4

### Литература

1. Shotyk W., Weiss D., Heisterkamp M., Cheburkin A. K. New peat bog record of atmospheric lead pollution in Switzerland: Pb concentrations, enrichment factors, isotopic composition, and organolead species. *Environmental Science and Technology*. 2002. N 18. P. 3893–3900.
2. Ефремова Т.Т. Биогеохимия Fe, Mn, Cr, Ni, Co, Ti, V, Mo, Ta, W, U в низинном торфянике на междуречье Оби и Томи / Ефремова Т.Т., Ефремов С.П., Куценогий К.П. // *Почвоведение*. 2003. №5. С.557–567.
3. Ларина Н.С., Ларин С.И., Заботина О.Н. Динамика изменения содержания тяжелых металлов в верховых торфяниках юга Тюменской области // *Успехи естествознания*. 2004. №10. С.132–135.
4. Ларина Н.С., Ларин С. И., Меркушина Г. А. Накоп-

ление химических элементов в верховых торфяниках подтаежного Зауралья в голоцене// *Почвоведение*. 2014. №7. С.812–823.

5. Ларина Н.С., Ларин С.И., Моисеенко Т.И. Геохимическая дифференциация профиля торфяной залежи в индикации условий ее формирования в голоцене//*Геохимия*, 2013. №2. С. 145–155.
6. Ларина Н.С., Катанаева В.Г., Ларина Н.В. Практикум по химико-экологическому мониторингу окружающей среды. Шадринск: Изд-во ПО «Исеть», 2007. 389 с.
7. Комплексное гидрохимическое и биологическое исследование качества вод и состояния водных и околоводных систем: Методическое руководство. Ч. 1. Полевые исследования // Под общ. ред. Т.И. Моисеенко. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 2011. 128 с.

## ДИНАМИКА ОЗЕРНЫХ ЭКОСИСТЕМ: ИЗМЕНЕНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВОК ПО ДАННЫМ ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗА

А.В. Лудикова

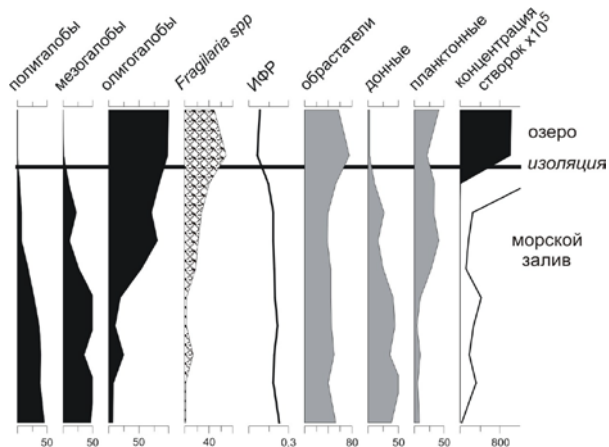
*Институт озероведения РАН, 196105, Санкт-Петербург, ул. Севастьянова, 9;  
e-mail: ellerbeckia@yandex.ru*

Важным фактором смены седиментационных обстановок являются резкие неперIODические изменения уровня воды в озерной котловине, которые могут быть обусловлены как природными процессами, так и антропогенным воздействием. В результате происходит трансформация гидродинамических, гидрохимических и гидробиологических процессов, сопровождающаяся изменением соотношения аллохтонного и автохтонного материала, минерального и органического вещества, осаждающихся на дне водоема. Указанные процессы находят отражение в составе диатомовых комплексов, аккумулирующихся в донных осадках.

Применение диатомового анализа при изучении изменений уровня озер в связи с изоляцией от морских и крупных пресноводных бассейнов, а также природно-климатическими процессами, позволило выявить определенные закономерности изменения состава диатомовых комплексов, соотношения экологических групп диатомей, общего содержания створок диатомовых водорослей в донных осадках, сопровождающих смену условий

осадконакопления. В основу работу положены авторские результаты исследований колонок донных отложений малых озер Арктики и Субарктики (Гренландия, Кольский полуостров, полуостров Канин, побережье и острова Белого моря), Ленинградской, Новгородской, Тверской и Московской областей, а также двух крупнейших озер европейской части РФ – Ладожского и Онежского.

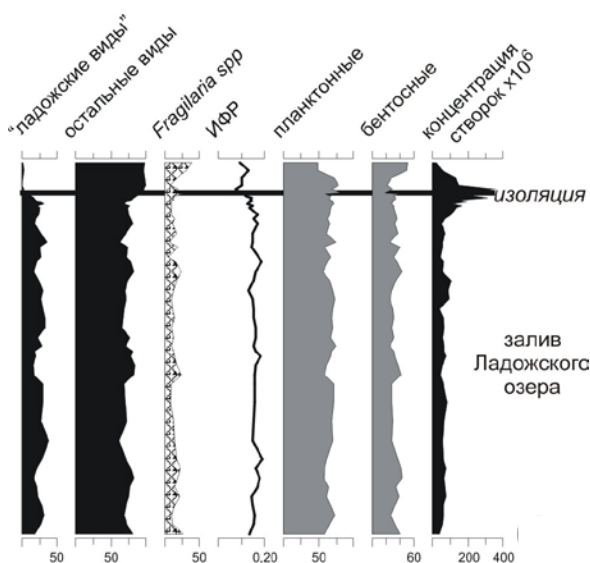
Для малых озер, в прошлом являвшихся морскими заливами, смена условий осадконакопления на этапе изоляции от морского бассейна, характеризуется, в первую очередь, изменением соотношения видов-индикаторов солености. Отмечаемое в ходе изоляции формирование моно- и олигодоминантных диатомовых комплексов связано с массовым развитием диатомей *Fragilaria* spp, что характерно для озерных бассейнов на этапе изоляции от моря и в начале самостоятельного этапа развития. Кроме того, морская сублитораль, очевидно, обеспечивает большее разнообразие местообитаний, что обуславливает более высокое флористическое разнообразие на этапе морского



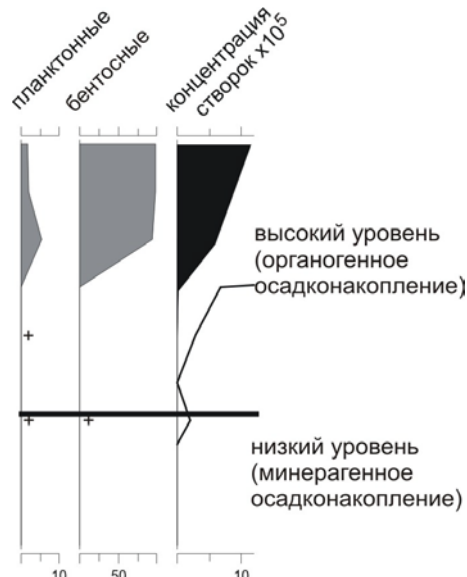
**Рис. 1.** Диатомовая диаграмма оз. Святого (о. Большой Соловецкий, Белое море). Здесь и далее ИФР – индекс флористического разнообразия.

осадконакопления (рис. 1). Уменьшение глубины, изменение гидрохимических, гидробиологических и других показателей в результате изоляции от морского бассейна влечет за собой изменение условий местообитания диатомей и, как следствие, соотношения экологических групп по способу существования (обрастатели / донные, планктонные / бентосные). Переход к осадконакоплению за счет преимущественно автохтонного вещества ведет к увеличению концентрации створок в отложениях изоляционного и особенно в начале постизоляционного этапа.

Изменения уровня ряда малых озер рассматриваемой выборки связаны с изоляцией от крупных пресноводных бассейнов. В этом случае смена условий осадконакопления находит отражение в исчезновении из состава диатомовых комплексов видов-обитателей крупных глубоководных озер (рис. 2). За счет массового расцвета диатомей, адаптированных к быстро меняющимся в ходе изоляции условиям (*Fragilaria* spp) уменьшается



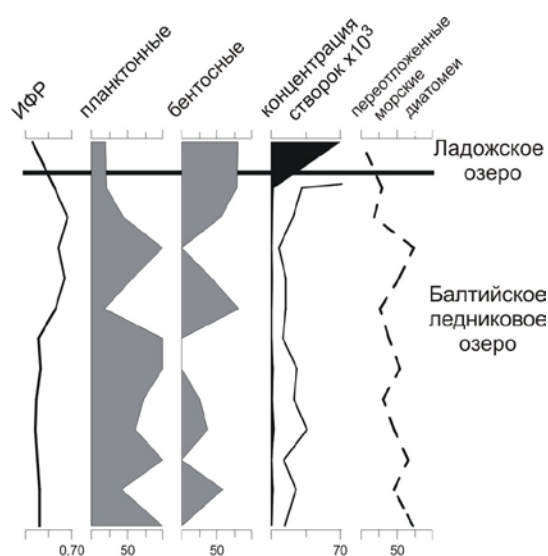
**Рис. 2.** Диатомовая диаграмма оз. Узлового (Карельский перешеек).



**Рис. 3.** Диатомовая диаграмма оз. Белого (о. Хачин, оз. Селигер)

флористическое разнообразие, образуются моно- и олигодоминантные диатомовые комплексы. В зависимости от специфики условий изолированного водоема, в первую очередь, его морфометрии и гидрохимии, изменяется соотношение экологических групп (по местообитанию, отношению к рН, трофности). Концентрация створок характеризуется разнонаправленными изменениями (направленность обусловлена различиями в продуктивности на пред- и постизоляционном этапах, интенсивностью терригенного разбавления, сопровождающего падение уровня и изоляцию, и т.д.).

В малых водоемах, не связанных в прошлом с крупными пресноводными бассейнами, изменения уровня, обусловленные различными природно-климатическими причинами, фиксируются, как правило, увеличением доли бентосных видов в периоды уменьшения глубины, что связано с увеличением площади мелководной зоны и доступ-



**Рис. 4.** Диатомовая диаграмма Ладожского озера (станция 304).

ности субстрата для колонизации. Активизация эрозионных процессов в результате понижения уровня может приводить к увеличению роли терригенного разбавления и сокращению содержания створок в осадках (рис. 3).

Этапы увеличения обводненности, в свою очередь, характеризуются повышением содержания планктонных видов и ростом концентрации диатомей в донных отложениях.

Смена седиментационных условий в крупнейших озерах европейской части России – Онежском и Ладожском в позднем плейстоцене – на рубеже плейстоцена-голоцена обусловлена спуском занимавших их котловины крупных приледниковых бассейнов – Балтийского ледникового озера и Онежского приледникового озера.

Эти события маркируются увеличением концентрации створок в донных осадках вследствие уменьшения потока аллохтонного минерального материала, повышения продуктивности водоема, и т.д. В менее глубоководных участках отмечается изменение соотношения планктонных и бентосных видов (рис. 4). В удаленных от берега участках резко сокращается, вплоть до полного исчезновения из состава диатомовых комплексов, содержание переотложенных (морских) диатомей.

Выявленные закономерности могут быть использованы в реконструкциях изменений уровня озер, для характеристики обстановок осадконакопления, соответствующих периодам увеличения и уменьшения глубины водоема.

## **ЭВОЛЮЦИЯ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ЗАПОВЕДНИКА «БАСЕГИ» В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ЗАПАДНЫЙ МАКРОСКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА)**

**О.А. Лузянина, Н.О. Ковалева**

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, факультет почвоведения, кафедра географии почв, лаборатория экологического почвоведения, e-mail: luzoksana@mail.ru

Региональным источником палеоклиматической информации могут служить почвы горных регионов, как наиболее чувствительные к климатическим изменениям. Единого мнения у геоморфологов о границе последнего оледенения на Урале нет, имеющаяся информация противоречива – существует около 20 вариантов проведения максимальной границы, все они сосредоточены на Среднем Урале и попадают на заповедник «Басеги». Существующие палеоклиматические и палеоландшафтные реконструкции территории Среднего Урала в разные периоды голоцена показали миграцию леса вверх и вниз по склону. На западном склоне Среднего Урала доминировала темнохвойная тайга, на восточном – светлохвойная. Хуже всего палеоклиматической информацией обеспечен, как ни странно, период позднего голоцена; нет информации об эволюции почв региона для всего голоцена. Поэтому этот район стал объектом наших исследований как наименее изученная часть Урала в палеогеографическом и палеопочвенном отношении.

Заповедник «Басеги» располагается в пределах западного макросклона средней части Уральского хребта. На хребте Басеги выражены: горно-лесной, подгольцовый (субальпийский), горно-тундровый высотно-растительные пояса.

Для детального изучения почвенного покрова нами были заложены катены на всех макросклонах г. Северный Басег. В общей сложности, на горе был заложен 41 разрез в горно-тундровом, подгольцовом (субальпийском) и горно-лесном поясах.

В целом, дифференциация почвенного покрова заповедника определяется законом верти-

кальной зональности: 1) буроземы на высоте 300–700 м н.у.м.; 2) серогумусовые на высоте 600–800 м н.у.м.; 3) литоземы на высоте 800–900 м н.у.м., на вершине горы – петроземы и подбурсы. Закон вертикальной зональности корректируется крутизной и экспозицией склонов. Высота верхней границы распространения буроземов на склоне северной экспозиции составила 450 м н.у.м., на южном – 655 м н.у.м., а западном и восточном – 600 м н.у.м..

Существенным фактором дифференциации почвенного покрова является также характер распада последнего оледенения и разновозрастность террасовых уровней горной долины. Так, наблюдается мозаичность почвенного покрова в верхней части южного склона на высоте 800–900 м н.у.м. – здесь образовался комплекс буроземов, совершенно не характерных для этого высотного пояса. В обсуждаемой части склонов наблюдается чередование лесных и луговых ландшафтов, связанное, вероятно, с миграцией лесного пояса в течение голоцена вверх и вниз по склону.

Слабая вертикальная дифференциация почвенных профилей как буроземов, так и луговых почв затрудняет диагностику реликтовых признаков и погребенных горизонтов. Лишь потемнение окраски и наличие рыхлой комковатой структуры в средней части разрезов обнаруживают следы былых гумусовых горизонтов.

Почвы хребта Басеги характеризуются сильнокислой реакцией среды: величины  $pH_{kcl}$  колеблются от 3 до 4. Величины гидролитической кислотности, в среднем, около 20 мг-экв./100 г. Сумма обменных оснований колеблется в пределах не более 20 мг-экв./100 г. Почвы грубогумусовые, с





**Рис. 1.** Оценка интенсивности выветривания почв г. Северный Басег.

содержанием органического углерода – до 10 %, характер гумусового профиля – регрессивно-аккумулятивный; в почвах экотонов – бимодальное, связанное с накоплением гумуса в прошлом.

Данные валового анализа подтверждают, что признаков подзолистых процессов нет. По различным коэффициентам выветривания ясно выделяется в ландшафте зона бифуркации, по Трифионовой [1] – межгорная седловина под лугами в нижней части южного склона: здесь экспонированы эродированные палеопочвы со стирающей или наложенной записью информации, отражающие экзогенез прошлых холодных, влажных периодов, вероятно позднеголоценового оледенения стадии эггесен. Индекс CIA в этих почвах ниже остальных – около 70 (р. 29, 28, 27).

Высокие значения индекса химического выветривания – CIA с 80 до 84, отношения Rb/Sr с 0,7 до 1,2, а также высокие показатели  $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O+MgO)$  – отмечены для почв верхней части склона – фандов (р. 32, 30), по Трифионовой [1], что вероятно обнаруживает отложения малого ледникового периода стадии фернау.

Разновозрастность ландшафтов заповедника подтверждают и другие индексы выветривания, рассчитанные по Kronenberg, Nesbitt [2] (рис. 1). Самыми древними, по величинам данных индексов, оказались снова почвы верхней части склонов (р. 32) или фандов, видимо, приуроченные к отложениям большего возраста.

Отложения гляциальной стадии эггесен, вызвавшее возрождение ледников около 2500 л.н. [3], можно предположительно выделить в межгорной седловине под луговинами – р. 28, 29.

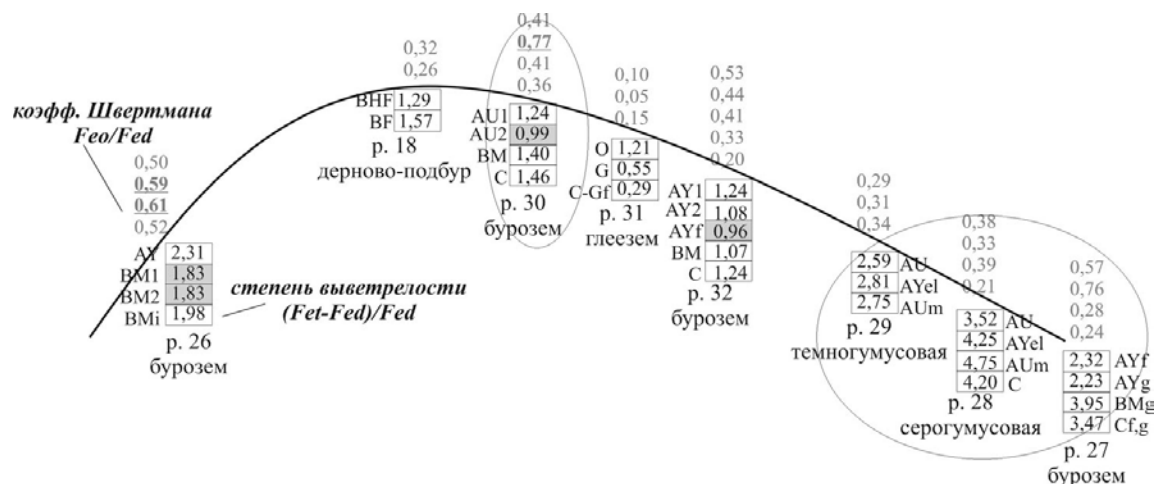
Возраст почв под субальпийскими лугами и буроземов на верхней границе субальпийского пояса составляет  $1300 \pm 90 - 1440 \pm 70$  л.н., формирование их приурочено к средневековому климатическому оптимуму. Разновозрастность подтвердилась рассчитанными коэффициентами: вышерасположенные ландшафты оказались древнее аккумулятивных.

Отложения малого ледникового периода оставили свои следы на высоте 755 м н.у.м., на них сформировались более молодые глеевые почвы – р. 31.

Следует отметить, что по степени выветрелости (Fet-Fed)/Fed) в почвах под лугами межгорной седловины количество силикатных соединений железа в 2–4 раза превышает содержание несиликатных форм, что вновь свидетельствует о молодости почв этой группы (рис. 2). Наиболее выветрелыми горизонтами оказались гумусовые горизонты в буроземах на фандах (р. 30, 32).

Критерий Швертмана (Feo/Fed) подтверждает молодость отложений почв под лугами межгорной седловины (р. 28, 29). По высоким величинам коэффициента Швертмана обращает на себя внимание гумусовый горизонт бурозема на фандах (р. 30), вероятно, сформовавшийся в более гидроморфных условиях позднего голоцена.

Таким образом, было обнаружено, что почвы нижних аккумулятивных частей склонов по степени выветрелости моложе почв вышерасположенных ландшафтов фандов. Следовательно, позд-



**Рис. 2.** Группировка почв в пространстве по критерию Швертмана (Feo/Fed) и степени выветрелости почвы (Fet-Fed)/Fed.

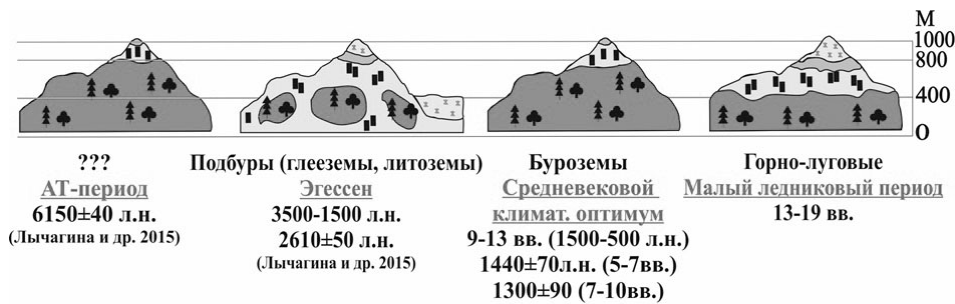


Рис. 3. Палеоэкологическая реконструкция позднего голоцена Среднего Урала.

неголоценовые оледенения носили долинный характер, а структура почвенного покрова определяется характером распада горного оледенения.

Определение возраста реликтовых горизонтов почв обнаружило, что процесс интенсивного буроземообразования на Среднем Урале активно протекал около 1300–1400 л.н. При этом почвы на фандах, в силу долинного характера оледенения, оказались закономерно старше – 1440±70 л.н. (Ki-18778) (р. 30), – так как верхние части склонов, видимо, не покрывались позднеголоценовыми ледниками. Более тяжелый изотопный состав датированного горизонта бурозема, возраст которого 1440±70 лет – 24,4 % соответствует периоду средневекового климатического оптимума, климат которого был близок к современному. Сходные цифры возраста буроземов (1400 лет) – получены для территории Северного Кавказа [4].

Почвы гидроморфной луговины, расположенной в межгорной седловине, немного моложе – 1300±90 л.н. (Ki-18779) (р. 29). По всей видимости, этот период стал эпохой почвообразования, пришедшей на смену последней волне неогляциального похолодания стадии эгессен. Значительная мощность датированного горизонта и изотопный состав около –25,2 %; в других почвах – это высокие значения отношения Сгк/Сфк (р. 10), высокое содержание илистой фракции (р. 10), снижение доли щебнистого материала (р. 15) – диагностируют эпоху активизации гумусо- и почвообразования.

В свою очередь датированные горизонты перекрыты более молодой толщей малого ледникового периода стадии фернау, последовавшего сразу за средневековым оптимумом на Урале. Облегчение изотопного состава почв до –26–27% в этих горизонтах (р. 30, 29, 10), пики содержания щебня (р. 30, 15) и максимальная подвижность соединений железа (р. 30, 15), низкие показатели магнит-

ной восприимчивости (р. 10) маркируют активизацию экзогенных процессов прохладного и влажного периода.

Итак, на основе комплекса полученных данных выделить следующие стадии развития почв Среднего Урала в позднем голоцене (рис. 3).

1. Подтвердилась гипотеза о холодном климатическом эпизоде позднего голоцена (3500–1500 л.н.). На фоне горно-долинного оледенения происходила деградация границы леса; педогенез был подавлен экзогенезом. Почвенный покров представлен вероятно подбурами, глееземами и литоземами.

2. В период средневекового оптимума (1500–500 л.н.) установлено активное буроземообразование. Следы буроземов сохранились в свойствах современных луговых почв. Следовательно, граница леса располагалась выше.

3. В эпоху малого ледникового периода (13–19 вв.) понижается граница лесного пояса (на 200 м вниз по склону), горно-луговой процесс почвообразования накладывается на профиль буроземов.

В современный климатический период наблюдается тенденция на повышение границы леса, вероятно, снова наступление буроземообразования на склонах хребта Басеги.

#### Литература

1. Трифонова Т.А. Формирование почвенного покрова гор: геосистемный аспект // Почвоведение. – 1999. – № 2. – С. 174–181.
2. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М.: Научный мир. – 1999. – 272 с.
3. Kronberg B.I., Nesbitt H.W. Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility // Journal of Soil Science. – 1981. – № 32. – P. 453–459.
4. Ковалева Н.О. Горные почвы Евразии как палеоклиматический архив позднеледниковья и голоцена: Автореф... дис. докт. биол. наук. – М., 2009. – 49 с.

## К ВОПРОСУ ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА В ПОЧВАХ КАК ИНДИКАТОРА ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И РАСТИТЕЛЬНОСТИ

М.И. Макаров<sup>1</sup>, Т.И. Малышева<sup>1</sup>, И.С. Бузин<sup>1</sup>, М.Н. Маслов<sup>1</sup>, А.В. Тиунов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; e-mail: mmakarov@soil.msu.ru

<sup>2</sup>Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва; e-mail: a\_tiuov@mail.ru

Изучение изотопного состава биогенных элементов находит все более широкое применение

в почвенных и экологических исследованиях. В частности, соотношение стабильных изотопов

углерода ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) в почве часто используют в работах по реконструкции состава растительности и климата. Такая возможность связана с существованием разных типов фотосинтеза, в результате чего формируется органическое вещество, различающееся по изотопному составу углерода ( $\Delta\delta^{13}\text{C} \approx 14\text{‰}$ ), и с определенной связью между преобладанием в фитоценозе растений с данным типом фотосинтеза и климатом. Поскольку изотопный состав углерода органического вещества, синтезированного растениями, в последующих процессах трансформации растительных остатков и гумификации изменяется несильно, то предоставляется возможность определить, какой именно тип фотосинтеза доминировал при формировании почвенного гумуса.

Однако часто выводы об участии растений с разным типом фотосинтеза в формировании органического вещества почв основываются на незначительных (не более 2–4‰) изменениях  $\delta^{13}\text{C}$  в почвенном профиле [1]. В то же время, подобные и даже большие вариации могут наблюдаться среди растений одного типа фотосинтеза (отличие  $\delta^{13}\text{C}$  на 5–6‰ явление очень распространенное). Они могут быть обусловлены генетическими особенностями растений и влиянием факторов окружающей среды [2]. Кроме того, изменения  $\delta^{13}\text{C}$  органического вещества почвы в таком диапазоне могут контролироваться процессами его гумификации и миграции в почвенном профиле [3].

Основные факторы внешней среды, способные оказать влияние на изотопный состав углерода растений посредством регулирования эффективности фотосинтеза через изменение 1) газообмена между растением и атмосферой и 2) активности ферментной системы фотосинтеза обобщены в работе [2]. Главные из таких факторов – это водный и осмотический стрессы, доступность элементов минерального питания, изменение температуры и парциального давления  $\text{CO}_2$ .

Другой механизм влияния на изотопный состав углерода растений – это изменение  $\delta^{13}\text{C}\text{-CO}_2$  атмосферного воздуха. Такое изменение (уменьшение) наблюдается при участии в процессе фотосинтеза значительной доли респираторного  $\text{CO}_2$ , обедненного изотопом  $^{13}\text{C}$ , а также вследствие эффекта Зюсса – постепенного смещения изотопного отношения  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в  $\text{CO}_2$  атмосферы в сторону легкого изотопа в связи с поступлением в атмосферу все большего количества  $\text{CO}_2$ , образующегося при сжигании ископаемого топлива [2].

Причины изменения изотопного состава углерода органического вещества в разных почвах и в отдельных почвенных горизонтах также разнообразны. Среди наиболее обсуждаемых можно упомянуть 1) фракционирование в процессе микробного метаболизма, когда из почвы удаляется в составе  $\text{CO}_2$  преимущественно более легкий изотоп  $^{12}\text{C}$ , при этом в процессе гумификации происходит прогрессивное увеличение доли микробно-

го углерода, обогащенного  $^{13}\text{C}$  [4], 2) перераспределение отдельных органических продуктов фотосинтеза и их дериватов (гидрофильные углеводы обогащены, а гидрофобные липиды обеднены изотопом  $^{13}\text{C}$  [5], 3) относительное обогащение изотопом  $^{13}\text{C}$  углерода органического вещества способных к миграции тонких коллоидов [6], 4) более тяжелый изотопный состав углерода корней в сравнении с надземной частью растений [4,6].

Чтобы убедиться в сложности, возникающей при интерпретации изотопных данных, мы проанализировали, как сильно варьирует  $\delta^{13}\text{C}$  среди растений одного сообщества, а также у одного вида, произрастающего в разных сообществах. Именно такие вариации широко распространены в природе и должны в первую очередь характеризовать возникающие тренды изменения состава фитоценозов и условий обитания растений. В качестве объекта исследования послужили фитоценозы четырех горно-тундровых экосистем Хибин в пределах геоморфолого-геохимического профиля. Объекты включали кустарничково-лишайниковую пустошь (КЛП), приуроченную к наиболее автоморфным элементам, кустарниковую пустошь или ерниковое сообщество (КП) в автоморфно-транзитных позициях, разнотравно-злаковый луг (РЗЛ) в транзитно-аккумулятивных позициях и злаково-осоковый луг (ЗОЛ) в аккумулятивных. Максимальное расстояние между сообществами не превышало 80 метров, а превышение 8 метров. Выбор видов растений для исследования в каждом сообществе, основан на доминировании и на одновременной встречаемости в разных сообществах.

Для этой системы фитоценозов показано, что варьирование  $\delta^{13}\text{C}$  в пределах каждого растительного сообщества составляет примерно 4‰, изменяясь от  $-31 \div -32\text{‰}$  до  $-27 \div -28\text{‰}$  (рис. 1). При этом наименьшие значения характерны не только для кустарника (*Betula nana*) и кустарничков (*Vaccinium* sps.), но и для трав (*Bartsia alpina*, *Solidago virgaurea*, *Anthoxanthum odoratum*). Для индивидуальных видов, произрастающих в разных сообществах, выявлена четкая закономерность – утяжеление изотопного состава углерода (на 1–2‰) в растениях, произрастающих в более автоморфных местообитаниях (рис. 1).

Таким образом, в условиях, не отличающихся большой контрастностью гидротермического режима, изменение которого определяется локальным перераспределением тепла и влаги по элементам мезорельефа, изотопный состав углерода растений оказывается чутким индикатором таких различий. Наиболее вероятной причиной увеличения  $\delta^{13}\text{C}$  растений на положительных элементах мезорельефа является их меньшая обеспеченность водой, что уменьшает устьичную проводимость  $\text{CO}_2$  и повышает эффективность фотосинтеза (уменьшает фракционирование изотопов). Значение факторов, способных влиять на ферментную

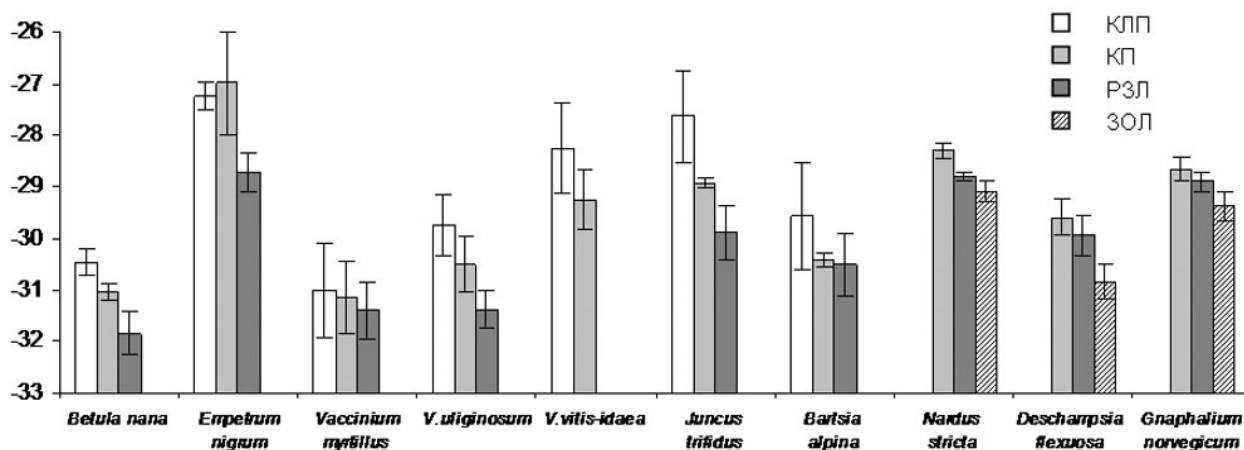


Рис. 1.  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) индивидуальных видов растений горно-тундровых экосистем.

активность фотосинтеза, менее очевидно. Например, более низкая температура, характерная для отрицательных элементов мезорельефа в горах [7], должна способствовать формированию наблюдающейся закономерности изменения  $\delta^{13}\text{C}$  (снижение активности фотосинтеза и большее фракционирование изотопов растениями луговых экосистем). Однако гораздо лучшая обеспеченность почв этих экосистем элементами питания могла бы повышать ферментную активность фотосинтеза и приводить к обратной закономерности изменения  $\delta^{13}\text{C}$  вдоль геоморфологического профиля.

Для корней растений характерна та же закономерность изменения  $\delta^{13}\text{C}$  – уменьшение от пустошей к луговым сообществам. При этом корни характеризуются более тяжелым (на 1–2‰) изотопным составом углерода.

Возможное влияние особенностей процесса гумификации на изотопный состав углерода орга-

нического вещества почвы продемонстрировано на примере изменения  $\delta^{13}\text{C}$  углерода общего органического вещества и отдельных фракций гумуса (ГК и ФК) в профиле трех дерново-подзолистых почв и трех черноземов. Сопоставление изотопного состава углерода изученных компонентов органического вещества почв показывает, что углерод ФК (относительно лабильного компонента почвенного гумуса) характеризуется наибольшими значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , и эта закономерность сохраняется вне зависимости от условий почвообразования (рис. 2). Следовательно, состав гумуса, миграция ФК в профиле и их аккумуляция в глубоких горизонтах может определять варьирование изотопного состава органического вещества почвы в разных горизонтах.

В то же время, различия в изотопном составе углерода отдельных фракций гумуса в контрастных условиях почвообразования в целом отражают изотопный состав общего углерода орга-

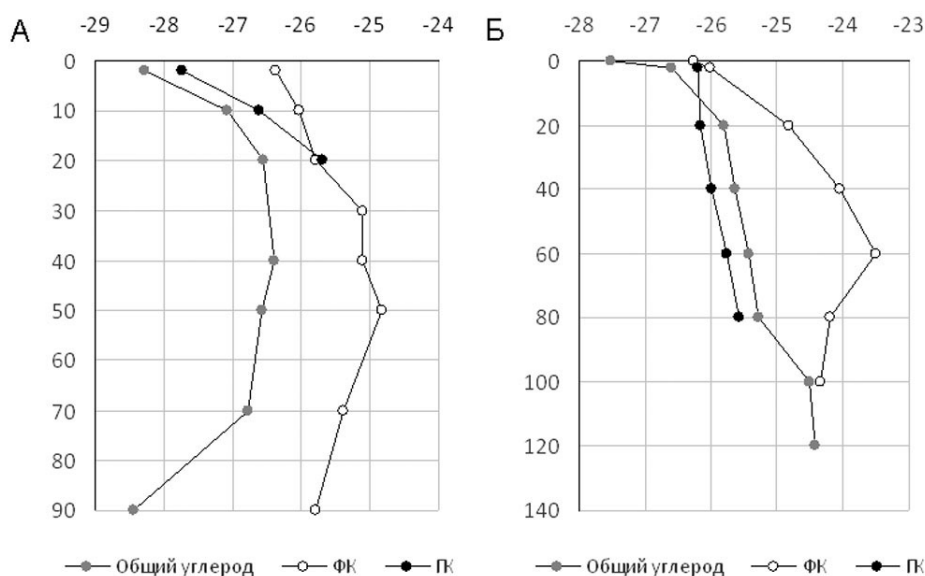


Рис. 2.  $\delta^{13}\text{C}$  (‰) разных фракций органического вещества в профиле дерново-подзолистой почвы (А) и чернозема (Б).

нического вещества почвы, который, в свою очередь, наследуется от продуктов фотосинтеза. Так,  $\delta^{13}\text{C}$  всех изученных фракций органического вещества в черноземе характеризуется большими значениями в сравнении с фракциями дерново-подзолистой почвы.

Таким образом, целая совокупность факторов способна влиять на изотопный состав углерода органического вещества в разных почвенных горизонтах, и интерпретация таких результатов требует внимательного анализа.

### Литература

1. Рысков Я.Г., Величко А.А., Николаев В.И., Олейник С.А., Тимирева С.Н., Нечаев В.П., Панин П.Г., Морозова Т.Д. Реконструкция палеотемператур и осадков в плейстоцене по изотопному составу гумуса и карбонатов лессов Русской равнины // Почвоведение. 2008. № 9. С. 1062–1070.

2. Tieszen L.L. Natural variations in the carbon isotope values of plants: Implications for archaeology, ecology, and paleoecology // Journal of Archaeological Science. 1991. V. 18. P. 227–248.

3. Lerch T.Z., Nunan N., Dignac M.F., Chenu C., Mariotti A. Variations in microbial isotopic fractionation during soil organic matter decomposition // Biogeochemistry. 2011. V. 106. P. 5–21.

4. Werth M., Kuzyakov Y.  $^{13}\text{C}$  fractionation at the root-microorganisms-soil interface: a review and outlook for partitioning studies // Soil Biology and Biochemistry. 2010. V. 42. P. 1372–1384.

5. Nakanishi T., Atarashi-Andoh M., Koarashi J., Saito-Kokubu Y., Hirai K. Carbon isotopes of water-extractable organic carbon in a depth profile of forest soil imply a dynamic relationship with soil carbon // European Journal of Soil Science. 2012. V. 63. P. 495–500.

6. Bird M., Kracht O., Derrien D., Zhou Y. The effect of soil texture and roots on the stable carbon isotope composition of soil organic carbon // Australian Journal of Soil Research 2003. V. 41. P. 77–94.

7. Макаров М.И., Онопченко В.Г., Малышева Т.И., Салпагаров А.Д. Сезонная динамика температуры почвы и некоторые параметры климата в экосистемах альпийского стационара «Малая Хатипара» // Состав и структура высокогорных экосистем Тебердинского заповедника. Труды Тебердинского государственного биосферного заповедника. Вып. 27. М. 2007. С. 30–41.

## ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПТИЦЫ ИЗ ПЕЩЕРЫ СТРАШНАЯ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ) (ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ)

**Н.В. Мартынович**

*Музей Мирового Океана, Калининград; e-mail: martynovichn@mail.ru*

Пещера Страшная - один из известных многослойных археологических памятников в Северо-Западном Алтае с каменной индустрией палеолита. Была известна Палласу, который указал ее в своих «Путешествиях...» [1]. Находится она в пределах северо-западного Алтая, бассейне реки Чарыш. Пещера находится в 3 км к северо-западу от села Тигирек близ слияния р. Тигирек и р. Иня. Располагается на высоте 45 метров от среднего уровня реки на левом, очень крутом склоне. По строению простая, горизонтальная, протяженностью 20 м. Пол относительно ровный, земляной с редко набросанными небольшими обломками известняка. Средняя ширина входа 2–3 м. Широкая предвходовая площадка (3 × 10 м) ограничена с боковых сторон вертикальными скальными стенками и выходит в виде вертикальной щели на расширенную часть долины реки Иня, которая севернее с боков зажата скальными массивами, а с юга обрамлена таежными северными склонами Тигирекского хребта.

Как спелеологический объект пещера открыта в 1966 г. спелеологами Томского университета и раскапывалась (был заложен шурф глубиной 9,6 метров в предвходовой площадке) в 1969–1970 гг. Были обнаружены палеолитические орудия и многочисленные фаунистические остатки, принадлежащие, отнесенные к не менее 40 видам млекопитающих эпохи голоцена-плейстоцена [2].

С 1988 г. начат новый этап комплексных, в том числе и палеонтологических исследований

силами Института истории, филологии и философии (позднее ИАиЭТ СО РАН, Новосибирск), который продолжается и в настоящее время [3,4].

По мнению современных исследователей, плейстоценовые отложения на первых квадратах пещеры начинаются с горизонта 3-а, представленного буровато-желтым суглинком, с глубины около 40 см. Голоценовые отложения включают два слоя. В слое 1 четко прослеживается дерновина. Заполнитель черного цвета, частично пылеватый, насыщен корневой системой трав и кустарников. Содержание обломочного материала составляет 50 %. Мощность слоя до 35–40 см. Слой 2 выполнен темно-серым легким суглинком. Отмечено значительное содержание грубообломочного материала. В подошве слоя концентрация обломочного материала и его размеры возрастают, что является индикатором границы с нижележащим 3 слоем, с горизонта 3-а которого встречаются неоплейстоценовые фаунистические находки, в том числе кости птиц.

Первые представительные палеорнитологические материалы из пещеры начали поступать с 1988 года, когда при раскопках предвходовой площадки и первых метров полости стала применяться промывка на мелкоячеистых ситах (1 × 2 мм), просушка и дальнейшая переборка. Эта методика позволила добывать большое количество мелких фаунистических остатков, в том числе костей воробьиных птиц. Автор принимал участие в полевых работах на археологическом памятнике в 1988, 1989, а также 2006 и 2007 гг.

Костные остатки птиц из пещеры Страшная голоценового возраста

Вид/таксон	Сл 1	Сл 2	Сл 1 + 2	Вид/таксон	Сл 1	Сл 2	Сл 1 + 2
<i>Anas platyrhynchos</i>	3	2	5	<i>Aegolius funereus</i>	1	–	–
<i>Anas cf. crecca</i>	3	6	3	Strigidae indet	–	3	–
<i>Anas acuta/penelope</i>	–	1	–	<i>Apus pacificus/apus</i>	3	3	4
<i>Mergus cf merganser</i>	–	1	–	<i>Coracias garrullus</i>	–	1	–
<i>Anatidae indet</i>	1	1	–	<i>Picus canus</i>	1	1	–
<i>Accipiter gentilis</i>	7	1	1	Alaudidae indet	+	+	–
<i>Accipiter nisus</i>	–	1	–	Hirundinidae indet	++	++	–
<i>Falco tinnunculus</i>	5	11	3	<i>Turdus sp.</i>	+	+	+
<i>Falco cherrug</i>	–	3	–	<i>Turdus pilaris</i>	5	–	–
<i>C. coturnix</i>	2	4	1	<i>Phylloscopus sp.</i>	–	+	–
<i>Perdix perdix</i>	–	1	–	<i>Parus sp.</i>	+	+	–
<i>Tetrao tetrix</i>	4	12	1	<i>Parus montana/atricapilla</i>	+	–	–
<i>Lagopus lagopus</i>	1	1	–	<i>Fringilla montifringilla</i>	+	–	–
<i>Crex crex</i>	3	1	4	<i>Loxia curvirostra</i>	+	+	–
<i>Gallinula chloropus</i>	–	1	–	<i>C.coccothraustes</i>		+	–
<i>Scolopax rusticola</i>	–	2	1	<i>Pyrrhula pyrrhula</i>	–	+	–
<i>Gallinago sp.</i>	–	1	–	<i>Emberiza sp.</i>	+	+	–
<i>Actitis hypoleucos</i>	–	10	–	<i>Bombycilla garrulus</i>	+	+	–
<i>Columba livia</i>	12	5	1	<i>Corvus monedula</i>	44	113	15
<i>Cuculus canorus</i>	–	1	–	<i>C. corone/cornix</i>	2	2	1
<i>Caprimulgus europeus</i>	–	1	–	<i>P. pyrrhocorax</i>	3	1	1
<i>Bubo bubo</i>	–	1	–	<i>Garrulus glandarius</i>	–	1	1
<i>Otus scops</i>	2	5	–	Corvidae indet	–	8	–
<i>Asio flammeus/otus</i>	6	8	–	Passeriformes indet	232	415	11
				Aves indet	54	23	6

Коллекция костей птиц неоплейстоценового возраста, полученных из пещеры с 1969 года по 2007 год, определена и опубликована [5, 6].

Коллекция голоценовых костных остатков птиц, которые хорошо отличаются по внешнему виду (сохранности, цвету, не гигроскопичны), в настоящее время насчитывает 1108 единиц. Это материалы из 1-го и 2-го слоя раскопок с 1988 по 2009 гг., а также сборы с дневной поверхности полости и первых 30–40 см шурфа 1969–1970 гг. Не вошли в это число не имеющие точной стратиграфической привязки голоценового облика кости из зачисток шурфов, обвалов верхних частей стенок раскопа. Предварительно определены 32 вида птиц скальных, лесостепных, таежных местообитаний, а также водоплавающих (табл. 1). По обилию и встречаемости доминируют – галка, пустельга, сизый голубь и мелкие воробьиные (в основном ласточки).

Позднеголоценовая фауна северных предгорий Тигерекского хребта известна по определению остеологических материалов из филиновых ниш [7], современная фауна птиц окрестностей пещеры, которая территориально попадает в Тигерекский государственный заповедник, достаточно хорошо изучена и опубликована. В настоя-

щее время для этой территории указываются 169 видов гнездящихся, кочующих и перелетных птиц. В орнитофауне доминируют лесные, кустарниковые виды лесостепных предгорий, европейского и сибирского типов фаун [8].

Существенное отличие голоценовой орнитофауны от плейстоценовой из пещеры Страшная - отсутствие в списке таких характерных для субальпийских сухих горно-степных ландшафтов видов как алтайский улар, кеклик (найден только Н.И. Бурчаком-Абрамовичем), альпийская галка. Нет огаря, саджи, домового сыча. Кости клушицы и белой куропатки найдены в единичном числе, причем кости *Lagopus* плейстоценовой сохранности. Тренд по тетеревиным - от белой куропатки к тетереву, по врановым – клушица и альпийская галка замещаются галкой, кедровкой, сойкой, вороной. Вероятно, более разнообразной в неоплейстоцене в окрестностях пещеры была фауна околородных, водоплавающих птиц, куликов, пастушковых. Отдельной строкой нужно выделить находку в голоцене полного коракоида сизоворонки, найденной в плейстоценовых горизонтах пещеры Страшная [6], а также в плейстоценовых отложениях пещеры Окладникова (Солонешен-

ский район, северо-западный Алтай) [9], но отсутствующей в современной фауне региона.

Все виды списка, за исключением камышницы и сизоворонки, присутствуют в современной фауне Тигерекского заповедника. Белая куропатка в настоящее время - обитатель ерников и альпийских лугов на горе Разработанная, в истоках реки Белой и ее притоков [8]. Эти участки высокогорий Тигерекского хребта находятся в 12–15 километрах к югу и юго-западу от пещеры Страшная.

Есть отличия голоценовой фауны птиц из Страшной от позднеголоценовой, выявленной на остеологических материалах из филиновой ниши «Пещера трех филинят», расположенной примерно в четырех километрах к юго-западу. Коллекция костей птиц из «Пещеры трех филинят», и это связано со спецификой накопления в филиновых нишах, насчитывает более 3200 единиц. Более многочисленная, чем из пещеры Страшной, она определила и более разнообразный видовой набор – выявлено около 50 видов птиц. Примечательно, что в систематическом списке отсутствуют белая куропатка и клушица. Массовые в остеологическом отношении виды, основные объекты охоты филина – коростель, галка, перепел, тетерев [7].

Динамика орнитологических неоплейстоценоголоценовых комплексов из пещеры Страшная – наглядный пример иллюстрации быстрой смены позднечетвертичных орнитофаун предгорий северо-западного Алтая на рубеже неоплейстоценоголоцена, отражающей смену ландшафтов – от горно-степных, тундро-степных до лесостепных.

В совокупности с изучением видового состава накоплений костей в филиновых нишах и современного состояния населения птиц субфосильные и фосильные разного генезиса материалы по птицам в карстовых полостях в северо-западном Алтае предоставляют богатую возможность добротного и достоверного изучения развития авифауны региона за последние десятки тысяч лет.

Автор благодарит С.К. Васильева (Институт археологии и этнографии СО РАН, Новосибирск) и Н.В. Зеленкова (ПИН РАН) за помощь.

### Литература

1. Паллас П.С. Путешествия по разным местам Российского государства. Ч. 2. Кн. 2. СПб, 1796, с. 287.
2. Окладников А.П., Муратов В.М., Оводов Н.Д., Фриденберг Э.О., 1973. Пещера Страшная – новый памятник палеолита Алтая // Мат-лы по археологии Сибири и Дальнего Востока: Сб. науч. тр., ч.2.- Новосибирск. - С. 3–54.
3. Васильев С.К., Зенин А.Н. Фаунистические остатки из пещеры Страшная (северо-западный Алтай) по материалам раскопок в 1988–2008 годах. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2009. Т. XV. – С. 56–62.
4. Zenin A.N., Serdyuk N.V. Reconstruction of the upper pleistocene natural conditions in the area of the Strashnaya cave based on small mammals material // The Current Issues of Paleolithic Studies in Asia. – Novosibirsk: Publishing Department of the Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS, 2008. – P. 165–173.
5. Burchak-Abramovich, N. I. & Burchak, D. N. 1998. The birds of the Late Quaternary of the Altai Mts. Acta zoologica cracoviensia, 41. С. 51–60.
6. Мартынович Н.В. Птицы неоплейстоцена из пещеры Страшная (северо-западный Алтай, бассейн р. Чарыш) // Труды Мензбирова орнитологического общества, Т. 2. М. – 2013. С. 94–104.
7. Оводов Н.Д., Мартынович Н.В., Надаховский А., 1998. «Филиновые ниши» на Северо-Западном Алтае как тафономический и палеоэкологический индикаторы // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий, т.1.- Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН. - С. 249–255.
8. Бочкарева Е.Н., Ирисова Н.Л. Птицы Тигерекского заповедника // Труды Тигерекского заповедника. Вып. 2. – Барнаул, 2009. 209 с.
9. Мартынович Н.В. Птицы позднего плейстоцена из пещеры им. Окладникова как объект для палеоландшафтных реконструкций // Комплексные исследования палеолитических объектов бассейна р. Ануй. - Новосибирск. - 1990. С. 66–81.

## ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ И ГОЛОЦЕНА СРЕДНЕГО УРАЛА

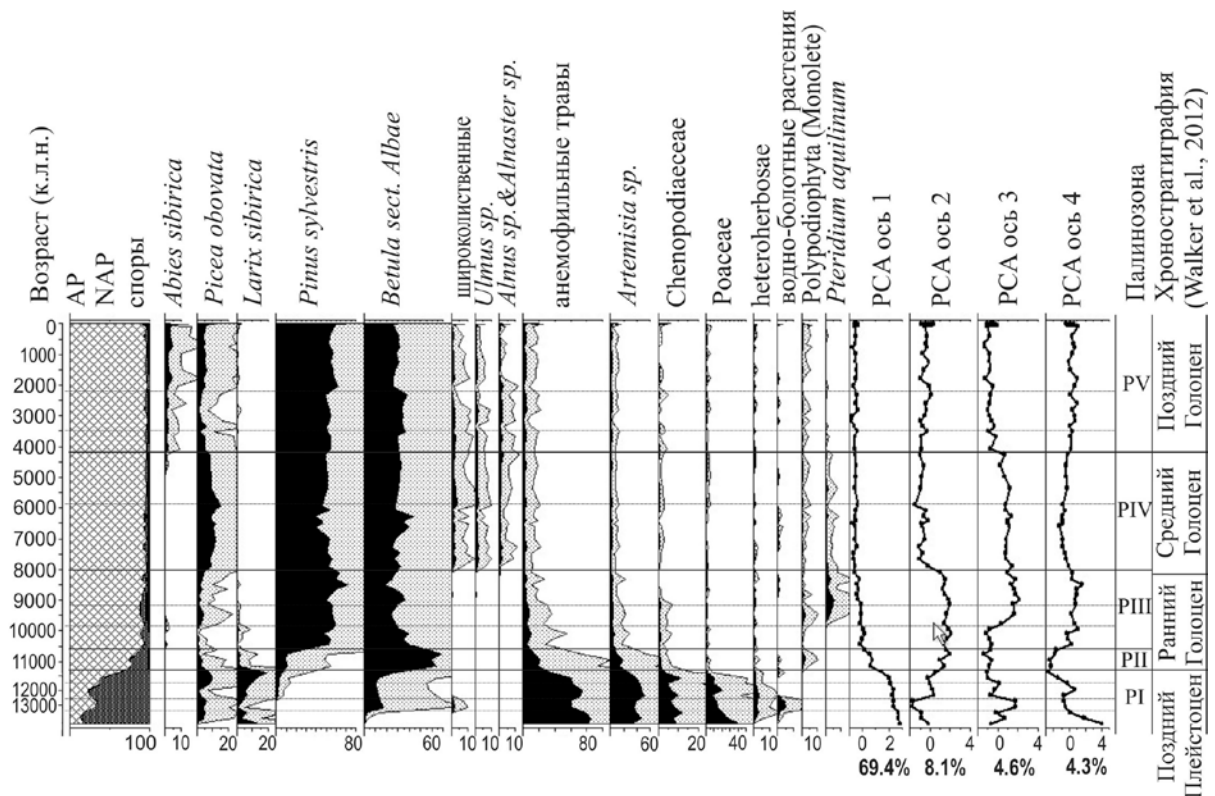
А.В. Масленникова<sup>1</sup>, В.Н. Удачин<sup>1</sup>, В.В. Дерягин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт минералогии УрО РАН, 456317 Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник;  
e-mail: adenophora@inbox.ru, udachin@mineralogy.ru

<sup>2</sup>Челябинский государственный педагогический университет,  
454080, Челябинск, ул. Аральская, 212, кв. 180; e-mail: vderyagin@mail.ru

Изучение изменений экосистем голоцена Среднего Урала ранее проводилось, главным образом, на основе палинологического и ботанического анализа верховых торфяников [1–4]. Спорно-пыльцевые спектры озерных отложений характеризуются меньшим влиянием локального фактора, что позволяет с большей уверенностью

судить о региональных изменениях растительности и климата. Изученная ранее колонка донных отложений оз. Иткуль [5] характеризовалась неравномерным распределением радиоуглеродных датировок и охватывала лишь часть голоцена. Поэтому актуальным представляется палинологическое исследование колонки донных отложений



Спорово-пыльцевая диаграмма, совмещенная с графиками координат спорово-пыльцевых комплексов в PCA-ординационном пространстве. Процент дисперсии, объяснимый осями PCA, расположен под X-осью каждого из графиков.

озера Таватуй, охватывающей голоцен и частично позднеледниковье.

Границы палинозон донных отложений озера Таватуй, предложенные ранее [6], характеризовались неточностью вследствие использования субъективного визуального метода их определения. В данной работе оценка изменения состава спорово-пыльцевых спектров, наряду с визуальным методом, проводилась с помощью анализа главных компонент (PCA) [7] в программе CANOCO 4.5 [8]. Палинологические данные были логарифмически трансформированы для приведения к нормальному распределению по формуле, приведенной в Leps and Smilauer [9]. Полученные координаты спорово-пыльцевых комплексов в PCA-ординационном пространстве для разновозрастных образцов (sample score) отображались в стратиграфическом порядке в виде графиков в программе Tilia [10].

На основании данных спорово-пыльцевого анализа выделено пять палинозон (P-I-V). Для спорово-пыльцевых спектров (СПС) первой палинозоны (P-I, интервал 350–300 см, ~13,25–11,2 тыс. к.л.н.) характерно высокое содержание пыльцы анемофильных трав (до 80%), большей частью представленных *Artemisia sp.*, *Poaceae* и *Chenopodiaceae* (рисунок). Для нижней части зоны характерно преобладание пыльцы травянистых растений, на фоне которой встречается немногочисленная пыльца древесных растений: ели (*Picea obovata Ledeb.*), лиственницы (*Larix sibirica Ledeb.*) и березы (*Betula sect. Albae*).

Спорово-пыльцевые спектры указывают на холодные и сухие условия, существовавшие в данный период осадконакопления. Затем отмечается снижение содержания пыльцы анемофильных трав до 60% и подъем кривых содержания пыльцы березы и ели. После чего концентрация пыльцы трав вновь возрастает до 76%. Снижение роли древесных пород свидетельствует о похолодании, а уменьшение участия ели с одновременным возрастанием доли лиственницы – об аридизации климата. Колебания содержания пыльцы древесных растений и трав связаны с чередованием потеплений-похолоданий в позднем плейстоцене. Несмотря на то, что радиоуглеродные датировки [6] не охватывают этот этап осадконакопления, особенности изменения СПС позволяют предположить, что нижняя часть пыльцевой зоны соответствует холодному эпизоду (GI-1b, ~13,25–13,15 тыс. к.л.н.) интерстадиала GI-1, затем происходит событие, отвечающее теплomu эпизоду (GI-1a, ~13,15–12,85 тыс. к.л.н.) интерстадиала GI-1. Последнее возрастание содержания пыльцы трав, судя по всему, соответствует стадиалу GS-1 (~12,85–11,65-тыс. к.л.н.) [11]. Ближе к верхней границе пыльцевой зоны P-I (11,65–11,2 тыс. к.л.н.) отмечается подъем кривых пыльцы ели и лиственницы, а также появление пыльцы сосны (*Pinus sylvestris L.*) и снижение содержания пыльцы ветроопыляемых трав. Данные изменения СПС указывают на потепление и увлажнение климата в начале голоцена.

Спорово-пыльцевой комплекс второй зоны (P-II, интервал 300–282 см, ~11,2–10,6 тыс. к.л.н.)



характеризуется преобладанием пыльцы березы, а также резким снижением концентрации пыльцы лиственницы и ели.

СПС Р-III (интервал 282–208 см, ~10,6–8,0 тыс. к.л.н.) отражают естественную смену пионерных березовых лесов коренными хвойными лесами на фоне продолжающейся тенденции потепления климата. Роль пыльцы ели в спорово-пыльцевых спектрах уменьшается. Около 9,8 тыс. к.л.н. отмечается появление спор орлеца (*Pteridium aquilinum*). Колебания содержания пыльцы сосны, ели и древесной березы свидетельствуют о нестабильности климата в данный период.

Основной особенностью четвертой палинозоны (Р-IV, интервал 210–110 см ~8,0–4,2 тыс. к.л.н.) является относительно высокое содержание пыльцы ели и широколиственных пород (*Ulmus sp.*, *Quercus sp.*, *Tilia sp.*), что указывает на потепление и увлажнение климата. Распространение широколиственных пород знаменует начало голоценового температурного максимума. Снижение содержания пыльцы ели ~5,8 тыс. к.л.н. связывается с аридизацией климата, также выявленной в торфяных разрезах Среднего Урала [4].

Для пятой палинозоны (Р-V, интервал 110–0 см, ~4,2–0 тыс. к.л.н.) характерно появление рациональной кривой содержания пыльцы пихты (*Abies sibirica Ledeb.*). Наши данные не отражают сухого похолодания 4,2–3,8 тыс. к.л.н., отмеченного в результате изучения спорово-пыльцевых диаграмм торфяных разрезов Среднего Урала [4]. Поскольку, несмотря на небольшое снижение содержания пыльцы ели ~4,2 тыс. к.л.н., состав СПС (повышение содержания пыльцы пихты и широколиственных пород) свидетельствует скорее об увлажнении климата, что отмечено также для Южного Урала в результате комплексного палеолимнологического исследования озера Сырыткуль [12]. Около 3,5 тыс. к.л.н. возрастает роль березы, а ~3,0–2,2 тыс. к.л.н. заметно снижается доля ели. Изменения природной среды 2,2–3,5 тыс. к.л.н., отмечалось также в палеолетописях западного побережья Гренландии [13] и юга Восточной Сибири [14], как похолодание 2,4–3,8 тыс. к.л.н. или 2,3–3,5 тыс. к.л.н. Около 2,2 тыс. к.л.н. отмечается повышение содержания пыльцы сосны и ели. Уменьшение содержания *Abies sibirica* в СПС, соответствующих индустриальному периоду, может быть связано с антропогенным воздействием.

Таким образом, в результате палинологического изучения колонки донных отложений озера Таватуй выявлены значительные колебания растительности и климата в позднем плейстоцене. Определено что наибольшие изменения растительности в голоцене происходили: 11,2 тыс. к.л.н., 10,6 тыс. к.л.н., 8,0 тыс. к.л.н., 4,2 тыс. к.л.н.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-60039 мол\_а\_дк.

## Литература

1. Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. С. 200.
2. Панова Н.К., Антипина Т.Г. История развития Горбуновского торфяника на Среднем Урале и освоение человеком его территории в голоцене. Материалы третьей Всероссийской научной конференции: Динамика современных экосистем в голоцене. 12–15 марта 2013. Казань: АН РТ, РАН, 2013. 273–276.
3. Зарецкая Н.Е., Панова Н.К., Жилин М.Г., Антипина Т.Г., Успенская О.Н., Савченко С.Н. Геохронология, стратиграфия и история развития торфяных болот Среднего Урала в голоцене (на примере Шигирского и Горбуновского торфяников) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 84–108.
4. Panova, N.K., Antipina, T.G., Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural mountains, Russia // Quaternary International (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>
5. Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН. 2014. 136 с.
6. Масленникова А.В., Удачин В.Н., Анфилов В.Н., Дерягин В.В. Отражение глобальных осцилляций палеоклимата позднеледниковья и голоцена в палинологической летописи донных отложений озера Таватуй (Средний Урал) // Доклады академии наук. 2016. Т. 468. № 4. с. 433–436.
7. Ter Braak C.J.F., Prentice I.C. A theory of gradient analysis // Advances in Ecological Research. 1988. V. 18. P. 271–317.
8. Ter Braak C.J.F., Smilauer P. CANOCO Reference Manual and CanoDraw for Windows User's Guide: Software for Canonical Community Ordination (Version 4.5). Microcomputer Power, Ithaca, 2002.
9. Leps J., Smilauer P. Multivariate analysis of ecological data using CANOCO. Cambridge University press, 2003. 267 p.
10. Grimm E.C. Tilia 1.12, Tilia Graph 1.18. Illinois State Museum. Research and Collection Center, Springfield, 1991.
11. Rasmussen S.O., et al. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy, Quaternary Science Reviews (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
12. Maslennikova, A.V., et al., Lateglacial and Holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the Lake Syrytkul sediments // Quaternary International, 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.062>
13. Jennings A.E., Knudsen K.L., Hald M. et al. A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf // The Holocene. 2002. V. 12. № 1. P. 49–58.
14. Безрукова Е.В., Кривоногов С.К., Такахара Х. и др. Озеро Котоколь – опорный разрез позднеледниковья и голоцена юга Восточной Сибири // Доклады академии наук. 2008. Т. 420. № 2. С. 248–253.

## ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В СУББОРЕАЛЬНЫЙ ПЕРИОД ГОЛОЦЕНА КАК ФАКТОР ИЗМЕНЕНИЯ КУЛЬТУР ЭТОГО ВРЕМЕНИ В СТЕПЯХ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

В.И. Мельник

*Институт археологии РАН, Москва ул. Дм. Ульянова, 19; e-mail: melvaler@yandex.ru*

Люди проживают в определенных природных условиях и зависят от них. В древности эта зависимость была чрезвычайно велика, и только приспособление к этим условиям обеспечивало людям выживание. Однако природная среда могла измениться и тогда людям приходилось отказываться от того к чему они привыкли, искать новые способы и формы своего существования. Часто такие ситуации были связаны с изменением климата. Изменение климата могло рождать цепочку изменений в других природных компонентах, таких как вода, растительность, животный мир, все то, что для человека было очень важно, включая его здоровье.

Изменение природной среды для человека могло иметь как положительный, так и отрицательный итог, но в любом случае жизненный уклад людей менялся. Прежде всего, это касалось хозяйственной деятельности, что в свою очередь могло повлиять на социальную организацию, сложившиеся традиции повседневной жизни, а далее на изменение представлений об окружающем мире, форм ритуальной практики или их переосмысления. При переселении, ситуация усугублялась еще и тем, что приходилось вступать в контакт с новым населением. Это в свою очередь приводило к смешению культур.

Климатические изменения происходили с разной интенсивностью и отличались различными характеристиками, поэтому и воздействие на природную среду и человеческую деятельность было разным. Это воздействие можно оценить как слабое, умеренное, сильное и катастрофическое.

Климатические изменения в одной фазе имели разную силу на разных территориях, и размеры этих территорий были разными. В связи с этим можно говорить о глобальных, зональных и локальных изменениях.

Погодно-климатические аномалии по-разному воспринимались и представителями различных хозяйственно-культурных типов и даже их отдельных групп. Например, в случае усиления засух и суховеев, которое было особо губительным для скотоводов, более устойчивыми оказывались группы, имеющими разнообразный состав стада. Гибель или сокращение поголовья одного вида скота в какой-то мере компенсировалась наличием других, так как сопротивляемость различным стихийным бедствиям и репродукционные способности у животных различных видов различны [1].

В суббореальном периоде голоцена отмечается несколько фаз климатических изменений, связанных с колебаниями температур и увлажнения [2–6]. В данном варианте они представлены в рамках

восточноевропейских степей. Зависимость перемен в некоторых культурах от изменений климата в этот период демонстрировалась нами в ряде работ [7–11]. Выделенные фазы культурной трансформации [11] позволяют рассмотреть этот вопрос поэтапно со стороны качественного характера этих изменений.

Начало фаз изменений в ряде культур степной зоны Восточной Европы приходится на время резких температурных скачков, как в сторону понижения, так и повышения, и падает на XXXIII, XXVIII, XXIII, XVIII и VIII вв. до н.э. С уменьшением влажности при общей тенденции снижения температур связан культурный перелом XIII в. до н.э. Последствия такого климатического воздействия можно оценить как сильные. Пока не очень ясно, до какой степени связано с климатическими подвижками становление некоторых культур около XXVI в. до н.э. Трансформация культур происходила довольно интенсивно, но в разные периоды по-разному. Это зависело и от множества других факторов, кроме климатических. Прежде всего, следует отметить, что резкие изменения климатического режима в условиях степи приводили в движение людские массы для поиска выхода из сложившейся ситуации. Новая среда, а в результате перемещений и новые соседи создавали условия для новаций и заимствований, что вело к культурной перестройке и смешению населения.

Раннее суббореальное похолодание оказалось катастрофическим для майкопской и трипольской культур – культур со значительной долей земледелия, высоким уровнем материальных достижений и, вероятно, предгосударственным уровнем социальных отношений. Фактически было прервано их движение к цивилизации. В северопричерноморских степях распространялась ямная культурная общность, в предкавказских утверждались новотитаровская и северокавказская культуры, имеющих уже скотоводческую ориентацию с полукочевым образом жизни. Менялся духовный мир – сложились новые формы погребальной обрядности.

Повышение температур во второй четверти III тыс. до н.э. и последующая аридизация привели представителей катакомбной культуры в южных районах к почти полному отказу от занятий земледелием и практически к кочевой системе хозяйствования. Формирование новых катакомбных образований XXVI в. до н.э. в какой-то мере, видимо, связано с усилением аридизации, происходящей именно на это время [2,3]. На огромной территории утверждаются новые формы погребальной обрядности, что указывает и на изменение мировоззренческих представлений.

Климатический коллапс XXIII в. до н.э. разрушил катакомбную культурную общность, на фрагментах которой сформировался культурный круг Бабино (культура многоваликовой керамики). На северо-востоке ареала вступали в силу абашевское, потаповское и синташтинское культурные образования, подготовившие переориентацию связей и потоков металла с Кавказа на Урал.

Этот процесс получил завершение и новую волну культурного потока, связанного с распространением срубной общности. Подвижкой здесь мог выступить температурный скачок XVIII в. до н.э. Однако, период 4,0–3,18 (3,4) тыс. л. н. по калиброванной шкале связывается с увлажнением климата и отмечается наступление леса на степь [2]. Для северных территорий ареала срубной культуры фиксируется обилие поселений.

На фоне снижения температур небольшой их всплеск связан с XIII в. до н.э. Это время отмечено началом мощных миграционных потоков на Ближнем Востоке и в юго-восточной части Европы. Распространение так называемых валиковых культур в степях Евразии это явление того же порядка. Уменьшение влажности при последующем повышении температур до VIII в. до н.э. способствовало активности миграционных потоков.

Таким образом, климатический фактор оказывал серьезное влияние на культурное развитие. Культуру иногда и рассматривают как результат взаимодействия общества и природы [12]. В представленном обзоре фиксируется ряд крутых порогов и поворотов в культурном течении, которые нарушали сложившиеся отношения, меняли систему хозяйствования, социальную структуру, духовные традиции, заставляли людей перемещаться на значительные расстояния. Общий прогресс не останавливался, но такие перепады и повороты изменяли его направление и исторический процесс уже шел другим путем, нежели тот который складывался изначально.

### Литература

1. Хазанов А.М. Кочевники и внешний мир. Алматы: Дайк-Пресс, 2002. 604 с.
2. Александровский А. Л., Александровская Е. И.

Эволюция почв и географическая среда. М.: Наука, 2005. 223 с.

3. Иванов И. В. Динамика атмосферного увлажнения и эволюция почв аридной области умеренного пояса севера Евразии в голоцене // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров. М.: Наука, 2006. С. 7–34.

4. Клименко В. В. Климат: непрочитанная глава истории. М.: Издательский дом МЭИ, 2009. 408 с.

5. Кореневский С. Н. Ориентация археологических степных культур юга Поволжья эпох неолита/энеолита, раннего и среднего бронзового века в схеме Блитта-Сернандера (к постановке проблемы) // Абашевская культурно-историческая общность: истоки, развитие, наследие: Материалы Междунар. науч. конф. / В.С. Бочкарев и др. (редколл.). Чебоксары: Чувашский гос. ин-т гуманитарных наук, 2003. С. 80–83.

6. Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудеяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. 925 с.

7. Мельник В.И. Проблема смены культур эпохи бронзы восточноевропейской степи и лесостепи // Срубная культурно-историческая общность в системе древностей эпохи бронзы евразийской степи и лесостепи. Воронеж, 2000. С. 33–34.

8. Мельник В.И. Развитие культуры и климатические экстремумы на юге Восточной Европы в эпоху бронзы // Евразия: этнокультурное взаимодействие и исторические судьбы. Тезисы докладов научной конференции. М., 2004. С. 120–122.

9. Мельник В. И. Миграционные процессы на Ближнем Востоке и их связь с аридизацией климата III–II тысячелетиях до н.э. // КСИА в. 223. М. 2009. С. 19–31.

10. Мельник В.И. Реконструкции природно-климатической ситуации и оценка культурно-исторических изменений в степях Восточной Европы бронзового века // Материалы Всероссийской научной конференции по археологическому почвоведению / С.В. Губин, А.В. Борисов, С.Н. Удальцов (редколл.). Пушкино: Ин-т физ.-хим. и биол. проблем почвоведения РАН, 2014. С. 141–144.

11. Мельник В.И. Фазы перемен в культурах степей Восточной Европы и цивилизациях Ближнего Востока III–I тыс. до н.э. // КСИА. в. 239. 2015. С.61–71.

12. Киселев Н.Н. Экология как феномен культуры // Методологические аспекты естественно-научных исследований. Киев: Наукова думка, 1985. С. 98–113.

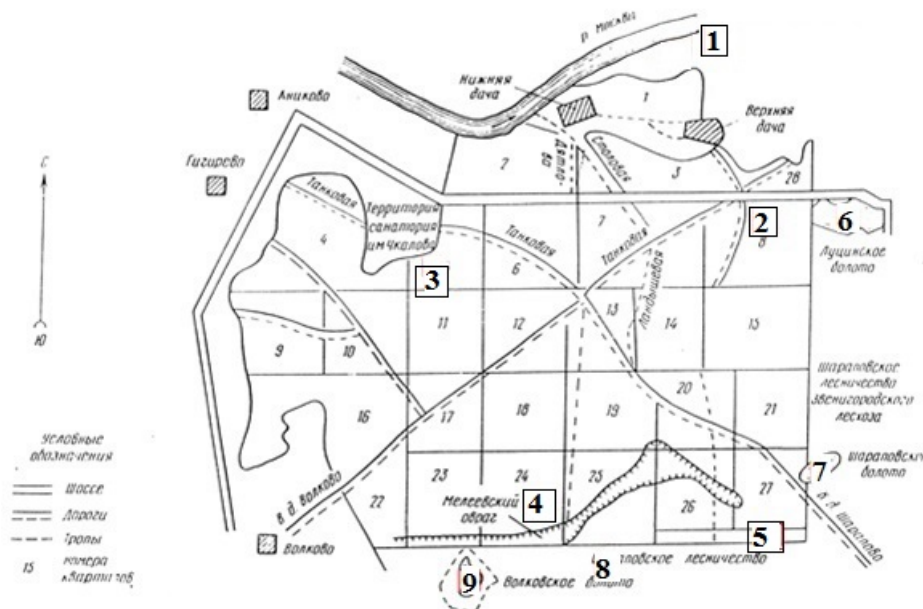
## БОТАНИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ БОЛОТ ЗВЕНИГОРОДСКОЙ БИОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ ИМЕНИ С.Н. СКАДОВСКОГО И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

М.М. Метелева

*Институт лесоведения РАН, Успенское Московской обл.; e-mail: ritameteleva@mail.ru*

Территория Звенигородской биологической станции МГУ (ЗБС) детально изучена [1]. Последнее время все больший интерес привлекает история формирования растительности. Используется спорово-пыльцевой анализ поверхностных образцов почв, погребенных почв в пойме и на водоразделе [2,3], спорово-пыльцевой анализ радиоуглеродные датировки болотных отложе-

ний. Ранее изучалось строение торфяных залежей Шарাপовского болота [4], Горелого болота [5], Луцинского болота [5,6] и безымянного переходного болота (рядом с ЛЭП) [7]. Целью настоящей работы было изучение истории изменения растительности небольших мелкозалежных ранее малоизученных лесных болот ЗБС на основе ботанического анализа торфа.



**Рис. 1.** Расположение болот территории и окрестностей Звенигородской биологической станции МГУ. Обозначены: 1–5 – объекты настоящего исследования, 6–9 – ранее исследованные болота [2–7].

Отбор образцов для ботанического анализа торфа проводился летом 2014 г. (01.06 – 30.06) на 5 болотах (рис. 1): 1 – висячее болото; 2 – лесное болото в 8 квартале; 3 – «круглое» болото в 5-м квартале; 4 – «Сашкино» болото в 24-м квартале; 5 – переходное болото на «рыжей» просеке. **1. Висячее болото** расположено на третьей террасе крутого склона реки Москвы недалеко от Академических дач. Оно приурочено к участку выхода ключей, где растительность представлена сообществами неморального широколиственного леса. **2. Лесное болото в 8-м квартале.** Бурение проводили в геоботаническом центре болота – на прогалине, образовавшейся после выпадения большого числа сосен. Мощность торфяного слоя составила 60 см. Под торфом был обнаружен слой угля (5–7 см), под которым располагался серо-сизый горизонт неизвестного происхождения, подстилаемый в свою очередь супесью с ожелезнением. Очес целиком образован *Sphagnum angustifolium*. **3. «Круглое» болото в 5-м квартале.** Кустарниково-травяно-сфагновое болото площадью примерно 0,4 га. Для ботанического анализа торфа были отобраны образцы из центральной части болота, занятой ивово-сабельниково-рогозово-сфагновой ассоциацией. Мощность торфа в месте отбора проб составила 60 см. Слой торфа подстилается светло-бурым легким суглинком. **4. «Сашкино» болото в 24-м квартале.** Расположено в 15 метрах от дороги на карьере Сима. Площадь болота составляет примерно 0,2 га. Максимальная протяженность болота 91,5 метра. Образцы торфа для ботанического анализа отобраны в пределах мохово-вахтовой ассоциации в южной части болота. Слой торфа мощностью 55 см подстилается серым озерным илом (до 125 см.). **5. Переходное болото на «рыжей» просеке** расположено на южной границе 27-го квартала биостанции с Шараповским лесничеством. Бурение прово-

дили в центральной безлесной части болота в пределах осоково-вейниково-сфагновой ассоциации. Мощность торфяной залежи составила 95 см. Под слоем торфа песок. Очес сложен отмершими частями *Sphagnum flexuosum* и листочками *Betula pubescens*.

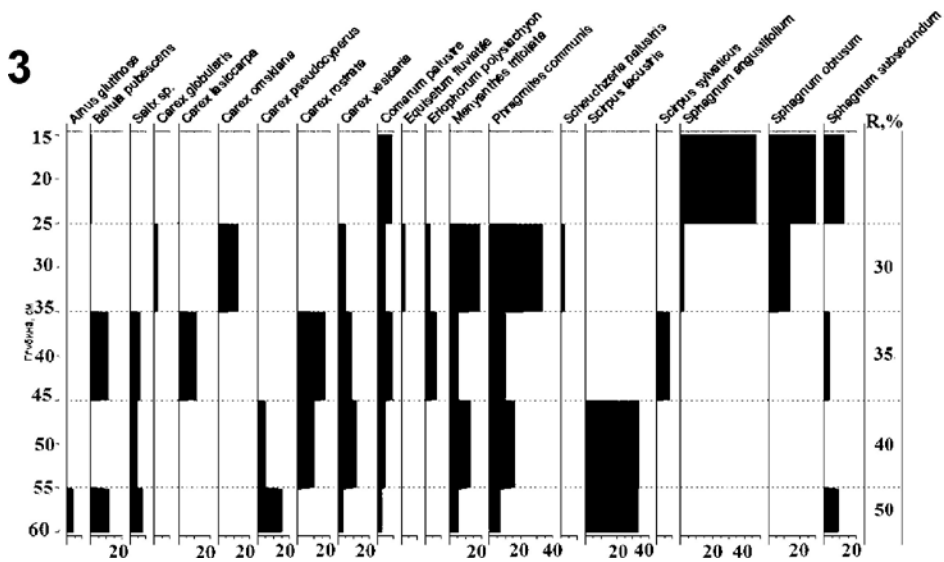
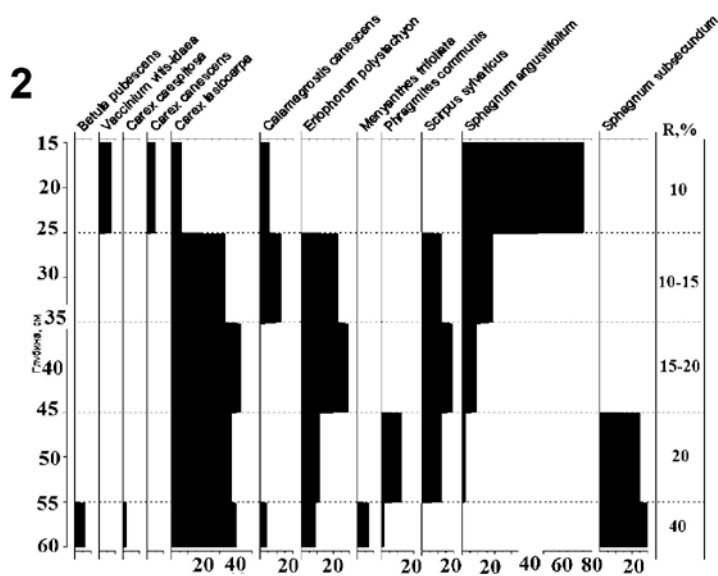
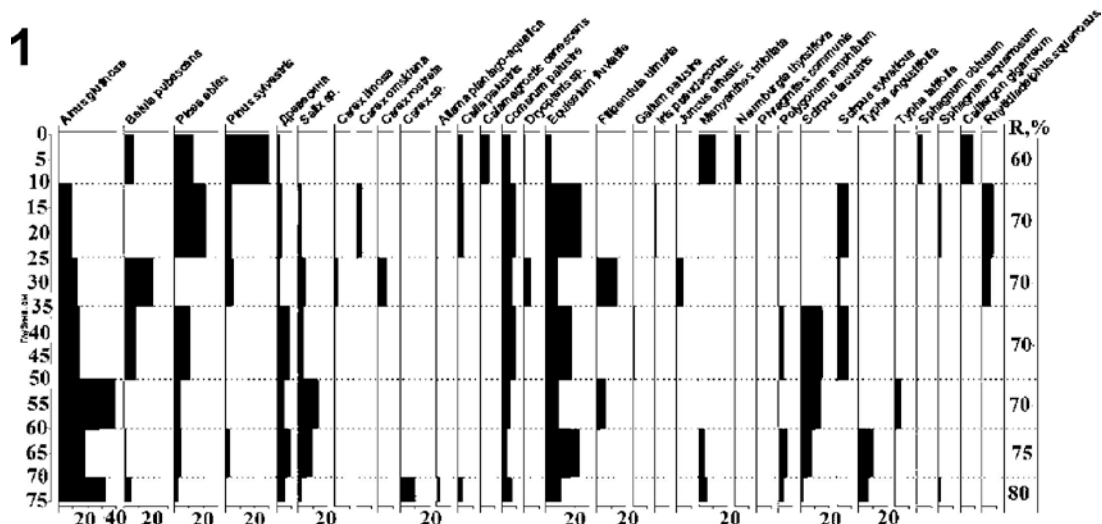
Образцы торфа отбирали зондировочным буром через каждые 5 см. Ботанический анализ образцов провели в среднем через каждые 10 см согласно методике [8]. Определение видовой принадлежности ботанических остатков производилось с использованием атласов рисунков и микрофотографий остатков, встречаемых в торфе [9–11]. Обработка и графическое представление данных было выполнено с использованием программы Tilia (Version 2. 0.41). Полученные данные показали, что все обследованные болота начали свое развитие с низинной стадии, однако разный ботанический состав придонных слоев торфа и различное положение в рельефе предполагает различные варианты начала заболачивания. Заболачивание леса в 8-м квартале началось, возможно, на гари, после пожара, о чем свидетельствует слой угля под торфяной залежью.

В 24-м квартале и на склоне террасы заболачивание начиналось в обводненной депрессии. Об этом свидетельствует ботанический состав придонного слоя торфа, современный характер растительности, выходы ключей. На «круглом» болоте судя по ботаническим остаткам в торфе развитие болота началось с периодически или постоянно обводненной депрессии в рельефе подстилаемой суглинистыми отложениями. Изученные мелкозалежные лесные болота могли образовываться как в суббореальном, так и в субатлантическом периодах голоцена. Однако в отсутствии датировок торфа по  $^{14}\text{C}$  это лишь предположение. Для мелкозалежных болот характерно сильное варьирова-

ние возраста донных слоев торфа. Имеющиеся датировки торфа Шарাপовского и Волковского болот [5,7], показывают, что одинаковых глубинах (около 120 см) радиоуглеродный возраст может отличаться почти в два раза, около 9 и 5 тыс. лет назад, соответственно. Мелкозалежные болота могут выгорать при лесо-торфяных пожарах, а

потом восстанавливаться, демонстрируя высокие скорости торфонакопления [12]. Этому способствует изменчивость их водного режима и, соответственно, неустойчивость по отношению к изменению климатических условий [13].

Автор благодарен Л.И. Абрамовой, Н.А. Березиной и Г.Г. Куликовой за помощь в работе.



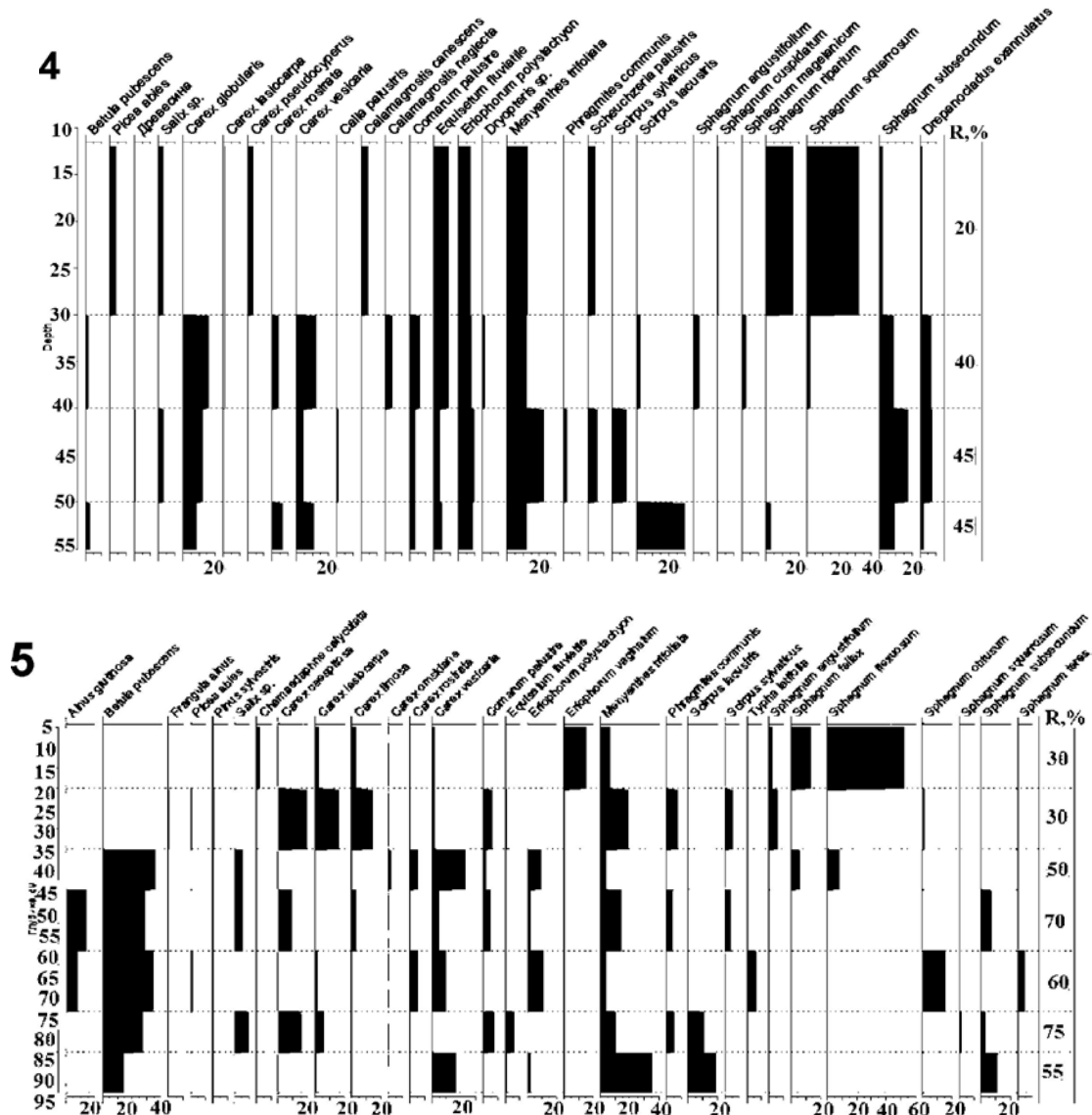


Рис. 2. Ботанический состав и степень разложения  $R\%$  торфяных залежей изученных болот.

### Литература

1. Руководство по летней учебной практике студентов-биологов на Звенигородской биостанции им С.Н. Скадовского. М: Издательство Моск. университета, 2011. 352 с.
2. Ершова Е.Г. Результаты спорово-пыльцевого анализа образцов из культурного слоя 1-й Звенигородской стоянки и погребенной почвы атлантического времени // Археология Подмосковья. 2012. Т. 8. С. 31–34.
3. Ершова Е.Г., Березина Н.А., Карина Е.В. Растительность долины Москвы-реки в суббореальном периоде (на рубеже неолита и бронзового века) по данным спорово-пыльцевого анализа. // Археология Подмосковья. 2013. Т. 9. С. 257–267.
4. Куликова Г.Г. К характеристике Шарাপовского болота. // Труды Звенигородской биологической станции. 2011. Вып. 5. С. 158–165.
5. Березина Н.А., Гольева А.А., Кривохарченко И.С. К вопросу об истории растительности Звенигородской биостанции МГУ // Труды Звенигородской биологической станции. 2001. Вып. 3. С. 38–60.
6. Кренке Н.А., Александровский А.Л. и др. Новые исследования 1-й Звенигородской неолитической стоянки на Москве-реке // Археология Подмосковья. 2012. Т. 8. С. 16–35.
7. Карина Е.В. Антропогенный экологический фактор в формировании растительного покрова Звенигородской биостанции МГУ // Материалы XIX Международной молодежной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «ЛОМОНОСОВ-2012» / Отв. ред. А.И. Андреев, А.В. Андриянов, Е.А. Антипов, М.В. Чистякова. М.: МАКС Пресс. 2012. С. 294.
8. Куликова Г.Г. Основные геоботанические методы изучения растительности. // Летняя учебно-производственная практика по ботанике. Под ред. А.К. Тимонина. М: Кафедра Высших растений биологического факультета МГУ. 2006. 152 с.
9. Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н., Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. М: Государственное энергетическое издательство, 1959. 228 с.
10. Кац Н.Я., Кац С.В., Скобева Е.И. Атлас растительных остатков в торфах. М: Недра. 1977. 371 с.
11. Методы исследования торфяных болот. Часть вторая. Лабораторные и камеральные работы (под ред. Нейштадта М.И.) // Труды центральной торфяной опытной станции. М: Народный комиссариат земледелия РСФСР. 1939. 319 с.

12. Минаева Т.Ю., Трофимов С.Я., Чичагова О.А. и др. Накопление углерода в почвах лесных и болотных экосистем Южного Валдая в Голоцене // Известия РАН. Серия биологическая. 2008. Т. 30. № 5. С. 607–616.

13. Глушков И.В., Сирин А.А., Минаева Т.Ю. Влияние гидрологических условий на формирование водораздельных лесных болот и заболоченных лесов // Лесоведение. 2016. № 6 (в печати).

## ИНТЕНСИВНОСТЬ ДЫХАНИЯ СТВОЛА СОСНЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ ПРОИЗРАСТАНИЯ

А.Г. Молчанов

*Институт лесоведения РАН, 143030, с. Успенское, Московская обл.; e-mail: a.georgievich@gmail.com*

В связи с климатическими изменениями, наблюдаемыми в настоящее время, особую важность приобретают процессы, определяющие потоки  $\text{CO}_2$ . В наземных экосистемах основным источником естественного поступления углерода в атмосферу считается дыхание почвы, определяемое активностью микроорганизмов и дыханием корней. В то же время дыхание надземной нефотосинтезирующей части биомассы также играет существенную роль в углеродном балансе природных экосистем. По разным оценкам вклад эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности стволов (дыхание стволов) в общую эмиссию надземной фитомассы лесов составляет от 5 до 22% [8–10]. Дыхание ствола тесно связано с температурой ствола. При соотношении дыхания ствола и температуры воздуха была получена гистерезисная петля, которая объясняется инерцией тепла и охлаждения ствола [7]. В Подмоскowie интенсивность эмиссии  $\text{CO}_2$  со ствола сосны в летний период составляла 2,5–5,0 мг  $\text{CO}_2$   $\text{дм}^{-2}$   $\text{ч}^{-1}$  или 1,6–3,2 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ . Для стволов сосны эмиссия  $\text{CO}_2$  для деревьев IV класса роста и примерно в 4 раза слабее, чем у деревьев I класса роста [5]. В Тверской области у ели [4], с изменением температуры от 10 до 20°C дыхание увеличивается примерно в 2 раза. В основном дыхание ствола обусловлено интенсивностью роста дерева по диаметру, и эта закономерность сохраняется независимо от того, в каком типе леса дерево находится [3]. В Сибири, интенсивность эмиссии  $\text{CO}_2$  ствола сосны в летний период для деревьев II класса роста была 3–8 мг  $\text{CO}_2$   $\text{дм}^{-2}$   $\text{ч}^{-1}$  (1,9–5,0 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ ), у деревьев IV класса роста 1,5–4,0 мг  $\text{CO}_2$   $\text{дм}^{-2}$   $\text{ч}^{-1}$  (1,0–2,5 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ ) [1]. В восточной Финляндии [11] получены дневные изменения дыхания ствола в разные периоды вегетации: осенью интенсивность мало изменялась в течение дня и составляла около 0,3 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ ; летом ночью 0,8–1,1, а днем 1,0–1,7 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ , т.е. в среднем в летний период интенсивность была около 1,2 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$  (1,9 мг  $\text{CO}_2$   $\text{дм}^{-2}$   $\text{ч}^{-1}$ ). На уровне древостоя годовичное дыхание стволов составляло около 75 г  $\text{C}$   $\text{м}^{-2}$  (275 г  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$ ) земной поверхности и составляла около 8% от GPP.

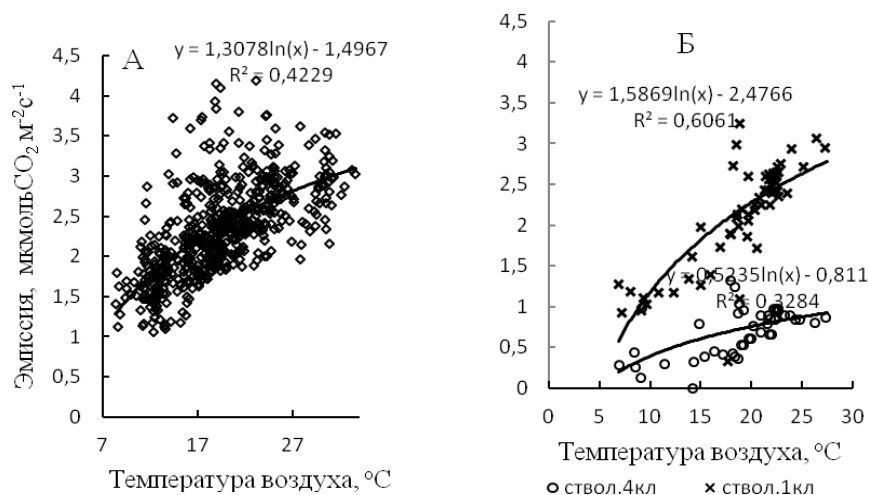
Целью настоящего исследования является оценка зависимости эмиссии  $\text{CO}_2$  поверхности стволов сосны у деревьев разных классов роста от внешних факторов в разных условиях произрастания.

Исследования проводились в Московской области в Серебряноборском опытном лесничестве

Института лесоведения РАН в сосняке разнотравно-черничном I бонитета 140-летнего возраста и в Ярославской области на стационаре «Городище» Северной ЛОС Института лесоведения РАН в заболоченном сосняке пушицево-сфагновом Vб класса бонитета с двумя поколениями сосны: 144 и 54 лет.

Измерения интенсивности газообмена ствола в сосняке Vб бонитета проводилось на деревьях разной интенсивности роста, на дереве интенсивного роста (I класса) высотой 13 м и диаметром 18 см и на дереве слабого роста (IV класса) высотой 7 м и диаметром 12 см. В период наблюдения уровень поверхностных грунтовых вод был 45 см. В сосняке I бонитета исследования проводилось на деревьях только I класса роста высотой 29 м и диаметром 45 см. Измерение эмиссии  $\text{CO}_2$  проводили по открытой схеме по методу Edwards и Solins [6] с помощью инфракрасного газоанализатора «LICOR- 820» (Li-Cor, США). Показания газоанализатора регистрировались каждые 20 с. логгером (EMS, Чехия) одновременно с температурой почвы и воздуха, влажностью воздуха и солнечной радиацией. На стволе выбранных модельных деревьев на высоте 1,3 м на северной стороне закреплялись камеры из прозрачной полиэтиленовой пленки. На обоих участках одновременно с определением дыхания ствола определяли интенсивность фотосинтеза. Для определения фотосинтеза в обоих типах леса камера была установлена в верхней южной части крон дерева сосны. Более подробная методика изложена нами ранее [2].

На основе полученных данных были построены температурные зависимости интенсивности эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности стволов. Зависимость эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности ствола от температуры воздуха во всем диапазоне температур у деревьев в разнотравно-черничном сосняке I класса роста выше примерно на 40%, чем у деревьев в пушицево-сфагновом сосняке (рис. 1). Так при температуре 10–25°C у деревьев из разнотравно-черничного сосняка интенсивность эмиссии  $\text{CO}_2$  составила 1,5–2,8 в мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ , тогда как в заболоченном пушицево-сфагновом сосняке у дерева интенсивного роста была только 1,0–2,0 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$ . Однако интенсивность фотосинтеза в обоих типах леса в этих условия и в этот период была практически одинакова и составила около 9 мкмоль  $\text{CO}_2$   $\text{м}^{-2}$   $\text{с}^{-1}$  (рис. 2). У деревьев слабого роста в пушицево-сфагновом сосняке ин-



**Рис. 1.** Температурная зависимость эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности ствола сосны: в разнотравно-черничном сосняке (А) и в пушицево-сфагновом, (Б) у деревьев I класса роста и у деревьев IV класса роста (уровень почвенно-грунтовых вод в заболоченном сосняке был 40 см).

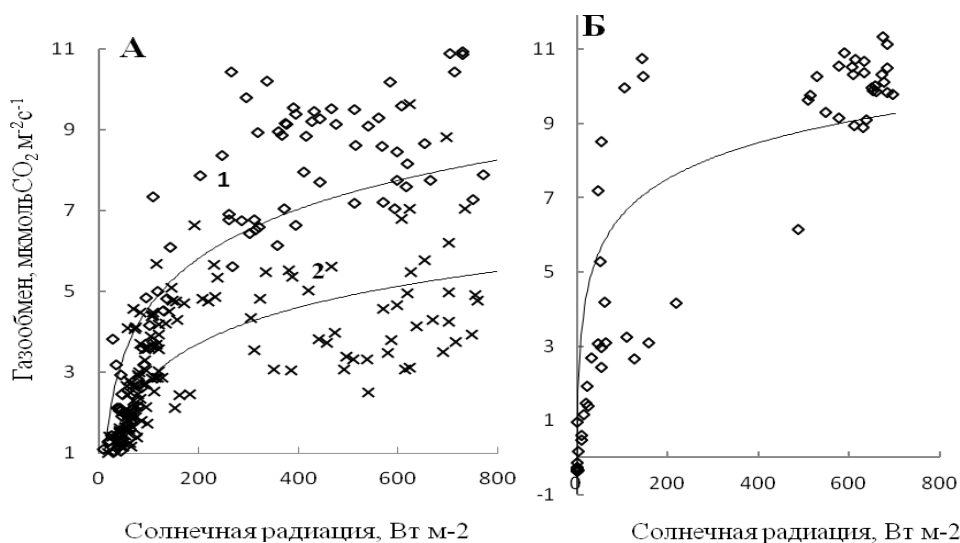
тенсивность дыхания ствола была еще более слабой и составила 0,3–0,7  $\mu\text{mol CO}_2/\text{m}^2\text{s}$ . Можно считать, что дерево IV кл. роста имело интенсивность эмиссии  $\text{CO}_2$  с поверхности ствола в 4 раза ниже, чем дерево I класса роста.

Осенью эмиссия  $\text{CO}_2$  снизилась и при температуре воздуха около  $14^\circ\text{C}$  составила 1,5  $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$  (рис. 3). При пересчете на га за вегетационный период в пушицево-сфагновом сосняке с поверхности стволов выделяется 11,1 т  $\text{CO}_2$  га<sup>-1</sup> или 1,11 кг  $\text{CO}_2$  м<sup>-2</sup>. В Сибири при пересчете на га дыхание стволов величины были близкими к нашим данным – 7,1–9,7 т  $\text{CO}_2$  га<sup>-1</sup> [1].

Таким образом, летом эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности ствола дерева IV класса роста будет примерно в 4 раза меньше, чем у деревьев I класса роста. В разных условиях произрастания эмиссия  $\text{CO}_2$  с поверхности стволов также значительно различается, в сосняке разнотравно-черничном интенсивность ее в четыре раза выше, чем в пу-

шицево-сфагновом, даже когда уровень грунтовых вод находится на глубине 40 см. В то же время интенсивность фотосинтеза в этих условиях в обоих типах леса практически одинакова. Считаем, что дыхание стволов деревьев реагирует на изменение условий окружающей среды значительно с большим отставанием, чем фотосинтез.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта «Восстановление торфяных болот в России в целях предотвращения пожаров и смягчения изменений климата», финансируемого в рамках Международной климатической инициативы Федеральным министерством окружающей среды, охраны природы, строительства и безопасности ядерных реакторов Федеративной Республики Германия и управляемого через немецкий банк развития KfW (проект № 11 III 040 RUS К Восстановление торфяных болот), а также проектов РФФИ (№14-04-01568-а; № 14 - 05-00797-а).



**Рис. 2.** Световые кривые фотосинтеза сосны: (А) (полученные: 1- в дополуденный, 2- послеполуденный промежуток времени) в разнотравно-черничном сосняке, (Б) пушицево-сфагновом при УГВ = 45см.



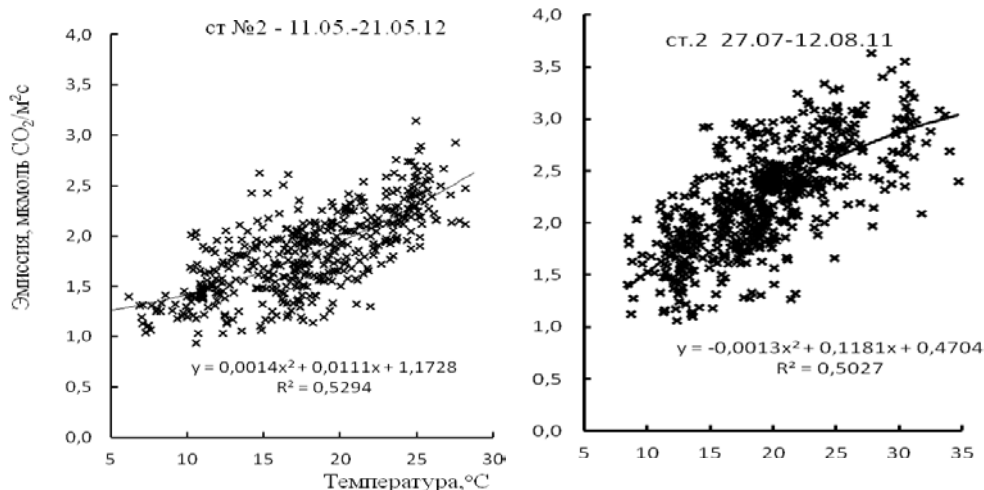


Рис. 3. Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности ствола сосны в зависимости от температуры воздуха в разнотравном сосняке весной в мае 2012 г. (слева) и летом в июле-августе 2011 г. (справа).

### Литература

1. Забуга В.Ф., Забуга Г.А. Дыхание сосны обыкновенной. – Новосибирск: Наука, 2013.–208с.
2. Молчанов А.Г. Мониторинг эколого-физиологических показателей в экосистемах // Серебряноборское опытное лесничество: 65 лет лесного мониторинга. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2010. С. 112–129.
3. Молчанов А. Г., Татарин Ф. А., Курбатова Ю. А. Эмиссия CO<sub>2</sub> стволами живых деревьев и валежом в еловых лесах юга-запада Валдайской возвышенности // Лесоведение. 2011. № 3. С. 14–25.
4. Молчанов А.Г., Татарин Ф.А. Интенсивность дыхания стволов живых и сухостойных деревьев ели разного класса роста в южной тайге. Годичное собрание общества физиологов растений России. Международная конференция “Проблемы физиологии растений Севера”. Петрозаводск, 15-18 июня 2004 г. Тезисы докладов. Петрозаводск, 2004. С. 131.
5. Цельникер Ю.Л., Малкина И.С., Ковалев А.Г., Чмора С.Н., Мамаев В.А., Молчанов А.Г. Рост и газообмен CO<sub>2</sub> у лесных деревьев. М.: Наука. 1993. 256 с.
6. Edwards N.N., Sollins P. Continuous measurement of

carbon dioxide evolution from partitioned forest floor components // Ecology. 1973. V. 54. №2. P. 406–412.

7. Linder S., Trong E. The seasonal variation in stem and coarse root respiration of a 20-year Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) // Mitteilungen der forstlichen Bundesforschungsanstalt Wien. 1981. H. 142. S. 125–139.

8. Goulden M.L., Munger J.W., Fan S.-M., Daube B.C., Wofsy S.C. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: methods and a critical evaluation of accuracy // Global Change Biol. 1996. V. 2. P. 169–182.

9. Lavigne M.B., Ryan M.G., Anderson L. Comparing nocturnal eddy covariance measurements to estimates of ecosystem respiration made by scaling chamber measurements at six coniferous boreal sites // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N.28. P. 977–985.

10. Law B.E., Ryan M.G., Anthoni P.M. Seasonal and annual respiration of a ponderosa pine ecosystem // Global Change Biol. 1999. V. 5. P. 169–182.

11. Zha T., Kellomaki S., Wang K.-Y., Ryyppo A., Ninisto S. Seasonal and Annual Stem Respiration of Scots Pine Trees under Boreal Conditions // Annals of Botany. 2004. V. 94. N 6. P. 889–896.

## ФОРМИРОВАНИЕ ГОРОДСКИХ ПОПУЛЯЦИЙ У НАЗЕМНЫХ ПОЗВОНОЧНЫХ В АНТРОПОЦЕНЕ: СИНЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Н.С. Морозов, В.В. Худяков

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН,  
119071, Москва, Ленинский проспект 33; morozovn33@gmail.com, vlavikt89@yandex.ru

В последние два десятилетия в экологической и биогеографической литературе обсуждается процесс «гомогенизации биоты» в масштабе обширных областей Земного Шара [1,2]. Одной из главных причин этого явления считается увеличение площадей, занятых городскими и пригородными ландшафтами [1]. У значительного числа видов позвоночных, главным образом птиц и млекопитающих, в некоторых частях их ареалов возникли или начали формироваться специфические городские популяции, которым свойственны ослабленная реакция (большинства особей) на человека как на источник опасности и повышенные локальные плотности, а нередко и другие особенности. Для

обозначения процесса образования таких популяций был предложен термин «синурб(ан)изация» [3], который некоторые авторы готовы применять также к животным других таксонов и растениям [4]. Так называемых настоящих, или полных синантропов, таких как домовый воробей и серая крыса, издавна обитающих почти исключительно в населенных пунктах, в том числе городах, синурбанистами называть не принято. Термин используется по отношению к местным и чужеродным (в том числе – интродуцированным) видам, освоившим города (зачастую лишь природные и озелененные территории городов) в последние десятилетия (максимум – два столетия), но при этом про-

должающим населять также природные или сельские ландшафты. Например, синурбанистами Московского мегаполиса можно считать огаря, кракву, гоголя, тетеревятника, чеглока, серую ворону, рябинника, большую синицу, лазоревку, полевую мышь. Еще у некоторых видов, преуспевших в «освоении» столицы (ушастой совы, белой трясогузки, зеленой пересмешки, славки-черноголовки, серой мухоловки, зарянки, обыкновенного соловья и ряда др.), превышение плотностей гнездования над таковыми в загородных биотопах пока не столь очевидно. В более западных и южных областях Европы повышенная плотность в городских условиях отмечена не только у вяхиря, черного дрозда и полевой мыши, олицетворяющих синурбанизацию, но и у обыкновенной пустельги, кольчатой горлицы, обыкновенного скворца, сойки, сороки, европейской черной вороны, зеленушки, обыкновенной лисицы, барсука. Самая сенсационная иллюстрация этого феномена – недавнее освоение некоторых районов Берлина кабаном. Северная Америка дает ряд не менее удивительных примеров формирования «сверхплотных» городских популяций даже у относительно крупных видов млекопитающих, например, белохвостого оленя, койота, енота-полоскуна. Примечательно, что урболандшафт успешно осваивают представители очень разных, далеких друг от друга таксонов высокого ранга (отрядов, семейств), морфологических типов и экологических групп (биотопических, по типу размещения гнезда, по способу добывания и составу корма), колониальные и «одиночно-территориальные» виды, а также виды с различным уровнем рассудочной деятельности. Тем не менее, вопрос о том, какие экологические группы имеют преимущества, какие особенности распространения, жизненного цикла, морфофизиологии и поведения, а также изменчивости видов являются «трамплином» или, наоборот, препятствием на пути к заселению урболандшафтов, обсуждается все активнее [5].

Долгое время внимание специалистов было обращено в первую очередь на внутривидовые механизмы и последовательность формирования городских группировок. Например, орнитологов чрезвычайно занимает вопрос о том, возникают ли городские популяции вида в разных городах независимо друг от друга (т.е. преимущественно из местных не городских птиц) или главным образом благодаря расселению особей, появившихся на свет в других городах [6]. Ценогическим механизмам и последствиям синурбанизации до недавнего времени уделялось меньше внимания. Процветание «настоящих» синантропов в городских условиях нередко объясняют их способностью сравнительно быстро заполнить «экологический вакуум», то есть в конечном итоге – экологическим высвобождением. Однако большинство видов птиц и млекопитающих, преуспевших в освоении городских ландшафтов, не относятся к этой группе, и повышенная плотность населения формируется у

них не на участках сплошной застройки, а на сохранившихся природных и искусственно озелененных территориях городов. Такие «зеленые острова» нередко характеризуются довольно высоким видовым богатством высших растений, птиц, мелких млекопитающих. Оснований говорить об эффекте «компенсации плотностью» вследствие обеднения видового состава в подобных случаях нет [7]. Резонно задаться вопросом: почему формированию «сверхплотных» поселений синурбанистов, например, в крупных городских лесопарках (в том числе – в теплое время года, когда искусственная подкормка не играет существенной роли) не препятствуют те биотические факторы (воздействие внутривидовой и межвидовой конкуренции, пресс со стороны хищников и т.п.), которые, как принято думать, удерживают ее на более низком уровне в аналогичных биотопах природных ландшафтов? Почему иногда, будто наперекор принципу конкурентного исключения, одни и те же городские биотопы одновременно осваивают, наращивая плотность, близкородственные виды со схожими экологическими требованиями (например, большая синица и лазоревка, разные виды дроздов)?

Одно из возможных объяснений: биотопы природных и озелененных территорий городов (например, дубравы или липняки лесопарков в весенне-летний период) по каким-то причинам обладают большей экологической емкостью, повышенными уровнями ресурсов, чем их аналоги вне городов, поэтому плотность населения (в первую очередь – в период размножения) некоторых видов (синурбанистов) в них выше. Другое объяснение не подразумевает обязательности подобных различий в уровнях ресурсов. Оно заключается в том, что загородные аналоги биотопов, представленных на городских природных территориях, в количественном отношении по тем или иным причинам не насыщены, могли бы вмещать на единицу площади гораздо больше особей некоторых видов, чем обитает и размножается в них фактически. Если в городском ландшафте условия почему-либо оказываются более привлекательными, чем вне города (например, благодаря подкормке в осенне-зимний период, когда у некоторых видов птиц корректируются связи с будущим местом размножения, или отсутствию некоторых ключевых хищников), можно ожидать увеличения плотности населения ряда вида в период размножения по сравнению с таковой в схожих биотопах природных ландшафтов. Отметим, что последнее объяснение противоречит классической «конкурентной парадигме» организации таксоценов, сформировавшейся и доминировавшей в 1960–1970-е гг. (основанной на взглядах Р. Макартура и его единомышленников), но с начала 1980-х гг. неоднократно критиковавшейся [8].

Некоторые специалисты, отрицающие ведущую роль конкуренции в структурировании природных сообществ, считают главной составляю-

шей «экологического высвобождения» в урбандо-ландшафтах ослабление пресса хищничества. Разброс мнений по поводу роли хищников, в свою очередь, сводится к двум основным гипотезам, которые выглядят альтернативными. Согласно одной, в городах видовой состав аборигенных хищников в той или иной мере обеднен, их ключевые виды отсутствуют или малочисленны, а домашние хищные животные (кошки, собаки) сильно уступают им в «эффективности давления» на популяции видов-жертв. К тому же, в городах многих стран, в отличие от загородных территорий, отсутствует или ограничено целенаправленное «преследование» некоторых категорий птиц и млекопитающих человеком (охота, истребление «вредителей» и т.п.). В итоге для многих видов урбандо-ландшафты оказываются зонами относительной безопасности, в пределах которых выживаемость потомства и/или взрослых особей повышены, благодаря чему и достигается высокая плотность населения. Сторонники альтернативной точки зрения отмечают, что зачастую в городах некоторые важные как аборигенные, так и чужеродные (включая домашних животных) виды хищников имеют повышенную плотность населения или способны временно формировать плотные локальные скопления. Пример – некоторые врановые птицы и домашние кошки. Любая часть городской территории, доступная для них, может превращаться в «экологическую ловушку» для видов-жертв, поселившихся там. Результаты полевых исследований противоречивы. Очевидно, оба «сценария» могут осуществляться на одной и той же городской территории в разные периоды времени или даже синхронно у разных (групп) видов-жертв в зависимости от их биологии и особенностей конкретных видов хищников [9]. В контексте этих разногласий большой интерес представляет ситуация в Московском мегаполисе. Видовое богатство хищников и разорителей птичьих гнезд в городе значительное, городские популяции серой вороны и тетеревины сформировались в 1960-е–начале 1970-х и в 1980-е гг. соответственно. Если первая гипотеза верна, пресс хищничества должен был бы препятствовать синурбанизации видов-жертв. Однако значительному числу видов птиц (в первую очередь, связанных с древесной растительностью) удалось сформировать или сохранить на территории города популяции, достигающие высокой или внушительной плотности в предпочитаемых биотопах. Наши исследования показали, что повышенная плотность и довольно высокая успешность гнездования видов-жертв могут сочетаться со значительным видовым богатством хищников и высокой плотностью населения таких зловредных разорителей гнезд, как серая ворона [7,10]. Эти результаты – пример так называемого парадокса гнездового хищничества в городских условиях (высокий успех гнездования видов-жертв в условиях значительного видового богатства и/или вы-

сокой численности ключевых видов хищников), активно обсуждаемого в последние годы [11,12]. По всей видимости, он (частично) объясняется доступностью для основных разорителей гнезд альтернативных кормовых ресурсов. Изучение межвидовых отношений в городских ландшафтах может сыграть важнейшую роль в разработке многих фундаментальных проблем синэкологии.

### Литература

1. McKinney M.L. Urbanization as a major cause of biotic homogenization // *Biological Conservation*. 2006. V. 127. No 3. P. 247–260.
2. Baiser B., Olden J.D., Record S., Lockwood J.L., McKinney M.L. Pattern and process of biotic homogenization in the New Pangaea // *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*. 2012. V. 279. P. 4772–4777.
3. Luniak M. Synurbization – adaptation of animal wildlife to urban development // *Proceedings of the 4th International Symposium on Urban Wildlife Conservation / Eds: W.W. Shaw, L.K. Harris, L. Vandruff*. Tucson: University of Arizona, 2004. P. 50–55.
4. Francis R.A., Chadwick M.A. What makes a species synurbic? // *Applied Geography*. 2011. V. 32. No 2. P. 514–521.
5. Evans K.L., Chamberlain D.E., Hatchwell B.J., Gregory R.D., Gaston K.J. What makes an urban bird? // *Global Change Biology*. 2011. V. 17. No 1. P. 32–44.
6. Evans K.L., Gaston K.J., Frantz A.C., Simeoni M., Sharp S.P., McGowan A., Dawson D.A., Walasz K., Partecke J., Burke T., Hatchwell B.J. Independent colonization of multiple urban centres by a formerly forest specialist bird species // *Proceedings of the Royal Society of London. Ser. B*. 2009. V. 276. No 1666. P. 2403–2410.
7. Morozov N.S. A city as an object for synecological studies: a search for density compensation among birds breeding in urban woodland // *Species and Communities in Extreme Environments / Eds.: S.I. Golovatch, O.L. Makarova, A.B. Babenko, L.D. Penev*. Sofia-Moscow: Pensoft Publishers & KMK Scientific Press, 2009. P. 459–520.
8. Wiens J.A. *The Ecology of Bird Communities*. Vol. 1. Foundations and Patterns. Cambridge: Cambridge University Press, 1989. 539 p.
9. Tomialojc L. Breeding ecology of the Blackbird *Turdus merula* studied in the primaeval forest of Bialowieza (Poland). Part 2. Reproduction and mortality // *Acta Ornithologica*. 1994. V. 29. No 2. P. 101–121.
10. Морозов Н.С., Худяков В.В., Панфилова И.М. Рябинник (*Turdus pilaris*) в большом городе: особенности размножения и репродуктивные потери из-за хищников // XIV Международная орнитологическая конференция Северной Евразии (Алматы, 18-24 августа 2015 г.). I. Тезисы. Алматы: Мензбиринское орнитологическое общество, 2015. С. 342–343.
11. Stracey C.M. Resolving the urban nest predator paradox: the role of alternative foods for nest predators // *Biological Conservation*. 2011. V. 144. No 5. P. 1545–1552.
12. Fischer J.D. <http://www.bioone.org/doi/abs/10.1525/bio.2012.62.9.6> - fn01, Cleeton S.H. <http://www.bioone.org/doi/abs/10.1525/bio.2012.62.9.6> - fn01, Lyons T.P., <http://www.bioone.org/doi/abs/10.1525/bio.2012.62.9.6> - fn01 Miller J.R. Urbanization and the predation paradox: the role of trophic dynamics in structuring vertebrate communities // *BioScience*. 2012. V. 62. No 9. P. 809–818.

# ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

О.Д. Найдина

Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: naidina@ilran.ru

Море Лаптевых, относящееся к арктическим шельфовым морям Евразии, подвергалось наименьшему влиянию со стороны Атлантического и Тихого океанов вследствие его отдаленности и ограничением его островами Северная Земля и Новосибирским архипелагом. Международные полярные экспедиции и комплексное микропалеонтологическое исследование донных осадков, проводимые в этом регионе, позволили собрать новые материалы по изменению природных обстановок на шельфе и прилегающей суше.

Публикации новых данных по динамике природных обстановок региона моря Лаптевых охватывают диапазон времени последних 16 тыс. лет [4–8]. В регионе моря Лаптевых экстремальное развитие природной среды пока полностью не восстановлено [2,3], и поэтому голоценовая динамика природной среды все еще находится в стадии изучения [1].

Реконструкция истории развития региона моря Лаптевых основывается на разнообразных группах микрофоссилий, таких как ископаемые пыльца и споры высших растений, динофлагеллаты, остракоды и фораминиферы из радиоуглерододатированных ( $AMS^{14C}$ ) колонок донных осадков послеледниковья. Настоящее сообщение посвящено позднеголоценовой наземной и морской палеобстановкам региона моря Лаптевых, существовавших на протяжении субатлантического периода голоцена.

На основе результатов проведенных исследований удалось проследить изменения растительности, климата и палеосреды моря в течение последних 2,3 тыс. лет. В результате спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная с 1,8 тыс. лет и до 0,3 тыс. лет назад летние температуры воздуха превышали современные на  $1^{\circ}C$ . В это время растительность северной тундры сменялась южной тундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых. Впервые по данным спорово-пыльцевого анализа и  $AMS^{14C}$ -датирования морских осадков удалось провести ландшафтно-климатические реконструкции для позднего голоцена.

Установлено, что потепление климата на побережье совпадает с адвекцией атлантических вод в море Лаптевых. Предполагается, что приток атлантических вод был более интенсивным, чем в настоящее время. Обнаруженный комплекс микрофоссилий отражает относительно стабильные условия природной среды в восточной части шельфа моря Лаптевых в позднем голоцене. В целом новые данные, полученные при реконструкции ландшафтно-климатических изменений на суше и колебаний уровня моря в позднем голоцене, ценны для прогнозирования динамики природной среды в будущем.

## Литература

1. Баух Х.А., Кассенс Х., Тиде Й. Процессы природных трансформаций на северо-евразийском шельфе со времени последнего оледенения // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. Ред. Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. С. 373–383.
2. Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 20–32.
3. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
4. Найдина О.Д. Палеогеография региона моря Лаптевых в первую половину голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 4. № 3. С. 331–340.
5. Найдина О.Д. Изменения палеосреды восточного шельфа моря Лаптевых в послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 95–108.
6. Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
7. Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global Planet. Change. 2001. V. 31. P. 141–153.
8. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary Int. 2011. V. 229. P. 84–88.

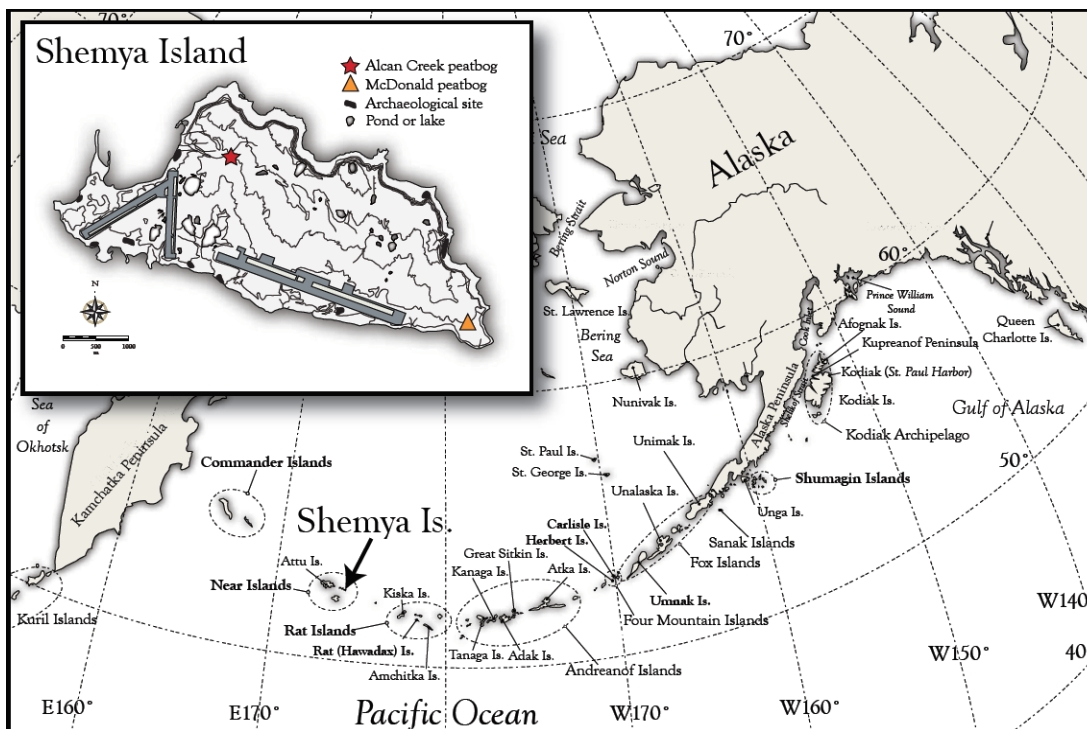
## ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ ТОРФЯНОГО ОТЛОЖЕНИЯ о-ва ШЕМЬЯ (АЛЕУТСКИЕ ОСТРОВА, США)

А.А. Неплюхина, Д.А. Чудаев, М.А. Гололобова

Биологический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова,  
119234, Россия, Москва, Ленинские горы, 1/12; e-mail: gololobovata@mail.ru

Диатомовые (Bacillariophyta) – широко распространенная группа водорослей, представители

которой заселяют как водные, так и наземные экосистемы. Каждый вид диатомей имеет определен-



Географическое положение о-ва Шемья в гряде Алеутских островов (торфяник McDonald Point отмечен треугольником) (из [4])

ное географическое распространение и приуроченность к определенным экологическим параметрам среды, что позволяет использовать виды этой группы в качестве биоиндикаторов. Помимо этого, кремнеземные панцири диатомовых сохраняются в донных отложениях различных водоемов. Таким образом, по структуре и видовому составу диатомового сообщества можно проводить реконструкцию состояния и изменений окружающей среды в прошлом.

Несмотря на то, что диатомовые водоросли США активно изучаются, п-ов Аляска и гряда Алеутских островов в этом плане слабо изучены. К настоящему времени было опубликовано всего несколько работ, в которых приведены данные о видовом составе диатомей для некоторых частей Аляски [1–3]. Стоит отметить, что исследований диатомей о-ва Шемья до настоящего времени не проводилось.

Алеутские острова (США) представляют собой архипелаг на севере Тихого океана, имеющий вулканическое происхождение, разделенный на 6 больших групп островов, которые простираются дугой от побережья п-ова Аляски (США) к основанию п-ова Камчатка (РФ); с севера архипелаг ограничен Беринговым морем. Остров Шемья (52°43'N, 174°07'E) – один из трех островов, входящих в состав группы Алеутских островов, названной Семичи (рисунок).

Материалом для исследования послужила колонка торфа общей мощностью 385 см, отобранная из точки *McDonald Point* (восточная часть о-ва Шемья). Формирование отложений началось более 9500 л.н., что подтверждено ре-

зультатами радиоуглеродного датирования (9547±128 ВР, IEMAЕ-1261) [4]. Колонка была разделена на слои по 5 см; всего было получено 76 образцов. Очистку образцов от органического содержимого проводили по методике М. Келли с соавт. [5]. Для изучения материала при помощи световой микроскопии очищенные панцири диатомовых заключали в анилино-формальдегидную смолу Эльяшева; для проведения исследований при помощи электронной микроскопии каплю суспензии с панцирями диатомей высушивали на кусочке алюминиевой фольги, а затем покрывали тонким слоем Au-Pd или Ag-Pd в ионном распылителе Giko IB-3. Исследование препаратов проводили методами световой (СМ Leica 2500, СМ Leica DM500) и электронной (СЭМ Jeol JSM-6380) микроскопии. Оценку частоты встречаемости видов диатомовых водорослей проводили по методике, предложенной Р. Баттерби [6].

В результате исследования во всех 76 образцах было обнаружено 63 таксона диатомовых водорослей видового и внутривидового рангов (из них 11 таксонов идентифицированы только до уровня рода). Таксоны принадлежат к 30 родам, 17 семействам, 8 порядкам и 3 классам [7]. Из них к центрическим диатомовым водорослям относится 1 род (*Aulacoseira*) с 3 видами; к бесшовным пеннатным – 9 видов и разновидностей, относящихся к 5 родам (*Fragilaria*, *Pseudostaurosira*, *Staurosirella*, *Staurosira* и *Stauroforma*); к шовным пеннатным – 51 таксон видового и внутривидового рангов, относящийся к 24 родам. Анализируя общее число встреченных во всех образцах таксонов можно сказать, что роды *Pinnularia*, *Cavinula* и *Eunotia* демонстрируют и наибольшее

видовое богатство: в роде *Pinnularia* отмечено 11 видов, в родах *Cavinula* и *Eunotia* — по 4.

При изучении материала были отмечены виды, обладающие разной степенью сохранности панциря, в связи с чем, идентификация их до видового уровня проблематична. С одной стороны, выявлены виды с более тонким панцирем: панцири этих видов преимущественно растворяются, однако, подлежат идентификации до уровня рода; с другой стороны, отмечены виды, имеющие более грубые панцири, которые, очевидно, претерпевали механическое воздействие среды: эти виды представлены обломками, что также затрудняет их определение до видового уровня. Также отмечено, что наилучшей сохранностью обладают представители центрических диатомовых водорослей. По-видимому, это может быть объяснено, прежде всего, значительно бóльшим содержанием кремнезема в панцире (по сравнению с видами пеннатных диатомей). На наш взгляд, интересным фактом является то, что мы наблюдаем растворение панцирей диатомовых водорослей, которые развивались в водоеме с предположительно пониженными значениями pH (см. ниже), тогда как по литературным данным ([8,9] и др.), наоборот, панцири диатомей растворяются при повышенных значениях pH. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. В целом можно заключить, что створки диатомовых водорослей из исследованного торфяного отложения обладают плохой сохранностью, что во многих случаях затрудняет их точную идентификацию.

Нами был проведен экологический и географический анализ диатомовых водорослей из исследованного отложения [10,11]. По предварительным результатам можно сказать, что большинство отмеченных в отложениях таксонов являются космополитами по своему распространению, однако, отмечены также и бореальные виды. По приуроченности к экологической группе, большинство выявленных видов являются бентосными организмами, в то время как планктонные виды встречаются в материале единично. Большинство таксонов являются видами, предпочитающими среды с пониженными значениями pH (ацидобионтами и ацидофилами) и низкой минерализацией. По-видимому, на месте исследованного разреза в раннем голоцене (9550 л.н.) произошло формирование мелководного заболоченного олиготрофного водоема с относительно низким значением pH.

Нами были проведены исследования послыдного распределения диатомовых водорослей в колонке торфяного отложения. Наибольшее число видов диатомей было отмечено в слое 300–305 см (26 видов), наименьшее (по 1 виду) — в интервале 210–215 см. В интервалах 35–60 см, 85–110 см и 168–175 см створки диатомовых водорослей не обнаружены. Анализ относительного обилия видов показал, что наиболее часто встречаемыми таксонами являются роды *Stauroforma*, *Pinnularia*, *Diadsmis*, *Eunotia* и *Cocconeis*. Были изучены

закономерности изменения относительного обилия видов с изменением глубины торфяного отложения. По полученным данным мы выделили несколько зон, отличающихся друг от друга характерными комплексами диатомей. В первой зоне (0–80 см, до 700 л.н.) отмечено доминирование таких видов, как: *Aulacoseira canadensis* (Hust.) Sim., *Cocconeis placentula* Ehr. s.l., *Diadsmis mochalovae* Potapova, *Diploneis krammeri* Lange-Bert. & E.Reichardt, *D. pseudovalis* Hust., *Pinnularia* cf. *islandica* Østr. и *Pinnularia lagerstedtii* (Cl.) A.Cl. Во второй (80–135 см, 700–1400 л.н.) и четвертой (170–220 см, 2125–3000 л.н.) зонах створки диатомей встречаются единично, часто представлены обломками, не поддающимися точной видовой идентификации. В третьей зоне (135–170 см, 1400–2125 л.н.) наблюдается доминирование видов рода *Pinnularia*, а именно *P. cf. islandica* и *P. pseudoparva* Krammer & Lange-Bert. Для пятой зоны (220–270 см, 3000–3925 л.н.) характерно увеличение числа видов и их обилия. Доминанты представлены видами рода *Pinnularia*; наибольшее относительное обилие характерно для *P. inconstans* A. Mayer, а также целого комплекса других видов этого рода. Шестая зона (270–380 см, 3925–9550 л.н.) характеризуется наибольшим видовым богатством и относительным обилием видов. Среди доминантов отмечены: *Diadsmis laevissima* (Cleve) D.G. Mann, *D. mochalovae*, *Eunotia curtagrunowii* Nörpel-Schempp & Lange-Bert., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Bréb.) W. Sm., *Stauroforma exiguiformis* (Lange-Bert.) R.J. Flower, V.J. Jones & Round и виды рода *Staurosira*. Наибольшее видовое разнообразие и наибольшая относительная численность видов наблюдается на глубине от 250 см до 360 см.

Для выяснения меры разнообразия в исследованном торфяном отложении для всех слоев был посчитан индекс Шеннона, значение которого в нашем случае менялось в диапазоне от 0,23 до 1,90, что говорит о том, что степень равномерности распределения видового разнообразия не изменялась. Следовательно, существовавший на месте торфяника водоем не подвергался эвтрофикации, а имел постоянную трофность на протяжении всего времени своего существования, что хорошо согласуется с данными анализа других групп организмов (А.Б. Савинецкий, персональное сообщение).

Таким образом, примерно 9500 л.н. на материнской породе начал формироваться неглубокий олиготрофный водоем. Примерно 6000 л.н. водоем стал более глубоким (судя по обилию планктонных форм, в частности, видов рода *Aulacoseira*), с хорошо развитой растительностью (судя по обилию эпифитных форм, например, *C. placentula*, *S. Exiguiformis*), а затем обмелел (примерно 4000 л.н.). Можно предположить, что 4000–1500 л.н. водоем был относительно мелким, т.к. в соответствующей этому интервалу зоне отложений не наблюдается планктонных и эпифитных форм. В данный период

доминировали представители рода *Pinnularia*, многие виды которых развиваются в очень мелких водоемах и на влажных почвах. Примерно 1500 л.н. водоем, по-видимому, стал снова заполняться водой (по крайней мере, стал более глубоководным), т.к. в этом промежутке снова появились планктонные и эпифитные формы. Видимо, колебание уровня воды водоема было связано с чередованием более сухих и влажных периодов в голоцене, а, возможно, и с колебанием температуры.

Обработка материала выполнена при поддержке гранта РНФ 14-50-00029. Морфологическая часть работы проведена в рамках государственного задания МГУ, часть 2, п. 01 10.

### Литература

1. Foged N. Diatoms found in a bottom sediment sample from a small deep lake on the northern slope, Alaska // *Nova Hedwigia*. 1971. V. 21. 114 p.
2. Foged N. Diatoms in Alaska // *Bibliotheca Phycol.* 1981. V. 53. 317 p.
3. Hein M.K. Flora of Adak Island, Alaska: Bacillariophyceae (Diatoms) // *Bibliotheca Diatomol.* 1990. V. 21. 133 p.
4. Savinetsky A.B., Khassanov B.F., West D.L., Kiseleva

N.K., Krylovich O.A. Nitrogen isotope composition of peat samples as a proxy for determining human colonization of islands // *Arctic Anthropol.* 2014. V. 51. P. 78–85.

5. Kelly M.G., Adams C., Graves A.C. The Trophic Diatom Index: A User's Manual. Bristol: Environmental Agency, 2001. 135 p.

6. Battarbee R.W. Diatom analysis /In: B.E. Berglund (ed.). *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. New York & London: J. Wiley, 1986. P. 527–570.

7. Round F.E., Crawford R.M., Mann D.G. *Diatoms: biology and morphology of the genera*. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 747 p.

8. Barker P., Fontes J.C., Gasse F., Druart J.C. Experimental dissolution of diatom silica in concentrated salt solutions and implications for paleoenvironmental reconstruction // *Limnol. Oceanogr.* 1994. V. 39. P. 99–110.

9. McMinn A. Comparison of diatom preservation between oxic and anoxic basins in Ellis Fjord, Antarctica // *Diatom Res.* 1995. V. 10. No 1. P. 145–151.

10. Van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands // *Netherland J. Aquatic Ecol.* 1994. V. 28. P. 117–133.

11. Баринаева С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В. Эколого-географическая картотека водорослей. М.: Природа, 2000. С. 60–150.

## ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ИЗМЕНЕНИЕ ПОЖАРНЫХ РЕЖИМОВ ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МЕЩЕРЕ В ГОЛОЦЕНЕ

Е.Ю. Новенко<sup>1,2</sup>, Е.М. Волкова<sup>3</sup>, И.В. Мироненко<sup>1</sup>, Д.А. Куприянов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1; e-mail: lenanov@mail.ru

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва, Старомонетный пер., 29

<sup>3</sup>Тульский государственный университет, Тула, пр. Ленина, 92, e-mail: convallaria@mail.ru

Ретроспективный анализ долгопериодной динамики лесных экосистем под воздействием природных и антропогенных факторов, в том числе пожаров, приобрел в последнее время особую актуальность в связи с решением ряда задач, связанных с разработкой региональных сценариев состояния экосистем при глобальных климатических изменениях. Изучаемая территория находится в Клепиковском районе Рязанской области в юго-восточной части Мещерской низменности. Исследования проводились на двух ключевых участках (их местные названия «Алексеево» и «Новая Александровка») и включали, детальное изучение стратиграфии и радиоуглеродное датирование торфяных отложений, спорово-пыльцевой анализ, ботанический анализ торфа, на основе которых были выполнены реконструкции динамики растительности и изменение пожарных режимов лесных экосистем изучаемой территории в голоцене.

Бурение торфяных залежей пяти болот и отбор образцов были проведены в ходе полевых работ в 2012, 2014 и 2015 гг., подробный анализ ботанического состава торфа и спорово-пыльцевой анализ были выполнены для двух из них – болота Новоалександровское и Дурное. Все болота имеют небольшие размеры и мощность торфяной залежи 100–110 см, за исключением болота Но-

воалександровское, глубина подошвы торфа в котором составляет 245 см.

Реконструкция частоты пожаров была выполнена по результатам анализа прослоек углистого материала торфяных отложений всех изученных болот. Учет прослоек угля в торфяных колонках дает приблизительную оценку частоты пожаров на прилегающей территории. Мы предполагаем, что наличие следов горения в центральной части болот, где было проведено бурение, может быть свидетельством о достаточно сильном лесном пожаре, который затронул не только окраинную часть, но и центр болота. При этом, необходимо учитывать, что данные, полученные по одной скважине, отражают информацию не обо всех лесных пожарах, часть прослоек может быть утрачена вследствие повреждения части торфяной залежи в результате пожара. Учет угольных прослоек был проведен в полевых условиях, в свежих кернах торфяных отложений. Фиксировалась толщина прослоек и их глубина относительно подошвы торфяной залежи. Также велась подробная фотодокументация.

Определение возраста отложений проведено в радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН. Калибровка радиоуглеродных дат проведена в программе IntCal13. Модель роста от-

ложений и расчеты скорости накопления торфа были выполнены при помощи программы *Behron*.

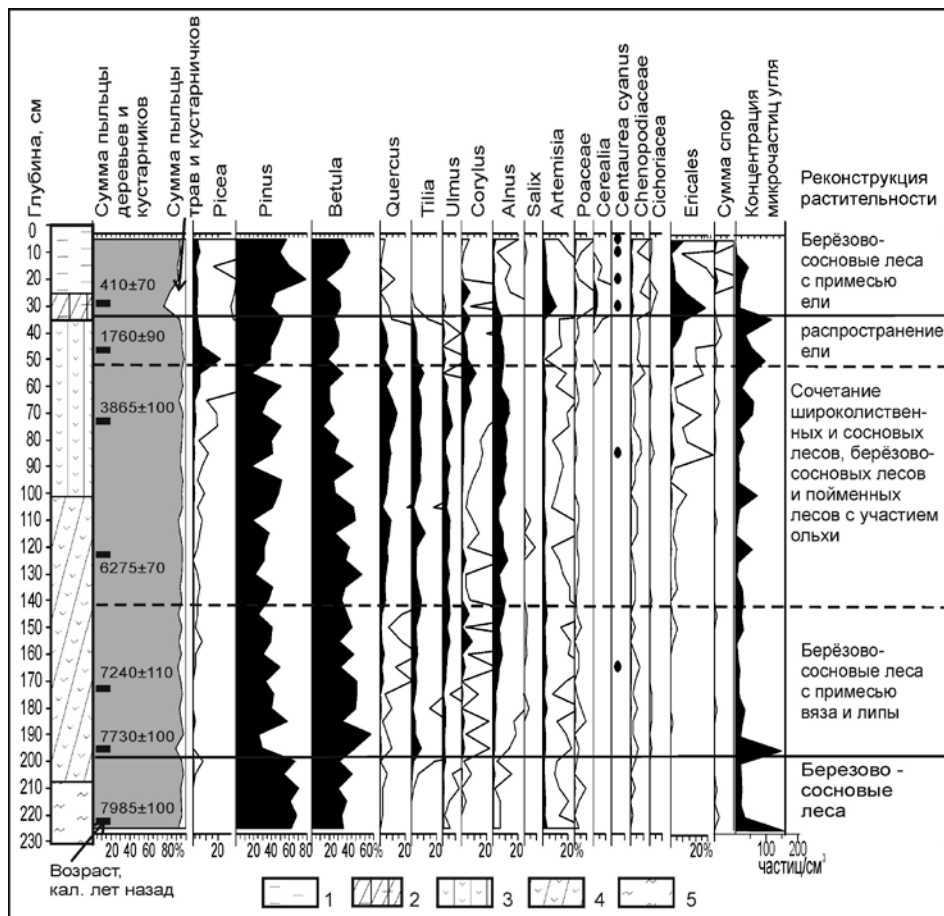
Полевые исследования показали, что все изученные лесные болота, за исключением самого крупного болота Новоалександровского, на всех ключевых участках имеют схожее строение торфяной залежи. Верхняя часть разрезов (15–20 см) представлена слаборазложившимся сфагновым торфом, не содержащим прослоек угля и обугленного материала, ниже отложения представлены хорошо разложившимся травяным или сосново-травяным торфом с большим количеством углестых прослоек. В основании торфяной залежи каждого болота был выделен мощный (толщиной 2–5 см) угольный прослой, что указывает на заболачивание этих депрессий рельефа после крупных пожаров. На участке «Алексеево» возраст базальных горизонтов торфа находится в интервале 7000–6000 кал. л.н. (календарных лет назад), на участке «Новая Александровка» – 9000–8000 кал. л.н.

Ботанический анализ торфа болот Новоалександровское и Дурное показал, что развитие болотных геосистем началось со стадии эвтрофного травяного болота с преобладанием в растительных сообществах вейника седеющего и небольшим участием сфагновых мхов и других трав. Согласно результатам ботанического анализа торфа низинные травяные и травяно-сфагновые болота суще-

ствовали в период 7700–5500 кал. л.н. Возможно, на окрайках болот произрастала ольха, пыльца которой присутствует в торфяных отложениях.

Данные палинологического анализа свидетельствуют, что около 8000 кал. л.н. на рассматриваемой территории были распространены березово-сосновые и сосновые леса, возможно сохранившиеся на данной территории с раннего голоцена (рис. 1). В спорово-пыльцевых спектрах доля пыльцы деревьев и кустарников составляет около 95%, преобладают сосна и береза, участие пыльцы которых достигает 60 и 35% соответственно. Пыльца широколиственных пород отмечена лишь единично. Начиная с 7700 кал. л.н. доля широколиственных пород в составе древостоев увеличивается в основном за счет липы и вяза, а с 6500 кал. л.н. в спектрах возрастает процентное соотношение пыльцы дуба, орешника и ольхи, что отражает их активное расселение на изучаемой территории. При этом содержание пыльцы сосны и березы в спектрах остается высоким. На основе этих данных можно предположить, что растительный покров представлял собой сочетание широколиственных лесов с подлеском из лещины, сосновых и березово-сосновых лесов (рис. 1).

Такая растительность сохранялась на рассматриваемой территории примерно до 2000 кал. л.н., причем в суббореальном периоде голоцена



**Рис. 1.** Спорово-пыльцевая диаграмма и ботанический состав торфа разреза болота Новоалександровское. Типы торфа: 1 – сфагновый переходный, 2 – древесно-сфагновый переходный, 3 – древесно-травяной низинный, 4 – травяной (вейниковый) низинный, 5 – травяно-сфагновый низинный.



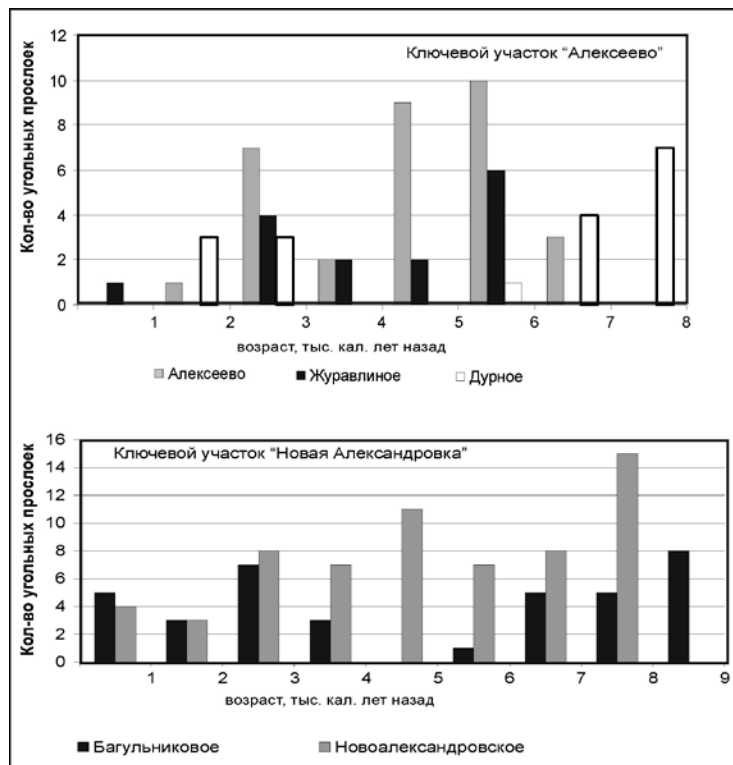


Рис. 2. Результаты подсчетов угольных в торфяных отложениях болот.

роль широколиственных лесов возрастала. В период 5500–2000 кал. л.н. периодические пожары и вброс зольных элементов создали благоприятные условия для поселения на болотах сосны и березы и формирования древесно-травяных (сосново-вейниковых) низинных болот. Торфяные залежи всех изученных болот содержат многочисленные прослойки углистого вещества, возрастает также концентрация микрочастиц угля в препаратах для спорово-пыльцевого анализа (рис. 1). Возможно, в результате уменьшения увлажнения, создались благоприятные условия для расселения широколиственных пород, но при этом возросла частота пожаров в сухих сосняках, окружающих болота.

Около 2000 кал. л.н. похолодание и увлажнение климата привели к снижению участия широколиственных пород и внедрению ели в растительные сообщества. Очевидно, что в районе исследований уменьшилось участие широколиственных пород в древостоях, и они сохранялись в наиболее дренированных местообитаниях, в то время как ель поселялась в полугидроморфных экотопах. Частота пожаров также снизилась.

Результаты изучения верхних горизонтов торфяных залежей (верхние 35–40 см, возраст  $410 \pm 70$  кал. л.н. для болота Новоалександровское, и  $1410 \pm 70$  кал. л.н. для болота Дурное) свидетельствуют о значительных изменениях как в локальной растительности болот, так и на окружающей территории. В болотах в этот период произошел частичный переход на атмосферное питание, что диагностируется произрастанием мезо- и олиготрофных видов сфагновых мхов *Sphagnum angustifolium* и *S. fallax*. Постепенно обилие сфаг-

новых мхов увеличилось, что привело к смене древесно-сфагновых мезотрофных ценозов сфагновыми. Для спорово-пыльцевых спектров из верхних 40 см торфяных залежей болот характерно почти полное выпадение пыльцы широколиственных пород и ели из спорово-пыльцевых спектров, появление пыльцы культурных злаков и растений-индикаторов нарушенных грунтов. Эти признаки отражают существенную трансформацию растительности вследствие антропогенного воздействия.

Количество углистых прослоек в мелкозалежных болотах на участке «Алексеево» составляет 13 (Дурное), 15 (Журавлиное) и 32 (Алексеево). На втором участке в болоте Новоалександровское выявлено 63 прослойки и Багульниковое содержит 37 слоев. Основываясь на рассчитанных моделях роста отложений, был определен возраст этих прослоек. Принимая во внимание неопределенность возрастных моделей и возможную неполноту данных, проведен подсчет количества прослоек угля, образовавшихся в каждом болоте в течение 1000 лет, что позволило выявить периоды с наибольшей и наименьшей активностью пожаров (рис. 2).

Полученные данные показали, что периодичность пожаров на изучаемой территории была высокой в периоды 9000–5000 и 3000–2000 кал. л.н., когда временной интервал между лесными пожарами составлял от 70 до 200 лет. При этом наибольшее количество прослоек угля в торфе сформировалось в период 8000–7000 кал. л.н. После 2000 кал. л.н. частота пожаров существенно снижается, при этом интервал между пожарами возрастает до 500 лет.

На основе результатов проведенных исследований были сделаны следующие выводы. В истории растительности выделяются три основные фазы: березово-сосновые леса (ранний-средний голоцен), широколиственные и сосновые леса (средний голоцен) и еловые суббори (поздний го-

лоцен). Существенное влияние на растительность территории на всем протяжении голоцена оказали периодические пожары.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 16-55-00015-Бел\_a, 14-05-00550, 15-04-03170.

## ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ МУЗЕЯ-ЗАПОВЕДНИКА «ЯСНАЯ ПОЛЯНА» В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Е.Ю. Новенко<sup>1,2</sup>, И.С. Зюганова<sup>2</sup>, К.В. Дюжова<sup>3</sup>, Е.М. Волкова<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1; e-mail: lenanov@mail.ru

<sup>2</sup> Институт географии РАН, Москва, 119017, Старомонетный переулок, 29; e-mail: inna0110@gmail.com

<sup>3</sup> Институт аридных зон ЮНЦ РАН, 344006, Ростов-на-Дону, пер. Чехова, 41

<sup>4</sup> Биологический факультет Тульского государственного педагогического университета им. Л.Н. Толстого, 300026, Тула, пр. Ленина, 125

Представлены результаты спорово-пыльцевого и карпологического анализов, изучения ботанического состава торфа и радиоуглеродного датирования торфяной залежи болота Источек, расположенного на территории Мемориального и природного заповедника «Музей-усадьба Л.Н. Толстого «Ясная Поляна» (Тульская область, Щекинский р-н). Район исследований находится близ южной границы распространения широколиственных лесов (рис. 1). Естественная растительность этой зоны представлена лесами из дуба с участием липы, клена, вяза и ясеня [3]. В настоящее время эти леса сохранились только в виде небольших участков в пределах ООПТ среди сельскохозяйственных и селитебных земель.

Болото Источек (N 54.068032, E 37.51324) расположено в верхней части склона водораздела рек Упы и Воронки (высота 228 над у. м.). Понижение рельефа, которое оно занимает, является карстовым по происхождению. Болото характеризуется эвтрофной растительностью.

Изученная торфяная залежь полностью представлена низинным торфом (рис. 2), но состав

остатков растений-торфообразователей существенно меняется в изученном разрезе. Нижняя часть залежи (гл. 540–220 см) представлена, в основном, гипновым и травяно-гипновым торфом. На глубинах 530 см, 440–420 см и 240 см отмечены прослойки древесного торфа, в котором преобладает древесина лиственных пород. Верхняя часть залежи (220–0 см) сложена, главным образом, травяно-сфагновым и сфагновым низинным торфом.

В изученном разрезе выделено **5 локальных карпологических комплексов** на основании изменений систематического состава и количественных соотношений субфоссильных плодов и семян в изученных образцах (рис. 3).

**Комплекс 1** (465–370 см) отличается наиболее разнообразным систематическим и экологическим составом карпоидов. Древесные породы представлены орешками ольхи черной (*Alnus glutinosa*) и березы (*Betula* sect. *Betula*). Определены эндокарпы кустарниковой вишни (*Prunus fruticosa*). Среди остатков лесных травянистых растений определены эндокарпы костяники (*Rubus saxatilis*). Кроме того, комплекс 1 содержит многочисленные пло-

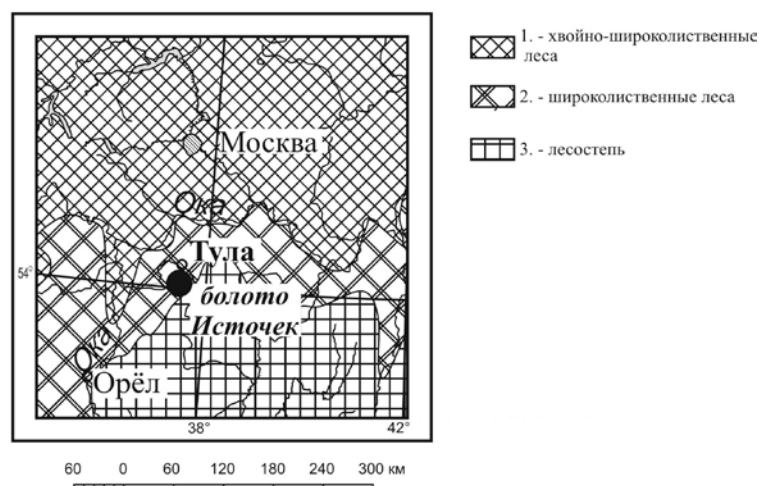


Рис. 1. Местоположение района исследований.

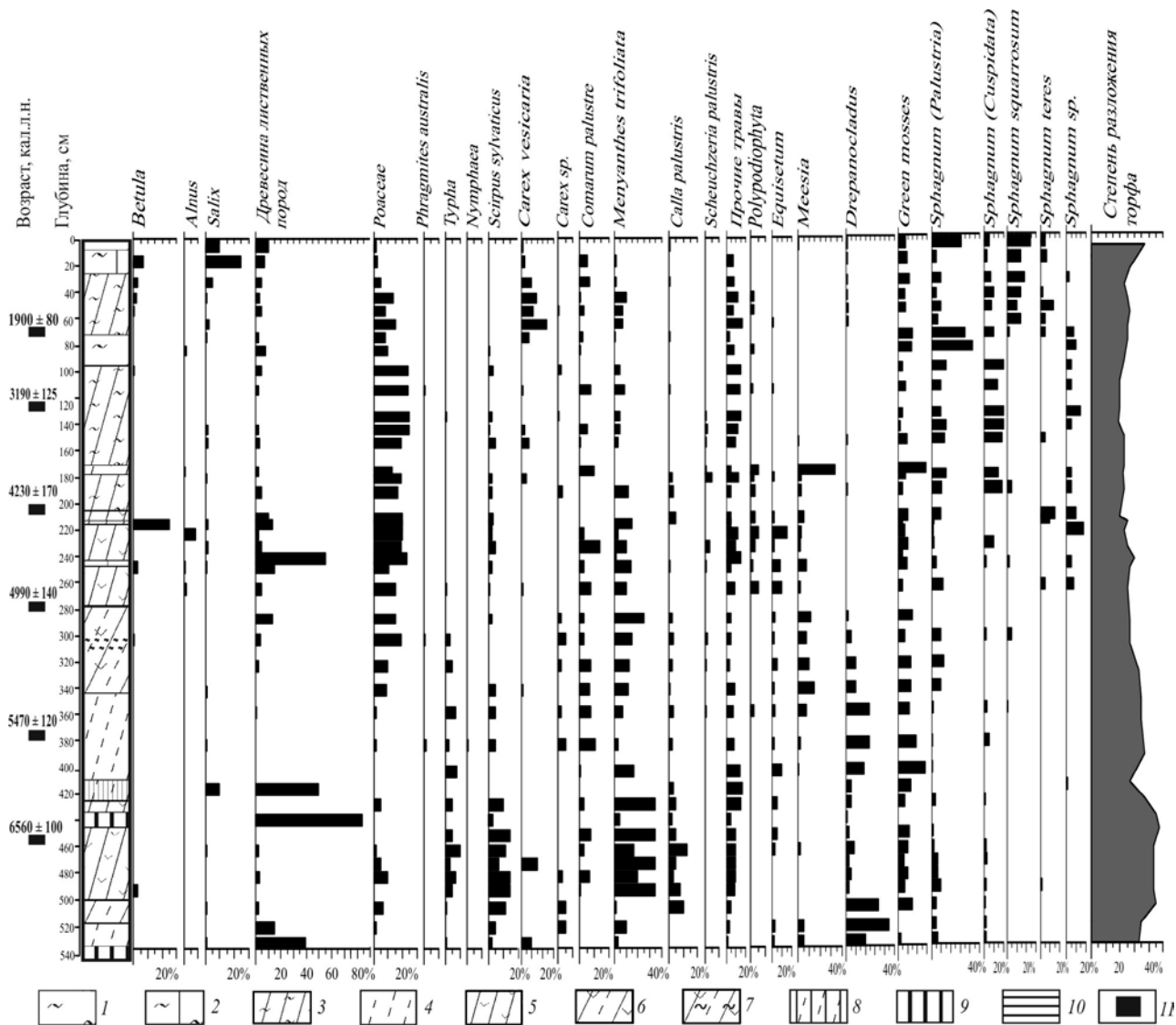


Рис. 2. Ботанический состав торфа болота Источек. Условные обозначения: 1–9 – разновидности низинного торфа: 1 – сфагновый; 2 – древесно-сфагновый; 3 – травяно-сфагновый; 4 – гипновый; 5 – травяной; 6 – травяно-гипновый; 7 – травяно-гипновый с остатками сфагнума; 8 – древесно-гипновый, 9 – древесный. 10 – глина; 11 – уровни отбора образцов на радиоуглеродное датирование.

ды и семена водных (*Nuphar lutea*, *Potamogeton natans* и др.) и прибрежно-водных растений. Разнообразно представлены растения переувлажненных местообитаний. Также определены орешки крапивы (*Urtica dioica*), и плоды растений, обитающих на нарушенных субстратах (*Potentilla supina*, *Persicaria lapathifolia* и *Chenopodium* sp.).

**Комплекс 2** (370–340 см) характеризуется резким снижением количества и разнообразия карпоидов. Древесные породы представлены остатками березы; определен фрагмент плода липы (*Tilia cordata*). Отмечены единичные эндосарпы малины (*Rubus idaeus*) и степной вишни (*Prunus fruticosa*). Основную роль играют плоды и семена растений болот и других переувлажненных местообитаний.

**Комплекс 3** (340–310 см) отличается резким преобладанием остатков березы в изученных образцах. Кустарники представлены единичными эндосарпами малины (*Rubus idaeus*) и степной вишни (*Prunus fruticosa*).

**Комплекс 4** (310–100 см) характеризуется сравнительно невысоким содержанием карпологических остатков в изученных образцах. Древесные породы представлены орешками березы и семенами клена (*Acer platanoides*). Присутствуют семена вахты, сабельника и орешки осок.

В комплексе 5 (10–100 см) отмечены многочисленные плоды березы и ольхи (*Alnus glutinosa*). Широколиственные породы представлены фрагментами плодов липы (*Tilia cordata*) и семенами клена (*Acer platanoides*). Среди остатков растений болот возрастает количество семян вахты и плодов осок.

Результаты палинологических исследований показали, что в период 6500–4500 кал. л.н. изучаемая территория находилась в полосе экотона между лесной и степной зонами Восточно-Европейской равнины. Граница лесной области проходила вблизи изучаемого разреза и находилась на 50–70 км севернее ее современного положения. Согласно полученным палеоботаническим

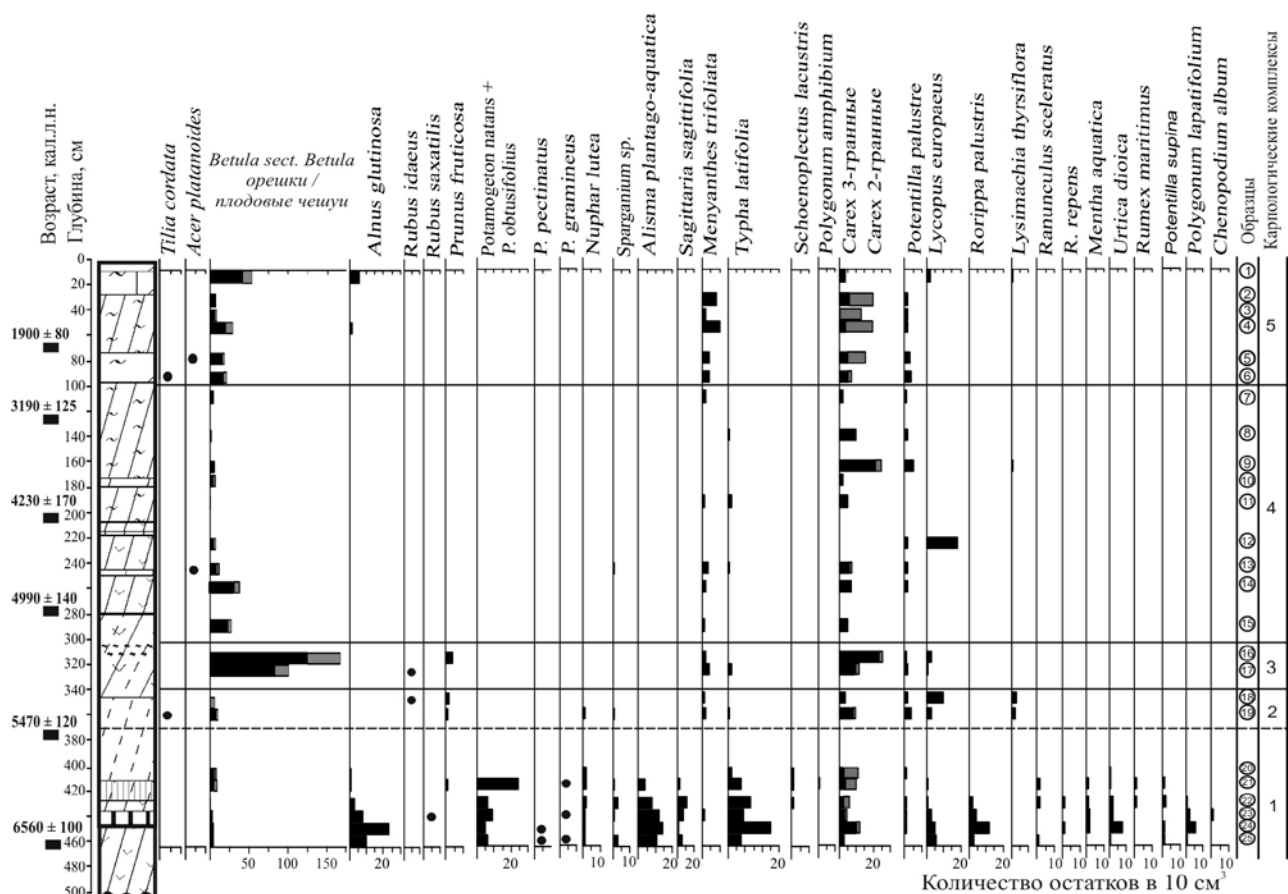


Рис. 3. Карпологическая диаграмма разреза Источек.

данным, растительный покров территории, прилегающей к болоту, был представлен как лесными, так и открытыми травянистыми сообществами, и, возможно, был подобен современной северной лесостепи. Карстовое понижение было сильно обводнено на начальных стадиях развития болота, о чем свидетельствуют находки многочисленных макроостатков водных растений. Сток поверхностных вод обеспечивал развитие эвтрофных болотных сообществ.

В период 5200–4500 кал. л. н. площади лесов из дуба, вяза и липы на изучаемой территории значительно увеличились, что было вызвано похолоданием и увлажнением климата. В последующую фазу (4500–2000 кал. л.н.) похолодание и увлажнение климата продолжали нарастать, что привело к увеличению площади лесов в области экотона леса и степи и продвижению границы леса к югу [2]. Согласно результатам проведенных исследований, в окрестностях торфяника Источек были распространены широколиственные леса. По данным ботанического анализа, в составе болотных сообществ преобладали вначале зеленые и гипновые, а затем – сфагновые мхи. Появление сфагновых мхов в болотных сообществах около 4500 кал. л. н. и их возрастающая роль также свидетельствуют о похолодании и увлажнении климата.

Резкие и драматические изменения растительности изучаемой территории произошли около 2000 кал. л.н. что очевидно связано с уничто-

жением лесов при освоении этой территории человеком. Палинологические и карпологические данные по разрезу Источек отражают распространение вторичных березняков и резкое сокращение массивов широколиственных лесов. В спектрах отмечена пыльца культурных злаков и сорных растений. Последние 300 лет стали критическими в развитии природной среды. Естественную растительность постепенно сменили агроландшафты и вторичные леса, широколиственные леса сохранились на небольших участках.

Как показало сопоставление полученных данных с результатами палинологических исследований региона, резкие и необратимые изменения растительности в результате антропогенного воздействия проявлялись на всей территории экотона леса и степи Восточно-Европейской равнины [1,2,4].

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 14-05-550.

### Литература

1. Климанов В. А., Серебряная Т. А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1986. Т. 2. С. 93–101.
2. Новенко Е. Ю., Цыганов А. Н., Волкова Е. М., Бабешко К. В., Мазей Ю. А. Динамика ландшафтов и климата на северо-западе Среднерусской возвышенности в голоцене // Вестник Московского университета. Сер. 5: география. 2014. №6. С. 24–31.
3. Петров К.М., Терехина Н.В. Растительность России и сопредельных стран. СПб.: Химиздат, 2013. 328 с.

## РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЮГА ПРИИЛЬМЕНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ГОЛОЦЕНЕ

М.Б. Носова<sup>1</sup>, Е.Э. Северова<sup>2</sup>, О.А. Волкова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Главный ботанический сад им. Н.В. Цицина РАН

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Региональные палеоэкологические исследования имеют в России большое значение, поскольку на значительной территории страны имеет место сочетание высокого разнообразия условий (разный климат, история землепользования, геология и гидрология) и низкой плотности подобных исследований. Некоторые территории Европейской части России особенно интересны с точки зрения их уникального местоположения и особенностей развития. К таковым относятся «естественные резерваты» - территории, которые в историческое время долго сохраняли естественные тренды развития растительности, т.к. были мало заселены в силу труднодоступности и/или малой емкости среды для сельского хозяйства. К таким территориям относятся Центрально-Лесной заповедник, для которого палеоэкологические исследования были проведены Е.Ю. Новенко с соавторами [1], а также современная территория Полистовского и Рдейского государственных заповедников, расположенных в пределах Полистово-Ловатской болотной системы – крупнейшей в Европе.

Важнейшим трудом, посвященным болотам северо-запада Европейской части России, является монография И.Д. Богдановской-Гиенэф о формировании сфагновых болот Полистово-Ловатского болотного комплекса [2]. Результаты палинологического анализа, выполненного В.Н. Сукачевым и С.Н. Тюреновым, также опубликованы в упомянутой выше монографии. Несмотря на то, что эти исследования были проведены на высоком для того времени уровне, в настоящее время назрела необходимость в палеоэкологической реконструкции для юга Псковской области на современном уровне – с использованием метода радиоуглеродного датирования, с большим разрешением и включением в анализ большего числа определяемых пыльцевых таксонов.

Разрез «Кокоревское» (7 м 20 см) расположен в 500 м к югу от оз. Кокоревское (57° 12,276' N, 30° 35,433' E), в северной части Полистовского болотного массива. Две колонки были разделены на 146 образцов каждая (для проведения ботанического и палинологического анализов). Также определяли зольность торфа. Радиоуглеродный анализ 24 образцов торфа выполнен в Радиоуглеродной лаборатории ИГ РАН. Результаты датирования откалиброваны в программе VchRON v 3.1.5, с использованием калибровочной кривой IntCal 09 [3] и при 1σ-доверительном интервале. Ботанический анализ

торфа выполнен Н.В. Стойкиной по стандартной методике [4], палинологический – авторами [5].

Результаты ботанического анализа торфа в сочетании с высокими показателями зольности указывают на озерное происхождение этого участка болотного массива (более 10000 cal BP). Фаза озера сопровождается отложением глинистого сапропеля с преобладанием в составе сапропеля остатков прибрежных и водных растений. Далее, видимо, после обмеления водоема, происходило эвтрофное заболачивание и до **9600 cal BP** преобладали зеленомошно-осоковые сообщества. В течение следующей тысячи лет, **9600–8600 cal BP**, уменьшается участие зеленых мхов и появляется сфагновый покров (*Sphagnum* sect. *Subsecunda*), а также поселяется, по-видимому, сосна. Следующая фаза развития болотного массива почти совпадает по времени с климатическим оптимумом голоцена (**8600–5600 cal BP**). Происходит постепенная олиготрофизация этого участка. Становятся единичными зеленые мхи и остатки элементов сплавины, значительно уменьшают участие осоки и *Sph.* sect. *Subsecunda*. Увеличивает участие сосна, *Eriophorum*, олиготрофные виды *Sphagnum*, а также появляется *Scheuchzeria*. В целом, характер растительности на этом участке болота в это время можно отнести к мезотрофному. Следующая фаза, время наиболее медленного роста залежи, относящаяся ко времени **5600–4000 cal BP**, сопровождается максимумом сосны, увеличением участия *Phragmites*, но, в то же время, процесс олиготрофизации не останавливается. Выше, около **3000 cal BP** происходит перелом – резко увеличивается скорость торфонакопления, однако, изменение условий не сказывается на составе торфа – с **4000 до 1800 cal BP** в залежи стабильно преобладают пушица и *Sph. magellanicum*. Выше датировки **1678 cal BP** на значительное обводнение и быстрый рост залежи указывает преобладание остатков *Sph. fuscum* и *Sph. rubellum*. В самой верхней зоне, по-видимому, обводнение еще увеличивается – увеличивается присутствие остатков шейхцерии и гигрофильных видов сфагнума.

Согласно результатам радиоуглеродного датирования и палинологического анализа, озерная стадия пришлась приблизительно на границу **Аллеред/Пребореальный период**, около 10600 калиброванных лет назад. Нижняя часть диаграммы отражает, помимо локальной растительности собственно озера, также региональную растительно-

сти, имевшую характерный для этого времени состав – преобладает пыльца трав (злаки, осоки, полынь и маревые, а также водные и околоводные таксоны), а также *Betula nana*. В **Пребореальном периоде** в начале растительность имеет еще перигляциальный характер, но постепенно приобретает лесной облик, так что к концу периода преобладают береза и сосна. Видимо, это касается не только суходольных участков, но также к этому времени относится лесная фаза развития болота, что подтверждается значительным участием спор папоротников. Появляются и с этого времени стабильно присутствуют в составе растительности широколиственные породы деревьев (QM). В **Бореальном периоде** участие QM значительно возрастает в начале, по-видимому, отражая раннебореальный оптимум голоцена. Возрастает участие сосны, по-видимому, за счет локального компонента спектров (в этом горизонте появляются ее макроостатки). В конце периода отчетливо прослеживается «событие 8200» - похолодание конца Бореального периода, выразившееся здесь в резком увеличении участия пыльцы березы и снижении QM. После этого, с началом **Атлантического периода**, начинается резкий рост участия широколиственных пород и ольхи, видимо, в значительной мере - *Alnus glutinosa*, как более теплолюбивой породы. В середине Атлантического периода начинает возрастать участие ели, но расцвета она достигает только к **Суббореальному периоду**. Также и широколиственные породы – уменьшив несколько участие в начале Суббореала, далее они снова возвращают позиции, достигая максимума к середине периода. По-видимому, широколиственные леса с участием ели преобладали в термический оптимум голоцена, а также далее – в течение всего Суббореального периода. По мере ухудшения климатических условий в **Субатлантическом периоде**, широколиственные породы постепенно замещались елью. Однако вплоть до начала значительного антропогенного воздействия на территории (примерно соответствующего времени славянской колонизации), хвойно-широколиственные и широколиственные леса составляли основу растительности на суходольных территориях. Заболоченные пространства были заняты различными вариантами ольховых, березовых и сосновых по болоту лесов, а также открытыми болотными фитоценозами разных типов. Похолодание Субатлантического периода отражается в увеличении участия березы и одновременном уменьшении ели (очень медленном и прерывающимся верхним максимумом ели) и широколиственных пород. По-видимому, процесс смены коренных хвойно-широколиственных лесов вторичными со значительным участием ольхи и березы происходил при участии как климата, так и человека.

На примере ранее исследованного разреза Плавница [6], расположенного в пределах той же болотной системы, рассмотрим историю антропогенного воздействия, как она отражается на гра-



Изменение разнообразия недревесных компонентов палинологических спектров разреза «Плавница» в течение последних 6000 лет.

фике, показывающем разнообразие недревесных пыльцевых таксонов относительно шкалы времени (рисунок). Первые признаки земледелия на территории прослеживаются около 3800 л.н. – в это время отмечена единичная находка пыльцы *Cerealia* и синхронное ей достаточно резкое увеличение разнообразия недревесной пыльцы. Регулярное, но слабое антропогенное воздействие на территорию установилось примерно 1200-1300 лет назад в период славянской колонизации этих территорий. Активное воздействие на региональном уровне – 400-500 лет назад, после окончания Смутного времени, а максимум – около 200 лет назад. Выше график показывает снижение антропогенной нагрузки, связанное с депопуляцией и спадом сельскохозяйственной активности в регионе в течение последних 100 лет и с последующим заповеданием территории.

### Литература

1. Novenko, E.Yu., Volkova, E.M., Nosova, N.B., Zuganova, I.S., 2009b. Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia). *Quaternary International*, 207, 93–103.
2. Богдановская-Гиенэф И.Д. Закономерности формирования сфагновых болот верхового типа на примере Полистово-Ловатского массива. Л., Наука, 1969. 186 с.
3. Reimer P. J., Baillie M. G. L., Bard E. et al., 2009. *IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP //Radiocarbon*. Vol. 51. No. 4. P. 1111–1150.
4. Тюремнов С.Н. Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 488 с.
5. Moore, P. D., Webb, J. A., Collinson, M. E. *Pollen Analysis*. Second edition. – Oxford: Blackwell Sc. Publ., 1991. 216 p.

## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ПОЧВЕННО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО КУРГАНАМ САМАРСКОГО РЕГИОНА

**А.Ю. Овчинников**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Московская область, Пущино, ул. Институтская, 2; e-mail: ovchinnikov\_a@inbox.ru*

В работе приводятся предварительные результаты исследований почв археологических памятников Среднего Поволжья на примере памятника II–I тыс. до н.э. (конец эпохи «средней бронзы») – курганной группе «Николаевка-1» Самарской области.

Памятник располагался в Волжском районе Самарской области на 2-й надпойменной террасе реки Самары – левого притока реки Волги, в 5 км к юго-западу от с. Николаевка. Курганная группа состояла из зафиксированных археологами 8 курганов. Почвенно-археологические исследования проводились на 5 курганах, поскольку они располагались на территории проектируемой трассы трубопровода.

Целью данной работы являлось изучение современных и погребенных почв, а также почвообразующих пород археологических памятников (в данном случае курганов) и выявление особенностей древнего почвообразования и организации археологического объекта.

Морфологическое изучение курганной группы проводилось как на дневной поверхности, так и на оставленных в естественном ненарушенном состоянии бровках (стенках курганов). Изучены: стратиграфия курганов, их литологические особенности и особенности их сооружения. Изучаемые бровки или почвенные разрезы имели длину 10–40 метров и позволяли видеть почвы в пространстве. Разрезы фиксировались, анализировались, и на основании их стратиграфии реконструировались: организация кургана, выявлялись особенности почвенных горизонтов (мощность насыпи, погребенные почвы и их сохранность, мощности погребальных выкидов, генезис подстилающих почвообразующих пород) и другое. Необходимо подчеркнуть, что выводы в данной работе построены еще и на основе наблюдений многолетних исследований проводимых автором на территории Среднего Поволжья. Анализ курганной группы показал, что в целом, залегание почвенных горизонтов и археологических культурных слоев было идентично во всех курганах, однако были выявлены некоторые различия по каждому из курганов, входящих в группу. Проведенные исследования показали, что все курганы группы на поверхности практически не фиксировались и имели форму «стола» или «блюдца», а перепады дневной поверхности составляли 2–10 см, что также очень часто встре-

чается и в Саратовском регионе. Вероятнее всего курганная насыпь изначально были небольшими и дополнительно были сnivelированы интенсивной распашкой земель в XX веке.

Как упоминалось выше, все курганы по стратиграфии были идентичны, но все же существовали некоторые отличия. Так, например, в одном из курганов отмечалось сползание, затекание, оплывание материала в левой (западной) части профиля, от центральной части кургана к краевой. В правой части стенки такая картина не прослеживалась и имела строгую литологическую упорядоченность с ровными практически горизонтальными границами горизонтов. Анализ показал, данное понижение поверхности сформировано в результате процессов осадконакопления в позднеплейстоценовое (валдайское) время и имеет литологическое происхождение. Предположительно материал для насыпи кургана выбирался из понижения (в прошлом верхние гумусовые горизонты скальпировались и насыпался курган). В результате формировалась насыпь кургана, состоящая исключительно из гумусовых горизонтов, а полное отсутствие материала горизонтов почвообразующей породы предполагает, что материал был труден в обработке. Со временем, в результате природных процессов, материал постепенно сползал, оплывал (в обратном направлении) в понижение, тем самым еще более подчеркивая его. Область понижения дополнительно подчеркивается плавными нисходящими границами всех горизонтов. Еще одна особенность – материал по всей стенке разреза бурно вскипал от 10% HCl, нарастая с глубиной, однако, в левой (западной) части стенки, где фиксировалось понижение, вскипание было менее бурное либо отсутствовало, практически с поверхности. Вероятнее всего, распределение карбонатов имеет эллювиально-иллювиальный характер, за счет существования здесь микропонижения и антропогенного рыхления материала.

Изучение многочисленных курганов и могильников в Среднем Поволжье показало, что погребальные ямы, в большинстве случаев организовывались непосредственно в лессовидном суглинке (в археологии «материк»), о чем говорит материал «выкида» (при сооружении погребения), состоящий в основном из суглинка буровато-серого, светло-буровато-серого и бурого цветов с примесью гумусированного материала. В стра-

тиграфическом плане все периферийные (краевые) зоны курганов располагались в пониженных элементах микронеоднородности земной поверхности (микрорельефа). Это может говорить о том, что данные зоны в прошлом не подвергались антропогенному воздействию, и курган избирательно организовывался на положительном элементе микрорельефа (пример, в настоящее время на самих курганах организовывают ретрансляторы – дополнительное повышение). В изученной курганной группе «Николаевка-1» исключением был 1 курган, где материал досыпки насыпи выбирался из микропонижения.

На всех курганах сформирован черноземом обыкновенный, на покровных лессовидных суглинках, старопахотный, биогенно- или биогенно-антропогенно-нарушенный.

Предварительный анализ почв всех курганов памятника эпохи «средней бронзы» «Николаевка-1» Самарской области и археологических объектов Среднего Поволжья показал следующее:

– курганы изначально организовывались на возвышенной части микрорельефа, на что указывает поднятие к центральной части курганов верхней границы лессовидного суглинка или «материка», а также интенсивная проработанность кротовинами ближе к центральным частям курганов;

– курганы были насыпными, о чем свидетельствует уменьшение мощности и исчезновение

горизонта погребенной почвы к периферийным частям курганов, или использование для досыпки курганов материала из микропонижений;

– древняя насыпь курганов в центральной (возвышенной) части была значительно выше современной, и была сnivelирована длительной распахкой территории;

– погребальная яма организовывалась непосредственно в лессовидном суглинке (в «материке»), о чем говорит материал выкида, состоящего в основном из суглинка;

– в стратиграфическом плане все периферийные зоны курганов располагались в пониженных элементах микронеоднородности земной поверхности (микрорельефа), которые в прошлом не подвергались антропогенному воздействию, исключением являются курганы, где материал курганной насыпи выбирался из микропонижения.

Предварительные почвенно-археологические исследования памятников Среднего Поволжья и в частности Самарской области требуют привлечения более детальных междисциплинарных исследований и дополнительного анализа.

Автор выражает благодарность ООО НПФ «АрхГео» г. Самары в предоставлении археологических объектов для исследования и помощь в проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект № 15-04-04418а.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ НАХОДОК МОРСКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

В.Е. Омелько<sup>1</sup>, Л.Е. Васильева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Биолого-почвенный институт ДВО РАН, 690022, г. Владивосток, пр-т 100-летия Владивостока, 159; e-mail: valry@inbox.ru

<sup>2</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, 690041, г. Владивосток, Балтийская, 43; e-mail: orka-lora@mail.ru

Территория Приморского края с юга и востока омывается водами Японского моря, поэтому исследования природы этого региона неизбежно связаны с морем. В настоящее время в акватории, прилегающей к берегам Приморского края, зарегистрировано 15 видов китообразных Cetacea и четыре вида тюленей сем. Otariidae и Phocidae [1]. Однако к настоящему времени нет ни одной работы, посвященной ископаемым остаткам морских млекопитающих этой территории, такие данные приводятся лишь в работах по археологии. Тем не менее, данные по ископаемым находкам морских млекопитающих важны для изучения фаунистических, морфологических, биотических и других особенностей их развития в геологическом прошлом, а также для решения вопросов археологии.

Целью данной работы является обобщение имеющихся данных (литературных и оригинальных) по находкам ископаемых остатков морских млекопитающих на территории Приморского

края, анализ их состава, сохранности и тафономии, и как результат, выявление перспектив исследования таких находок.

Всего было обнаружено не менее 398 костных остатков морских млекопитающих (таблица). В результате определения удалось идентифицировать только четыре вида (ларга *Phoca largha*, сивуч *Eumetopias jubatus*, серый кит *Eschrichtius robustus*, касатка *Orcinus orca*). Кроме того, при определении были выделены более крупные группы – таксономические (сем. дельфиновые Delphinidae, отр. китообразные Cetacea) и сборные («ластоногие» – сем. Otariidae и Phocidae; «морские млекопитающие» – китообразные и ластоногие). Таксономический состав находок полностью соответствует современным. Одной из причин небольшого количества точных определений часто является сильная фрагментированность материала. Кроме того, количество костей морских млекопитающих в памятниках обычно



Находки морских млекопитающих в Приморском крае

№	Памятник	Возраст, лет назад	Таксоны							Автор определений; литература	
			Ларга	Сивуч	Ластоногие	Серый кит	Касатка	Дельфиновые	Китобразные		Морские млекопитающие
<b>Находки на побережье</b>											
1	Стоянка Островок Фальшивый	2800-2100						+		+	[2]
2	Краскинское городище	1200-1000								+	Омелько В.Е. [3]
3	Зайсановка 2									+	[4]
4	Бойсмана 1	7000-4800	+	+		+		+		+	Т. Toizumi [5]
5	Бойсмана 2	7000-4800	+	+		+					Алексеева Э.В. [6]
6	Клерк 5	4820-2440			105					1	Гасилин В.В. [4]
7	Поселение Песчаный 1	2455±35	+								Ермолова Н.М. [7]
8	Боярин 6	7000-4800	5		6						Васильева Л.Е. [8]
9	Поспелова 1	4000-3000	5		40					93	Васильева Л.Е., Гасилин В.В. [9]
10	Назимова 1	4000-3000			1		1			62	Васильева Л.Е., Гасилин В.В. [9]
11	Южный (стоянка)	2800-2100		+							Цалкин В.И. [10]
12	Оз. Черепашье	2800-2100								+	[11]
13	Волчанец 1	4500-4200		+	52			1		5	Гасилин В.В., Васильева Л.Е.
<b>Материковые находки</b>											
14	Селище Константиновское 1	800-700			+						Алексеева Э.В. [13]
15	Майское городище	800-700			2						Алексеева Э.В. [14]
16	Поселение Синий Гай А	3100-2900	+								Алексеева Э.В. [15]
17	Пещера им. Географического Общества	до 40000			+						Верещагин Н.К. [16, 17]

мало по сравнению с другими животными.

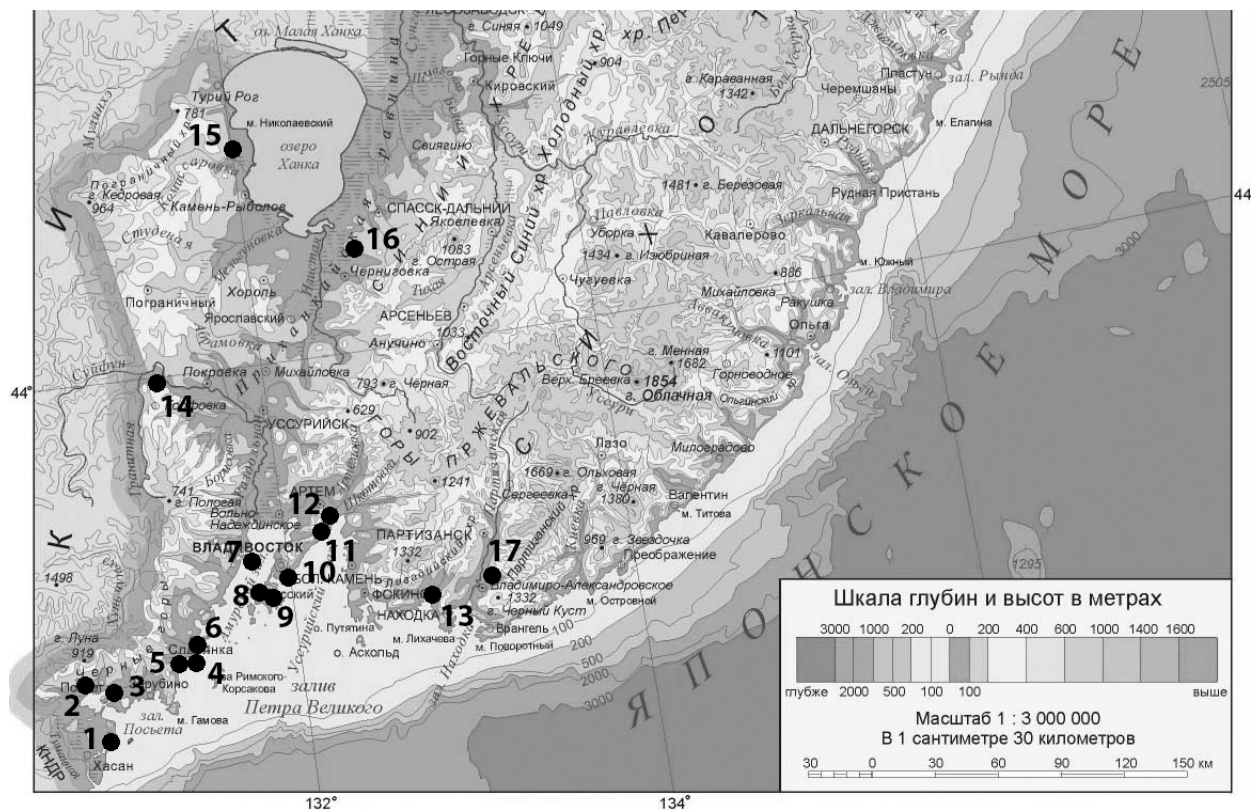
Все кости морских млекопитающих обнаружены в археологических памятниках, то есть в отложениях, напрямую связанных с деятельностью человека. Большинство этих памятников расположено на берегу залива Петра Великого, в том числе на о. Русском (рисунок; 1–13). Сосредоточение находок в южной части Приморского края и отсутствие в северной связано с тем, что открытые и изученные археологические памятники расположены преимущественно здесь. Среди памятников, содержащих остатки морских млекопитающих, есть поселения, стоянки и городища. Памятники относятся к разному времени (от палеолита и неолита до средних веков) и культуре (янковская, синегайская, бойсманская, зайсановская, Бохай, Чжурчжени).

Древние люди охотились на морских млекопитающих, а также использовали выброшенные на берег туши и их части. Древний человек использовал все части туш (мясо, жир, кости, внутренности, шкуры, китовый ус) морских млекопитающих. Их употребляли в пищу, из них делали одежду, инструмент, строили жилища и лодки [18].

Не все прибрежные археологические памятники содержат кости морских млекопитающих. Это может быть связано с плохой сохранностью костей, либо эти данные могут быть до сих пор не опубликованы.

В данном регионе пока не обнаружено естественных местонахождений, содержащих остатки морских млекопитающих, но это не исключено. Существуют два основных природных механизма накопления костей морских млекопитающих на суше [19]. Один – растаскивание костей от выброшенных на берег туш птицами и наземными млекопитающими, и накопление их в норах и местах погадок при условии дальнейшего погребения этих мест. Второй – захоронение выброшенных туш осадочными породами. Если кости выброшенных туш не будут погребены, то под воздействием солнца, осадков и перепада температур они достаточно быстро разрушаются.

Несколько костей ластоногих были найдены в памятниках, удаленных от береговой линии (рисунок, 14-17). Причина их появления здесь – принос человеком с побережья в виде отдельных костей или туш. Упоминание в литературе о находке зуба



Карта-схема расположения памятников, содержащих находки костей морских млекопитающих. Нумерация памятников соответствует таблице.

тюленя в пещере им. Географического Общества основано на устном сообщении одного из авторов раскопок – Н.К. Верещагина [16]. В публикациях, посвященных исследованиям этой пещеры [20], находки костей ластоногих не отмечены.

Таким образом, изучение остатков морских млекопитающих в данном регионе представляет особый интерес и имеет актуальность, как для расширения знаний об истории морской фауны, так и для изучения их значения для древнего человека. Специализированные исследования позволят изучить имеющийся материал, а также дополнить его новым, поскольку археологи каждый год ведут исследования на побережье Японского моря. Кроме того, есть вероятность найти природные источники костей морских млекопитающих на побережье.

### Литература

1. Мельников В.В. Морские млекопитающие дальневосточных морей России: полевой определитель. Владивосток: Дальнаука, 2006. 124 с.
2. Раков В.А., Бродянский Д.Л. Каталог фауны из археологических памятников Приморья. Владивосток, 2004. 59 с.
3. Винокурова М.А., Омелько В.Е., Гасилин В.В., Гельман Е.И. Млекопитающие (Mammalia) Краскинского городища (Бохай, VIII-X вв.), Приморский край // Териофауна России и сопредельных территорий. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2016. С. 72.
4. Гасилин В.В., Вострецов Ю.Е., Васильева Л.Е. Сравнительный анализ фауны многослойного поселения Клерк-5 (предварительные результаты) // Дальний Восток России в древности и средневековье. Проблемы. Поиски. Решения: материалы регион. науч. конф., 26-27

- апр. 2010 г. Владивосток: ООО «Рея», 2010. С. 179–186.
5. Первые рыболовы залива Петра Великого. Природа и древний человек в бухте Бойсмана. Ред. Ю.Е. Вострецов. Владивосток, 1998. 389 с.
6. Попов А.Н. Комплекс промысловых орудий из кости, рога и клыка бойсманской археологической культуры // Произведения искусства и другие древности из памятников Тихоокеанского региона – от Китая до Гондураса. Владивосток: Изд-во Дальневост. ун-та, 2001. С. 36–54.
7. Ермолова Н.М. Остатки млекопитающих из раковинных куч полуострова Песчаного // МИА. 1963. № 112. С. 344–348.
8. Васильева Л.Е., Еловская О.А., Попов А.Н., Лазин Б.В., Раков В.А. Междисциплинарные исследования памятника Боярин-6 в 1013 г. (предварительные данные) // Мультидисциплинарные исследования в археологии. Выпуск 2. Городища и поселения. Владивосток: ИИАЭ ДВО РАН, 2015. С. 32–36.
9. Васильева Л.Е., Раков В.Л., Попов А.Н., Федоренко Ю.В., Шарова О.А. Фауна пролива Босфор-Восточный и ее значение для древних охотников и рыболовов // Дальний Восток России в древности и средневековье: проблемы, поиски, решения: материалы региональной научной конференции. Владивосток: ООО «Рея», 2011. С. 153–178.
10. Андреева Ж.В. Раскопки между мысом Седловидным и поселком Южным в Уссурийском заливе в 1955 году // Труды Дальневосточного филиала СО АН СССР. Серия историческая. 1959. Т. 1. С. 117–125.
11. Дьяков В.И. Палеоэкологические аспекты взаимодействия человека и природы в Амуро-Приморском регионе // Этнос и природная среда. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 6–23.
13. Алексеева Э.В., Болдин В.И. Остатки животных из средневекового селища Константиновское-I // Медие-

вистские исследования на Дальнем Востоке России. Владивосток: Дальнаука, 1994. С. 37–47.

14. Алексеева Э.В., Беседнов Л.Н., Ивлев А.Л. Хозяйство населения Майского городища (по остаткам животных) // Археология Северной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 168–179.

15. Алексеева Э.В. Находка ископаемой кости ларги на берегу озера Ханка // Биология моря. 1986. № 3. С. 68–69.

16. Краснов Е.В., Евсеев Г.А., Татарников В.А., Шавкунов Э.В., Беседнов Л.Н., Дьякова О.В. Морские организмы в жизни древнего человека // Биология моря. 1977. № 1. С. 81–90.

17. Кузьмин Я.В., Барышников Г.Ф., Джалл Э.Дж.Т., Бурр Дж.С. Радиоуглеродное датирование фауны мле-

копитающих и палеолита в пещере Географического Общества (Приморье, Дальний Восток) // Современные проблемы евразийского палеолитоведения. Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 2001. С. 195–197.

18. Квашин В.Г. Жизнь за счет ресурсов моря. Одна из древних линий культурной эволюции человечества. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 64 с.

19. Liebig P.M., Taylor T.A., Flessa K.W. Bones on the Beach: Marine Mammal Taphonomy of the Colorado Delta, Mexico // *Palaios*. Vol. 18. No. 2. 2003. P. 168–175.

20. Оводов Н.Д. Позднеантропогенная фауна млекопитающих (Mammalia) юга Уссурийского края // Фауна и систематика позвоночных Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 157–177.

## ЗАПИСЬ ДИНАМИКИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОЧВЕННЫХ ПРОФИЛЯХ

**В.Е. Остроумов**

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
Пушино Московской области; e-mail: v.ostroumov@rambler.ru*

В северо-восточной части Азии и на американском Севере криолитозона низменных равнин с начала голоцена претерпевала последовательную деградацию [1,4,5]. На обширных пространствах мощные высокольдистые сингенетические многолетнемерзлые осадочные толщи плейстоценового возраста подвергались термокарсту. Термокарстовые депрессии, возникавшие за счет тепловой осадки, постепенно и с непостоянной скоростью заполнялись осадочным веществом [2,6]. В субаральных условиях отложения термокарстовых депрессий вторично промерзали, образуя таберальную толщу, а почвообразование продолжалось на фоне поступления на поверхность новых порций осадочного вещества. В результате в термокарстовых депрессиях сформировались мерзлые последовательности голоценового осадка, в разной степени трансформированного почвообразованием. Эти последовательности по механизму формирования и по многим свойствам подобны детально описанным плейстоценовым криопедолитам [3]. Их развитие, очевидно, не завершено и продолжается в настоящее время. Почвенно-осадочные последовательности голоценовых термокарстовых депрессий – пример широко распространенных образований, сформированных за счет комплекса одновременно протекающих процессов осадконакопления и почвообразования (анормальные почвы по Л. О. Карпачевскому [7]). Эти последовательности – удобный объект для изучения почв, развивающихся на фоне накопления континентального осадка.

В настоящей работе рассматривается модель, которая описывает влияние комбинации осадконакопления и трансформации осадочного вещества за счет почвообразования на распределение свойств в профилях почвенно-осадочных последовательностей.

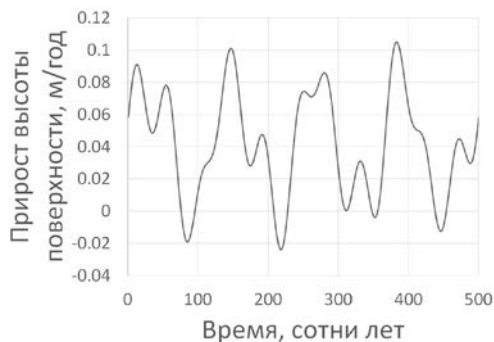
### Структура модели

Модель основана на учете непостоянных во времени скорости поступления на поверхность осадочного материала и интенсивности его трансформации в заданном диапазоне глубины в почвенном профиле. Модель включает следующие блоки: 1) блок вычисления динамики уровня поверхности за счет поступления осадочного вещества; 2) блок вычисления возраста осадочного материала вдоль координаты глубины осадочной толщи; 3) блок расчета времени жизни осадочного материала в пределах заданного диапазона глубин внутри почвенного профиля; 4) блок определения степени трансформации осадка на протяжении времени его жизни под влиянием факторов почвообразования на заданной глубине; 5) блок вычисления распределения степени трансформации материала в осадочной толще.

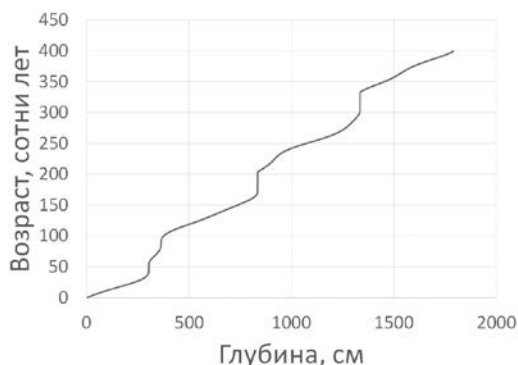
В качестве входных данных модель запрашивает: 1) описание динамики скорости осадконакопления и интенсивности трансформации осадочного вещества; 2) показатели свойств осадка и материала почвенных горизонтов, а также 3) данные о характерных временах изменения этих свойств.

### Пример использования модели

Рассмотрено распределение магнитной восприимчивости материала в разрезе многолетнемерзлого таберального (вторично мерзлого) осадка (Колымская низменность, северо-восток Якутии). На фоне восстановительной среды в мерзлой толще перепады окислительно-восстановительного потенциала в активном слое приводят к формированию магнитных минеральных новообразований, в частности магнетита. В результате в почвенном профиле возникают зоны повышенной магнитной восприимчивости.



**Рис. 1.** Динамика прироста уровня поверхности при непостоянной скорости осадконакопления.



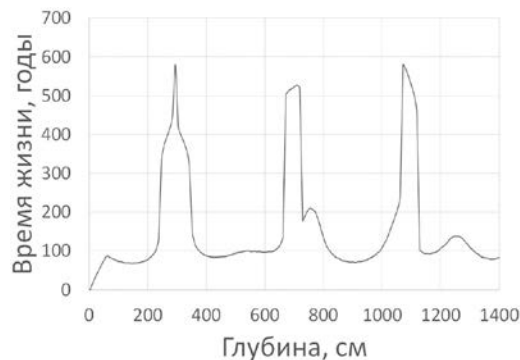
**Рис. 2.** Распределение возраста материала по глубине почвенно-осадочной толщи.

В 15-метровом разрезе таберального осадка, содержащем несколько погребенных почвенных профилей с разной контрастностью, выполнено около 420 замеров магнитной восприимчивости. Путем подбора показателей динамики осадконакопления и интенсивности трансформации материала в почвенном профиле стремились приблизиться к сходству кривых вычисленного распределения степени трансформации материала с реальным распределением показателей свойств, а именно магнитной восприимчивости. В верхней голоценовой части последовательности, включающей профиль современной почвы, наблюдается снижение магнитной восприимчивости. По данным моделирования на последние столетия истории развития этой последовательности приходится снижение интенсивности трансформации материала в почвенном профиле на фоне повышенной скорости осадконакопления.

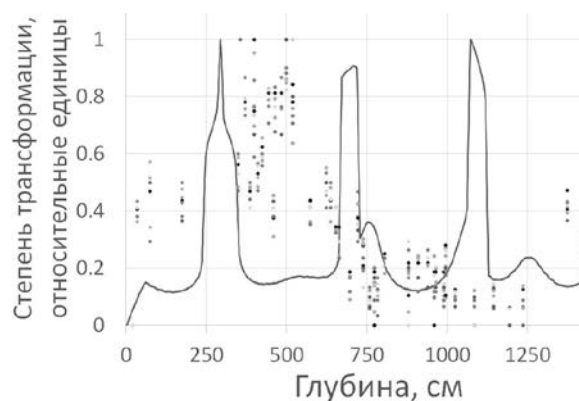
Массивы данных на выходе модели включают:

- 1) динамику прироста уровня поверхности (рис. 1);
- 2) профиль возраста осадка (рис. 2);
- 3) профиль времени жизни осадка (рис. 3).

Время жизни осадка представляет собой продолжительность пребывания осадочного вещества в заданном диапазоне глубины в пределах почвенного профиля. В рассматриваемом примере задавался диапазон глубины 5–15 см. Указанный диапазон при определении времени жизни был выбран на том основании, что именно в этой части



**Рис. 3.** Распределение времени жизни осадка в заданном диапазоне глубины в пределах почвенного профиля по глубине почвенно-осадочной толщи.



**Рис. 4.** Магнитная восприимчивость (точки) и степень трансформации осадочного материала в почвенном профиле (линия).

профиля происходят наиболее интенсивные окислительно-восстановительные превращения с участием магнитных фаз;

4) распределение степени трансформации осадочного вещества при почвообразовании. На рисунке 4 вычисленная степень трансформации (сплошная кривая) сопоставляется с измеренными значениями магнитной восприимчивости материала в почвенно-осадочной толще (точки на рис.4). При всей условности выполненное сопоставление демонстрирует возможность использования данных о свойствах материала последовательности для оценки вклада осадконакопления в формирование почвенного профиля.

Модель позволяет по распределению свойств материала в почвенно-осадочной последовательности вычлнять вклады осадконакопления и почвообразовательной трансформации в формирование этого распределения.

Модель может быть использована для количественной интерпретации данных о распределении свойств материала в толщах континентальных осадков, содержащих погребенные почвы, при решении палеоклиматических, почвенно-хронологических и палеотектонических задач. Она может быть полезной в качестве одной из основ при разработке моделей переноса подвижных фаз в почвах и грунтовых толщах с учетом осадконакопления.

## Литература

1. Архангелов А. А. Подземное оледенение Колымской низменности в позднем кайнозое // Проблемы криолитологии, вып. VI. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 26–57.
2. Веремеева А.А., Глушкова Н.В. Формирование рельефа в районах распространения отложений ледового комплекса в тундрах Колымской низменности (по данным космической съемки) // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 1, с. 15–25.
3. Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности // Криосфера Земли, 2016, т. XVIII, № 1, с. 77–82.
4. Зайцев В.Н., Соловьев В.А., Плетнев В.Е. Яно-Колымский регион. Формирование мощности и строения криогенной толщи // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Изд-во Недра, 1989, с. 162–173.
5. Каплина Т.Н. Термокарст и термокарстовые формы рельефа // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Изд-во Недра, 1989, с. 152–154.
6. Каплина Т.Н. Древние аласные комплексы северной Якутии // Криосфера Земли, 2011, т. XV, №2, с. 3–13.
7. Карпачевский Л.О. Динамика свойств почвы, М.: Изд-во Геос, 1997, 170 с.

## ИСТОРИЯ АТМОСФЕРНЫХ ВЫПАДЕНИЙ СВИНЦА, АРХИВИРОВАННАЯ В ТОРФЕ ВЕРХОВОГО БОЛОТА СТАРОСЕЛЬСКИЙ МОХ, ТВЕРСКАЯ ОБЛАСТЬ, РОССИЯ

Т.В. Пампура<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>2</sup>, С.И. Дриль<sup>3</sup>, Т.А. Владимирова<sup>3</sup>, О.В. Зарубина<sup>3</sup>, М. Мейли<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт Физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино Московской области; e-mail: pampura@mail.ru

<sup>2</sup>Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва; e-mail: lenanov@mail.ru

<sup>3</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; e-mail: sdril@irk.ru

<sup>4</sup>Stockholm University, Department of Environmental Science and Analytical Chemistry (ACES), Stockholm, Sweden; e-mail: markus.meili@aces.su.se

Верховые торфяники, источником питания которых являются исключительно атмосферные осадки, широко используются в качестве естественных архивов для реконструкции выпадений свинца и других тяжелых металлов. Анализ изотопного состава свинца в датированных слоях торфа дает возможность вычлнить антропогенную составляющую этого металла в атмосферных выпадениях и даже иногда проследить их источник. К сожалению, для территории России таких работ практически нет. Целью нашего исследования была историческая реконструкция атмосферных выпадений свинца в голоцене в зоне южной тайги Европейской части России. Основной задачей было установление доантропогенного естественного фона выпадений и пределов его колебаний, а также определение уровня и источников антропогенного свинца на основе анализа его изотопного состава и концентраций в разрезе верхового торфа, датированного при помощи радиоизотопов <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs и <sup>14</sup>C.

В августе 2013 г. три торфяных керна (до 550 см) и монолит 15×15×64 см были отобраны Русским буром и буром Wardenaar, соответственно, из верхового болота Старосельский Мох, расположенного в Центральном лесном государственном природном биосферном заповеднике, Тверская область, (56,47588°N, 33,04627°E). Нижняя граница собственно верхового торфа расположена на глубине примерно 4 м и соответствует возрасту около 5000 лет. Керны и монолит были разрезаны на сегменты размером 1–2 см, определены объемный вес и потери при прокаливании (550°C, 900°C).

Верхняя часть торфяной толщи была датирована на основе анализа профильного распределе-

ния короткоживущего неравновесного радиоизотопа <sup>210</sup>Pb ( $t_{1/2} = 22,3$  лет), определенного методом альфа-спектрометрии (Flett Research Ltd., Canada). Для проверки метода было также проанализировано изменение с глубиной активности <sup>137</sup>Cs (гамма-спектрометрия, ACES, Stockholm University), выявлен хорошо выраженный максимум на глубине 18,5 см, соответствующий Чернобыльской катастрофе 1986 г. Две модели датирования по <sup>210</sup>Pb (модель линейной регрессии LRM и модель постоянной скорости поступления CRS, [1]) дали близкие результаты и хорошее согласие с положением максимума активности чернобыльского <sup>137</sup>Cs. Нижняя часть профиля была датирована с использованием <sup>14</sup>C (Институт географии РАН, Москва).

После озоления (550°C), образцы торфа были полностью разложены в концентрированных HF, HNO<sub>3</sub> и затем в HCl при 120°C, и, после выпаривания, растворены в 3% HNO<sub>3</sub> для определения элементного состава и изотопного состава свинца на приборе ICP-MS (NexION 300D). Все работы проводились в чистой комнате изотопной лаборатории Института геохимии СО РАН, г. Иркутск.

Глубокие слои верхового торфа хранят информацию о фоновых атмосферных выпадениях. Выбранный нами в качестве фонового период простирается от нижней границы верхового торфа 5000 лет назад, до глубин, соответствующих возрасту 2200 л.н. В этот период, когда антропогенное воздействие отсутствовало или было минимально, наблюдаемые концентрации свинца и зольность в профиле самые низкие, а изотопные отношения свинца наиболее радиогенные. Средние фоновые значения выпадений составляли в этот период  $0,014 \pm 0,011$  Pb мг м<sup>-2</sup> год<sup>-1</sup>, а изо-

топные отношения были  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 1,197 \pm 0,006$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,080 \pm 0,006$ . Уже 1500–2000 лет назад концентрации свинца начали расти, а изотопный состав смещаться в сторону менее радиогенных составов, типичных для рудного свинца. Выпадения свинца достигли максимума  $\sim 17 \text{ мг м}^{-2} \text{ год}^{-1}$  в тридцатые годы XX века, превышая фоновые значения примерно в 1200 раз. Несмотря на значительное уменьшение выпадений свинца начиная с семидесятых годов XX века, современные выпадения ( $0,7 \text{ мг м}^{-2} \text{ год}^{-1}$ ) все еще превышают фоновые примерно в 50 раз. Одним из вероятных источников антропогенного свинца в районе исследования является бурый уголь, добывавшийся в Нелидовском районе с 1948 по 1996 гг. Обширные площади по-прежнему заняты терриконами, которые находятся примерно в 40 км от места отбора наших образцов. По результатам наших исследований средние изотопные отношения свинца в угле терриконов составляют  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 1,285 \pm 0,063$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 1,954 \pm 0,095$ . Второй вероятный источник антропогенного металла – это рудный свинец, в том числе свинец в составе этилированного бензина, использовавшегося в России с тридцатых годов прошлого века и запрещенный в 2003 году. По данным Мукай с соавторами [2] свинец Российского бензина имел гораздо менее радиогенный по сравнению с углем изотопный состав:  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 1,151 \pm 0,009$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,115 \pm 0,007$ , и очень близок к среднему изотопному составу свинца основных месторождений свинцовых руд России и стран бывшего СССР [2]. Именно в сторону этих отношений происходит сдвиг изотопного состава торфа в антропогенный период, что свидетельствует о доминировании рудного свинца в атмосферных выпадениях. Доли свинца из естественных (фон) и антропогенных источников (рудный свинец =

свинец бензина) были рассчитаны по бинарной модели смешения на основе отношения  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ . Результаты показали, что доля рудного свинца достигает максимальных 80% в последнем десятилетии XX века, в то время как в современных выпадениях его доля порядка 70%. Однако ошибка подобных расчетов велика (стандартная ошибка порядка 20%). Наблюдается очень хорошее совпадение наших результатов с модельными расчетами EMEP EAST, выполненными на основе учета возможных источников эмиссии металлов и метеорологической модели их воздушного транспорта [3]. Хорошо согласуются также тренды выпадений с результатами биомониторинга атмосферных выпадений и анализа архивных гербариев южной Швеции (1870–2005) [4].

### Литература

1. Appleby P.G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. W. M. Last & J. P. Smol (eds.). Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. 2001. P. 171–203.
2. Mukai H., Machida T., Tanaka A., Yelpatievski, P.V., Uematsu M. Lead isotope ratios in the urban air of eastern and central Russia // Atmospheric Environment. 2001. No 35. P. 2783–2793.
3. Ilyin I., Rozovskaya O., Varygina M., Aas W., Uggerud H.T., Mareckova K., Wankmueller R. Long-term Changes of Heavy Metal Transboundary Pollution of the Environment (1990–2010) // EMEP Status Report 2/2012). 2012. <http://www.msceast.org/index.php/reports>.
4. Hansson S.V., Bindler R., De Vleeschouwer F. Using Peat Records as Natural Archives of Past Atmospheric Metal Deposition. Smol J.P. (Series Editor). Developments in Paleoenvironmental Research. V.18. Blais J.M, Rosen M.R., Smol J.P.(eds). Environmental Contaminants. Using Natural Archives to Track Sources and Long-Term Trends of Pollution. Springer Netherlands. 2015. P. 323–354.

## ДИНАМИКА ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ГОЛОЦЕНЕ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ В СВЕТЕ НОВЫХ ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Н.К. Панова, Т.Г. Антипина

*Ботанический сад УрО РАН, Екатеринбург, ул. 8 марта, 202а; e-mail: natapanova@mail.ru*

Первые сведения о динамике растительности в голоцене на Среднем Урале по данным палинологического анализа были получены Д.А. Герасимовым [1] при исследовании торфяных болот Урала. В.Н. Сукачевым и Г.И. Поплавской [2] на основе палинологического анализа сапропелевых отложений целого ряда озер и торфяников озерного происхождения на Среднем Урале были выделены четыре основных стадии в развитии растительности в голоцене. Позднее Н.А. Хотинский [3] по результатам спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов отложений Аятского и Горбуновского торфяников выделил 6 основных фаз в развитии растительности и климата Среднего Урала и сопоставил их с хронологическим эта-

лоном периодизации голоцена ([3], с. 16). Эти работы Н.А. Хотинского стали классикой, на них ориентируются все дальнейшие исследования по динамике природной среды в голоцене на Урале. Новые данные во многом хорошо сопоставляются с фитохронологической схемой Н.А. Хотинского, однако позволяют внести коррективы в трактовку некоторых этапов динамики растительных экосистем на Среднем Урале.

Новые данные о динамике природной среды в голоцене на Среднем Урале были получены при детальном комплексе исследовании отложений Шигирского и Горбуновского торфяников методами палинологического, ботанического и радиоуглеродного анализов ([4–6] и др.). Работы вы-

полнялись в сотрудничестве с археологами, изучающими торфяниковые памятники. Анализу подвергались разрезы отложений, вскрытых раскопами на месте памятников, а также керны из скважин, пробуренных в ненарушенных местах торфяников. Всего проанализировано 8 разрезов (Шигирское болотное, Шигирское А, Варга 2 и Варга скважина на Шигирском торфянике; Береговая 2, Береговая XIII, VI и IV Разрезы на Горбуновском). Наиболее полный разрез был вскрыт на Шигирском торфянике (Варга скважина). Спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза в основном хорошо сопоставляется с диаграммой Аятского болота [3]. Однако хронологическая привязка выявленных изменений пыльцевых спектров в некоторых случаях, на наш взгляд, нуждается в пересмотре. По результатам комплексного исследования торфяников на восточном склоне Среднего Урала установлены следующие основные этапы динамики растительности, климатических условий и осадконакопления в конце позднего плейстоцена и в голоцене.

В конце позднеледниковья на месте современных торфяников существовали холодные водоемы, в которых накапливались глины и обитали лишь холодолюбивые водоросли (*Pediastrum kavraiskyi*, *P. boryanum*). В окружающей растительности преобладали травяно-кустарниковые сообщества из карликовой березки, ив, полыней, маревых, злаков, осок, разнотравья. Климат был холодным и сухим.

С потеплением в предбореальном периоде, около 11 тыс. календарных лет назад (кал. л.н.) в озере размножились зеленые водоросли и началось отложение сапропелей. Окружающие пространства стали заселяться древесной растительностью, прежде всего, лиственницей, за которой следовали береза и ель. По результатам анализа Горбуновского торфяника в предбореале выделяется более теплая и сухая первая половина, когда в разрезе Береговая 2, как и в разрезе Н.А. Хотинского, сформировалась прослойка торфянистого сапропеля, и более холодная и влажная вторая половина, в которую началось отложение ярких розовых и красноватых сапропелей. В этих сапропелях зафиксировано максимальное количество пыльцы лиственницы (разрез Варга скважина), и найдено множество шишек лиственницы (разрез Береговая 2).

Полученные нами данные подтверждают выявленные Н.А. Хотинским [3] изменения на ранних этапах голоцена Среднего Урала и характеристику растительности предбореального периода как елово-лиственничные редколесья. Радиоуглеродные даты, полученные для слоев максимального распространения лиственницы, показали близкий возраст. В Горбуновском торфянике на стоянке Береговая 2 для них получены даты  $9610 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  л.н. (ГИН-14084) и  $9140 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  л.н. (ГИН-14083). В Аятском торфянике эти отложения ограничены датами  $9780 \pm 210$   $^{14}\text{C}$  л.н. (Мо-398) и  $9110 \pm 150$   $^{14}\text{C}$  л.н. (Мо-397).

В бореальном периоде (9–10 тыс. кал. л.н.) в условиях нового потепления климата в разных частях озер отложились сапропели серо-коричневого, буро-оливкового и оливково-бежевого цвета. Палинокомплексы отложений бореального времени также аналогичны во всех разрезах. Они показывают смену елово-лиственничных редколесий лесами с доминированием березы и постепенное увеличение участия в них сосны.

С дальнейшим потеплением в атлантическом периоде (6–9 тысяч кал. л.н.) в озерах размножились сине-зеленые водоросли и сформировались слои сапропеля оливкового цвета, а в более мелководных прибрежных частях водоемов началось заболачивание и отложение торфа. Процесс заболачивания в разных частях водоемов происходил не одновременно, но всегда был связан с периодами аридизации климата и, как следствие, понижением уровня воды в озерах.

С атлантического периода на восточном склоне Среднего Урала началось широкое распространение сосны, ее пыльца доминирует в спектрах последующих отложений во всех исследованных разрезах. На этом фоне наибольший интерес для выявления динамики природной среды представляют изменения относительного содержания пыльцы ели и широколиственных древесных растений, увеличение присутствия которых маркирует более мягкие климатические условия. В отложениях первой половины атлантического периода появляется пыльца пихты, ильма, липы, лещины, а в Шигирском торфянике – даже дуба и граба; пыльцы ели немного. Во вторую половину количество пыльцы ели заметно увеличивается. Палиноспектры отражают растительность смешанных елово-сосновых лесов с примесью пихты и широколиственных. Климат атлантического периода был умеренно теплым, в первую половину периода – относительно сухим, во вторую – более мягким и влажным.

Кратковременное сухое похолодание на рубеже атлантического и суббореального периодов, которое, по данным Н.А. Хотинского [7], отмечается на многих территориях Северной Евразии, можно проследить и на спорово-пыльцевых диаграммах исследованных нами разрезов. На этом рубеже в спектрах уменьшается участие пыльцы ели и широколиственных древесных растений. В осадконакоплении происходит либо смена сапропеля торфом, либо, если заболачивание началось раньше, формируется древесный (сосновый) торф, что может быть обусловлено увеличением аридизации климата и понижением уровня грунтовых вод. Границу между атлантическим и суббореальным периодами на Среднем Урале Н.А. Хотинский [3] датирует по  $^{14}\text{C}$  около 4500 л.н. Позднее [7] он пишет о двух существенных похолоданиях, которые с неодинаковой интенсивностью проявились в различных частях Северной Евразии при переходе от атлантического к суббореальному периоду:  $4600$   $^{14}\text{C}$  л.н. и  $4900$   $^{14}\text{C}$  л.н.

На наших диаграммах этот рубеж отмечен следующими  $^{14}\text{C}$  датами: 4660±35 (СОАН-5809) – Шигирское А, 4700±70 (Ле-10435) – Береговая XIII, 4800±40 (ГИН-13866) – Варга скважина, 4870±40 (ГИН-13858) – Варга 2, 5054±70 (SPb-504) – VI Разрез. В выше лежащих отложениях начинается новый подъем кривой пыльцы ели, ее процентное содержание в спектрах достигает максимального значения на протяжении значительной толщи (50–70 см), увеличивается и присутствие пыльцы широколиственных, особенно – липы. Наиболее контрастно эти изменения проявились на диаграммах Шигирского А и VI Разреза, где максимум пыльцы ели достигает 40–60 % и маркируется  $^{14}\text{C}$  датами: 4753±70 л.н (SPb-510), 4748±100 л.н (SPb-502), 4350±80 л.н (SPb-508), а уровень последующего резкого уменьшения ее содержания до 10 % отмечен  $^{14}\text{C}$  датами: 3900±40 л.н (СОАН-5808) и 3838±70 л.н (SPb-501).

Эти данные свидетельствуют, что максимальное развитие еловых лесов на Среднем Урале было не в конце атлантического периода, как считал Н.А. Хотинский, а в первую половину суббореального. Вероятно, ошибочные выводы Н.А. Хотинского объясняются тем, что в исследованном им разрезе Аятского торфяника значительная часть суббореального периода не представлена по причине перерыва в осадконакоплении более чем в 600 лет. Радиоуглеродная дата 4630±150 л.н. (Мо-389), соответствующая максимуму пыльцы широколиственных в этом разрезе, получена по образцу верхнего слоя т.н. пограничного горизонта, а дата 3960±130  $^{14}\text{C}$  л.н. (Мо-388), маркирующая уровень падения кривой пыльцы ели, получена по смежному с ним нижнему слою перекрывающей толщи слабо разложившегося фускум-торфа. Максимум пыльцы ели, отмеченный в середине т.н. пограничного горизонта (сосново-пушицевого торфа с пнями и древесиной высокой степени разложения), фиксируется датой 4720±200  $^{14}\text{C}$  л.н (Мо-390). Таким образом, датировки максимума и минимума пыльцы ели в Аятском болоте совершенно совпадают с нашими данными по Шигирскому и Горбуновскому торфяникам, а поскольку в последних суббореальные отложения представлены более полно, то сомневаться не приходится, что оба эти уровня относятся к суббореальному периоду. Формирование же пограничного горизонта в Аятском болоте, вероятно, началось в результате аридизации климата на рубеже атлантического и суббореального периодов около 5000  $^{14}\text{C}$  л.н.

Наши выводы согласуются с палинологическими и радиоуглеродными данными о широкой экспансии еловых лесов с примесью широколиственных пород в середине суббореального периода на прилегающей к Уралу территории северо-востока Европейской части России и некоторых других ее регионах [8 и др.].

Таким образом, в отличие от прежних представлений об относительной неизменности природных условий на Среднем Урале в постат-

лантическое время [3], новые данные показали, что в суббореальное время (3–6 тыс. кал. л.н.) четко выделяются два подпериода. В первую половину в регионе произрастали сосново-еловые леса с участием пихты, вяза, липы, дуба, встречался и граб; климатические условия были даже более мягкими, чем в оптимум атлантического периода. Во вторую половину преобладали сосновые леса с примесью ели, пихты, сосны сибирской, местами с участием березы, некоторых широколиственных древесных растений и климатические условия были умеренно континентальными, более сухими и менее теплыми.

В течение субатлантического периода (от 2.8 тыс. кал. л. н.) сформировались близкие современным южно-таежные леса с преобладанием сосны [9].

Полученные нами новые данные показали, что наиболее значимые изменения природной среды на Среднем Урале происходили в следующие временные интервалы: а) при переходе от позднеледниковья к раннему голоцену, около 11 тыс. кал. л.н., когда с потеплением началось распространение лесной растительности, б) в интервале 9,3–8,6 кал. л. н., когда существенное потепление обусловило широкое распространение сосны и миграцию широколиственных древесных растений на восточный склон Среднего Урала; в) около 4,2–4,3 кал. л.н., когда в результате похолодания значительно сократилось участие ели и широколиственных древесных растений в лесах региона.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ №13-06-00363А и Комплексной программы Уральского отделения РАН, проект № 15-12-4-13.

## Литература

1. Герасимов Д.А. Геоботаническое исследование торфяных болот Урала // Торфяное дело. 1926. № 3. С. 53–58.
2. Сукачев В.Н., Поплавская Г.И. Очерк истории озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1946. № 8. С. 5–37.
3. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
4. Антипина Т.Г., Панова Н.К., Чаиркина Н.М. Динамика природной среды в голоцене по данным комплексного анализа VI Разреза Горбуновского торфяника // Известия Коми научного центра УрО РАН. Вып. 4 (16). Сыктывкар, 2013. С. 89–97.
5. Зарецкая Н.Е., Панова Н.К., Жилин М.Г., Антипина Т.Г., Успенская О.Н., Савченко С.Н. Геохронология, стратиграфия и история развития торфяных болот Среднего Урала в голоцене (на примере Шигирского и Горбуновского торфяников) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 84–108.
6. Panova N.K., Antipina T.G. Late Glacial and Holocene environmental history on the eastern slope of the Middle Ural Mountains, Russia. *Quaternary International* (2015). <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.035>
7. Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей



голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 39–45.

8. Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.

9. Лаптева Е.Г. Палинологические исследования на VI Разрезе Горбуновского торфяника в 2007 году // Древности Горбуновского торфяника. Охранные археологические исследования на Среднем Урале. Сб. науч. статей. Вып. 6. Екатеринбург: Банк культурной информации, 2010. С. 157–163.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДИНАМИКИ ПОЧВЕННО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ КОМПОНЕНТЫ СТЕПНЫХ ЭКОСИСТЕМ ПРИАЗОВЬЯ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ГОЛОЦЕНА

Л.С. Песочина

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
Пушино Московской области; e-mail: LSPesch@rambler.ru*

В экосистемах, представляющих собой единство живых организмов и среды их обитания, связанных потоками энергии и биологическим круговоротом веществ, важнейшей компонентой является почва. В частности, она является резервуаром для стока и трансформации атмосферного углерода, аккумулированного при фотосинтезе наземной растительности; генератором и аккумулятором стабильных соединений углерода в форме гумуса и карбонатов; генератором и аккумулятором подвижных соединений углерода в виде газов и прежде всего CO<sub>2</sub>, поступающих в атмосферу и включающихся в циклы воздушной миграции, а также водорастворимых органических и минеральных соединений углерода, участвующих в гидрохимическом стоке в местные водоемы, моря и океаны [1].

Поскольку голоцен является историческим периодом, определившим современное состояние природных ландшафтов, то анализ истории развития экосистем в отдельные периоды голоцена имеет важное значение для понимания особенностей их современного состояния.

Уникальными объектами для решения этих задач являются голоценовые педохроноряды, включающие палеопочвы, погребенные под разновозрастными археологическими памятниками и являющимися природными моделями изменчивости ландшафтов как прошлого, так и основой для прогноза поведения систем в будущем.

Целью данной работы было изучение закономерностей изменчивости почв и природных условий, а также оценка масштабов и трендов изменчивости углеродного резервуара почв и основных ее составляющих (гумусовых и карбонатных соединений), обусловленных климатическими флуктуациями в степях Приазовья во второй половине голоцена на базе палеопочвенных исследований.

Объектами изучения послужили палеопочвы разновозрастных археологических памятников, в том числе курганов эпох бронзы (вторая половина III–II тыс. до н.э.), раннего железа (IV в. до н.э. – I в. н.э.) и средневековья (VIII–XII вв. н.э.).

Основным методом исследования был почвенно-археологический. В образцах, взятых по генетическим горизонтам, проводились традици-

онные химические анализы почв (определение группового состава и содержания гумуса, поглощенных оснований, карбонатов, гипса, состава водной вытяжки, гранулометрического состава).

Морфолого-химические анализы погребенных и современных почв зафиксировали существенную динамику процессов почвообразования. Наиболее динамичными были процессы, формирующие гумусовый, солевой, гипсовый, карбонатный профили, а также процессы осолонцевания-рассолонцевания. Подробная характеристика палеопочв и оценка их углеродного резервуара дана нами ранее [2–4].

Установлено чередование двух основных трендов развития почв.

Один из них характеризовался засолением, степень которого была невысокой и благоприятной для внедрения натрия в почвенный поглощающий комплекс и ощелачивания почвенного профиля, иллювиированием гумусовых веществ, формированием призмовидно-столбчатой структуры, образованием преимущественно глазковых форм карбонатных новообразований. К концу хроноинтервала формировались более аридные варианты черноземов - южный чернозем. Такой тренд развития был характерен для хроноинтервалов: 4000–3700; 2300–2000; 1200–1000 лет назад.

Для другого тренда была характерна нисходящая миграция легкорастворимых солей и гипса, трансформация солонцовых признаков, активное накопление гумуса, преобразование карбонатного профиля с увеличением подвижности карбонатов, выносом их на большие глубины, с ярко выраженным псевдомицелием. В итоге происшедшие изменения приводили к формированию черноземов обыкновенных. Такой тренд развития доминировал в хроноинтервале 4600–4400; 2600–2400 лет назад.

Основной причиной стадийности педогенеза явились климатические флуктуации. Чередование аридных и гумидных стадий вызывало смену подтипов черноземов и ритмичность изменчивости многих процессов.

Поскольку лимитирующим фактором почвообразования в зоне степей является недостаток влаги, то были выделены оптимумы – периоды с

максимальным количеством увлажненности и кризисы – наиболее сухие периоды. Определение экстремумов осуществлялось с учетом степени изменчивости индикационных климатосенсорных почвенных признаков и привлечением литературного материала [5,6].

Выявлены 2000- и 1000-летние временные интервалы в цикличности педогенеза на юге Русской равнины [7]. Оптимум имеет ярко выраженный 2000-летний ритм. Его рубежи фиксируются в середине 3-го тысячелетия до н. э., в середине 1-го тысячелетия до н. э., в XIV–XV вв. н. э. Почвы этих хроносрезов характеризовались максимальным содержанием гумуса, высокой биогенностью, прекрасной агрегацией, отсутствием легкорастворимых солей и поглощенного натрия в почвенном поглощающем комплексе. По палеогеографическим данным эти периоды были высокообводненные, отмечалось резкое похолодание (имели место подвижки ледников, высокий уровень бессточных водоемов). В это время в аккумулятивных ландшафтах доминировали литогенные процессы [8,9]. Зональным типом растительности были злаково-разнотравные степи [10]. Согласно данным Шнитникова [11] увеличение количества атмосферных осадков, повлекшее за собой увеличение стока рек, повышение уровня озер и затопление торфяников, распространилось на всю Европу, а также Западную Сибирь, территорию современного Казахстана и имело глобальный характер.

Кризисные периоды фиксировались с периодичностью около 1000 лет. В эти хроносрезы общее количество гумуса сокращалось, формировались малогумусированные почвы с ореховато-призматической структурой, наличием легкорастворимых солей, гипса в профиле, развитием процессов осолонцевания. Преобладали ксерофитные злаковые степи [10]. Выявлены два варианта взаимодействия кризисных экстремумов 1000-летней цикличности с циклом в 2000 лет: а) тренды направленности обоих циклов совпадают; и б) тренды развития имеют разную направленность. В итоге фиксируются пять аридных стадий, две из которых были более мягкими (рубеж третьего-четвертого тысячелетия до н.э., рубеж первого-второго тысячелетия до н.э., рубеж первого-второго тысячелетия н.э.). Максимумы ксеротермов имели место 4 тыс. лет назад, 2 тыс. лет назад и настоящее время).

На основе регрессионного анализа корреляционной связи годового количества осадков с некоторыми почвенными показателями оценены масштабы колебаний увлажненности климата для исследуемой территории за последние 4000 лет.

Таким образом, изучение археологических памятников эпох бронзы, раннего железа и средневековья позволили реконструировать историю развития почв и природных условий в степях Приазовья во второй половине голоцена. Выделены ряд стадий развития степных ландшафтов: три

оптимума – гумиды, а также пять аридных стадий, две из которых были более мягкими, три характеризовались значительно большей аридизацией. Середина третьего и первого тысячелетия до н.э., а также XIV–XV вв. н.э. характеризовались резонансным взаимовлиянием экстремумов увлажненности 2000 и 1000 цикличности. Относительно влажный и прохладный климат в эти хроноинтервалы способствовал интенсивному гумусообразованию, увеличению продуктивности растительных ценозов. Скифский экстремум увлажненности сменился в III в. до н.э. – I в.н.э. резкой аридизацией, степень которой была сравнима с суббореальным ксеротермом, фиксируемым около 4000 лет назад. Среднесарматское время явилось переходным от аридных условий к более гумидным, при этом значительные изменения природной обстановки зафиксированы уже в конце I в.н.э. Сухой климат раннего средневековья сменился экстремальной увлажненностью его финальной части (XIV–XV вв.н.э.). Амплитуда изменчивости увлажненности климата варьировала в пределах 380–500 мм

Аридизация климата активизировала развитие в почвах региона процессов засоления, осолонцевания, карбонатизации, а также минерализации и пептизации гумуса. Признаки аридного педогенеза зафиксированы в почвах 4000–3700, 2200–2000 лет назад и 1200–1000 лет назад.

Общая емкость углеродного резервуара черноземов Приазовья на протяжении последних 4000 лет составляла около  $50 \text{ кг C/m}^2$ . Основные ее компоненты находились в состоянии динамического равновесия. Позднеголоценовые климатические изменения не оказывали существенного влияния на общую емкость углеродного резервуара, в то же время являлись триггерным механизмом процессов эмиссии-стока диоксида углерода отдельных ее составляющих (Сорг и Скарб.). Амплитуда варьирования величин депонирования органического углерода, обусловленная динамикой увлажненности климата, составляла  $12\text{--}19 \text{ кг/m}^2$ ; карбонатного –  $28\text{--}34 \text{ кг/m}^2$ . Мобильная составляющая углеродного резервуара не превышала  $1/3$  и характеризовала масштабы вероятной эмиссии-стока диоксида углерода. Скорости трансформации запасов углерода изменялись в пределах от  $\pm 0,4$  до  $2,3 \text{ кг C/m}^2$  за 100 лет.

Современный этап развития природных систем относится к «ксероариду», периоду, характеризующимся максимальным развитием аридизации степных ландшафтов. Планирование мероприятий по реставрации природного разнообразия степей, развитию устойчивого сельского хозяйства в регионе необходимо осуществлять с учетом прогноза природного тренда развития степных ландшафтов.

### Литература

1. Глазовская М.А. Педолитогенез и континентальные циклы углерода. М.: Изд-во «Книжный дом ЛИБРОКОН», 2009. 336 с.

2. Песочина Л.С., Гольева А.А., Зайцев С.В. Закономерности изменчивости почв и природных условий северо-восточного Приазовья в среднесарматское время // Почвоведение. 2000. № 6. С. 683–691.
3. L.S.Pesochina The Regularities of the Late Holocene Soil Formation in the Lower Don Steppes // Eurasian Soil Science. 2010. Vol. 43. No.13. P. 1–10.
4. Песочина Л.С. Позднеголоценовая динамика биогеохимического цикла углерода в степных ландшафтах юга Русской равнины // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. 2013. Том 18. Вып.3. С. 993–997.
5. Демкин В.А., Дергачева М.И., Борисов А.В., Рысков Я.Г., Олейник С.А. Эволюция почв и изменение климата восточноевропейской полупустыни в позднем голоцене // Почвоведение. 1998. №2. С. 148–157.
6. Золотун В.Н. Развитие почв юга Украины за последние 50-45 веков. Автореф. дисс. д-ра с.-х. наук. Киев. 1974. 74 с.

Киев. 1974. 74 с.

7. Песочина Л.С. Позднеголоценовые климатические ритмы, фиксируемые палеопочвами археологических памятников // Экологический вестник. Минск. 2013. №1 (23). С. 5–10.
8. Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. №11. С. 1285–1295.
9. Сычева С.А. Причины и общие закономерности многовековой ритмичности голоценового почвообразования в трансаккумулятивных ландшафтах // Почвоведение. 2003. № 5. С. 528–542.
10. Кременецкий К.В. Природная обстановка голоцена на Нижнем Дону и в Калмыкии // Степь и Кавказ. Тр.ГИН. М. 1997. Вып.97. С. 30–45.
11. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.-Л.: Изд-во АН СССР. 1957. 337 с.

## ДИНАМИКА ТЕХНОГЕННЫХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В СУБАРИДНЫХ УСЛОВИЯХ ЮГО-ВОСТОКА УКРАИНЫ

Л.А. Петрова

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семеновки НАН Украины,  
пр. Акад. Палладина, 34, Киев-142, 03680, Украина, e-mail: troynnda775@yandex.ua*

В настоящее время под влиянием техногенеза возможно проследить закономерности перераспределения химических элементов в зоне гипергенеза. Поступления в ландшафты значительного количества различных химических соединений металлов и микроэлементов в свою очередь меняет геохимические параметры почв. Так, по литературным данным, время трансформации соединений меди и 10% ее выщелачивания с почвы составляет около 120 лет, а свинца – 200 лет [1]. По другим данным свинец техногенного происхождения может сохраняться в гумусовом горизонте почв до 5000 лет [2], а согласно исследованиям А. Кабаты-Пендиас и Х. Пендиас период полувыведения некоторых металлов составляет: кадмий –

13–110, цинк – 70–510, медь – 310–1500, свинец – 740–5900 лет [3].

Для прослеживания закономерностей поведения металлов, микроэлементов в почвах субаридных условий Украины вследствие техногенеза были проанализированы изменения техногенных геохимических аномалий по данным мониторинга (Луганск, 1995–1998 гг.) и перепробованы геохимические аномалии в районах угледобычи, которые были выявлены ранее на разных стадиях геологопоисковых работ.

Мониторинг почв Луганска был проведен с периодичностью опробования через один и два года, с шагом опробования 100 м. В каждой точке мониторинга, по данным спектрального анализа, был подсчитан коэффициент суммарного химического загрязнения почв –  $Z_c$ , коэффициент концентрации ( $K_c$ ) вычислялся для элементов с вышеуказанным содержанием тяжелых металлов в почвах.

Результаты анализов показали, что в 1997г. пределы техногенных геохимических аномалий в почвах расширились по сравнению с 1995 г. – южная граница зоны по изолинии  $Z_c = 16$  практически не изменилась, а северная расширилась до р. Лугань (на 250 м) и соединилась с геохимической аномалией в ее пойме, образовав на левобережье локальную техногенную аномалию тяжелых металлов в почвах 200–600 × 1800 м и несколько более мелких. Результаты опробования 1998 года показывают значительные уменьшения площадей техногенных геохимических аномалий со снижением концентрации тяжелых металлов в них – это коррелируется снижением производства в 1998 г. (рис. 1).

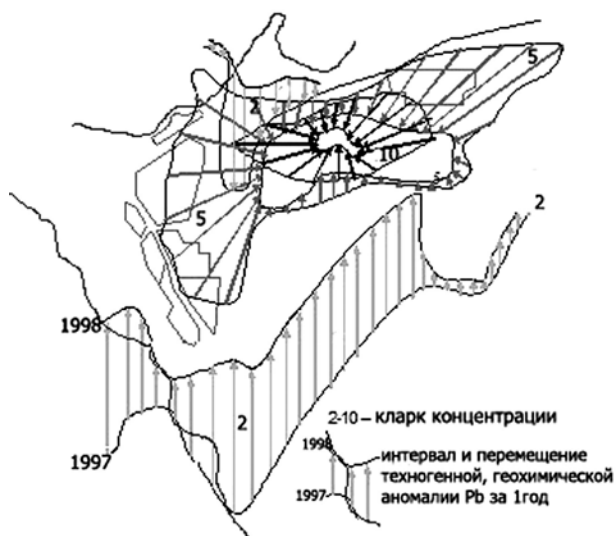


Рис.1. Уменьшение границ техногенной геохимической аномалии свинца за 1 год.

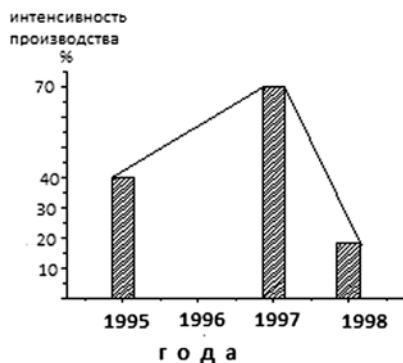


Рис. 2. График интенсивности производства Луганска с 1995 по 1998 годы.

Средняя величина суммарного содержания тяжелых металлов в почвах (Zс) верхней части зоны аэрации Луганска по данным мониторинга (опробованных три раза) имеет следующие значения (по годам): 1995 – 17,4; 1997 – 26,3; 1998 – 14,7. Результаты мониторинга показали значительную динамику во времени тяжелых металлов, поступивших вследствие техногенеза и их концентрация тесно связана с интенсивностью работы предприятий, то есть с количеством техногенных выбросов предприятиями в окружающую среду. Так, в зоне влияния завода щелочных аккумуляторов (на левобережье р.Ольховой) отмечается четкая тенденция уменьшения значений Zс и рН. Динамика трансформации и распределения некоторых Zn, Pb (рис. 1 [4]), Cu, Mo, Mn (при уменьшении действия техногенного фактора) примерно составляет 40 и более процентов в течение года, прямым образом свидетельствует о том, что почва тяготеет к установлению геохимического равновесия под действием самоуправляемых физико-химических и биохимических факторов. Данный процесс восстановления системы более интенсивно проявляется в трансэлювиальных ландшафтах. Прослеживая динамику техногенеза в верхнем слое почвы с 1995 г. к востоку от завода 20-летия Октября в точках расположенных на границе трансэлювиального и суперэлювиального ландшафтов, то есть на кислом и сорбционном наблюдается тенденция постоянного накопления тяжелых металлов – Hg, As, Zn, Sb и др. Так например - концентрация цинка на техногенной аномалии у источника загрязнения (завод щелочных аккумуляторов) составляет 150–300 мг/кг, а в пойме р.Ольхова (сорбционный барьер) – 600 мг/кг; сурьма (источник - гальваническое производство) – техногенная геохимическая аномалия до 100 мг/кг, а на кислом и сорбционном барьере в пойме рек Ольховая и Лугань – 200 > 1000 мг/кг. Завод щелочных аккумуляторов также является источником поступления в почвы кадмия (до 15–20 мг/кг) и хрома (до 400 мг/кг). Независимо от степени техногенной нагрузки тяжелыми металлами Zс в супер- и субкавалльных ландшафтах постоянно увеличивается, несмотря на то, что они иногда находятся на значительном расстоянии от потенциальных источников выброса металлов –

предприятий Луганска, а также техногенные геохимические аномалии приурочены к пойме р. Лугань, на левобережье, где нет промышленных предприятий.

Прослеживая динамику техногенных геохимических аномалий наблюдается тенденция некоторых химических элементов к большой мобильности в условиях субаридного техногенеза на территории Донбасса. Содержание тяжелых металлов в техногенных аномалиях элювиальных ландшафтов в 1998г. уменьшается (мг/кг за год): Pb на 105, что составляет 67,3%, Zn на 131 – 45,2%, Cu на 51,6–40,7% и ее содержание в аномалиях приближается к фону, Mn на 547–40,5% и приближается к фону, Mo на 63,3%; Cr на 23,7%, Sb на 27% и F на 43,6% что составляет на 30% ниже фона F в почвах Луганской области, а Ni имеет тенденцию к постоянному накоплению в почвах. По скорости миграции химических элементов с техногенных геохимических аномалий расположенных на элювиальных ландшафтах их можно расположить в следующий ряд: F>Pb>Mo>Zn>Cu>Mn>Sb>Cr. Уменьшение концентрации F в техногенных аномалиях можно объяснить большой гидрофильностью и атмофильностью этого элемента. Мобильность Pb может быть связана как с химическими свойствами этого металла образовывать растворимый  $Pb(OH)^+$  в интервале рН > 6 – <8, тем более этому способствует повышенное содержание хлоридов в почвенных растворах урбанизированных территорий, то же самое можно сказать и о Zn, так как при рН 6-6,8 цинк может мигрировать в форме  $Zn^{2+}$  и выщелачиваться из техногенных аномалий. Постоянное увеличение концентрации Ni в почвах можно объяснить тем, что в вышеупомянутом интервале рН, которое в основном характерно для данной территории, Ni образует нерастворимые соединения и аккумулируется в верхнем слое почвы.

Тенденция к значительному снижению концентраций некоторых тяжелых металлов в техногенных геохимических аномалиях при уменьшении воздействия техногенного фактора свидетельствует о том, что почва тяготеет к установлению геохимического равновесия под влиянием самоуправляемых физико-химических и биохимических факторов. Данный процесс восстановления системы более интенсивно выражен в трансэлювиальных ландшафтах.

В районах угледобычи юго-восточного Донбасса геохимические аномалии претерпели существенные изменения. Это прежде всего связано с изменениями в техногенной коре выветривания и ее влиянием на почвы. Исследования динамики отходов угледобычи показало, что сточные воды из-под отвалов шахт и обогатительных фабрик содержат серу и тяжелые металлы, являются активными источниками поступления сульфатов в почвы.

Минеральный и химический состав техногенной коры выветривания (вмещающих пород при угледобычи) влияет на изменение ландшафт-

но-геохимической среды угледобывающих регионов. В результате петрографического и минералогического исследования установлено, что отходы угледобывающих предприятий в основном представлены аргиллитами, местами с включением угля и известняков. В меньшей степени встречаются песчаники, алевролиты, известняки и карбонатные породы различного генезиса.

Кластическая часть аргиллитов составлена кварцем, полевым шпатом, слюдой и хлоритом. Кроме этого, в породах также находятся различные включения карбонатов, сульфидов, слоев сидерита, доломит и анкерит, углистый материал.

Повсеместно очень распространены гидроксиды железа в виде корочек, бурых налетов на зернах пирита, зернах карбонатных конкрециях, псевдоморфозы по сульфидах железа, а также самостоятельные тонкодисперсные зерна гетита и лимонита.

Все типы пород, находящихся в отвалах, сохранились частично и зависят от состояния, отвала. Вследствие процессов физического и химического выветривания и термического воздействия (горение терриконов) постоянно меняется петрографический, минеральный и химический состав отвалов.

Весь процесс от выброса породы на-гора до ее полного преобразования под воздействием атмосферных факторов и горения состоит из четырех стадий – выветривания и карбонатизация, окисления, горения, вторичная минерализация; каждая из которых по-своему влияет на окружающие ландшафты [5]. На первой стадии выветривания и карбонатизации пород – наличие карбонатов находящиеся в отвалах под воздействием атмосферных осадков и температуры (40–60°C) ведет к образованию  $\text{CaCO}_3$  и к уплотнению пород отвала, в которых карбонат развивается по первичному материалу. Данный процесс имеет закономерность в отвалах, но он развит меньше, чем другие процессы выветривания. На данной стадии наряду с карбонатизацией происходит роздоломичивание. Для данного процесса характерно растворения гипса и доломита, значительное выщелачивание сульфатов и хлоридов из-под отвала; сточные воды создают ореолы засоленности почв в направлении движения грунтовых вод, иногда до 10 км, кавернозность. Наряду с процессами засоленности с отвалов выщелачивается большое количество металлов.

Вторая стадия – это окисление пород угледобычи. На стадии окисления в почву, грунтовые воды и подземные воды выносятся максимальное количество химических элементов, как в ионной форме, так и в виде различных органоминеральных и минеральных соединений. Сульфатно-хлоридное засоления почв увеличивается по площади. Растворения и выщелачивание сульфатов и хлоридов происходит на этапе карбонатизации и окисления и это в среднем составляет 7–10 лет.

Под влиянием эпигенетических окислительных процессов, происходящих в терриконах, кислородные воды достигают их подошвы, что приводит к резкому увеличению содержания кислорода, то есть к активизации биологического круговорота атомов вследствие разложения вуглефицированного органического вещества, в свою очередь в воду, дренирующий террикон, поступает  $\text{CO}_2$  и гумусовые кислоты – рН вод уменьшается до 4–3. Характерной особенностью кислого процесса, как упоминалось выше, является неустойчивость карбонатов, то есть карбонаты, которые были в отвалах, растворяются. В ходе резкого изменения термодинамических и геохимических условий (уменьшение рН, увеличение Eh, атмосферные осадки) в результате кислого процесса с отвалов выносятся Ca, Na (прежде всего), а также некоторые другие элементы – Cu, Co, Sr, In, редкоземельные металлы и пр.

Параллельно с кислым процессом в отвалах пород происходит серноокислый процесс, поскольку при добыче угля в отвалы (терриконы) поступает значительное количество серы (угли от низкосернистых – 0,1% до высокосернистых – 4,1%). Добытые на-гора породы содержат сульфидную и свободную серу, в среднем 2,2%, в том числе 2% серы сульфидной ( $\text{Fe}_2\text{S}$ ,  $\text{Pb}_2\text{S}$ ,  $\text{In}_2\text{S}$ ,  $\text{CuFeS}_2$ ,  $\text{CuS}$ ,  $\text{Cu}_2\text{S}$ ) как гидротермального, так и диагенетического происхождения -  $\text{FeS}_2$ ,  $\text{CuS}$ ,  $\text{Cu}_2\text{S}$ . При инфильтрации отвалов и терриконов кислородными дождевыми водами, в них происходит окисление сульфидов и образование серной кислоты:  $\text{MeS} + \text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{MeSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ . В результате воды, которые дренируют террикон сильно кислые, в терриконах рН иногда достигает 2,5, затем постепенно повышается до 3,4–4,5, выносятся также сульфаты таких тяжелых металлов, как Cu, Fe, Pb, Mn, Ni, As и др. В самых породах на месте кристаллов пирита образуются красно-бурые пятна гидроксидов железа.

В результате геохимических процессов, которые происходят в отвале, сточные воды из-под них меняют геохимическое состояние окружающих ландшафтов. В результате выделяется три зоны влияния отвалов на окружающую среду. Первая зона – сильного влияния отвала. Она в основном перекрыта техногенными отложениями и наносами из отвалов – рН 2,5–3,8, длина зоны иногда достигает до 2 км. Концентрация алюминия достигает 20–80 мг/100г почвы, железа – 80–600 мг/100 г почвы, сульфатов – 0,5–2 мг/дм<sup>3</sup>; по мере удаленности от отвала постепенно рН увеличивается. Вторая зона – зона среднего влияния отвалов. Для нее характерно: содержание алюминия составляет 10–20 мг/100 г почвы, железа – 40–80 мг/100 г почвы, сульфатов – 0,3–0,5%, рН 4,3–4,8. На территории второй зоны происходит угнетение роста растительного покрова, из растений выпадают бобово-злаковые. Третья зона – минимального влияния отвалов. Почвы этой зоны имеют кислую и слабокислую реакцию (рН 4,6–

5,3), которая зависит от физико-химического состояния пород отвала, рельефа, возраста и параметров отвала. Терриконы на стадии окисления влияют на локальное изменение грунтовых вод и почв в результате вымывания из них хлоридов, сульфатов, кислот и различных органо-минеральных комплексов. Дождевые воды, дренирующей через отвалы, выносятся в почвы, поверхностные и подземные воды токсичные элементы, которые находятся в угле и вмещающих породах, – As, Co, F, Cd, Ni, Hg, S, Zn, Pb, Cu, Mn и др.

Стадия вторичной минерализации характеризуется заключительным этапом химических и метасоматических превращений в отвалах угледобычи и углепереработки, в которых произошли процессы окисления и горения и наблюдается восстановление геохимических ландшафтов данных участков в зоне влияния терриконов — рН среды от кислой и слабокислой переходит к нейтральной и слабощелочной (рН 6,5–7,8), концентрация металлов в почвах уменьшается вследствие их миграции в направлении движения грунтовых вод и не поступления в почвы с отвала. Индикатором восстановления почв является уменьшение сульфатов и хлоридов до нормы, а также восстановление растительного покрова.

В результате исследований, проведенных в угледобывающем районе юго-восточного Донбасса установлено, что в добытых на-гора породах в результате различных типов выветривания и термической обработки (горение) происходит преобразование первичного материала пород — минералы перекристаллизуются, образуют новые генерации и модификации или появляются совершенно новые индивиды, характерные для процессов конкретного температурного и геохимического режима. Преобразования, происходящие в данных породах, сопровождаются интенсивными геохимическими аномалиями в почвах, но на промежутке времени «невыветренные породы – вторичнопреобразованные породы» происходит образование и уменьшение интенсивности и размера техногенных геохимических аномалий, а со временем по микроэлементному составу почвы притерриконовых территорий приравниваются к фоновым значениям прилегающих участков, за исключением Li, V, Ti, Ni, Ba, Cr – по данным исследований геохимических аномалий этот период длится в субаридных условиях Донбасса, в среднем, 20 лет, то есть система под управлением самопроизвольных процессов переходит в стабильное состояние (извлеченные на-гора вмещающие породы прибрежно-морского генезиса, которые прошли стадию регионального метаморфизма, с характерным для данных режимов минералообразованием и геохимическим состоянием) на I-й стадии переходят в метастабильное состояние, сопровождающееся растворением и выщелачиванием части компонентов с техногенной коры выветривания и под воздействием самопроиз-

вольных процессов система переходит в стабильное состояние с минералообразованием и сорбцией тех компонентов, которые стабильны в данной таксонометрической единице зоны гипергенеза [6] – в субаридных условиях Донбасса этот период составляет, в среднем, 20 лет.

## ВЫВОДЫ

1. Результаты мониторинга показали большую мобильность процессов в верхней части почвенного слоя. Основными факторами, которые влияют на динамику техногенных геохимических аномалий в почвах является, как техногенные так и природные факторы: климатическая зона, гипсометрический уровень, тип ландшафта, интенсивность работы предприятий и отсутствие в них очистных систем, от чего зависит количество тяжелых металлов и их соединений, поступающих в окружающую среду.

2. Скорость рассеяния некоторых тяжелых металлов (Pb, Zn, F, Cu, Mo, Mn) в почвах субаридного климата в течение года составляет  $\approx 40\%$ , это указывает на большую динамичность процессов, которые происходят в верхнем слое зоны аэрации и тенденцию природных систем к установлению геохимического равновесия вследствие самоуправляемых процессов.

3. В результате выполненных исследований установлен **принцип** способности почвенного профиля и зоны аэрации к геохимической автостабилизации, то есть все минеральные, органические и техногенные соединения, которые были сформированы в условиях, которые отличаются от условий данной ландшафтно-геохимической единицы, куда они попали извне, под воздействием геохимических и биохимических самопроизвольных процессов разрушаются, перераспределяются и откладываются в тех формах и в том объеме, которые присущи данной таксономической единице зоны гипергенеза.

## Литература

1. Добровольский В.В. Экология и почвоведение / В.В. Добровольский // Почвоведение. 1989. №12 С. 2–12.
2. Benninder L.K. The use of natural Pb-210 as a heavy metal tracer in the river-estuarine system / L.K. Benninder, D.M. Lewis, K.K Turekian // Marine chemistry and coastal environment. Wfst. (D.C.): Amer. Chem.Soc. 1960. P. 201–210.
3. Кабата-Пендиас А. Микроэлементы в почвах и растениях / А. Кабата-Пендиас, Х. Пендиас — М. Мир, 1989. 439 с.
4. Петрова Л.О., Кисиль А.И. Моніторинг техногенних геохімічних аномалій (м. Луганськ). Збірн. Наук. праць Ін-ту геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України. Геохімія та екологія. 2004. Вип. 10 С. 108–113.
5. Петрова Л. О. Вплив на навколишнє середовище відходів вуглеводобутку і вуглепереробки / Л.О. Петрова // Геол. журн. 2002. № 2. С. 81–87.
6. Петрова Л.О. Автостабілізація геолого-екологічного середовища / Л.О. Петрова // Збірник наукових праць ІГН НАНУ. Сучасні проблеми геологічної науки. 2003. С. 254–255.

# СЕВЕРНАЯ ГРАНИЦА АРЕАЛА КУЛАНА (*EQUUS HEMIIONUS PALLAS, 1775*) В ГОЛОЦЕНЕ

Н.А. Пластеева

*Институт экологии растений и животных УрО РАН,  
620144, Екатеринбург, ул. 8 Марта 202; e-mail: plasteeva@rambler.ru*

Подробного описания субфоссильных находок кулана с территории Северной Евразии нет. На текущий момент ареал вида в голоцене известен лишь в общем виде. В настоящей работе обобщены опубликованные и оригинальные данные, полученные в результате раскопок археологических памятников, расположенных на территории Восточной Европы, Западной и Восточной Сибири, Средней Азии.

## Материалы и методы

В работе использованы данные о находках кулана из 58 местонахождений. Костный материал датирован на основании радиоуглеродных дат или сопутствующих артефактов.

Все местонахождения были сгруппированы в соответствии с периодами голоцена [1]: ранний (РВ-ВО – 10200–8000 л.н.), средний (АТ-SВ – 8000-2600 л.н.) и поздний (SA – 2600–800 л.н.). Большая часть местонахождений среднего голоцена датирована на основании сопутствующего археологического материала. Исходя из этого, костный материал был разделен на относящийся к первой (АТ1 – 2, неолит – ранний энеолит) и второй половине (АТ3 – SВ, поздний энеолит – бронзовый век) периода.

## Результаты и обсуждение

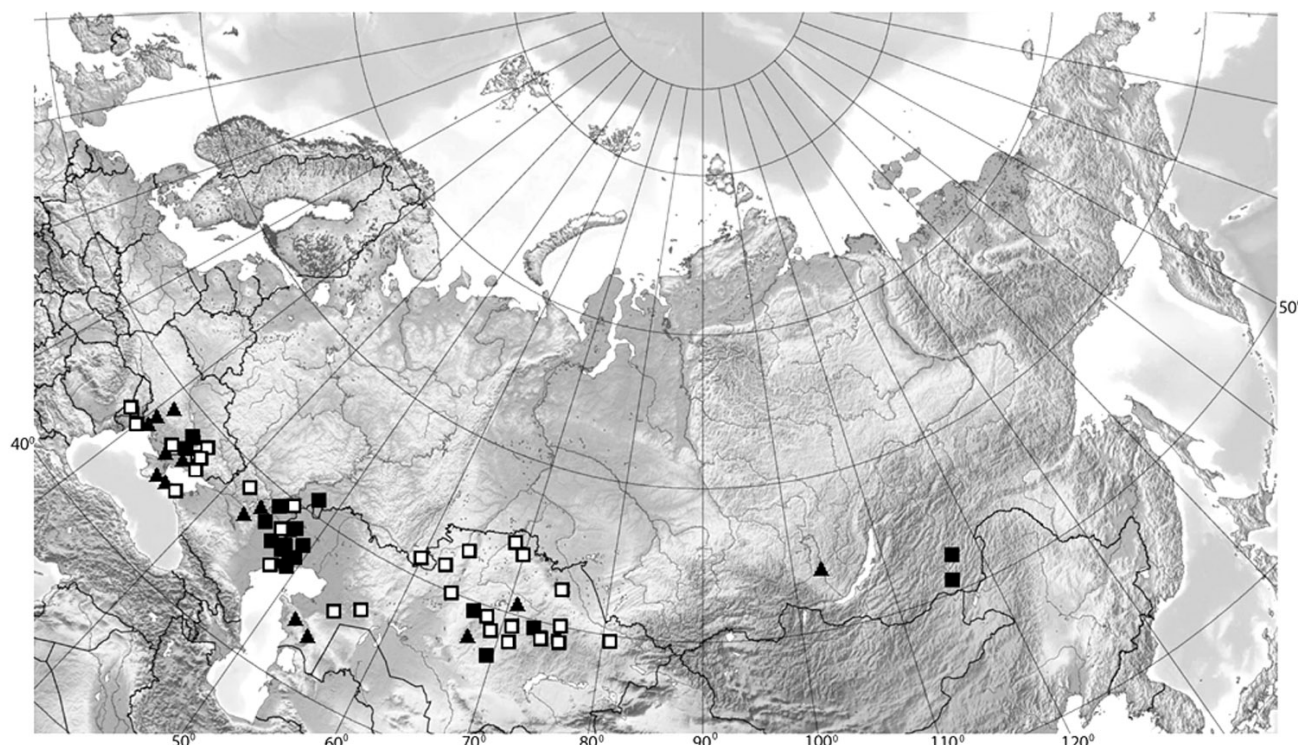
Ранний голоцен. Находок кулана из отложений раннего голоцена Восточной Европы, юга За-

падной и Восточной Сибири нет. Мезолитические памятники для этой территории известны, однако костный материал из них весьма немногочислен. Можно предположить, что в начале голоцена кулан в рассматриваемом регионе не обитал или был очень редок. Вероятно, его ареал располагался южнее. По литературным данным, кулан известен из мезолитических поселений Узбекистана [2].

Средний голоцен. Кулан встречен в 44 местонахождениях среднего голоцена. В неолите (АТ1-2) находки кулана происходят с территории Украины и Крыма [3], Волго-Уральского междуречья [4,5], северного и центрального Казахстана [2,6,7], Забайкалья [8] (рисунок). Северная граница ареала кулана в это время проходила через современные степную и полупустынную зоны.

Во второй половине среднего голоцена (АТ3-SВ) северная граница распространения кулана не претерпела серьезных изменений и также проходила по зоне степей и полупустынь Восточной Европы [3,9,10] и западносибирской низменности [7,11]. Находки кулана с территории Восточной Сибири неизвестны.

Поздний голоцен. Костные остатки кулана присутствуют в 14 местонахождениях субатлантичного периода голоцена. Все местонахождения расположены в пределах современных степ-



Точки находок кулана в голоцене. Черными квадратами обозначены местонахождения АТ1 – 2, белыми квадратами – АТ3 – SВ, треугольниками – SA.

ной и полупустынной зон Евразии. Самая восточная находка кулана происходит из поселения раннего железного века в Прибайкалье [8].

В опубликованных источниках отмечено присутствие кулана в фауне средневековых поселений Среднего Поволжья [12], однако эти находки располагаются в отрыве от остального ареала кулана. Для лесостепной зоны Поволжья известно большое количество местонахождений среднего и позднего голоцена, однако костей кулана в них не обнаружено [13], поэтому вопрос о существовании кулана в Среднем Поволжье требует повторного изучения.

Ископаемые остатки кулана известны из отложений конца плейстоцена Восточной и Средней Сибири [14]. На территории Восточной Европы кулан появился в голоцене, однако его распространение в раннем голоцене продолжает оставаться неясным. В Крыму и Причерноморье в раннем голоцене еще обитал плейстоценовый осел [15]. Очевидно, кулан заместил плейстоценового осла в этом регионе лишь после вымирания последнего.

Уже в среднем голоцене кулан заселил современные степную и полупустынную зоны Восточной Европы, северного и центрального Казахстана. В Прибайкалье и Забайкалье кулан, очевидно, постоянно не обитал, а появлялся лишь забегами или во время сезонных миграций. Такие забеги кулана в Забайкалье отмечались еще в историческое время [16,17]. Северная граница распространения кулана в среднем и позднем голоцене почти совпадала с северной границей степей в регионе. В историческое время ареал кулана сильно сократился и в настоящее время на территории бывшего СССР кулан обитает лишь в Бадхызском заповеднике в Туркмении. За пределами бывшего СССР обитает в Монголии, Иране, Индии [18].

#### Литература

1. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А., Климанов В.А., Черкинский А.Е. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1991. № 3. С. 30–42.
2. Кожамкулова Б.С. Позднекайнозойские копытные Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 39–42.
3. Підоплічко І.Г. Матеріали до вивчення минулих фаун УРСР. Вип. 3. К.: АН УРСР, 1956. 236 с.
4. Кузьмина И.Е. Млекопитающие Северного Прикаспия

в голоцене / Археологические культуры Северного Прикаспия: сб. науч. трудов. Куйбышев, 1988. С.173–188.

5. Гасилин В.В., Косинцев П.А, Саблин М.В. Фауна неолитической стоянки Варфоломеевская в степном Поволжье / Фауна и флора Северной Евразии в позднем кайнозое: сб. науч. трудов. Екатеринбург – Челябинск: Рифей, 2008. С. 25–100.
6. Макарова Л.А. Териофауна пещеры Караунгур / Археологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1973. С. 146–165.
7. Ахинжанов С. М., Макарова Л. А., Нурумов Т. Н. К истории скотоводства и охоты в Казахстане. Алма-Ата: Гылым, 1992. 218 с.
8. Ермолова Н.М. Териофауна долины Ангары в позднем антропогене. Новосибирск: Наука, 1978. С. 33–54.
9. Цалкин В.И. Фауна из раскопок андроновских памятников в Приуралье // Труды МОИП. 1972. Т.XLVIII. С. 66–81.
10. Давид А.И. Формирование териофауны Молдавии в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1982. 151 с.
11. Макарова Л.А. Животные Атасу и других поселений Центр. Казахстана / Археологические исследования в Отраре. Алма-Ата, 1977. С.124–130.
12. Петренко А.Г. Древнее и средневековое животноводство Среднего Поволжья и Предуралья. М.: Наука, 1984. 173 с.
13. Гасилин В.В. Фауна крупных млекопитающих Урало-Поволжья в голоцене. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Екатеринбург, 2009. 16 с.
14. Громова В.И. История лошадей (рода Equus) в Старом Свете. М.: АН СССР, 1949. С. 218–219.
15. Crees J., Turvey S. Holocene extinction dynamics of Equus hydruntinus, a late-surviving European megafaunal mammal // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 91. P. 16–29.
16. Скалон В.Н. О былом распространении диких баранов и кулана в Южной Сибири / Труды Кяхтинского краеведческого музея им. Акад.В.А.Обручева и Кяхтинского отделения Всесоюзного географического общества. Улан-Удэ, 1949. Т. 16, Вып. 1. С. 81–88.
17. Гептнер В.Г., Насимович А.А., Банников А.Г. Млекопитающие Советского Союза. Т. 1. Парнокопытные и непарнокопытные. М.: Высшая школа, 1961. С. 700–707.
18. Moehlman P. (ed.). Equids: Zebras, asses and horses. Status survey and conservation action plan. IUCN/SSC Equid Specialist Group. IUCN, Gland, Switzerland and Cambridge, 2002. P. 62–64.

## ПЛОЩАДНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДВИЖНЫХ ФОРМ ФОСФОРА В КУЛЬТУРНЫХ СЛОЯХ НЕКОТОРЫХ ПОСЕЛЕНИЙ ЗАУРАЛЬЯ

Л.Н. Плеханова

*ИФХиБПП РАН, Пушкино Московской области*

Изменение почвенных свойств под влиянием антропогенного фактора многие авторы измеряют с их преобразованием в природном тренде в течение столетий и даже нескольких тысячелетий. Прошлые периоды в истории развития почвенно-

го покрова определяют во многом современную опасность проявления деградационных явлений. Исчезнувшие под влиянием древнего антропогенного фактора естественные горизонты почв заменились устойчивыми педоседиментационны-



ми природно-антропогенными образованиями – культурными слоями. Культурный слой состоит из артефактов и заполнителя. Заполнитель обычно формируется из материала исходной почвы с примесью остатков строительного и бытового мусора. Отмечалось, что материал палеолита обычно находится на уровне горизонтов В почв, мезолит и неолит в горизонтах АВ, слои бронзы и раннего железа – в горизонтах А1 [1]. Формирование культурных слоев большой мощности по скорости накопления антропогенных «осадков» сравнимо с геологическими процессами осадконакопления при формировании наносов аллювиально-делювиального происхождения.

Для культурных слоев наиболее характерной чертой является *повышенное содержание гумуса и фосфора*, одновременное повышение которых является их диагностическим признаком [2]. Соответственно, для культурного слоя, так же как и для окультуренного характерно повышенное плодородие [3] и высокая биологическая активность.

**Профильное распределение фосфатов в почвах с культурным слоем.** При минерализации поступившего в почву органического вещества фосфор закрепляется в виде трудно растворимых фосфатов кальция, сохраняющихся сотни и тысячи лет. Формируются аномальные зоны или слои концентрации этого элемента. В пределах площади древних поселений давно отмечены значительные колебания содержания фосфатов в почве [4–6], что объясняется неоднородностью заселения отдельных частей поселений. Применение фосфатного метода в археологических полевых работах для установления мест древних поселений [7], а также для уточнения деталей раскопок [8] позволяет значительно сократить объем разведывательных работ.

Обогащение фосфором отмечено в КС средневекового поселения X–XII вв. Саввиновская Слобода II [3], в КС поселения эпохи бронзы Ишкининское [9,10], поселение Ново-Байрамгуловское [11,12]. Повышение в два-три раза по сравнению с фоном содержания фосфора отмечается в средневековых КС Гнездовского археологического комплекса [13]. Превышение в 5 раз зафиксировано для КС почв степного Зауралья на многослойном поселении преимущественно поздней бронзы Лебяжье [14,15]. Ход кривой профильного распределения соединений фосфора здесь не соответствует фоновому, и имеет скорей обратный вид, что связано с антропогенным воздействием. Максимум содержания подвижного фосфора в АВ<sub>СА</sub> может быть интерпретирован в соответствии с природными процессами. В фонах максимум также приходится на В<sub>СА</sub>. В соответствии с антропогенными процессами данный максимум можно объяснять интенсивным внесением органических веществ в первый период использования поселения. Повышенные значения содержания фосфора объяснимы органическими остатками [16].

Превышение в 10 раз концентрации подвижных фосфатов в отдельных образцах отмечено для 400–700 летнего жилища [17]. При бимодальном распределении валового Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> ярко выраженный максимум был связан со скифским культурным слоем [2]. Границы поселения эпохи поздней бронзы (XV–XIII вв до н.э.) Ерзовка-I установлены с использованием фосфатного метода, поскольку местом основного накопления отходов является периферия поселения, и его граница была приурочена именно к этой зоне [8]. Одновременное накопление металлов и фосфора в КС домонгольских городищ, ставших центрами древнерусских городов, отличает их от КС городищ-поселков, существовавших не дольше одного столетия, где отмечается только небольшое накопление фосфора, тогда как накопление металлов в слоях, связанное с последними столетиями, повышенным содержанием фосфора не характеризуется [18]. Ограничение глубины КС также возможно по показателям фосфатов для многослойных памятников: Коловское селище имеет КС от позднебронзовых до средневековых, с максимальной эксплуатацией саргатскими поселенцами в IV в до н.э. – V в н.э. с фосфатами 333,16 мг/100 г почвы, отражающими промыслово-охотничье и животноводческое хозяйство [19].

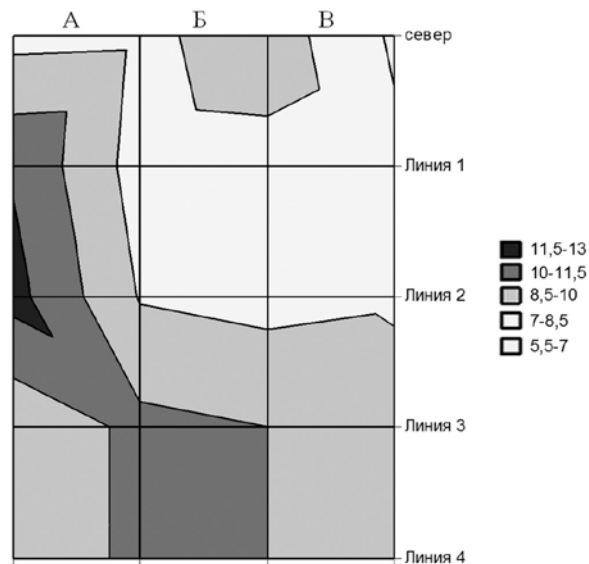
**Площадные распределения фосфатов** в культурных слоях исследовались не часто. Уточнить характер использования построек (с содержанием скота или без) позволили площадные диаграммы с мелким шагом отбора образцов КС (из пяти точек каждого квадратного метра одной плоскости по разметке раскопа) с определением подвижных фосфатов (по Мачигину) в комплексе с уреазной активностью [20]. Ареалы с максимальными значениями уреазной активности в целом соответствовали областям накопления фосфатов. Площадное распределение материальных остатков сопоставлялось с данными пространственного изучения химических свойств культурного слоя. Исследователям удалось локализовать зоны интенсивной хозяйственно-бытовой деятельности, в некоторых случаях уточнить характер этой деятельности, ее связи с общей планировкой и конкретными наземными сооружениями [20].

Высокие концентрации подвижных фосфатов в пределах жилища и рядом с ним отмечены на разновозрастных памятниках Западной Сибири [17]. Для возраста в 2500 лет отмечено содержание фосфатов на уровне 40–90 мг Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> на 100 г почвы, тогда как в фоновых лишь в одном образце до 25 мг/100 г. Особенно сильно в пределах памятников отличаются по химическому составу очажные слои. Превышение концентрации фосфатов в очагах над фоновым для 2500 лет оставляет 4,7–3,5 раза, в одном из средневековых очагов 4,5 раз (400 лет), интенсивно использовался очаг со стократным превышением по подвижным фосфатам (в пределах жилища 700–400 лет; для подочажного слоя – 55 раз).

**Исследованная нами территория** находится в степной зоне на восточном склоне Уральской горной страны в пределах Зауральского плато (высоты 200–500 м над уровнем моря) - пенепплена, образованного в результате разрушения древней горной системы. В теплое время года в степном регионе выпадает около 70% годовой суммы осадков. Количество атмосферных осадков до 250–300 мм в степной зоне (среднее многолетнее по станции Бреды – 330 мм). Климат района исследований резко континентальный с малоснежной и холодной зимой, сухим и жарким летом. Безморозный период продолжается около 120 дней, средняя продолжительность вегетационного периода составляет 170 дней, за год выпадает 250–330 мм осадков, из них 45% летом и 12% зимой, причем за вегетационный период всего 130–180 мм. Годовая испаряемость в 1,5–2 раза превышает годовое количество осадков. Коэффициент увлажнения равен 0,44–0,77, гидротермический коэффициент (ГТК Селянинова) не превышает 0,8–1,0 (по станции Бреды – 1,1). Глубина промерзания почв 80–200 см в зависимости от гранулометрического состава. В период весеннего снеготаяния вода не впитывается в оттаявшую почву, а стекает по ее поверхности.

Так же, как и исследованное нами ранее поселение Лебяжье, **поселение Каменный Брод** является небольшим спутником укрепленных поселений эпохи бронзы, известных как памятники «Страны Городов» [21]. На поселении Каменный Брод (р. Б. Караганка, Брединский район Челябинской обл.) фиксируется 11 задернованных жилищных впадин, две из них частично разрушены дорогой [22]. Отдешифрировано 24 жилищных впадины (И.М. Батаниной) по снимкам 1956 г. Поселение расположено на левом берегу реки, на первой надпойменной террасе, на высоте 3–5 м над урезом воды, занимает пространство от бровки до тылового шва террасы, частично заходя на высокую надпойменную террасу и коренной берег на северном подножье г. Грачиной. Площадка поселения имеет уклон в сторону реки, пересечена несколькими грунтовыми дорогами. К западу от поселения находится брод через реку Бол. Караганку глубиной около 0,5 м, с каменистым дном. При составлении археологической карты центральной части Аркаимской долины И.М. Батанина выделила группу жилищных впадин поселения, располагающуюся ближе к руслу реки и бровке террасы, в отдельный археологический памятник – поселение Каменный брод [23].

На площадке поселения Т.С. Малютиной было заложено два раскопа: в 2005 г. в 60 м от русла реки был заложен раскоп 1 площадью 108 м<sup>2</sup>, в 2006 г. в 21 м к северу от него был заложен раскоп 2 площадью 337,5 м<sup>2</sup>. Материалы эпохи бронзы представлены одним полностью изученным жилищем столбовой конструкции и фрагментами жилищ. Основу керамического комплекса составляют фрагменты срубно-алакульских сосудов,



Содержание подвижных фосфатов (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, мг/100 г почвы) в культурном слое поселения Каменный Брод (среднее по 4 образцам с квадрата, градиентное построение, глубина 20-30±5 см).

встречаются петровские и отдельные, но ярко выраженные синташтинские фрагменты [24]. Распределение подвижных форм фосфора для раскопа первого года исследования представлено на рисунке. Поселение многослойное, размещено поверх площадки мезолитической и неолитической стоянок, начало существовать в синташтинско-петровское время, основные этапы его функционирования связаны со срубно-алакульским и саргаринско-алексеевским временем. Датировка памятника: с конца III тыс. до н.э. или рубежа III–II тыс. до н.э. до конца II тыс. до н.э. Культурная принадлежность: синташтинская, петровская, алакульская и срубно-алакульская, саргаринско-алексеевская [22].

Развитие черноземно-луговой среднесуглинистой почвы на двучленной глинисто-супесчаной пачке прервано поселением людей и ростом легкосуглинистого культурного слоя мощностью 30–35 см. Под культурным слоем погребена нижняя часть древней почвы с характерными языками-трещинами, отражающими аридный этап рубежа III–II тыс. до н.э. Второй фиксируемый этап почвообразования отражен в росте гумусированного горизонта А1 над культурным слоем. Древнее нарушение почвообразования в виде наличия культурного слоя способствует плоскостной эрозии при нагрузке. Вследствие этого А1 редуцирован, имеет мощность 6–12 см.

Основным элементом наследия эпохи бронзы, как оказалось, являются не курганные насыпи, где концентрации подвижных фосфатов не сильно отличаются от фоновых [25–27], а культурные слои поселений. Почвенно-археологические исследования проведены примерно на десяти поселениях эпохи бронзы (археологи Ф.Н. Петров, Л.Ю. Петрова, Т.С. Малютина, Д.Г. Зданович, С.Я. Зданович). Все поселения расположены на первых

надпойменных террасах рек. Культурная принадлежность поселений различается, но в целом все они объединены наличием сходного во всех случаях культурного золистого слоя светлого оттенка. Особенности культурных слоев является легкий гранулометрический состав, пониженная плотность, морфологическая неоднородность. Культурный слой характеризуется увеличением содержания гумуса и фосфора, высокой карбонатностью, щелочностью, слабой засоленностью, низкими значениями магнитной восприимчивости.

### Литература

1. Александровский А.Л. Зоотурбации и эволюция почв // Проблемы эволюции почв. Материалы IV всероссийской конференции. Пушино. 2003. С. 77–83.
2. Сычева С.А., Чичагова О.А. Почвы и культурный слой скифского городища Переверзево-I (Курское Посеймье) // Руководство по изучению палеоэкологии разновозрастных культурных слоев древних поселений (лабораторные исследования). М. 2000. С. 62–66.
3. Александровский А.Л. Признаки антропогенных изменений почв исторического периода в междуречье Истры и Москвы-реки // Материалы к эволюции ландшафтной структуры округа Звенигорода XVI–XVII веков. Сб. науч. тр. М.: 1997. С. 43–50.
4. Веллесте Л. Анализ фосфатных соединений почвы для установления мест древних поселений // Кр. сооб. Ин-та истории материальн. культуры АН СССР, вып. XLII, 1952. С. 135–140.
5. Keeley H.C. Recent work using soil phosphorus analysis in archaeological prospection // *Revue d'Acheometrie*. 1981. №5. P. 89–95.
6. Walker R. Phosphate Survey: Methods and Meaning // *Geoprospection in the Archaeological Landscape*. 1992. P. 61–73.
7. Детюк А.Н., Тараненко Н.П. Анализ почв на содержание фосфатов как метод определения мест расположения древних поселений. // СА. 1959. № 4. С. 43–58.
8. Демкин В.А. Результаты палеопочвенного исследования культурного слоя поселения «Ерзовка-1» в сухостепной зоне Волго-Донского междуречья // Руководство по изучению палеоэкологии разновозрастных культурных слоев древних поселений. (лабораторные исследования). М, 2000. С. 55–57.
9. Плеханова Л.Н. Физико-химические свойства почв с культурным слоем и антропогенная трансформация ландшафтов древнего поселения (II тыс. до н.э.) окрестностей г. Гай Оренбургской обл. / *Вестник ТГУ/Серия: Естественные и технические науки*. Т 18, вып. 3, 2013. - Тамбов, С. 998–1003.
10. Плеханова Л.Н., Ткачев В.В. Физико-химические свойства почв многослойного поселения эпохи бронзы в окрестностях г. Гай // *Поволжская археология* №4(6)/2013 С. 225–234.
11. Плеханова Л.Н. Палеопочвенные исследования археологического памятника «Поселение Ново-Байрамгуловское (Бакшай)» на территории Башкирского Зауралья // *Вестник ВЭГУ /Изд-во Восточной экономической-юридической гуманитарной академии/* 2008. №6 (38). С. 56–68.
12. Плеханова Л.Н., Рафикова Я.В. Морфологические исследования палеопочв поселения Ново-Байрамгуловское (Бакшай) на территории Башкирского Зауралья // *Материалы III Междунар. Нижневолжской*

- археол. конф. Археология Нижнего Поволжья: проблемы, поиски, открытия. 18-21 окт. – Астрахань: Астр. госунивер., -2010. С. 104–107.
13. Дроздова Н.С., Терехова В.А., Зазовская Э.П., Трофимов С.Я. Разложение органического вещества почв древнерусских поселений при интродукции микромицетов. // *Вестник МГУ, сер.17, Почвоведение, №4/2001. С. 39–44.*
14. Плеханова Л.Н. Природно-антропогенная эволюция почв речных долин степного Зауралья во второй половине голоцена. Автореф.... канд. биол. наук. Москва: МГУ. 2004, 24 с.
15. Плеханова Л.Н. Некоторые результаты работ по созданию Красной Книги почв Челябинской области // *Вестник ЧелГУ. № 8(189)/2010. Экология. Природопользование. Вып. 4. С. 29–35.*
16. Плеханова Л.Н. Природно-антропогенная эволюция почв степного Зауралья во второй половине голоцена. Дисс. ...канд. биол. наук. Москва: МГУ. 2004. 186 с.
17. Махонина Г. И., Коркина И. Н. Формирование подзолистых почв на археологических памятниках в Западной Сибири. Екатеринбург: Академкнига, 2002. 264 с.
18. Кайданова О.В. Накопление тяжелых металлов в культурных слоях древнерусских городов (в Курске и Рыльске) // *Руководство по изучению палеоэкологии разновозрастных культурных слоев древних поселений (лабораторные исследования)*. М. 2000. С. 77–78.
19. Валдайских В.В., Матвеева Н.П., Махонина Г.И., Поскедов А.В., Чикунова И.Ю. Исследование антропогенно нарушенных почв Коловского городища и Коловского-4 селища // *Вестник археологии, антропологии и этнографии*. 2006. № 6. С. 286–291.
20. Гак Е.И., Чернышева Е.В., Ходжаева А.К., Борисов А.В. Опыт выявления и систематизации инфраструктурных признаков поселения катакомбной культуры Рыкань-3 в лесостепном Подонье // *Российская археология*, 2014, № 4, с. 19–28.
21. Зданович Г.Б., Иванов И.В., Плеханова Л.Н. Музей-заповедник «Аркаим» в Стране городов. // *Природа*, № 9/2001. – М.: Наука, С. 50–58.
22. Петров Ф. Н., Куприянова Е.В. Поселения эпохи бронзы в Аркаимской долине: по результатам разведочных исследований 1997-2015 гг. / *Науч. ред. И.П. Алаева. – М.: Московский областной общественный фонд «Наследие», 2016. – 148 с.*
23. Батанина И.М., Иванова Н.О. Археологическая карта заповедника Аркаим. История исследования археологических памятников // *Аркаим: Исследования. Поиски. Открытия*. Челябинск. 1995. С. 159–191.
24. Малютина Т.С., Зданович Г.Б. Поселение «Каменный Брод» – спутник укрепленного центра Аркаим: стратиграфические горизонты и ритмы повторов жизненных циклов в «Стране городов» // *Археологические памятники Оренбуржья. Вып. 10. Отв. ред. Н.Л. Моргунова. Оренбург: Изд-во ОГПУ, 2012. С. 50–62.*
25. Плеханова Л.Н.; Демкин В.А.; Манахов Д.В. Палеопочвенные исследования курганов эпох бронзы и раннего железа (II тыс. до н.э. - I тыс. н.э.) в степном Зауралье // *Вестн.Моск.ун-та.Сер.17, 2005; N 4. С. 3–9.*
26. Плеханова Л.Н., Демкин В.А. Палеопочвы комплекса Солончанка IX и климат степного Зауралья в IV в. н.э. // *Экология*. № 5/2008. С. 357–365.
27. Плеханова Л.Н. Древние нарушения почвенного покрова речных долин степного Зауралья // *Природа*. №3/2010. С. 37–43.

## ПРИРОДНЫЕ И АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОСИСТЕМ ПОЙМЫ МОСКВЫ-РЕКИ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ – СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Е.В. Пономаренко<sup>1</sup>, Е.Г. Ершова<sup>2</sup>, А.Л. Александровский<sup>3</sup>, М.А.Бронникова<sup>3</sup>, Н.А. Кренке<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Факультет географии, Оттавский университет, Канада; e-mail: eronomarenko@yahoo.com

<sup>2</sup>Биологический факультет, Московский государственный университет, Москва;  
e-mail: eershova@rambler.ru

<sup>3</sup>Институт географии РАН, Москва, Старомонетный пер., 29;  
e-mail: alexandrovski@igras.ru, , bronnikova@igras.ru

<sup>4</sup>Институт археологии РАН, Москва, уд. Дм. Ульянова, 4; e-mail: nkrenke@mail.ru

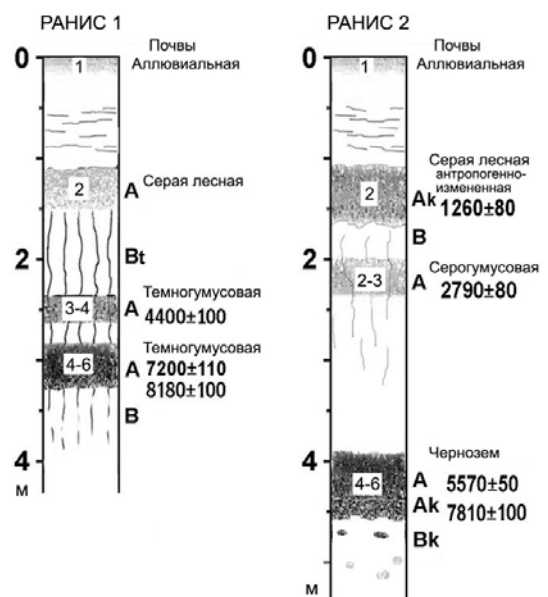
Серия хорошо развитых палеопочв исследована в пойме Москвы-реки в разрезах РАНИС 1 и 2 (Николина гора, рисунок). По данным радиоуглеродного и археологического датирования почвы в общем соответствуют основным стратиграфическим уровням, установленным ранее в пойме Оки и Москвы-реки [1,2]: почва 1 – современная слабо-развитая; почва 2 – содержит находки железного века, поздний голоцен; почва 3 – находки эпохи бронзы, конец среднего голоцена; почва 4 – неолит, средний голоцен, нередко объединяется с более ранними почвами 5 и 6 среднего и раннего голоцена.

С целью реконструкции природных и антропогенных изменений среды в голоцене при изучении разреза РАНИС 2 использовались методы палеопедологии, палинологии, педоантракологии (анализ угольков в почве), карпологии, микроморфологии. В почвах определялось содержание гумуса, карбонатов, фосфора.

Почвы двух рассматриваемых разрезов не вполне синхронны. По данным радиоуглеродного датирования почва 3 в разрезе 2 моложе и может быть обозначена как почва 2-3, в разрезе 1 она древнее и может быть обозначена, как почва 3-4. Видимо, пока рано говорить о том, что выделяемые в пойме почвы являются четкими хроностратиграфическими уровнями голоцена и строго отражают климатические ритмы голоцена. Более четко прослеживается соответствие морфогенетического облика исследованных палеопочв общей схеме развития педогенеза и ландшафтов рассматриваемого региона в голоцене. Так, палеопочвы раннего и среднего голоцена и в пойме, и на внепойменных пространствах в большинстве случаев относятся к темногумусовым [3]. Позже под лесами, распространившимися к югу, темноцветные почвы водоразделов и террас эволюционируют в дерново-подзолистые, в поймах формируются дерново-подзолистые, а также серогумусовые почвы. В пойме Москвы-реки в большинстве случаев у почвы 2 появляется хорошо развитый горизонт ВТ, типичный для лесных/текстурно-дифференцированных почв [4]. Основной палеопочвенный и ландшафтно-климатический рубеж располагается в районе 3700 л.н. (ca 4000 л.н. [3]). Соответственно, в разрезе 1 почва 3 (3-4), сформировавшаяся до этого рубежа, – темноцветная, в разрезе 2 – после него – серогумусовая почва 2-3. Данные палинологии отражают последние моменты развития почв

перед погребением и поэтому не совпадают с палеопочвенными и антракологическими. Темноцветная почва из разреза 1 на последний стадии развивалась под еловым лесом [5], при этом, пыльца предыдущих этапов ее формирования не сохранилась. В разрезе 2 последний этап развития почвы 2-3 проходил под активным антропогенным воздействием, о чем свидетельствуют почвенные и антракологические материалы. Причем имеются основания предполагать, что почва 3 развивавшаяся здесь под хвойным лесом была смыта или перекрыта, угли и хвоя ели залегают в аллювии, на котором развилась почва 2-3. Поэтому образование светлой окраски горизонта следует относить к первым этапам ее развития под лесом, а луговые спектры – к последним.

Отложения и почвы разрезов РАНИС 1 и 2 различаются не только по возрасту и мофологии, но и по составу. Различия в содержании гумуса и в распределении фракции ила вполне закономерны. Темноцветные почвы, особенно чернозем из разреза 2, выделяются высоким содержанием Сорг (1,5–1,7%). В отличие от них почва 2 слабо гумусирована (0,7%) и, при этом, дифференцирована по фракции ила. Причем в разрезе 1 и дифференциация по илу, характерная для текстурно-дифференцированных почв, и микроморфологические признаки иллювиирования глины выражены значительно сильнее, чем в разрезе 2.



Строение разрезов и возраст почв.

В разрезе 2, в его верхней и нижней части, обнаружены два карбонатных горизонта, что обычно для поймы Москвы-реки. Карбонаты эти представлены преимущественно мелкокристаллическим кальцитом. Один из максимумов карбонатов относится к нижней части профиля почвы 4-6. Он представлен горизонтами АВСА и ВСА, причем, последний характеризуется высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$  (40–50%). Много мелких обломков раковин моллюсков, которые также могли повлиять на карбонатность горизонта. Наличие в профиле нижнего карбонатного горизонта и черного гумусового горизонта в верхней части профиля данной почвы, хорошо увязываются с большим количеством землероинов в нижней части профиля и позволяет относить почву 4-6 к черноземам.

Вышележащий максимум содержания карбонатов (1,5%  $\text{CaCO}_3$ ) относится к почве 2, причем к ее верхнему гумусовому горизонту АУ или АЕL. Подобное залегание карбонатов не характерно для естественных почв, и позволяет предполагать антропогенное их поступление. Так, источником поступления кальцита может быть зола, как результат выжигания леса под пашню.

Большой интерес для реконструкции антропогенных изменений ландшафтов представляет сопоставление данных антракологии, палинологии и педологии. Нижняя почва разреза РАНИС 2, по данным  $^{14}\text{C}$  датирования (даты 7200 и 7800 л.н.) объединенная почва 4-6, развивалась около 5 тыс. лет в течение первой половины голоцена. Профиль почвы АУ-АВСА-ВСА-С. Гумусовый горизонт черного цвета, мощностью до 60 см, в горизонтах ВСА и С выявлены многочисленные землероины. Карбонатность нижней части гумусового горизонта определяет хорошую сохранность обломков раковин моллюсков и костей грызунов, не характерную для пойменных и лесных почв. В верхней части гумусового горизонта встречаются остатки обугленных травянистых растений и небольшие окатанные угольки мелких кустарничков. Большое количество угля придает данному горизонту более темный цвет. Почва относится к черноземам или лугово-черноземным, содержит пыльцу степной растительности. Отмечается высокая доля пыльцы полыни, пыльца хвойных и древесный уголь в ней отсутствуют. Все имеющиеся данные, в том числе, полученные по торфу и гумусированным отложениям (почва) расположенного поблизости древнего пойменного болота (Аксининское болото) [6], свидетельствуют об открытом характере биомов поймы в первой половине голоцена: это были степи с тундровыми элементами в раннем голоцене и лесостепные – в первой половине среднего голоцена.

В аллювии, перекрывающем нижнюю почву, много мелких угольков. В их составе преобладает ель. Семена сорных не найдены. Наличие золы, фрагментированного мелкого угля, в том числе, вторично обожженного, возможно позволяет предполагать подсечно-огневое земледелие. В почве 3 также обнаруживаются признаки выжигания

поймы, возможно под пастбище. Угли мелкие, все повторно или многократно пережженные, имеются обожженные семена маревых (лебеда). В аллювии над почвой 3 многочисленные обугленные иглы ели, а также угли ели березы, дуба, обугленные семена маревых (лебеда). Предполагается расчистка поймы и склонов долины под пашню. В почве 2 повторно-обожженные угли, в частности, сосны, много обугленных семян лебеды. Вероятно, регулярное выжигание растительности под пастбище. В вышележащем аллювии следы пережженных углей. Предполагается зарастание поймы вязом, осинкой или ивой с последующим ее выжиганием.

Итак, пыльцевые и антракологические данные показывают, что в поймах во второй половине голоцена были широко распространены еловые леса. Признаки освоения поймы человеком, такие, как пыльца рудеральных видов и горелые семена сорняков, появляются уже в конце формирования почвы 4 в атлантическом периоде, они соответствуют времени неолита. Более определенные следы локальных антропогенных нарушений растительного покрова появляются в пыльцевых спектрах и комплексах древесного угля в слоях с находками бронзового века. В одном из разрезов (ЗБС-4) обнаружен пахотный горизонт этого времени. Многочисленные следы интенсивного использования поймы человеком относятся ко времени позднего голоцена, этапам раннего железного века (РЖВ) и раннего средневековья. Сравнение почвенных данных с локализацией археологических памятников РЖВ показывает расширение в пойме антропогенных лугов, в том числе, остепненных, в радиусе около 1 км вокруг укрепленных поселений железного века.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-04-01717а.

### Литература

1. Фоломеев Б.А., Александровский А.Л., Гласко М.П., Гуман М.А. Климентовская стоянка (к вопросу о хозяйственной деятельности человека и развитии природной обстановки в долине Средней Оки) // Наследие В.А. Городцова и проблемы современной археологии. Тр. Гос. Ист. музея. Вып. 68, 1988. С. 168–191.
2. Александровский А.Л. Этапы и скорость развития почв в поймах рек центра Русской равнины // Почвоведение. 2004. №11. С. 1285–1295.
3. Александровский А.Л. Эволюция лесных почв Центральной области // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв / Отв. ред. В.Н. Кудяров, И.В. Иванов. М.: ГЕОС, 2015. Гл.12.5. С. 388–401.
4. Alexandrovskiy A. L., Ershova E. G., Krenke N. A. Buried Late-Holocene Luvisols of the Oka and Moskva River Floodplains and their Anthropogenic Evolution according to Soil and Pollen Data // Quaternary International. 10.1016/j.quaint.2015.12.094
5. Ershova E G, Alexandrovskiy A L, Krenke N A. 2015. Evolution of landscapes of the Moskva River floodplain in the Atlantic and Subboreal: Pedological and palynological records // Catena 137. 2016: 611–621.

## СОСТАВ УГОЛЬНОГО ПУЛА ПАЛЕОПОЧВ КАК ИНДИКАТОР ДИНАМИКИ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

Е.В. Пономаренко<sup>1</sup>, С.А. Сычева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Оттавский Университет, Канада; e-mail: [eponomarenko@yahoo.com](mailto:eponomarenko@yahoo.com)

<sup>2</sup>Институт географии РАН, Москва; e-mail: [sychevasa@mail.ru](mailto:sychevasa@mail.ru)

Впервые был проанализирован угольный пул палеопочв погребенных московско-микулинских балок. Образцы на выделение углей отбирались из гумусовых горизонтов позднеплейстоценовых палеопочв: межледниковой рышковской (MIS-5e), интерстадиальных: кукуевской (MIS 5c), стрелецкой (MIS 5a), александровской (MIS 3c) и брянской (MIS 3a) в Александровское карьере, являющемся опорным разрезом позднего плейстоцена для Восточно-Европейской равнины. Все палеопочвы, за исключением брянской, содержат обугленные древесные остатки.

В крупных фракциях рышковской почвы (микулинское межледниковье – MIS 5e) были отмечены обугленные склероции древесной микоризы и мелкий окатанный уголь лиственных и хвойных пород, эпигенетически трансформированный в железо-марганцевые конкреции с угольным ядром. Образование этого типа конкреций связывается с обезлесением территории в результате пожаров и переносом угля с водораздела в замкнутые понижения и балки. Обезлесение в результате пожаров сопровождалось непродолжительным, но резким увеличением поверхностного стока и застою влаги в днищах балок, обусловившими аккумуляцию окислов железа на поверхности окатанного угля. В наносах, кроющих почву, фрагменты угля более крупные и угловатые, что указывает на их локальное происхождение: в заключительный период развития этой почвы, древесная растительность существовала только в балке и на ее бортах.

В почвах ранневалдайских интерстадиалов признаки окатывания угля, характерного для его латерального переноса на значительные расстояния, не обнаружены. Это свидетельствует об отсутствии древесно-кустарниковой растительности на водоразделах во время интерстадиалов. Вероятно, древесная растительность произрастала и горела непосредственно в балках. Во всех па-

леопочвах, кроме стрелецкой, отсутствуют обугленные семена, что указывает на ранневесеннюю сезонность пожаров, характерную для континентального климата северного полушария.

Кукуевская почва (MIS 5c) содержит единичные угли ели и более многочисленные склероции древесной микоризы: комбинация, характерная для верховых пожаров в ельниках. В угольном пуле отражена лишь заключительная, лесная стадия развития растительного покрова балки – ей предшествовала степная фаза, во время которой сформировался растянутый гумусовый профиль с многочисленными ходами землероев.

В стрелецкой почве (MIS 5) преобладают мелкие угли кустарников из семейства розоцветных, склероции древесной микоризы отсутствуют. Растительная формация – кустарниковая степь. Отмечены признаки многократных пожаров (вторного обжига угля) и высокотемпературного обжига минеральной поверхности почвы. В отличие от более древних почв, в этой почве многочисленны обугленные семена, что свидетельствует об изменении сезонности пожаров в этот период – появлении позднелетних и осенних пожаров.

В составе угля Александровской почвы (MIS 3a) отмечены дуб, мелколиственные породы, и немногочисленные склероции древесной микоризы. Отсутствие дуба на более ранних стадиях свидетельствует о его миграции в район исследований около 50 тыс. лет назад за относительно короткий срок: длительность этого интерстадиала оценивается в не более 3–4 тыс. лет.

Таким образом, состав угольного пула, отражающий комплекс древесно-кустарниковых пород, а также частоту и сезонность пожаров, оказался специфичным для каждого интерстадиала, что открывает возможность синхронизации палеопочв разных местонахождений по этому признаку.

## НЕКОТОРЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ БРИОФЛОРЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД

Н.Н. Попова

Воронежский государственный институт физической культуры,  
394000, г. Воронеж, ул. К. Маркса. 59, e-mail: [leskea@vmail.ru](mailto:leskea@vmail.ru)

Ландшафтная контрастность, разнообразие растительных группировок, сложные миграцион-

ные процессы в историческом прошлом определяют высокий уровень биоразнообразия мохооб-

разных на территории Среднерусской лесостепи (СЛ) и существенную долю редких и оригинальных в экологическом и ботанико-географическом отношении видов. В целом, флористическое разнообразие СЛ мохообразных по нашим оценкам составляет около 400 видов. Для выявления направлений динамики бриофлоры под влиянием природных и антропогенных факторов необходим анализ исторических сведений по бриофлоре. Таких материалов, к сожалению, весьма немного; причем, на некоторые из них сослаться не имеет смысла, поскольку зачастую приводятся виды, противоречащие по своей экологии указанным экотопам, трудные в определении и др. Гербарные фонды по мохообразным 50–100-летней давности крайне скудны.

На основе анализа литературных источников (их полный перечень приводится по: [1]), собственных наблюдений в течение 35-летнего периода, нами предпринята попытка наметить некоторые тенденции трансформации бриофлоры СЛ, главным образом, с природоохранными целями.

**Водные бриофиты.** Группа насчитывает около 20 видов, которые произрастают на камнях (известняки, реже песчаники) в чистых, быстротекущих, холодных ключах и ручьях. Такие виды, как *Fontinalis hypnoides* Hartm., *Fissidens crassipes* Wils. ex B.S.G, можно считать исчезнувшими с территории СЛ (известняковый север Среднерусской возвышенности); *Fontinalis antipyretica* Hedw., *Hypogamblystegium tenax* (Hedw.) Jenn., *Rhynchostegium riparoides* (Hedw.) Cardot – явно сокращают свою численность. Лимитируют распространение водных бриофитов стенотопность; невысокие темпы размножения; ограниченное число пригодных местообитаний; иссушение климата и как следствие – пересыхание ключей, а также изменение гидрохимического режима, загрязнение поверхностных вод, неразумное «обустройство» святых источников. Облесенные ключи, ручьи и речки с выходами известняков, как правило, весьма живописны и испытывают разностороннюю и весьма ощутимую рекреационную нагрузку. Наличие как естественных, так и антропогенных угроз существования, обуславливает необходимость безотлагательной охраны ряда гигрофильных петрофитов, однако в региональных Красных книгах эта экологическая группа малочисленна, а состояние территориальной охраны неудовлетворительное.

**Бриофиты сфагновых болот.** На территории ЛС сфагновые болота являются уникальными ландшафтами и весьма редки; в большинстве случаев они притеррасные, реже – водораздельные. Учитывая экологические предпочтения мохообразных можно заранее предположить высокий уровень биоразнообразия болотных экосистем (около 125 видов), среди которых велика доля редких и интересных (более 50%). Болота средней полосы России, пожалуй, как никакие другие экосистемы (кроме плакорных степей, которые практически полностью исчезли) претерпели значи-

тельный антропогенный пресс, что привело к сокращению популяций редких болотных бриофитов как в результате прямого уничтожения местообитаний (осушение, добыча торфа, торфяные пожары); так и вследствие необратимых изменений трофности (в основном евтрофизация), кислотности, солености, обводненности (в результате распашки полей вплотную к болотам, забора воды для полива, выкопки дренажных канав и колодцев). Следует также учитывать и естественные причины негативной динамики популяций: повышенную уязвимость таксонов на границе ареала, низкие темпы возобновления, узкую экологическую амплитуду; малые площади болотных экосистем, естественные циклические колебания грунтовых вод, иногда приводящие к затоплению сплавин. Исчезнувшими видами можно считать *Limprichtia cossonii* (Schimp.) Anderson et al., *Scorpidium scorpioides* Hedw., *Meesia triquetra* (Richter) Aongstr., *Paludella squarrosa* (Hedw.) Bridg., *Cinclidium stygium* Sw., *Conardia compacta* (C. Muell.) Robins. (данный вид исчез с пойменного кальциетрофного болота за последние 20 лет в результате полного зарастания высокотравьем после прекращения выпаса скота). Сокращают свою численность такие виды как *Pseudobryum cinclidioides* (Hueb.) T.Kop., *Hamatocaulis vernicosus* (Mitt.) Hedenaes, *Helodium blandowii* (Web. et Mohr.) Warnst., *Calliargon stramineum* (Brid.) Kindb., *Tomentypnum nitens* (Hedw.) Loeske, *Fissidens adiantoides* Hedw., *Campylium stellatum* (Hedw.) C.E.O.Jensen. Олиго-мезотрофные виды листостебельных мхов оказываются более уязвимыми и первыми (по сравнению со сфагновыми мхами) исчезают из деградирующих болотных экосистем (Добринские болота в Липецкой области. например). Из 27 видов сфагновых мхов, произрастающих на болотах СЛ 19 видов проявляют негативные тенденции: *Sphagnum balticum* (Russow) C.E.O.Jensen, *S. capilifolium* (Ehrh) Hedw., *S. compactum* Lam. & DC, *S. contortum* Schultz, *S. fimbriatum* Wilson, *S. flexuosum* Dozy & Molk., *S. fuscum* (Schimp.) H.Klinggr., *S. jensenii* H. Lindb., *S. magellanicum* Brid., *S. majus* (Russov) C.E.O.Jensen, *S. obtusum* Warnst., *S. palustre* L., *S. papillosum* Lindb., *S. platyphyllum* (Lindb. Ex Braithw.) Warnst., *S. riparium* Angstr., *S. rusbellum* Wilson, *S. russowii* Warnst., *S. warnstorffii* Russow, *S. wulfianum* Girg.

**Бриофиты широколиственных лесов.** Антропогенные причины, обуславливающие сокращение бриофлоры широколиственных лесов (в целом около 150 видов), носят общий характер: резкое изменение экологических режимов, чрезмерная эксплуатация, вырубка лесов для освобождения площадей под строительство, автодороги, высокая рекреационная нагрузка, нерегулируемый туризм и др. Для эпифитов, важны также такие факторы, как загрязнение воздушного бассейна (кислотные дожди изменяют химический состав коры); сокращение площадей старовозрастных насаждений, замена коренных лесов про-

изводными, расчистка лесов от валежника. Поскольку эпифитные растения в умеренных широтах представлены почти исключительно мхами, поэтому уровень биоразнообразия и состояние популяций этой группы можно считать одним из маркеров сохранности лесных экосистем. Вероятно, исчезли из состава бриофлоры следующие виды: *Entodon schleicheri* (Schimp.) Deme., *Mnium heterophyllum* (Hook.) Schwaegr., *Pelekium minutulum* (Hedw.) Touw. Явные тенденции к сокращению проявляют представители неморального базифильного комплекса *Porella platyphylla* (L.) Pfeiff., *Haplocladium microphyllum* (Hedw.) Broth., *Homalia trichomanoides* (Hedw.) B.S.G., *Dicranum viride* (Sull. et Lesq.) Lindb., *Isothecium alopecuroides* (Lam. ex Dubois) Isov., *Neckera pennata* Hedw., *Plagiothecium latebricola* B.S.G., *Pterigynandrum filiforme* Hedw. Относительно благополучно (однако лишь на территории Среднерусского Белогорья, где обилие мелового субстрата нивелирует действие кислотных дождей, обеспечивает возможность произрастания на других субстратах) состояние популяций таких неморальных эпифитов как *Sciurohypnum populeum* (Hedw.) Ignatov et Huttunen, *Dicranum tauricum* Sapehin, *Anomodon longifolius* (Brid.) Hartm., *A. viticulosus* (Hedw.) Hook et Tayl., *Leucodon sciuroides* (Hedw.) Schwaegr. Редкими становятся напочвенные виды, предпочитающие увлажненные и затененные условия в лесных оврагах (*Plagiomnium medium* (Bruch et al.) T.J.Kop., *P. affine* (Blandow ex Funk) T.J.Kop., *Thuidium delicatulum* (Hedw.) Bruch et al.).

**Бриофиты хвойно-широколиственных лесов.** На территории ЛС сосновые представлены отдельными изолированными массивами (Усманский, Хреновской боры и др.), общее число видов – около 130–150. Ряд напочвенных мхов, нередко выступающих эдификаторами в ассоциациях сосняков зеленомошных, находятся в ЛС на южной или юго-восточной границе равнинного ареала; они испытывают весь комплекс негативных причин, указанных для широколиственных лесов и резко сокращают свое обилие. Спорадично (и с малым проективным покрытием) встречаются такие виды как *Hylocomium splendens* (Hedw.) B.S.G., *Ptilium crista-castrensis* (Hedw.) De Not, *Rhytidiadelphus triquetrus* (Hedw.) Warnst., *Rhodobryum roseum* (Hedw.) Limpr., *Cirrhophyllum piliferum* (Hedw.), Grout *Eurhynchium angustirete* (Broth.) T.Kop., еще 50-70 лет отмечаемые геоботаниками как доминанты напочвенного покрова. Сократили численность некоторые эпиксилы, предпочитающие влажную хорошо разложившуюся древесину (*Herzogiella seligeri* (Brid.) Z.Iwats., *Tetraphis pellucida* Hedw.); виды лесных ручьев (*Philonotis caespitosa* Jur., *Bryum weigelii* Spreng., *Pohlia wahlenbergii* (F.Weber & D.Mohr) A.L.Andrews).

**Бриофиты временных местообитаний.** Почвенные обнажения являются временным субстратом, и мхи играют здесь роль пионеров зарастания (в целом – около 40 видов). Многие виды

этой группы малоконкурентоспособны, имеют эфемерный характер развития, используя оптимумы увлажнения в весенний или осенний период. Применение тяжелой техники, удобрений, ядохимикатов резко сократили обилие эпигейных моховидных на полях и зябях (в период традиционного крестьянского земледелия эта группа была весьма разнообразна); кроме того, актуальны такие угрозы как распашка, отвод земель под строительство и др., нарушение экологических режимов местообитаний (уплотнение почвы, иссушение и др.). В настоящее время эпигейные мхи обильны лишь на обочинах лесных дорог, торфяных выработках, обнажениях лесных оврагов. Не обнаруживаются в современных сборах такие виды как *Dicranella crispa* (Hedw.) Schimp., *D. rufescens* (Dicks.) Schimp., *Pyramidula tetragona* (Brid.) Brid. Весьма редки и встречаются в малом количестве *Fissidens exilis* Hedw., *Physcomitrella patens* (Hedw.) Bruch et al., *Pohlia andalusica* (Hoehn.) Broth., *P. annotina* (Hedw.) Lindb., *P. bulbifera* (Warnst.) Warnst., *Bryum rubens* Mitt., *B. subapiculatum* Hampe, *B. violaceum* Crundw. & Nyholm., *Pseudoephemerum nitidum* (Hedw.) Loeske, *Trematodon ambiguus* (Hedw.) Hornsch.

**Бриофиты степных сообществ.** Степной тип растительности, будучи зональным, претерпел наибольшие изменения, и черноземные плакорные степи практически полностью распаханы. Степные сообщества склонового (кальцефитно-петрофитные, разнотравно-злаковые степи) типа местности, а также галофильные сообщества сохранились значительно лучше. Общее видовое разнообразие бриофитов – около 80. Основными угрозами являются ежегодные палы (моховой покров выгорает полностью), распашка склонов балок и солонцов, разработка известняков и мела, возросшая рекреационная нагрузка, неконтролируемый туризм, а также зарастание склонов высокотравьем и древесно-кустарниковой растительностью. Многие виды имеют циклический характер изменения численности и в некоторые годы не отмечаются (*Tortula lanceola* R.H.Zander, *T. protobryoides* R.H.Zander, *Physcomitrium arenicola* Laz.). Весьма небольшое проективное покрытие выявлено у слоевищных печеночных мхов, ранее отмечаемые как специфичный элемент флоры солонцов – *Riccia ciliata* Hoffm., *R. sp.*, *R. sorocarpa* Bisch; исчезла из заповедного урочища («Галичья Гора») *Mannia fragrans* (Balb.) Frye et Clark. Фрагментарный характер распространения и очень небольшую площадь имеют популяции кальцефильных видов горной экологии (удачно вписывающиеся в реликтовую гипотезу происхождения «сниженных альп» Среднерусской возвышенности): *Rhytidium rugosum* (Hedw.) Kindb., *Tortella tortuosa* (Hedw.) Limpr., *Stereodon vaucheri* (Lesq.) Lindb. Ex Broth., *Leiocolea badensis* (Gott ex Rabenh.) Joerg., *Homalothecium lutescens* (Hedw.) H.Rob.

Таким образом, на основе проведенного анализа можно наметить некоторые направления ди-



намики бриофлоры территории Среднерусской лесостепи. Наиболее явные негативные тенденции фиксируются в отношении популяций мохообразных болотных и водных экосистем (около 20-30% видового состава), снижение биоразнообразия лесных и степных мохообразных оценивается примерно в 15%. Явление вулгаризации флоры отмечается и для мохового компонента – доля антропопотолерантных видов в естественных сообществах достигает 35%. Полученные материалы могут быть использованы для обоснования природо-

охранного статуса редких видов, оптимизации сети охраняемых территорий Среднерусской лесостепи.

### Литература

1. Попова Н.Н. Вклад ботаников XIX столетия в изучение бриофлоры Среднерусской возвышенности // Актуальность идей В.Н.Хитрово в исследовании биоразнообразия России: Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 135-летию со дня рождения проф. В.Н.Хитрово. Орел, 2014. С. 126-130.

## РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТОВ ПЛАТО ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Н.Г. Разжигаетва<sup>1</sup>, Л.А. Ганзей<sup>1</sup>, Л.М. Мохова<sup>1</sup>, Т.Р. Макарова<sup>1</sup>, А.М. Паничев<sup>1</sup>, Е.П. Кудрявцева<sup>1</sup>, Х.А. Арсланов<sup>2</sup>, Ф.Е. Максимов<sup>2</sup>, А.А. Старикова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, e-mail: nadyar@tig.dvo.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, e-mail: arslanovkh@mail.ru

Одним из информативных объектов для восстановления развития горных ландшафтов Сихотэ-Алиня являются торфяники на базальтовых плато, образование которых связано с площадным излиянием базальтов в кайнозой на юге Дальнего Востока. Для плато характерны беспорядочно разбросанные округлые или овально-вытянутые часто бессточные впадины, к которым приурочены небольшие озера и болота. На таких участках часто встречаются лиственничники. На юге Сихотэ-Алиня одним из таких объектов является Шкотовское плато с высотами 600–800 м. Формирование базальтового плато началось 14–13 млн л.н., массовое излияние базальтов закончилось около 7–8 млн л.н., вулканизм завершился излиянием щелочных базальтов в локальных вулканических центрах 3,3 млн л.н. [3]. В 7–8 км от южной бровки плато расположено Ларченково (Ларкино) болото. Современная растительность представляет собой заключительные стадии зарастания разных типов болот от низинных до верховых. К болоту приурочен массив лиственницы (*Larix komarovii* В. Kolesn.), граничащий с мшисто-папоротниковыми и травяно-осоковыми пихтово-еловыми лесами. Лиственничник расположен на южной границе ареала и рассматривается, как реликтовый [4]. Целью работы является восстановление последовательности ландшафтных смен на Шкотовском плато во время короткопериодических, разнонаправленных флуктуаций климата позднего голоцена с оценкой скоростей изменения природных компонентов.

В краевой и центральной части Ларченкова болота, где располагалось палеозеро, пробурены скважины. Мощность торфа и гиттии – до 2,85 м. Проведен отбор проб на диатомовый и спорово-пыльцевой анализы с шагом 5 см. Радиоуглеродное датирование торфа и древесины выполнено в СПбГУ.

Палеоландшафтная информация, полученная при изучении двух разрезов, вскрывших практи-

чески разновозрастные органогенные отложения, несколько отличается. Разрез с окраины болота, характеризует, прежде всего, развитие локальных ландшафтов за последние 4000 <sup>14</sup>С лет. Скорости торфонакопления здесь были низкие и неравномерные, временное разрешение реконструкций почти для всего рассматриваемого периода составляет 410–440 <sup>14</sup>С лет, более высокоразрешающие построения получены для начала суббореала – 76 <sup>14</sup>С лет, первой половины субатлантика – 118 <sup>14</sup>С лет, и для последних 230 <sup>14</sup>С лет временное разрешение – 46 <sup>14</sup>С лет. Отложения, вскрытые в центральной части болота, дают возможность восстановить развитие ландшафтов плато в целом, временное разрешение реконструкций составляет от 42 до 117 <sup>14</sup>С лет. В разрезах обнаружен прослой вулканического пепла В-Тм влк. Байтоушань, расположенный на границе КНР и КНДР. Вулканическое стекло характеризуется высоким содержанием К<sub>2</sub>О (4,23–4,44%), что характерно для тефры этого вулкана. Катастрофическое извержение произошло в 969 г. н.э. Возрастную привязку вулканического пепла подтверждает <sup>14</sup>С-дата 1160±50 л.н., 1080±70 кал. л.н., ЛУ-7344, полученная для нижележащего торфа.

Ларченково болото возникло во впадине, где в суббореале существовало мелководное озеро с заболоченными берегами, в котором шло накопление органогенных илов. Озеро прошло несколько стадий развития, на заключительном этапе его существования были периоды обводнения и обмеления с общей тенденцией заболачивания. В рассматриваемый период наибольшую глубину и площадь озеро имело около 3220–4000 <sup>14</sup>С л.н. в период потепления и увеличения увлажнения, зафиксированного и в других районах Приморья [2]. Кратковременный период заболачивания выделяется около 3200–3130 <sup>14</sup>С л.н. в конце небольшого похолодания. С уменьшением глубины палеозера 3130–2840 <sup>14</sup>С л.н. увеличилась роль атмосферного питания – в диатомовых комплексах возрос-

ла роль галофобов. О бедном минеральном питании свидетельствует и появление пыльцы альдрованды пузырчатой, характерной для мелководных озер со стоячей водой. Прогрессирующее уменьшение глубины палеозера в период 2840–2550 <sup>14</sup>C л.н. началось при похолодании и продолжалось при незначительном потеплении в условиях снижения увлажнения. Площадь озера существенно уменьшилась и далее на его месте существовало травяно-кустарничково-сфагновое болото с мелководными зарастающими озерами. Подобная обстановка существовала длительный период – около 2300 <sup>14</sup>C лет; реакции на малоамплитудные климатические изменения в развитии болота не зафиксировано, по-видимому, геосистема была достаточно устойчивая. Озера могли существовать до последних 230 <sup>14</sup>C лет, когда обводнение болота снизилось. На месте наиболее длительно существующей части палеозера в настоящее время выделяется ландшафтная фация тростниково-сфагнового болота с отдельно стоящими низкоствольными лиственницами.

На окраине болота условия были менее стабильными. Торфонакопление началось в краевой части озера около 4000 <sup>14</sup>C л.н., болотные обстановки существовали с 3700 <sup>14</sup>C л.н. Болото прошло несколько стадий обводнения и иссушения. Умеренно обводненное болото перешло в стадию малообводненного вплоть до развития почвенных процессов в период 2660–2100 <sup>14</sup>C л.н. Выделяется фаза незначительного обводнения около 2100–1200 <sup>14</sup>C л.н., что совпадает с периодом увеличения увлажнения на палеоклиматической кривой, построенной для региона [2]. Далее краевая часть болота стала малообводненной и активно зарастала кустарниками и лиственницей. Начало этой фазы связано с потеплением малого оптимума голоцена. Последние 230 <sup>14</sup>C лет в краевой части болота фиксируется снижение увлажнения, в центральной части болота эти изменения зафиксированы последние 120 лет.

Развитие ландшафтов Шкотовского плато шло по пути изменения биотических компонентов, что, в первую очередь, контролировалось разнонаправленными короткопериодичными климатическими флуктуациями в позднем голоцене. Выделяется две стадии развития ландшафтов, связанных с их перестройкой около 2500 <sup>14</sup>C л.н. Первая стадия характеризуется более широким, чем в настоящее время, развитием хвойно-широколиственных лесов и подчиненной ролью темнохвойных лесов, которые были локализованы в центральной части плато. Вторая – быстрым расширением площади, занятой темнохвойными лесами, и увеличением роли ели. В раннесубатлантическое время 2500–2200 <sup>14</sup>C л.н. произошло одно из наиболее значительных похолоданий в северном полушарии [1], которое ярко проявилось и в нашем регионе [2].

В суббореале динамика ландшафтов выражалась в изменениях роли доминант и субдоминант,

которые в хвойно-широколиственной формации представлены кедром корейским и разнообразными широколиственными, а в темнохвойных – пихтой и елью. В потепления увеличивалась доля широколиственных, в похолодания – кедр корейского и темнохвойных, в первую очередь ели. Выделяется несколько фаз, связанных с потеплениями: 3800–3500 <sup>14</sup>C л.н. – на плато, по-видимому, сохранялись полидоминантные широколиственные леса, оставшиеся с оптимума голоцена, который в Приморье проявился около 6000 <sup>14</sup>C л.н., когда полидоминантные леса поднимались по склонам гор до высоты 800–850 м; в центре плато в составе хвойно-широколиственных лесов увеличивалась роль кедр, ограниченные участки занимали темнохвойные леса, в составе которых ель и пихта присутствовали в близких пропорциях с участием березы; вокруг палеозера росла лиственница; 3130–3000 <sup>14</sup>C л.н. – на плато распространение получили кедрово-широколиственные леса; 2800–2550 <sup>14</sup>C л.н. – широкое развитие кедрово-широколиственных лесов, в составе темнохвойных лесов увеличилась роль пихты, болото активно зарастало кустарниковой березкой. В похолодания были следующие изменения в ландшафтах плато: 3500–3130 <sup>14</sup>C л.н. в условиях незначительного похолодания распространение получили широколиственно-кедровые леса, локально – темнохвойные; 3000–2800 <sup>14</sup>C л.н. – широколиственно-кедровые леса и расширение площади, занятой пихтово-еловыми лесами, осветленные нарушенные местообитания могли образовываться в лесной растительности в результате ветровалов.

В субатлантике шло становление современных ландшафтов плато. Выделяются следующие фазы развития ландшафтов: 2550–1270 <sup>14</sup>C л.н. – экспансия темнохвойных лесов произошла в климатических условиях близких к современным, широколиственно-кедровые леса отступили в краевые части плато, на отдельных участках были развиты кедрово-еловые леса с участием широколиственных, увеличение роли широколиственных пород в лесной растительности связано с кратковременными потеплениями около 2460–2420 <sup>14</sup>C л.н., 2250–2030 <sup>14</sup>C л.н. вторая половина этого периода была суше, болото активно зарастало кустарниковой березкой и вересковыми кустарничками; 1270–935 <sup>14</sup>C л.н. – расширение площади, занятой кедрово-широколиственными лесами в малый оптимум голоцена, климат был теплее и суше, в темнохвойных лесах по обрамлению болота увеличивалась роль березы; 935–230 <sup>14</sup>C л.н. – расширение площади пихтово-еловых лесов на плато, в период 585–230 <sup>14</sup>C л.н. резко увеличилась роль кедр корейского и ели, возможно, в малый ледниковый период на плато могли существовать кедрово-еловые леса и кедровники; в последние 230 <sup>14</sup>C лет снизилась роль кедр корейского и темнохвойных, в лесной растительности увеличилось участие березы. Увеличение доли пыльцы березы в палиноспектрах может быть объяснено естественным распадом ле-

са, например, в результате ветровалов, которые приводят к появлению окон в древостое и поселению на освободившихся местах светолюбивых берез. В XX веке нарушение лесной растительности связано также с вырубками по обрамлению Ларченкова болота в предвоенные, военные и послевоенные годы.

Лиственничник по обрамлению палеозера существовал на протяжении всего рассматриваемого периода, по-видимому, является реликтом лесов последней ледниковой эпохи, которые на территории Приморья занимали большие площади и сохранялись в начале голоцена (до 9700–9300  $^{14}\text{C}$  л.н.) [2]. Сохранению рефугиума, оставшегося на плато от холодных эпох, способствовали особые экологические условия по обрамлению впадины, занятой палеозером и болотом: длительное сохранение сезонной мерзлоты, микроклиматические особенности, избыточное увлажнение.

Полученные данные позволяют оценить скорости изменения биотических компонентов ландшафтов Шкотовского плато, вызванные разнонаправленными короткопериодическими климатическими флуктуациями в позднем голоцене. В суббореале смена доминант и субдоминант в хвойно-широколиственных лесах при климатических изменениях проходила быстрее при переходе от более прохладных условий к более теплым (около 50 лет) и более длительно (80–100 лет) при переходе от более теплых условий к прохладным.

## ВЛИЯНИЕ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ДИНАМИКУ РАСТИТЕЛЬНОСТИ БОЛОТ КАНСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ В ГОЛОЦЕНЕ

А.Б. Родионова

*Сибирский федеральный университет, 660041, Красноярск, пр. Свободный, 79;  
e-mail: rodionovaab@yandex.ru*

Болотные экосистемы представляют собой ландшафт, для которого характерно избыточное увлажнение и накопление торфа. Гидрологические условия существования болот определяются четырьмя главными физико-географическими факторами: климатом, рельефом поверхности, составом подстилающих пород и гидрогеологическим строением местности [1]. Совместное действие этих факторов создает благоприятные или неблагоприятные условия водного и теплового режима для развития процессов боотообразования.

На территории Канской лесостепи Приенисейской Сибири со степенью заболоченности территории 6–7% преобладают болота пойм и первых надпойменных террас [3]. Пойменные болота являются неотъемлемой частью пойменного ландшафта. В их строении отображена история развития не только самого болотного массива, но и всей поймы в целом. Изучая смены торфа с помощью ботанических методов (ботанический анализ торфа) можно сделать вывод о периодах раз-

Экспансия темнохвойных лесов, которые расширили свое присутствие в центре плато при похолодании на рубеже суббореала-субатлантика, была быстрой и оценивается в 45–55 лет. Реакция лесной растительности на потепление малого оптимума голоцена также была быстрой, а переход к малому ледниковому периоду более постепенный. Становление ландшафтов во время перехода от малого ледникового периода к современным условиям заняло около 230 лет.

Работа выполнена по гранту РФФИ 15-05-00171.

### Литература

1. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 2. С. 5–20.
2. Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене-голоцене // Вестник ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.
3. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. №1. С. 92–109.
4. Розенберг В.А. Лиственница Комарова (*Larix Komarovii* V. Kolesn.) в Южном Сихотэ-Алине // Комаровские чтения. 1951. Вып. 3. С. 43–65.

ного уровня обводненности болот, об изменениях гидрологического режима поймы в целом и о динамике климата данного региона.[2].

Особенностью развития пойменных болот, на всем протяжении своего развития занимающих геохимически подчиненное местоположение, является влияние внешних факторов на динамику растительности. Это внешнее воздействие выражается в изменении притока поступающих на болото вод. Приток главным образом осуществляется за счет выпадающих осадков, что влияет на формирование почвенно-грунтового и речного стока. Таким образом, история развития пойменных болот тесно связана с динамикой общего увлажнения целого региона и изменением водности реки за весь период их развития [2].

В качестве подтверждения данной закономерности нами были исследованы торфяные залежи пойменных болотных массивов «Кускун», «Тертежское», «Пинчинское» в бассейне р. Есауловка (правобережный приток р. Енисей).

Колонки торфа были отобраны методом бурения с интервалом 5 см в пределах влияния внутриболотного водотока, гидрологически связанного с рекой. После изучения образцов торфа при помощи ботанического анализа [5] были выявлены чередования древесных и топяных слоев торфа. Формирование древесных слоев происходило при обсыхании водотока в сухие периоды, при которых прилегающие участки болот к руслу дренировались сильнее и зарастали лесом. Во влажные периоды преобладали топяные сообщества.

Для каждого из образцов торфа по данным ботанического анализа была применена экологическая шкала увлажнения Л.Г. Раменского [4], рассчитаны показатели увлажненности местобитания растений-торфообразователей, построены экологические кривые увлажненности с момента образования болот до настоящего времени. Радиоуглеродное датирование образцов торфа и подстилающих отложений выполнено в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева ст. научн. сотр. к.г.-м.н. Л.А. Орловой.

Строение залежей исследуемых болот свидетельствует о достаточно нестабильном палеогидрологическом режиме территории. Неравномерный климат бореального периода с чередованием теплых и холодных фаз и как следствие катастрофические подъемы воды препятствовали процессу торфонакопления в пределах лесостепной зоны Приенисейской Сибири. Только на приподнятых и защищенных от эрозии участках накапливались торфяники небольшой мощности [6].

Начало болотообразовательного процесса в пойме р. Есауловка датировано около 8000 лет назад в условиях снижения общего увлажнения территории на границе бореального и атлантического периодов в наиболее удаленном от реки притеррасном понижении расширенного сегмента поймы Есауловки (болото «Пинчинское»). Придонные слои древесного (березового) торфа лежат непосредственно на озерных отложениях с включением растительного детрита и раковин ископаемых моллюсков. Это может свидетельствовать о том, что данное болото возникло в пойме реки не в ходе зарастания или заполнения сплавиной старичного водоема, а в маловодный период, когда притеррасное понижение больше не заполнялось водой и расположенный в данном понижении водоем пересыхал, что способствовало развитию древесных сообществ. В атлантическое время на болоте был распространен березняк разнотравный, сменившийся ельником разнотравно-зеленомошным.

В позднеатлантический период при относительно теплом климате и высоком увлажнении начался процесс заболачивания поймы реки Есауловка в среднем течении. В пределах болотного массива «Кускун» возраст торфа на глубине 2,8-3,0 м от поверхности в притеррасном понижении составил  $5852 \pm 244$  кал.л.н. Болотообразование началось с лесного сообщества, на начальном эта-

пе развития произрастал сосняк осоково-разнотравный с небольшим участием березы, в травяном ярусе присутствовали *Carex lasiocarpa*, *Carex appropinquata*, *Calamagrostis lanceolata* и *Equisetum palustre*, увлажнение варьировало от 78-й до 83-й ступени по шкале Л.Г. Раменского, что соответствует сыро-луговому.

Далее при незначительном увеличении увлажненности (до 86 ступени) происходило постепенное сокращение в древесном ярусе доли *Pinus sylvestris* и увеличение *Betula pubescens*, развитие получил березняк осоково-вейниковый с небольшим участием зеленого мха (*Tomentypnum nitens*, *Aulacomnium palustre*). Данное лесотопяное сообщество просуществовало до средне-суббореального времени (примерно до 3000 л. н.).

Для суббореального этапа развития болота «Пинчинское» (4900–2400 л.н.) характерно увеличение увлажнения и как следствие преобладание топяных сообществ с участием в травяном ярусе вахты и папоротника.

Среднесуббореальным временем датировано начало торфонакопления для болотного массива «Тертежское», расположенного в среднем течении реки Есауловка между болотами «Кускун» и «Пинчинское». Установлено, что нижняя часть торфяной залежи болота «Тертежское» сложена хвощевым и древесным низинными видами торфа, что может указывать на произрастание в пойме на начальных этапах заболачивания при сыро-луговом и болотно-луговом увлажнении смешанного разнотравно-хвощевого леса с участием березы пушистой, ели обыкновенной и сосны сибирской. В травяном ярусе фитоценоза доминировал хвощ болотный, меньшее участие принимали телиптерис болотный, пушица влагищная и осоки: дернистая, тонкоцветная и двудомная. Около 3030 л.н в среднесуббореальное время произошло увеличение обводненности болотного массива (до 98-й ступени по шкале Л.Г. Раменского). В результате этого древесный ярус исчез, а на болоте развивается разнотравно-вахтовый фитоценоз, доминирующее положение в котором занимала вахта трехлистная, встречался сабельник болотный, камыш лесной, рогоз, в небольшом количестве – шейхцерия болотная. Как и в предыдущую стадию, на болоте были широко развиты осоковые растительные группировки.

На протяжении второй половины суббореального и первой половины субатлантического времени на болоте «Кускун» в составе палеофитоценозов так же как и для болот «Пинчинское» и «Тертежское» отмечено отсутствие древесных пород и преобладание топяных сообществ (осоково-гипновое, осоковое, осоково-разнотравное) при болотном увлажнении (до 96-й ступени).

Около  $2020 \pm 60$  л.н. в начале субатлантического времени повышение водности реки Есауловка привело к разливам и заиливанию поверхности болота «Пинчинское», после снижения уровня во-

ды, процесс торфонакопления продолжился и распространялся в пределах всей ложбины.

В раннесубатлантическое время происходит восстановление древесного яруса на болоте «Тертежское». В данное время произрастает березняк осоково-разнотравный при сыро-луговом увлажнении, на что указывает увеличение древесных остатков в составе торфяного волокна – кора березы составляет 30% от общего количества растительных остатков.

В субатлантическое время, начиная с 1500 л.н. в составе палеофитоценозов болота «Пинчинское» преобладают осоки, пушица, зеленый и сфагновый мох.

Постепенное восстановление древесного яруса на болоте «Кускун» началось так же в субатлантическое время примерно около 1200 лет назад, развивается осоково-разнотравный фитоценоз с разреженным древесным ярусом из *Betula pubescens*, при болотно-луговом увлажнении (90-я – 93-я ступень).

В позднесубатлантическое время для болота «Кускун» характерно лесо-топяное сообщество при снижении увлажнения до сыролугового (80-я – 84-я ступени), с развитым древесным ярусом – смешанный разнотравно-зеленомошный лес. Верхняя часть торфяной залежи, сформировавшаяся в конце субатлантической фазы, (мощность 0,2 м) сложена гипновым торфом, в образовании которого принимали участие *Tomentypnum nitens*, *Plagiomnium cuspidatum*, *Aulacomnium palustre* – характерные виды облесенных низинных болот и заболоченных лесов.

Около 790 л.н. в позднесубатлантическом периоде на болоте «Тертежское» развивается хвощевый фитоценоз, отложивший слой торфа мощностью 40 см, и далее разнотравно-осоковый с доминирующим положением осоки дернистой.

В последние 500 лет болотный массив «Пинчинское» перешел в мезо-эвтровную стадию развития.

Изученные торфяные отложения характеризуются высоким содержанием зольных элементов (10–20%), в нижних слоях до 45–50%, что характерно для большинства пойменных и надпойменных болот лесостепной зоны Приенисейской Сибири [3]. Для Канской лесостепи свойственна слабая степень облесенности водосборов и большая

расчлененность рельефа, что способствует поступлению химически растворенных веществ и минеральных взвесей в торфяник.

Таким образом на основании комплексного изучения отложений трех пойменных болотных массивов р.Есауловка были выделены следующие закономерности изменения водности реки и смен болотных палеосообществ:

1) Конец бореального – начало атлантического периодов – снижение общего увлажнения территории. Началось болотообразование с древесной стадии на приподнятых и защищенных от эрозии участках поймы.

2) Атлантический период – при относительно теплом климате и высоком увлажнении расширилась территория заболачивания бассейна Есауловки. На болотах распространены древесные фитоценозы.

3) Суббореальный период – переменные условия увлажнения территории, сокращение участия древесных пород в составе палеофитоценозов, преобладание топяных сообществ.

4) Субатлантический период – снижение увлажненности территории, постепенное восстановление древесного яруса.

5) Прослойки суглинка в торфяных залежах свидетельствуют о поступлении минеральных примесей, происходящих во время разливов реки при экстремальном подъеме уровня воды в период половодья, что характерно для рек берущих начало в Восточном Саяне.

#### Литература

1. Иванов, К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах / К.Е. Иванов. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 279 с.
2. Лапшина Е.Д. Основные черты строения и развития пойменных болот/Е.Д.Лапшина// Чтения памяти Ю.А. Львова: Сб. статей / под ред. Г.Ф. Плеханова.- Томск: НИИББ при Томском университете, 1995.- С.52–56.
3. Платонов, Г.М. Болота лесостепи средней Сибири /Г.М. Платонов. – М.: изд-во Наука. – 1964. – С.3-30.
4. Раменский, Л.Г. Избранные работы. Проблемы и методы изучения растительного покрова/ Л.Г. Раменский. – Л.: Наука. – 1971. – 335 с.
5. Тюремнов, С.Н. Торфяные месторождения /С.Н. Тюремнов. – М.: Недра. – 1976. –464 с.
6. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири /А.Ф. Ямских.- Красноярск, 1993. - С 117–128.

## ПАЛИНОМОРФЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ГОЛОЦЕНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ КАК ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ

О.В. Руденко<sup>1</sup>, Х.А. Баух<sup>2</sup>, В.Ю. Енина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева; e-mail: olrudenko2011@yandex.ru

<sup>2</sup>Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven Mainz Academy, Mainz;  
GEOMAR, Kiel, Germany

Море Лаптевых - ключевой район для изучения в Арктике, т.к. оказывает большое влияние на

ее климат, играя важнейшую роль в формировании большей части арктического морского льда в

зимний период и теплообмене с атмосферой летом [1]. В море сбрасывается более четверти общего объема континентального стока пресных вод Северного Ледовитого океана, в основном через р. Лена [2]. Большая часть органической взвеси, выносимой на арктический шельф речным стоком, осаждается в эстуариях, в так называемом маргинальном фильтре [3]. Осадочные керны из этих областей с повышенными скоростями седиментации содержат наиболее полную информацию о процессах взаимодействия суши и моря и в последние десятилетия активно изучаются комплексом методов, в том числе палинологическим [4–6]. Будучи одной из основных составляющей органической взвеси, выносимой на шельф реками, палиноморфы, в особенности, их концентрация, являются надежными индикаторами изменений речного стока [7].

### Материалы и методы

Материал для исследований, 2 колонки донных осадков, подняты в российско-германских экспедициях TRANSDRIFT в палеодолине Лены: PM9482-2 - с глубины 27 м к северу от ее современной Туматской протоки, PS51/80-13 – с глубины 21 м вблизи устья Трофимовской протоки, к северо-востоку от дельты (рисунок, А).

Керны представлены алевритистыми глинами с содержанием  $C_{\text{орг}}$  около 1,5–2% и включениями обломков раковин и фрагментов древесины. Обе колонки снабжены возрастными моделями, основанными на 12 радиоуглеродных датировках (Рисунок, Б,В), сделанных методом ускорительной масс-спектрометрии в лаборатории им. Лейбница Университета г. Киля (Германия) по раковинам двустворчатых моллюсков *Portlandia arctica* и фрагменту древесины [7]. Радиоуглеродный возраст переведен в календарный с учетом поправки на региональный резервуарный эффект ( $370 \pm 49$  лет) с помощью программы CALIB 4.3 [7]. Частый пробоотбор с интервалом в 3–4 см позволил получить пыльцевые записи с временным разрешением примерно в 10–100 лет. Замороженные и высушенные методом вакуумной сушки образцы обработаны сепарационным методом [8,9]. Для определения концентраций палиноморф на начальной стадии обработки в предварительно взвешенный осадок добавлялись таблетки с фиксированным количеством спор-маркеров *Lycopodium clavatum* [10]. При подсчете процентных соотношений за 100% принята сумма пыльцы древесных, кустарниковых и травянистых растений. Непыльцевые палиноморфы, объединяющие споры, колониальные пресноводные хлорофитовые водоросли и цисты динофлагеллат, подсчитаны отдельно, за 100% принята их общая сумма. Для расчета индекса «открытости ландшафта», т.е. отношения доминирующего лесного биома (таежного в изученных колонках донных осадков) к доминирующему безлесному (тундровому), позволяющего наиболее объективно оценить характер изменений растительного покрова побережья,

применена методика биомизации [11], успешно опробованная на субрецентных палиноспектрах из водосборного бассейна Лены [12].

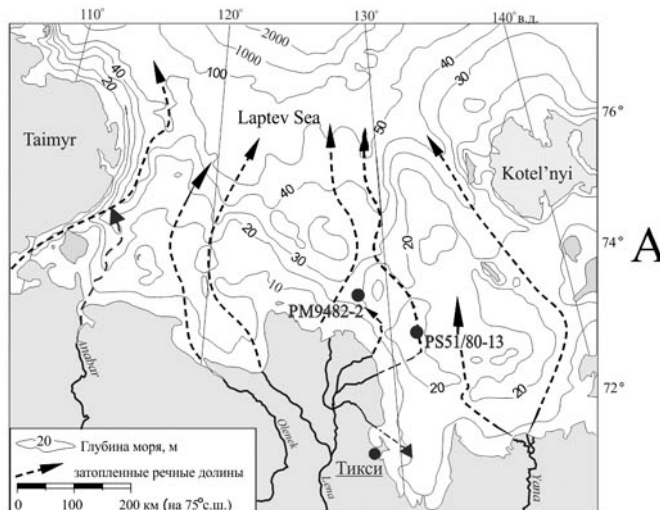
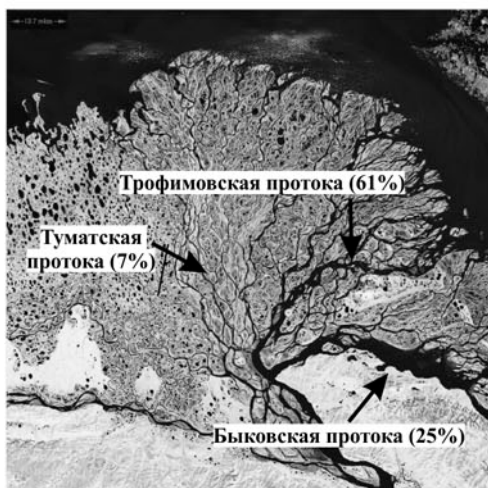
### Результаты и выводы.

Колонка PS51/80-13. Палинодиаграмма разделена на две хронозоны, отражающие периоды низкой и высокой скоростей седиментации (рисунок, Б).

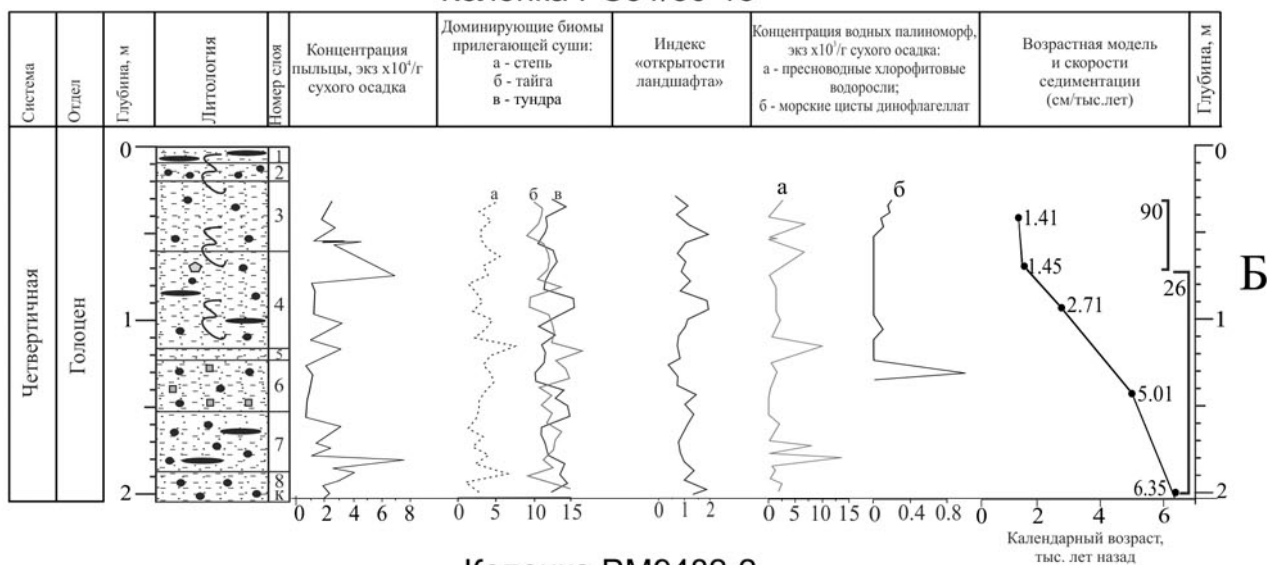
Палиноспектры первой хронозоны (~6,0–1,5 тыс. кал. л.н.; интервал 2,1–0,7 м разреза) характеризуются доминированием пыльцы *Betula nana* и *Alnus viridis*. В травянистой части спектров наиболее значима доля пыльцы злаков, достигающая пикового значения 4 тыс. кал. л.н., а также осок. Концентрация пресноводных колониальных водорослей родов *Pediastrum* и *Botryococcus* на порядок выше концентрации цист динофлагеллат. Последние появляются около 4,5 тыс. кал. л.н. и достигают пика численности  $\sim 9 \times 10^2$  экз/г, свидетельствуя об установлении морских условий в юго-восточной части шельфа. Для второй хронозоны (1,5–1,3 тыс. кал. л.н.; инт. 0,7–0,3 м) характерно значительное уменьшение процентного содержания пыльцы растений пойменных биоценозов за счет увеличения доли дальнезаносной пыльцы сосны европейской и сибирской.

Колонка PM9482-2. Палинодиаграмма разделена на две хронозоны, отражающие периоды высокой (2,8–2,3 тыс. кал. л.н.; инт. 3,4–2,8 м) и низкой скоростей седиментации (2,3–0 тыс. кал. л.н.; инт. 2,8–0 м) (рисунок, В). Им соответствуют палинозоны 1 и 2, основным различием которых при общей монотонности состава микрофоссилий является снижение доли пыльцы кустарничков вверх по разрезу. Вместе с тем, согласно биомным реконструкциям, тундровый биом остается доминирующим.

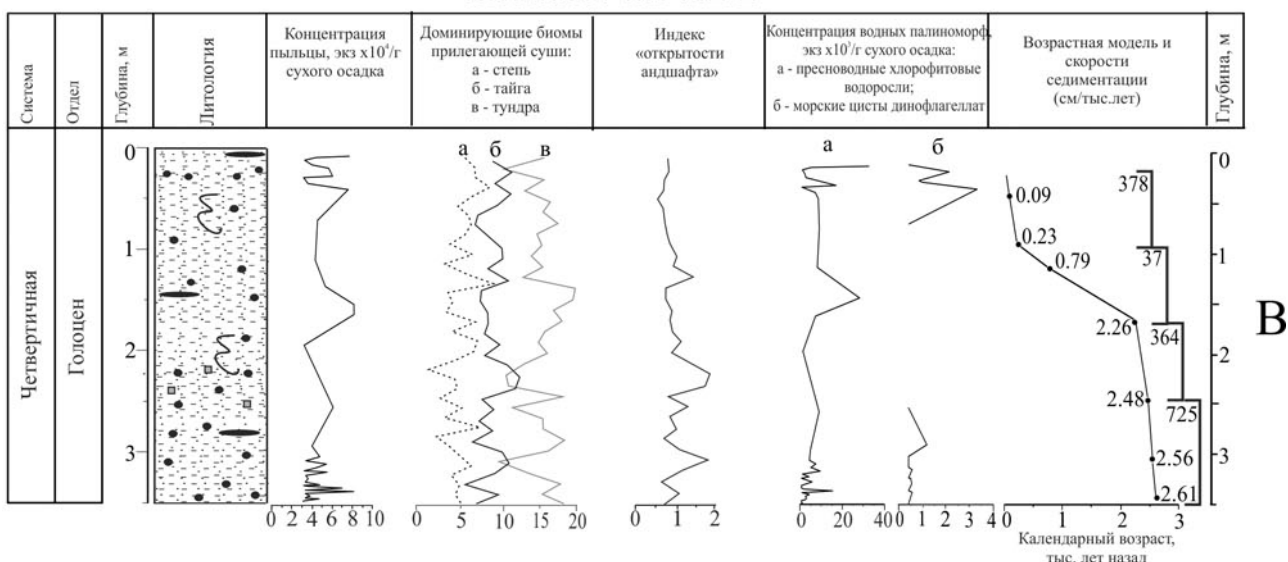
Проведенные исследования показали, что состав и концентрация пыльцы и спор в донных осадках района, примыкающего к дельте Лены, в значительной степени зависят от интенсивности речного стока и отражают флористические особенности нескольких ботанических и географических зон и подзон (арктической заболоченной моховой тундры, кустарниковой тундры и примыкающей с юга тайги). Индексы «открытости ландшафта» свидетельствуют об отсутствии кардинальных изменений в растительном покрове побережья моря Лаптевых и дельты Лены за последние 6 тыс. кал. лет. Пики концентрации палиноморф отражают два эпизода резкого увеличения привноса органической взвеси, и, следовательно, речного стока, 5,2 и 1,6 тыс. кал. л.н., видимо, в связи с потеплением климата. Значительное уменьшение концентрации пыльцы и увеличение доли дальнезаносной пыльцы сосны в период после 1,6 тыс. кал. л.н. указывает на снижение пылевой продуктивности растений тундровых биоценозов в связи с похолоданием в поздне-субатлантическом периоде, что отражено биомными кривыми (рис. 1Б,В) и отмечено также на



### Колонка PS51/80-13



### Колонка PM9482-2



Местоположение изученных разрезов (А: процентами указана доля стока, проходящего через Ленские протоки в настоящее время) и основные характеристики осадков колонок PS51/80-13 (Б) и PM9482-2 (В)

диаграммах озерно-болотных отложений северной Якутии [13–15]. Резкое снижение скорости осадконакопления в зоне влияния Туматской протоки в период после 2,3 тыс. кал. л.н. и противоположная тенденция в зоне влияния Трофимов-

ской протоки свидетельствуют о перераспределении основного стока Лены в северо-восточном направлении в период между 5,2 и 2,3 тыс. кал. л.н., что согласуется с выводами, полученными ранее по результатам диатомового анализа осад-

ков колонок PS51/80-13 и PM9482-2 [16].

Исследования поддержаны грантом РФФИ (проект №15-05-08497) и стипендиальной программой лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта (ААНИИ, «Climate change in the Arctic»).

### Литература

1. Kassens H., Dmitrenko I.A., Rachold V., Thiede J., Timokhov L. Russian and German scientists explore the Arctic's Laptev Sea and its climate system //EOS Transaction American Geophysical Union, V. 79. 1998. P. 317–323.
2. Gordeev V.V., Martin J.M., Sidorov I.S., Sidorova M.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean //American Journal of Sciences. 1996. V. 296. P. 664–691.
3. Lisitzin, A.P. Marginal filter in the oceans //Oceanology, 1995. V. 34 (5). P. 671–682.
4. Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global and Planetary Change, 2001. V. 31. P. 141–153.
5. Naidina O.D., Bauch H.A. Early to middle Holocene pollen record from the Laptev Sea (Arctic Siberia) // Quaternary International, 2011. V. 229. P. 84–88.
6. Rudenko O., Tarasov P.E., Bauch H.A., Taldenkova E. A Holocene palynological record from the northeastern Laptev Sea and its implications for palaeoenvironmental research // Quaternary International, 2014. V. 348. P. 82–92.
7. Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heine-meier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin. Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139.
8. Пыльцевой анализ. Госгеолиздат, М., 1950.
9. Палеопалинология /под ред. И.М. Покровской. Л.: Недра, 1966. Т. 1. С. 34–39.
10. Stockmarr J. Tablets spores used in absolute pollen analysis // Pollen Spores, 1971. V. 13. P. 616–621.
11. Prentice I.C., Guiot J., Huntley B., Jolly D., Cheddadi R. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. Climate Dynamics, 1996. V. 12. P. 185–194.
12. Müller S., Tarasov P.E., Diekmann B., Andreev A.A. Late Glacial to Holocene environments in the present-day coldest region of the Northern Hemisphere inferred from a pollen record of Lake Billyakh, Verkhoyansk Mts, NE Siberia // Climate of the Past, 2009. No 5. P. 73–84.
13. Andreev A.A., Schirrmeister L., Tarasov P.E., Ganopolski A., Brovkin V., Siebert C., Wetterich S., Hubberten H.-W. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen records //Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 2182–2199.
14. MacDonald, G., Velichko, A., Kremenetski, C., Borisova, O., Goleva, A., Andreev, A., Cwynar, L., Riding, R., Forman, S., Edwards, T., Aravena, R., Hammarlund, D., Szeicz, J. and Gattaulin, V. 2000. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia. Quaternary Research, 53. P. 302–311.
15. Pisarcic M.F.J., MacDonald G.M., Velichko A.A., Cwynar L.C. The Lateglacial and postglacial vegetation history of the northwestern limits of Beringia, based on pollen, stomate and tree stump evidence // Quaternary Science Reviews, 2001. V. 20. P. 235–245.
16. Polyakova Ye. I., Klyuvitkina T. S., Novichkova E. A., Bauch H. A., Kassens H. Changes in the Lena River Runoff during the Holocene // Water Resources. 2009. Vol. 36. No.3. P. 273–283.

## АНТРОПОГЕННО-ОБУСЛОВЛЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ НП «ОРЛОВСКОЕ ПОЛЕСЬЕ» В ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

О.В. Руденко<sup>1</sup>, Е.Ю. Новенко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Орловский государственный университет им. И.С. Тургенева, e-mail: olrudenko2011@yandex.ru

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, e-mail: lenanov@mail.ru

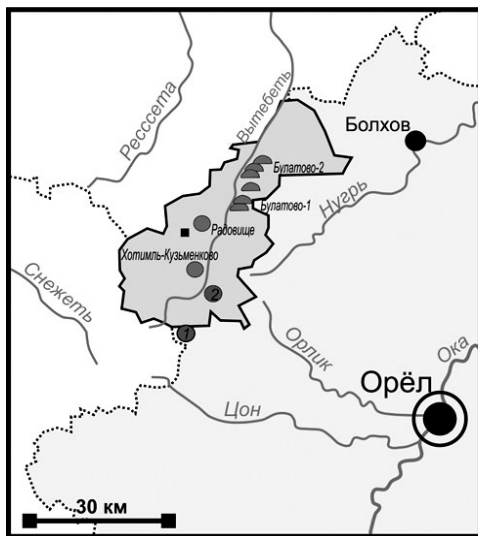
Восточная периферия Калужско-Брянского лесного массива, национальный парк «Орловское Полесье» (далее в тексте НП), является крупнейшим лесным массивом Орловской области и располагается на ее северо-западе на границе зоны широколиственных лесов с лесостепью в области умеренно-континентального климата. Лесоформирующими породами в различных сочетаниях являются сосна обыкновенная, ель европейская, дуб черешчатый, береза, липа, осина, клен платановидный, режа – ясень обыкновенный и ольха клейкая [1].

Процесс антропогенной трансформации лесного левобережья верхнего течения р. Оки – результат длительного неравномерного освоения региона в последние несколько тысячелетий [2; 3]. Так, территория современного НП была заселена еще в бронзовом веке, предположительно, кочующими угорскими племенами загадочной фатьяновской культуры, пришедшей на данную

территорию с Верхнего Поволжья и основавшими здесь первые оседлые поселения [4]. В первые века н.э. на Верхнюю Оку с Десны переселяются племена почепской культуры [5]. Обычно их селища располагались гнездами по 2–4 поселения. Такое гнездо из трех селищ известно в пойме р. Вытебеть у села Булатово (рис. 1). Самое древнее укрепленное городище, известное на территории Орловской области, Радовище, датируемое серединой-концом I тыс. н.э., располагается в центральной части НП. Еще одно, Хотимль-Кузьменково, датируется XI–XII в.в. н.э.

По археологическим данным, в культуре земледелия у первых оседлых поселенцев соседствовали огневая подсека в лесной зоне, позволявшая вовлекать в использование огромные массивы серых лесных почв, а также переложная система земледелия, вначале двупольная, а затем и трехпольная [6,7]. Основная часть полей располагалась на участках, которые освобождали из-под





Оседлые поселения постнеолитических культур на территории НП:

- - в бронзовом веке (сер. III - нач. I тыс. до н.э.)  
1 - среднеднепровская культура  
2 - сосницкая культура
- - укрепленные городища верхнеокской культуры (VI-V в.в. до н.э.)
- ▲ - селища почепской культуры (I-III в.в. н.э.)
- - местоположение разреза торфяника
- ▭ - территория НП «Орловское Полесье»
- - Орловская область

Рис. 1. Местоположение изученного разреза торфяной залежи и археологические памятники на территории современного НП «Орловское Полесье»

леса [8]. Наше исследование ставило целью установить время начала укоренения присваивающего хозяйства в лесном левобережье р. Оки, а также получить первые палеоботанические данные о характере трансформации лесных экосистем на начальном этапе их преобразования человеком.

#### Материалы и методы

Торфяная залежь, извлеченная из небольшого олиготрофного болота в юго-западной части парка (53°27' с.ш., 35°34' в.д.), изучена палинологическим и радиоуглеродным методами в 2012–2013 гг. Определение абсолютного возраста образцов торфа выполнено в Радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН (г. Москва). Образцы для спорово-пыльцевого анализа подготовлены по стандартной методике с применением йодисто-кадмиевой тяжелой жидкости удельным весом 2,2 г/см<sup>3</sup> [9].

#### Результаты

Согласно полученным радиоуглеродным датировкам, формирование болотной экосистемы в НП «Орловское Полесье» началось 3600±80 кал. л.н. На окружающей территории в течение временного интервала от 3600±80 до 1620±80 кал. л.н. росли широколиственно-сосновые леса с участием дуба, вяза и липы и подлеском из лещины и березово-сосновые леса [1]. Песчаные почвы, распространенные вокруг болота, благоприятствовали произрастанию сосны, поэтому доля ее пыльцы оставалась достаточно высокой на протяжении всего времени формирования разреза торфяника.

Присутствие единичной пыльцы культурных злаков, повышенное содержание пыльцы сосны и относительно низкая доля пыльцы широколиственных пород в нижней части разреза (инт. 95–100 см), вероятно, свидетельствует о нарушениях лесного массива древними земледельцами раннего железного века (рис. 2).

Согласно полученным палинологическим данным, начало активного использования территории человеком было положено на хронологиче-

ском рубеже 1700 кал. л.н. Период после 1400 кал. л.н. отличается особенно заметными изменениями как в локальной экосистеме болота, так и в составе окружающего леса. Доля широколиственных пород в древостое резко сокращается, о чем свидетельствует уменьшение доли их пыльцы в спектрах. Одновременно резко увеличивается содержание пыльцы березы, затем сосны и выше по разрезу снова березы. Изменения в составе спектров свидетельствуют о постепенной ксерофитизации растительных сообществ и их видовом обеднении, что, очевидно, было связано с участвовавшими пожарами.

Вверх по разрезу увеличивается доля пыльцы злаков, в том числе, культурных, а также синантропных видов – *Centaurea cyanus*, *Urticaceae*, *Potentilla* sp., *Rumex* sp., *Plantago* sp. и др., что свидетельствует об укоренении земледелия на изучаемой территории и усилении антропогенного пресса на лесные экосистемы.

Исследования выполнены в рамках темы № 1506 «Эволюция экосистем Среднерусской возвышенности в ближайшем геологическом прошлом, настоящем и прогноз их развития в условиях климатических изменений» и поддержаны грантом РФФИ (№14-05-00550).

#### Литература

1. Новенко Е.Ю., Руденко О.В., Волкова Е.М., Зюганова И.С. Динамика растительности Национального парка «Орловское Полесье» в позднем голоцене. Ученые записки Орловского государственного университета. №3 (59). 2014. С. 302–310.
2. Бадер О.Н. Проблема смещения ландшафтных зон в голоцене и археология // Первообытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене. М., 1974. С. 225–230.
3. Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность. О.В. Смирнова (ред.). М.: Наука, 2004. 479 с.
4. Краснощекова С.Д., Краснитский Л.Н. Археология Орловской области. Орел: Вешние воды, 2006. 320 с.

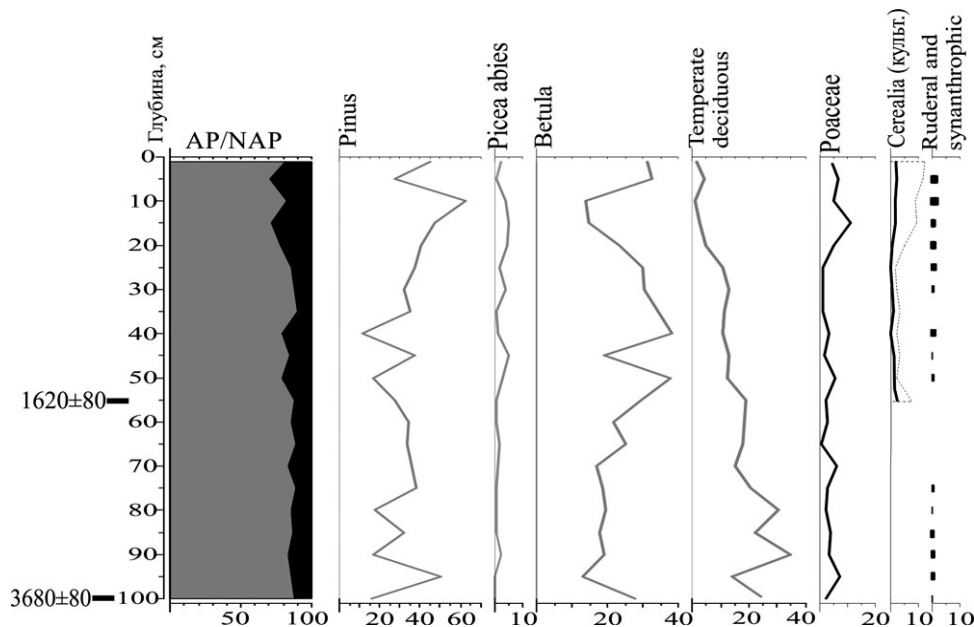


Рис. 2. Палеоботанические свидетельства практики подсечно-огневого земледелия на территории современного НП «Орловское Полесье» в позднем голоцене (пунктирный контур в кривой Cerealia – увеличение % в 5 раз).

5. Городцов В.А. Бронзовый век на территории СССР // Советская энциклопедия. 1-е изд. М., 1927. Т. 7. С. 610–626.
6. Долуханов П.М. Развитие природной среды и хозяйства первобытного населения Восточной Европы и Передней Азии в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1984. 54 с.
7. Краснов Ю.А. Раннее земледелие и животноводство

в лесной полосе Восточной Европы. М.: Наука, 1971. 168 с.

8. Сычева С.А., Узьянов А.А. История антропогенного влияния на природу Курского посемья // Антропогенная эволюция геосистем и их компонентов. М., 1987. С. 105–120.
9. Пыльцевой анализ. Госгеолиздат, М., 1950.

## ВНУТРИ- И МЕЖВИДОВАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВИДОВ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ГУСЕЙ БЕРИНГОМОРЬЯ)

А.Б. Савинецкий, Д.Д. Васюков, Е.Н. Горлова, О.А. Крылович, А.В. Тиунов, Б.Ф. Хасанов

Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН, Москва; e-mail: arkadybs@rambler.ru

Важным аспектом в понимании вековой динамики современных экосистем является изучение экологии организмов в прошлом. Особенно это важно при использовании каких-либо видов в качестве индикаторов изменения условий. Недостаток знаний по палеоэкологии видов может привести к неправильной интерпретации полученных данных. Появившиеся в последние годы методы позволяют получить новую информацию по условиям обитания организмов в прошлом и их взаимодействию со средой. Одним из таких методов является определение соотношения стабильных изотопов углерода и азота коллагена костей позвоночных животных. Этот метод дает возможность определить, кроме всего прочего, трофическое положение и пищевые взаимоотношения животных практически в период всей их жизни.

В качестве объекта изучения мы использовали кости гусиных (Anserini) из археологических памятников Алеутских островов. В настоящее время два вида гусей достаточно обычны на Алеутской гряде – белошей (*Anser canagicus*) и алеут-

ский подвид малой канадской казарки (*Branta hutchinsii leucopareia*). Остальные виды гусей встречаются на островах очень редко и только в качестве залетных [3]. Белошей гнездится на побережье Чукотки и Аляски и зимует на Алеутских островах. Большую роль в питании белошей играют морские беспозвоночные и растения [9].

Алеутская казарка гнездится на Алеутских островах, на зиму улетает в Орегон и Калифорнию [6]. Этот вид практически исчез на Алеутской гряде в результате искусственного заселения практически всех островов песцами в 18–20 вв. [2]. Только в 1962 году была обнаружена небольшая колония этого вида на о. Булдырь (рис. 1), на который песца никогда не выпускали [5]. В результате специальной программы по истреблению песца на островах и реинтродукции алеутской казарки, численность этого вида сильно выросла – с 790 особей в 60-е годы прошлого столетия до более 100 тысяч в настоящее время [6]. В отличие от белошей, алеутская казарка, как и большинство гусей рода *Anser*, питается преимущественно злаками, осоками и

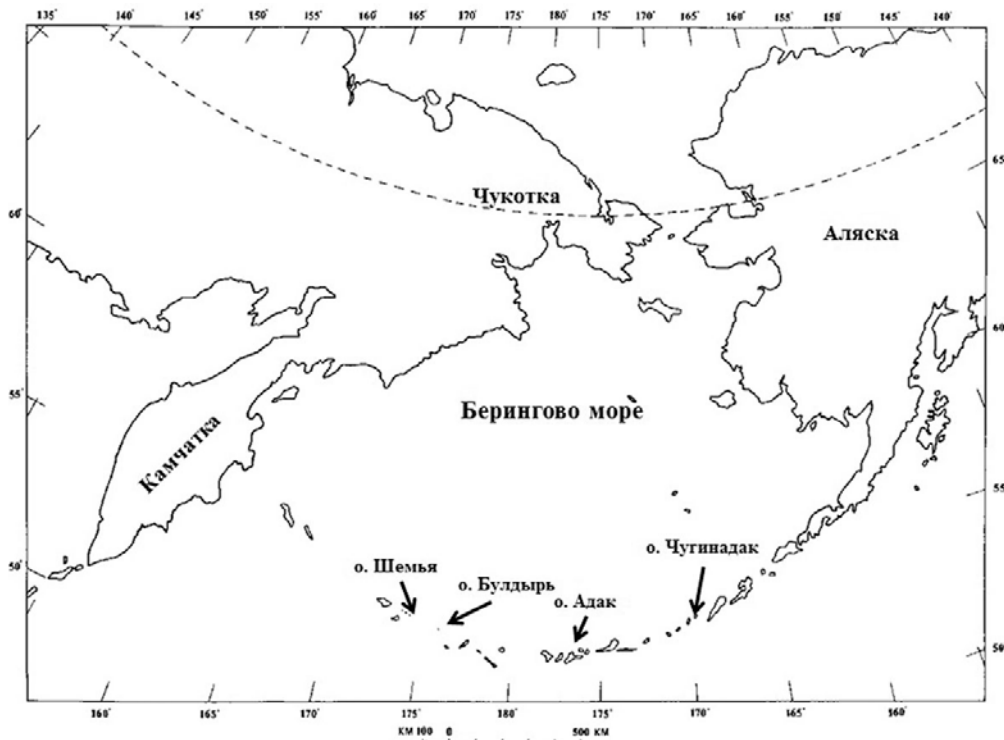


Рис. 1. Места проведения исследований

другими наземными растениями [10].

Учитывая разницу в питании белошея и алеутской казарки и сложность определения фрагментов их костей из археологических памятников, нами был проведен анализ соотношения стабильных изотопов азота и углерода коллагена костей этих двух видов, а также белого гуся (*Anser caerulescens*), гуменника (*Anser fabalis*), белолобого гуся (*Anser albifrons*) и черной казарки (*Branta bernicla*) [1]. Как и предполагалось, виды, у которых морские организмы играли большую роль в питании, т.е. белошей и черная казарка, имели хорошо отличимый от других видов изотопный сигнал –  $\delta^{13}\text{C}$  –18 – 11‰ и  $\delta^{15}\text{N}$  около 9‰ (рис. 2.). Гусиные с питанием в основном злаками и осоками составляют другую группу с изотопным сигналом  $\delta^{13}\text{C}$  –21 – –20‰ и  $\delta^{15}\text{N}$  8 – 6‰.

Для уточнения видового определения костей, которые предварительно были определены как белошей и алеутские казарки, и оценке трофического положения гусиных Алеутских островов в прошлом, был проведен анализ соотношения стабильных изотопов углерода и азота данного остеологического материала из нескольких археологических памятников. Следует отметить, что доля костей гусиных на древних алеутских поселениях незначительна и составляет менее 7% от общего количества определенных костей птиц. Соотношение стабильных изотопов углерода и азота коллагена костей гусиных было определено в 34 образцах из поселения на о. Чугинадак из группы Четырехсопочных о-вов, расположенных на востоке Алеутской гряды. Данное поселение существовало 2800–2400 лет назад (Все приводимые в данной работе даты - калиброванные). В центральной части Алеутской гряды кости гусиных были отобраны из двух памятников о. Адак -

ADK-009 ( $N = 40$ ), существовавшего 850–350 л.н., и ADK-171 ( $N = 59$ ), существовавшего около 6500 л.н. Из западной части Алеутской гряды была исследована только одна кость с о. Шемья, возраст которой около 2250 лет назад. Анализ проводился в Центре коллективного пользования при ИПЭЭ РАН им. А.Н. Северцова.

Анализ соотношения стабильных изотопов углерода и азота из коллагена ископаемых костей гусиных позволил достаточно четко выделить группу костей белошея с показателями  $\delta^{13}\text{C}$  –18,7 – –10,7‰ и  $\delta^{15}\text{N}$  7,9 – 18,9‰. Ископаемые кости, предварительно определенные как принадлежащие алеутской казарке, разделились по соотношению изотопов на две группы. Первая из них, меньшая по количеству, хорошо совпадает по изотопному сигналу с группой всех современных гусиных, питающихся в основном злаками и осоками  $\delta^{13}\text{C}$  –23 – –19,5‰ и  $\delta^{15}\text{N}$  6,9 – 11,5‰. Вторая, более много-

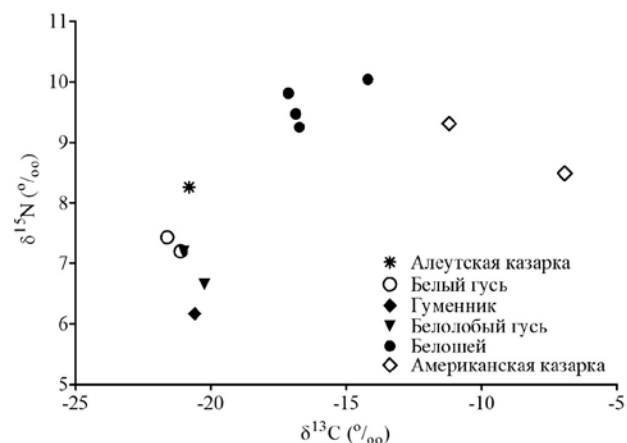


Рис. 2. Изотопный состав коллагена костей современных гусей

численная группа представляет собой компактную группу, отличающуюся от предыдущей, прежде всего по содержанию  $^{15}\text{N}$ , составляя по нему в среднем  $0,76\text{‰}$  ( $\delta^{13}\text{C} -22,6 - -20,6\text{‰}$  и  $\delta^{15}\text{N} -2,4 - 4,1\text{‰}$ ). Данное значение изотопного сигнала крайне удивительно и в настоящее время нам не удалось в научной литературе найти для гусиных ни одного аналога. Из видов в настоящее время обитающих на Алеутских островах такое трофическое положение соответствует лишь тундрной куропатке (*Lagopus muta*) ([8]; наши данные). В питании куропаток большую роль играют вересковые, которым присущи низкие показатели  $\delta^{15}\text{N}$ , благодаря их симбиозу с грибами в форме микоризы [4]. Следует отметить, что такой изотопный сигнал у казарок может быть только в том случае, если птицы не совершают сезонные перелеты, как они это делают в настоящее время. В местах зимовок объекты их питания имеют другой изотопный сигнал, что в свою очередь отразилось бы и на изотопном сигнале коллагена костей [7].

Распределение этих двух трофических групп казарок (можно назвать их условно «травяные» и «вересковые») во времени и пространстве на Алеутских островах неравномерно. В восточной части Алеутский гряды были обнаружены только кости «вересковых» казарок. В центральной части гряды на о. Адак в наиболее древнем памятнике, существовавшем около 6500 лет назад, оба типа казарок существовали одновременно, но «травяные» казарки составляли только около 20% от островной популяции. На этом же острове, но в более молодом памятнике, существовавшем 850–350 лет назад, во всей толще были найдены кости только «вересковых» казарок ( $N=38$ ), кроме самого верхнего слоя, где были найдены только кости ( $N=2$ ) «травяных» казарок. Единственная кость казарки из западной части Алеутской гряды относится к «вересковому» типу.

Таким образом, на основании соотношения стабильных изотопов углерода и азота из коллагена костей алеутской казарки можно сделать следующие предварительные выводы: в голоцене на Алеутских островах существовало две трофические морфы казарок – т.н. «травяная», питающаяся преимущественно злаками и осоками, и, т.н. «вересковая», питающаяся в основном вересковыми. Вторая группировка казарок, по-видимому, не совершала сезонных перелетов. По встречаемости костей в археологических памятниках «вересковые» казарки значительно преобладают над

«травяными». Это, с определенными оговорками, свидетельствует и о преобладании их по численности. В настоящее время на Алеутских островах обитают лишь представители «травяной» группы казарок, что может быть связано с восстановлением алеутской казарки практически из единственной сохранившейся колонии на о. Булдырь. Определить существование и оценить степень генетического различия двух экологических группировок позволит предполагаемое исследование древнего ДНК представителей обеих группировок.

#### Литература

1. Горлова Е.Н., Крылович О.А. Тиунов А.В. Хасанов Б.Ф. Васюков Д.Д. Савинецкий А.Б. Изотопный анализ как метод таксономической идентификации археозоологического материала // Археология, этнография и антропология Евразии. 2015. Т. 43. Вып. 1. С. 110–121.
2. Bailey E.P. Introduction of Foxes to Alaskan Islands - History, Effects on Avifauna, and Eradication. US Department of the Interior Fish and Wildlife Service, Washington, D.C. 1993 (Resource Publication 193). P. 13–53.
3. Gibson, D.D., Byrd G.V. Birds of the Aleutian Islands, Alaska. Nuttall Ornithological Club and the American Ornithologists' Union. Series in Ornithology. 2007. 351 p.
4. Hobbie J.E., Hobbie E.A.  $^{15}\text{N}$  in symbiotic fungi and plants estimates nitrogen and carbon flux rates in Arctic tundra // Ecology. 2006. V. 87. No 4. P. 816–822.
5. Jones R.D. Jr. Buldir Island, site of a remnant breeding population of Aleutian Canada Geese // Annual Report Wildfowl Trust. 1963. V. 14. P. 80–84.
6. Mini A.E., Bachman D.C., Cocks J., Griggs K.M., Spragens K.A., Black J.M. Recovery of the Aleutian Cackling Goose *Branta hutchinsii leucopareia*: 10-year review // Wildfowl. 2011. V. 61. P. 3–29.
7. Newsome S.D., Phillips D.L., Culleton B.J., Guilderson T.P., Koch P.L. Dietary reconstruction of an Early to Middle Holocene human population from the central California coast: insights from advanced stable isotope mixing models // Journal of Archaeological Science. 2004. V. 31. No 8. P. 1101–1115.
8. Ricca M.A., Miles A.K., Anthony R.G., Deng X., Hung S.S.O. Effect of lipid extraction on analyses of stable carbon and stable nitrogen isotopes in coastal organisms of the Aleutian archipelago // Canadian Journal of Zoology. 2007. V 85. No 1. P. 40–48.
9. Schmutz J., Petersen M.R., Schmutz J.A., Rockwell R.F. Emperor Goose (*Chen canagica*), The Birds of North America Online (A. Poole, Ed.). 2011. Ithaca: Cornell Lab of Ornithology; Retrieved from the Birds of North America Online: <http://bna.birds.cornell.edu/bna/species/097>.
10. Sederger J.S., Raveling D.G. Dietary Selectivity in Relation to Availability and Quality of Food for Goslings of Cackling Geese // The Auk. 1984. V. 101. No 2. P. 295–306.

## ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОЙ КОМПОНЕНТЫ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОЗРАСТА КОСТНЫХ ОСТАТКОВ МЕЛКИХ ПОЗВОНОЧНЫХ

Н.О. Садыкова

Институт экологии растений и животных УрО РАН, г. Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202;  
e-mail: etoninos@gmail.com

Костные остатки мелких позвоночных – один из ценных источников палеоэкологической ин-

формации. Они служат, в частности, для биоэкологической реконструкции четвертичных отложений, являются важ-

ным компонентом реконструкций динамики биоценозов. При интерпретации любых ископаемых материалов ключевой методической проблемой является корректное определение возраста образцов. Для костных остатков позднечетвертичного возраста основным методом определения возраста уже на протяжении полувека является радиоуглеродный метод. В настоящее время без надежной хронологической основы в виде серии радиоуглеродных дат описание какого-либо палеофаунистического памятника вряд ли можно считать качественным. Наличие радиоуглеродных дат закономерно становится одним из критериев при оценке возможности публикации палеофаунистических материалов в серьезных научных журналах. В то же время, применение радиоуглеродного метода для датирования костных остатков мелких позвоночных имеет целый ряд ограничений, которые во многих случаях препятствуют получению корректных результатов радиоуглеродного анализа. В исследованиях мелких позвоночных позднечетвертичного возраста радиоуглеродное датирование всего костеносного слоя или слоев какого-либо местонахождения по коллагену, полученному из смеси не диагностированных костных фрагментов, – обычная практика. Соответственно, при любом подозрении на наличие асинхронных примесей в составе образца для датировки, возникают сомнения в хронологической привязке слоя. Для предварительной оценки хронологической однородности костных остатков в пределах одного слоя, а также для определения относительного возраста однотипных костных фрагментов в пределах одного или нескольких сходных по тафономическим условиям местонахождений, нами ранее было предложено использовать результаты определения на серийном материале остаточного содержания в костях органической компоненты методом дифференциального термического анализа (ДТА) или термогравиметрии (ТГА) [2]. Основными преимуществами данного метода являются возможность работы с маленькими количествами материала (для измерения достаточно костного фрагмента массой всего 3–5 мг), простота пробоподготовки и высокая экспрессность (анализ 1 пробы занимает около 2 ч.). Эта методика в дальнейшем успешно применялась при изучении нескольких пещерных местонахождений костных остатков на Урале [1,3].

В некоторых случаях результаты термогравиметрического анализа серий костей, происходящих из одного слоя местонахождения, демонстрировали широкий (до 10% и более) разброс значений содержания органической компоненты в однотипных костных фрагментах, что может служить свидетельством хронологической неоднородности слоя. Очевидно, что радиоуглеродная дата, полученная по коллагену смеси костей из такого слоя, будет представлять собой «среднюю температуру по больнице» и не позволит судить ни о длительности накопления слоя, ни об абсолютном возрасте входящих в него остатков. В то же время, бывает, что большой разброс значений

содержания органической компоненты определяется наличием в выборке всего лишь одной или нескольких костей, характеризующихся резко «выпадающими» в большую или меньшую сторону по сравнению с основной массой остатков показателями содержания органики. В таких случаях можно предположить, что основная часть остатков в слое хронологически однородна и содержит лишь в небольшом количестве примесь материала, относящегося к иному периоду осадконакопления. Можно ли датировать такой материал по смеси костей? Насколько будет искажена радиоуглеродная дата из-за содержащихся примесей? Можно ли как-то учесть результаты анализа содержания органической компоненты при интерпретации результатов радиоуглеродного датирования такого «сомнительного» материала?

В настоящей работе предлагается формула, которая позволяет, в случае обнаружения признаков асинхронной примеси в слое, приблизительно рассчитать, насколько эта примесь может исказить результат радиоуглеродного датирования образца. Для этого можно использовать результаты ТГА в качестве предварительной оценки долей общего углерода в образце коллагена, полученного из смеси хронологически разнородных костей мелких позвоночных. Рассмотрим ситуацию, когда образец представляет собой смесь костных остатков, относящихся к двум разным периодам осадконакопления в данном местонахождении, оказавшимся в одном слое отложений:  $t_a$  – возраст более «молодого» компонента смеси (лет, ВР) (может быть принят за 0, если предполагается, что имеет место примесь современного материала);  $t_b$  – возраст более «древнего» компонента смеси;  $t_x$  – радиоуглеродный возраст (без калибровки) данной смеси (лет, ВР), который определяется по формуле:

$$t_x = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{^{14}C_0}{^{14}C_a + ^{14}C_b},$$

где  $\lambda$  – постоянная распада радиоуглерода, равная  $8033^{-1}$ ;  $^{14}C_0$  – начальная удельная активность (концентрация радиоизотопа в атмосферном углероде);  $^{14}C_a$  и  $^{14}C_b$  – удельные активности (концентрации) изотопа  $^{14}C$  из «молодого» и «древнего» компонентов смеси, соответственно. Последние два параметра будут зависеть от возраста компонентов смеси ( $t_a$  и  $t_b$ ), а также от того, какие доли общего углерода в анализируемой смеси относятся к разным возрастным периодам. Соответствующие доли можно определить, исходя из того, какова приблизительная массовая доля остатков разного возраста в смеси ( $A_a$  и  $A_b$ ) и каково среднее содержание остаточной органической компоненты в каждом из компонентов ( $O_a$  и  $O_b$ ). Эти параметры определяются результатами термического анализа серии однотипных костных фрагментов. Например, если в серии из 20 костных фрагментов 18 содержат от 12 до 16 % органического вещества (в среднем 14% – это величина  $O_b$ ), а 2 фрагмента – 20 и 22% органического

вещества (в среднем 21 % – это величина  $O_a$ ), то можно предположить, что в анализируемом слое около 90% (величина  $A_b$ ) костей относятся к одному периоду накопления (имеющему возраст  $t_b$ ), а 10% (величина  $A_a$ ) – примесь более «молодого» материала (имеющего возраст  $t_a$ ), тогда в 100 г костей из данного слоя будет содержаться приблизительно 12,6 г. ( $0,14 \times 0,9 \times 100$  г) органического вещества из основной, более «древней» части смеси и около 2,1 г. ( $0,21 \times 0,1 \times 100$  г) органического вещества из «молодой» примеси. Всего – около 14,7 г остаточного органического вещества в 100 г костей. Эти данные позволяют вывести формулы расчета предполагаемого содержания в смеси радиоуглерода из разных возрастных компонентов:

$$^{14}C_a = \alpha_a \cdot ^{14}C_0 \cdot e^{-\lambda t_a};$$

$$^{14}C_b = \alpha_b \cdot ^{14}C_0 \cdot e^{-\lambda t_b},$$

где  $\alpha_a = \frac{A_a O_a}{A_a O_a + A_b O_b}$  – доля органического вещества, относящегося к «молодой» части смеси, а  $\alpha_b = \frac{A_b O_b}{A_a O_a + A_b O_b}$  – доля органического вещества, относящегося к «древней» части смеси, ( $\alpha_a + \alpha_b = 1$ ).

Тогда формула расчета радиоуглеродного возраста смеси остатков приобретает следующий вид:

$$t_x = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \frac{^{14}C_0}{\alpha_a \cdot ^{14}C_0 \cdot e^{-\lambda t_a} + \alpha_b \cdot ^{14}C_0 \cdot e^{-\lambda t_b}} =$$

$$-8033 \cdot \ln \left( \frac{\alpha_a}{e^{t_a/8033}} + \frac{\alpha_b}{e^{t_b/8033}} \right)$$

Используя эту формулу, подставляя различные возможные значения возрастов и количественных соотношений двухкомпонентной разновозрастной смеси образца для датирования, можно определить, как наличие той или иной хронологической примеси может повлиять на получаемую радиоуглеродную дату. Подобные расчеты производились и ранее, так, в статье [4] приведена таблица с оценками влияния современных и древних примесей на результаты оценки радиоуглеродного возраста образца.

Важным следствием из вышеприведенной формулы является возможность рассчитать максимальный возможный возраст «древнего» компонента смеси ( $t_b(max)$ ), при известном (заданном) минимальном возрасте «молодого» компонента ( $t_a(min)$ ), по радиоуглеродной дате, полученной для коллагена из данной смеси, если для нее методом ТГА установлены пропорции содержания «древнего» и «молодого» органического вещества в костях:

$$t_b(max) =$$

$$= t_x + 8033 \cdot \ln \frac{\alpha_b}{1 - \alpha_a \cdot e^{\frac{(t_x - t_a(min))}{8033}}}$$

Проиллюстрировать использование этой формулы можно на примере слоя 4 местонахождения Навес Светлый [3]. Для него был проведен термический анализ серии из 22 нижнечелюстных костей разных видов полевок. Лишь 2 челюсти из 22 содер-

жали около 20,5% органического вещества, в то время, как остальные 20 – от 13,4 до 17,9% (в среднем 15,6%). Эти результаты позволили предположить, что среди остатков в слое 4 присутствует небольшая (до 10%) примесь костного материала, соответствующего по времени накопления остаткам из вышележащих слоев. Для смеси такого состава были рассчитаны коэффициенты

$$\alpha_a = \frac{0,1 \times 0,205}{0,1 \times 0,205 + 0,9 \times 0,165} \approx 0,12;$$

$$\alpha_b = \frac{0,9 \times 0,165}{0,1 \times 0,205 + 0,9 \times 0,165} \approx 0,88$$

Радиоуглеродный возраст образца коллагена, полученного из смеси костей мелких млекопитающих из данного слоя составил  $6300 \pm 120$  BP (SPb\_812). Примесный материал может относиться к позднему голоцену, но его возраст, судя по стратиграфии поверхностных слоев, не может быть меньше 100 лет ( $t_a(min) = 100$ ), тогда

$$t_b(max) =$$

$$= 6300 + 8033 \cdot \ln \frac{0,88}{1 - 0,12 \cdot e^{\frac{(6300 - 100)}{8033}}} \approx$$

$$\approx 6300 + 1373 \text{ (BP)},$$

то есть в данном случае наличие примеси из вышележащих горизонтов, вероятно, «омолаживает» радиоуглеродный возраст слоя не более, чем на 1400 лет.

Таким образом, оценка содержания органической компоненты в костных остатках методом ТГА для серий однотипных костных фрагментов может быть важным дополнительным этапом изучения ископаемых скоплений костных остатков мелких позвоночных, предшествующим радиоуглеродному датированию образцов. Использование этого метода в некоторых случаях позволяет решить следующие методические проблемы:

1) сделать выводы о хронологической однородности или неоднородности костных остатков внутри слоя;

2) оценить пригодность образца для радиоуглеродного датирования и предварительно рассчитать, сколько коллагена для датирования можно получить из имеющейся навески костного материала;

3) при подозрении на присутствие в материале примеси иного возраста, приблизительно оценить, как ее наличие может повлиять на радиоуглеродный возраст образца, а после получения радиоуглеродной даты – рассчитать, какую погрешность могла внести в определение даты имеющаяся примесь.

Автор выражает признательность Д.А. Бедину за помощь в математических расчетах. Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ №14-04-00120.

## Литература

1. Садыкова Н.О. Некоторые методические аспекты изучения тафоценозов мелких млекопитающих из зоогенных скоплений // Зоологический журнал, 2013. Т. 92, № 9. С. 1142–1151.

2. Смирнов Н.Г., Вотяков С.Л., Садыкова Н.О., Киселева Д.В., Шапова Ю.В. Физико-химические характеристики ископаемых костных остатков млекопитающих и проблема оценки их относительного возраста. Ч. 1. Термический и масс-спектрометрический элементный анализ. Екатеринбург: Изд-во «Голицинский», 2009. 118 с.

3. Korkina I.N., Smirnov N.G., Izvarin E.P., Ulitko A.I. Deposits of the rock shelter Svetly (the Middle Urals):

Comparison of paleosol and paleotheriological data and paleoenvironmental reconstructions based on them // Quaternary International. 2016. In press. doi:10.1016/j.quaint.2015.10.081

4. Pazdur M.F. Modern aspects of radiocarbon dating method: fundamental concepts and archaeological applications // Archeologia Moldovei. 1992. V.15. P. 191–211.

## ЛАТЕРАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ФРАКЦИИ 1-0,25 ММ ПОЧВ ОВРАЖНОЙ И БАЛОЧНОЙ СИСТЕМ В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ

О.А. Самонова

*Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,  
Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1; e-mail: oasamonova@mail.ru*

Распределение редкоземельных элементов: La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu (РЗЭ) в различных типах почв, корреляционная связь с физико-химическими свойствами почв, почвообразовательными процессами, изучается многие десятилетия [1–7], однако их поведение в бассейновых системах не исследовано. Это обуславливает актуальность анализа дифференциации содержаний РЗЭ в почвах малых эрозионных форм – в овраге и балке – локальных ландшафтно-геохимических системах, которые можно представить как модели бассейновых систем микроуровня. Для оценки поведения химических элементов в почвах, ландшафтно-геохимических системах, а также геохимической трансформации твердой фазы почвенного материала в процессе механического перемещения материала, необходимы детальные исследования отдельных гранулометрических фракций. Большинство работ, посвященных анализу содержания металлов в гранулометрических фракциях почв, включает характеристику физической глины, пылеватых и илистых частиц [8–11]. Геохимические параметры песчаных фракций почв анализируются реже, что снижает объективность и точность оценки миграционных процессов.

Цель данной работы: анализ содержания и латерального распределения РЗЭ во фракции 1-0,25 мм почв оврага и балки, выявление трендов геохимического изменения песчаной фракции в процессе механической миграции.

Объекты исследования – овраг и балка – расположены на левом берегу р. Протва, в юго-восточной части Смоленско-Московской возвышенности. Рельеф района типичен для вторичных моренных равнин [12]. Овраг и балка отличаются морфологическим обликом и имеют разный возраст. На водосборной территории оврага преобладают дерново-среднеподзолистые почвы; почвенный покров склонов и днища оврага представлен дерновыми, дерновыми слабо развитыми разновидностями [13]. Водосборная область балки занята агроландшафтами на дерново-среднеподзолистых освоенных почвах; почвенный покров склонов и днища балки образуют те же разности, что и в овраге, но гранулометрический состав почв – су-

глинистый, тогда как в овраге часто проявляется опесчаненность почвенных профилей. На конусах выноса обеих форм развиваются дерновые почвы.

В образцах гумусовых горизонтов почв, отобранных на водосборах, правых бортах, днищах, конусах выноса оврага и балки (по 11 в каждой форме) определено значение  $pH_{KCl}$ , содержание  $S_{орг}$  по Тюрину; валовое содержание La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu в общей почвенной массе и ее песчаной фракции – масс-спектральным с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) методом на приборе Elan – 6100 (Perkin Elmer, США). Гранулометрический анализ выполнен пирофосфатным методом, фракция 1–0,25 мм выделена ситовым методом.

Эрозионные формы рассматривались как единые системы, в которых склоны, днище, конус выноса находятся в тесном взаимодействии между собой и с окружающей водосборной областью. Выборки для статистической обработки сформированы в соответствии с принадлежностью почвенных проб к геоморфологическим элементам этих форм. Статистическая обработка данных выполнена в программе Excel. Для оценки латерального распределения фракции 1–0,25 мм в почвах и РЗЭ в ее составе использован коэффициент латеральной дифференциации ( $L$ ), равный отношению среднего содержания элемента в данной выборке (склон, днище и т.д.) к его содержанию в почвах водосбора.

В почвах оврага содержание фракции 1–0,25 мм увеличивается от водосбора к конусу выноса от 4,2 до 31,8% соответственно (таблица). Это, вероятно, обусловлено гетеролитностью системы: суглинистыми отложениями на водосборе и легкосуглинистыми опесчаненными на склонах и в днище, в последнем случае развиты также песчаные почвы. В почвах склонов содержание этой фракции почти в 3 раза выше, чем на водосборе. В гумусовых горизонтах почв балки максимальное содержание фракции выявлено на склонах, где оно почти в 4 раза больше, чем на водосборе (таблица). Вероятно, это обусловлено поступлением песчаных частиц из области водосбора, что подтверждает возможность накопления почвенного материала на склонах эрозионных форм [14]. Рас-

Среднее содержание редкоземельных элементов (мг/кг) во фракции 1–0,25 мм гумусовых горизонтов почв оврага и балки

Объекты	Овраг				Балка			
	Водосбор 4*	Склон 3	Днище 3	Конус выноса 1	Водосбор 3	Склон 3	Днище 4	Конус выноса 1
La	7,7	8,5	<b>10,5**</b>	9,6	15,1	10,3	13,0	<b>19,9</b>
Ce	16,5	16,9	<b>21,3</b>	19,7	52,5	36,7	56,9	<b>74,9</b>
Sm	1,2	1,5	<b>1,9</b>	1,8	2,6	1,7	2,3	<b>3,3</b>
Eu	0,4	0,4	<b>0,5</b>	<b>0,5</b>	0,6	0,5	0,6	<b>0,8</b>
Tb	0,2	0,2	<b>0,3</b>	0,2	0,4	0,2	0,3	<b>0,4</b>
Yb	0,5	0,6	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	1,0	0,8	0,8	<b>1,2</b>
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	<b>0,2</b>
Среднее содержание фракции, %								
1–0,25 мм	4,2	15,5	21,7	<b>31,8</b>	1,7	<b>7,7</b>	3,2	2,7

\*Число проб; \*\*жирным шрифтом выделены максимальные содержания.

чет коэффициента Спирмена выявил линейный пространственный тренд аккумуляции крупного и среднего песка по днищам оврага и балки.

Среднее содержание в общей, для оврага и балки, выборке (общая почвенная масса гумусового горизонта, мг/кг) составляет: La – 29,2 (40/27); Ce – 61,8 (50/53); Sm – 4,9 (4,5/6,4); Eu – 1,0 (1,0/0,8); Tb – 0,6 (0,7/0,7); Yb – 2,0 (3,0/0,8); Lu – 0,3 (0,4/0,7). В скобках указаны средние концентрации для почв мира по [15] / для почв СССР по [1]. Вариабельность содержаний РЗЭ в данной выборке изменяется от 9% для Eu до 14% для La.

Среднее содержание в песчаной фракции почв общей выборки (оврага и балки) (мг/кг): La – 11,3; Ce – 34,7; Sm – 1,9; Eu – 0,5; Tb – 0,3 Yb – 0,8; Lu – 0,1. Эти концентрации в 2-3 раза меньше, чем в общей почвенной массе. Вариабельность РЗЭ в песчаной фракции значительно выше, чем в почвенной массе: Ce<sub>60</sub>, La, Sm, Tb<sub>32</sub>, Lu<sub>27</sub>, Yb<sub>25</sub>, Eu<sub>21</sub> (нижний индекс – коэффициент вариации, %).

Песчаная фракция почв водосбора балки содержит в 1,5–3,0 раза РЗЭ больше, чем водосбора оврага. Учитывая, что данная фракция в обоих случаях выделена из покровных суглинков, различия можно объяснить природной вариабельностью содержаний РЗЭ в крупных частицах. Во внутренних частях эрозионных форм (без водосборной области) содержание РЗЭ в почвах балки также выше, чем в овраге, однако различия составляют не более 30%; только для Ce оно превышает 100%. Коэффициенты корреляции в общей для оврага и балки выборке, показали тесную положительную связь между всеми изученными элементами ( $r > 0,88$ ;  $\alpha = 0,01$ ), и каждого из них – с Mn ( $r > 0,72$ ;  $\alpha = 0,05$ ), при отсутствии корреляции с Fe. Манганофильность Ce описана в [16].

На склонах оврага, относительно водосбора, в песчаной фракции наблюдается слабое увеличение содержаний La<sub>1,1</sub>, Yb<sub>1,2</sub>, Sm<sub>1,3</sub>, (нижний индекс рядом с элементом – L); содержание Ce, Eu, Tb, Lu не изменяется. В днище оврага, относительно склонов, возрастает содержание Ce, Eu<sub>1,3</sub>, La, Yb<sub>1,4</sub>, Tb<sub>1,5</sub>, Sm<sub>1,6</sub> и не изменяется – Lu<sub>1,0</sub>. На конусе выноса содержание РЗЭ мало отличается от их со-

держания в днище (таблица), что может быть связано с карбонатностью флювиогляциальных песков, являющихся почвообразующими отложениями в этих геоморфологических позициях, а также их общим генезисом. По днищу оврага от верховьев к низовьям наблюдается слабый тренд снижения содержания Yb и Lu ( $r = -0,9$ ,  $p = 0,07$  и  $r = -0,8$ ,  $p = 0,3$  соответственно) и увеличение содержания Eu ( $r = 0,8$ ,  $p = 0,3$ ), однако эти тренды статистически не значимы.

На склонах балки, относительно водосбора, выявлено снижение содержаний Eu, Yb<sub>0,8</sub>, La, Ce, Sm<sub>0,7</sub>, Tb, Lu<sub>0,5</sub>; в днище балки, относительно склонов, оно увеличивается для Ce<sub>1,1</sub>, Eu<sub>1,0</sub>, La, Sm<sub>0,9</sub>, Tb<sub>0,8</sub>, не меняется содержание Lu<sub>0,5</sub> и Yb<sub>0,8</sub>. На конусе выноса содержание Ce<sub>1,4</sub>, La, Sm, Eu<sub>1,3</sub>, Yb<sub>1,2</sub> максимально, а Tb и Lu – не отличается от такового на водосборе. По днищу балки прослеживается снижение содержания всех рассматриваемых РЗЭ – в 1,3 (Eu) – 1,9 (Ce) раза, но вследствие недостаточного количества проб, линейные коэффициенты корреляции не рассчитывались. Изменение количества РЗЭ в песчаной фракции, имеющей общий генезис в почвах разных геоморфологических элементов балки, в процессе механического перемещения, можно интерпретировать как ее геохимическую трансформацию, касающуюся не только тяжелых металлов [17], но и РЗЭ.

Полученные результаты показали слабое участие РЗЭ, входящих в состав песчаной фракции, в почвенно-геохимических процессах, протекающих в овраге и балке. Однако внутренние части обеих эрозионных форм отличаются по содержанию РЗЭ меньше, чем питающие их водосборные области, что подтверждает геохимическую трансформацию фракции в процессе латерального перемещения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского Научного Фонда № 14-27-00083.

#### Литература

1. Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 237 с.



2. Самонова О.А. Редкоземельные элементы: лантан, церий, самарий, европий в лесостепных почвах Приволжской возвышенности // Почвоведение. 1992. № 6. С. 45–51.
3. Переломов Л.В. Взаимодействие редкоземельных элементов с биотическими и абиотическими компонентами почв // Агрохимия. 2007. № 11. С. 85–96.
4. Переломов Л.В., Асаинова Ж.С., Йшида С., Иванов И.В. Содержание редкоземельных элементов в почвах Приокско-Террасного биосферного заповедника // Почвоведение. 2012. № 10. С. 1115–1126.
5. Водяницкий Ю.Н. Геохимическое фракционирование лантанидов в почвах и горных породах (обзор литературы) // Почвоведение. 2012. № 1. С. 69–81.
6. Водяницкий Ю.Н., Горячкин С.В., Савичев А.Т. Распределение редкоземельных (Y, La, Ce) и других тяжелых металлов в профиле почв подзолистого ряда // Почвоведение. 2011. № 5. С. 546–555.
7. Tyler G. Vertical distribution of major, minor and rare elements in a Naplic Podzol // Geoderma. 2004. N 119. P. 277–290.
8. Побединцева И.Г. Почвы на древних корах выветривания. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. 191с.
9. Förstner U. Chemical forms of metal accumulation in recent sediments. In: G.C. Amstutz (Ed.). Ore Genesis, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1982, pp. 191–199.
10. Пляскина О.В., Ладонин Д.В. Соединения тяжелых металлов в гранулометрических фракциях некоторых типов почв. // Вестник МГУ, сер. Почвовед. (17), 2005, №4, С. 36.
11. Hardy M., Cornu S. Location of natural trace elements in silty soils using particle-size fractionation. // Geoderma, 133 (3–4), 2006, pp. 295–308.
12. Физико-географическое районирование СССР / Под ред. Н.А. Гвоздецкого М. Изд-во Моск. Ун-та. 1968. 575 с.
13. Герасимова М.И., Исаченкова Л.Б. Почвы и почвенный покров Сатинского учебного полигона. М., 2003. 39 с.
14. Голосов В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в речных бассейнах освоенных равнин. – М.: Геос, 2006. 296 с.
15. Bowen H.J.M. Environmental chemistry of the elements. N.Y.: Acad. Press, 1979. 333 p.
16. Водяницкий Ю.Н. Природные и техногенные соединения тяжелых металлов в почвах // Почвоведение, 2014, №4, С.420-432.
17. Самонова О.А., Асеева Е.Н. Распределение металлов во фракции 1–0,25 мм гумусовых горизонтов почв овражной и балочной систем в лесной зоне Европейской части России. Материалы докладов междунауч. конф. «Роль почв в биосфере и жизни человека» Москва, Россия, 5-7 окт. 2015. С.106–108. М., Изд-во МАКС Пресс.

## ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ РАЗВИТИЯ ГОРНЫХ ЛАНДШАФТОВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

И.А. Самофалова

*Пермская ГСХА, Пермь, ул. Петропавловская, 23; e-mail: samofalovairaida@mail.ru*

Считается, что водосборный бассейн является фундаментальной геоморфологической системой, в которой упорядоченность ландшафта выражается в виде систематической и повторяющейся зависимости между склонами, почвами, местоположением и интенсивностью деятельности потоков [1,2].

Бассейны рек при проведении почвенно-экологических исследованиях являются исходной операционной единицей для изучения и управления процессами, связанными с переносом и трансформацией вещества и энергии. Позиционно-динамическая структура демонстрирует зависимость природных условий от высоты местности, положения ландшафтных контуров относительно ландшафтнозначимых рубежей, вдоль которых происходит изменение интенсивности и направления горизонтальных вещественно-энергетических потоков, хотя в пределах единиц позиционно-динамической структуры интенсивность потоков в целом одинакова [3]. Для выделения вышеназванных структур проводят морфометрический анализ территории, при этом используются современные геоинформационные технологии с пространственной информацией. Изучению морфометрических особенностей речных бассейнов с помощью различных ГИС посвящены работы [4–7].

Горные почвы на земном шаре занимают площадь около 16% и представлены на всех континентах. Пространственно-временное функционирование горных геосистем характеризуется сложностью геолого-геоморфологической и биоклиматической организованности. Процессы трансформации вещества и энергии здесь отличаются повышенной активностью, а экосистемы очень чувствительны к любым внешним воздействиям. Пространственная неоднородность горного рельефа обуславливает разнообразие, динамичность и сложность проявления и сочетания процессов и факторов морфогенеза. В пределах относительно малых территорий почвенный покров гор отличается разнообразием и пестротой. В экосистемах (или геосистемах) с участием почвы в качестве центрального элемента факторы почвообразования выступают как средообразующие, формирующие определенные ниши для разных типов почв [1,2,8].

В горных условиях границы ландшафтов не являются строго приуроченные к определенным высотам, так как происходит непрерывное перемещение потоков вещества и энергии, вследствие процессов действующих на склонах.

Цель исследования – изучить пространственную неоднородность литоводосборных бассейнов (ЛВБ) на территории заповедника «Басеги» на Среднем Урале. В состав заповедника входит хре-

**Таблица 1.** Статистические характеристики морфометрических показателей бассейнов рек на Среднем Урале

Показатели	<i>n</i>	<i>mean</i>	<i>median</i>	<i>sum</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>var</i>	<i>std.dev</i>	<i>std.err</i>	<i>cof. var</i>
Западный склон										
<i>S</i>	10	46,9	36,9	469,3	10,7	123,0	1323,8	36,3	11,5	77
<i>P</i>	10	35,6	30,9	356,2	15,2	66,3	260,9	16,1	5,1	45
<i>J</i>	10	11,5	9,0	115,6	4,3	27,6	56,7	7,5	2,3	65
<i>U</i>	10	3,9	3,8	39,4	2,0	6,4	2,7	1,5	0,4	39
<i>K</i>	10	3,1	2,6	31,6	0,8	6,2	3,6	1,9	0,6	60
<i>L</i>	10	27,9	22,5	279,1	7,6	65,0	378,9	19,4	6,1	70
<i>D</i>	10	0,6	0,6	6,2	0,4	0,7	0,1	0,1	0,1	16
Восточный склон										
<i>S</i>	6	58,1	52,9	349,1	7,6	121,7	1778,3	42,1	17,2	73
<i>P</i>	6	35,8	32,2	215,3	13,1	58,5	347,3	18,6	7,6	52
<i>J</i>	6	12,4	12,0	74,5	2,1	22,0	62,5	7,9	3,2	64
<i>U</i>	6	4,4	4,2	26,6	3,5	5,9	0,7	0,8	0,3	19
<i>K</i>	6	2,7	2,7	16,4	0,6	5,4	2,9	1,7	0,7	63
<i>L</i>	6	18,6	17,6	112,0	2,1	33,8	146,9	12,1	4,9	65
<i>D</i>	6	0,3	0,3	1,9	0,2	0,4	0,1	0,1	0,1	14

Примечание: *S* – площадь бассейна, км<sup>2</sup>; *P* – общий периметр бассейна, км; *J* – протяженность реки (в плане), км; *U* – средняя ширина водосбора, км; *K* – коэффициент вытянутости водосбора, км; *L* – общая длина рек бассейна, км; *D* – густота речной сети км/км<sup>2</sup>. *N* – число выборки; *mean* – среднее; *median* – медиана; *sum* – сумма; *min* – минимум; *max* – максимум; *var* – дисперсия; *std.dev* – стандартное отклонение *std.err* – ошибка стандартного отклонения, *cof. var* – коэффициент вариации.

бет Басеги, который представляет собой горную гряду, залегающую западнее от водораздельной части Урала между 58°50' и 60° с.ш. Басеги – меридианально вытянутый хребт из трех гор: Северный Басег (951,9 м), Средний Басег (994,7 м), Южный Басег (851 м). Самая низкая точка в заповеднике находится в районе устья р. Коростелевки – 314 м.

Карта бассейновой территориальной структуры выполнена на базе цифровой модели рельефа (ЦМР), созданной на основе оцифрованных топографических карт. Используя ГИС-технологии, построена карта гидрографической сети для заповедника и прилегающей территории. На территории заповедника встречается 18 рек различной величины, которые формируют водосборы различного порядка. Литоводосборные бассейны выделены по Т.А. Трифионовой [8].

Морфологическое строение ЛВБ отражается в соответствующем ландшафтном рисунке. Различия типов бассейнов определяются различием рисунков стоковой системы. Так, в западной части от хребта формируются ЛВБ в форме дубового листа, а в восточной – стоковая система формируется в виде лопасти.

Морфометрические характеристики ЛВБ рек следующие. Так, площадь бассейнов рек варьирует в широких пределах (7,6–123,0 км<sup>2</sup>). Средняя ширина водосбора небольшая, изменяется в пределах 2,0–6,4 км, а коэффициент вытянутости водосбора составляет от 0,6 до 6,2 км (табл. 1). Густота речной сети (*D*) изменяется (0,2 до 0,7 км/км<sup>2</sup>), в среднем составляет 0,55 км/км<sup>2</sup>. Реки имеют правую и левую асимметрию. В микроводосборах выраженная асимметрия рек еще отсутствует. По выраженности правой и левой части бассейны рек можно объединить в 3 группы: 1) правая > левой, 2) пра-

вая < левой, 3) правая = левой.

Для достоверности различий между морфометрическими характеристиками литоводосборных бассейнов рек проведена статистическая обработка данных. Все исследуемые морфометрические показатели ЛВБ имеют высокий коэффициент вариации (более 10%). Максимально сильно варьирует величина площади бассейнов, коэффициент вытянутости водосбора, общая длина рек бассейна. Менее всего варьирует густота речной сети (14–16%).

Сравнивая морфометрические показатели бассейнов рек западного и восточного склонов хребта, выделяется ряд показателей, которые слабо различаются от экспозиции склона: общий периметр бассейнов, протяженность рек, средняя ширина водосбора. Водосборные бассейны склонов отличны по коэффициентам вытянутости водосбора: на восточной экспозиции вытянутость водосборных бассейнов меньше, чем на западной. Из всех определяемых морфометрических показателей наибольшее различие имеют густота речной сети и общая длина рек бассейна. В бассейнах западного склона величины этих показателей в два раза больше, чем в бассейнах восточного склона. Для ЛВБ на западном склоне хребта максимальная дифференциация отмечается по показателям: площадь бассейна и общая длина рек бассейна. Для бассейнов на восточном склоне максимальная дисперсия характерна для показателей: площадь бассейна и общий периметр бассейна.

В пределах ЛВБ рек выделены элементы структуры бассейнов: речные русла, внутренняя долина, склоновые поверхности водосбора, водосборные воронки, фанды, дуги. Площади внутренних речных долин варьируют в пределах 0,5–6,5 км<sup>2</sup>, водосборных воронок – 0,1–3,1 км<sup>2</sup>, скло-

**Таблица 2.** Статистические показатели распределения площади элементов литоводосборных бассейнов в пределах хребта Басеги

Показатели	<i>n</i>	<i>mean</i>	<i>median</i>	<i>sum</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>var</i>	<i>std.dev</i>	<i>std.err</i>	<i>cof. var</i>
Западный склон										
Внутренняя долина	10	3,7	3,7	30,0	0,5	5,6	3,3	1,8	0,5	61
Водосборная воронка	10	1,1	1,0	11,3	0,3	3,1	0,6	0,8	0,2	72
Склоновая поверхность водосбора	10	28,5	17,8	285,8	3,4	61,8	438,3	20,9	6,6	73
Фанды, дуги	10	21,7	17,4	217,2	3,7	54,4	216,9	14,7	4,6	69
Восточный склон										
Внутренняя долина	6	3,0	2,2	18,2	1,0	6,5	5,0	2,2	0,9	74
Водосборная воронка	6	0,6	0,6	3,7	0,1	1,3	0,2	0,4	0,1	81
Склоновая поверхность водосбора	6	23,6	24,7	141,8	2,3	44,9	254,2	15,9	6,5	68
Фанды, дуги	6	30,6	26,1	183,8	4,2	69,7	573,7	23,9	9,7	78

Примечание: *n* – число выборки; *mean* – среднее; *median* – медиана; *sum* – сумма; *min* – минимум; *max* – максимум; *var* – дисперсия; *std.dev* – стандартное отклонение *std.err* – ошибка стандартного отклонения, *cof. var* – коэффициент вариации.

новые поверхности водосбора – 2,3–61,8 км<sup>2</sup>, фандов и дуг – 3,7–69,7 км<sup>2</sup> (табл. 2). Средние площади элементов ЛВБ различаются в зависимости от экспозиции склона. Так, на западном склоне хребта значительно больше площади водосборов, и особенно водосборных воронок, которые являются истоками ручьев, притоков, рек. Для бассейнов восточной экспозиции, наоборот, большая площадь приходится на водораздельные поверхности (фанды, дуги).

В пересчете на долевое участие элементов структуры ЛВБ образуются следующие соотношения для западной экспозиции 1–0,4–9,5–7,3; для восточной экспозиции 1–0,2–7,8–10,2 (внутренняя долина – водосборная воронка – склоновые поверхности – фанды, дуги). Данные соотношения подтверждают большую выработанность бассейнов западной экспозиции, что напрямую может указывать на разновозрастность ландшафтов западного и восточного склонов хребта. Кроме того, видно, что в системе ЛВБ, формирующихся в западной части от хребта, большую долю составляют склоновые поверхности водосбора, тогда как в структуре бассейнов восточной части преобладает доля водораздельной системы (фанды, дуги).

Таким образом, морфометрические показатели и характеристика элементов бассейнов рек диагностируют различные процессы разрушения горного массива и роста русловой системы трещин вверх по склону в западной и восточной части хребта. Более активно бассейнообразование происходит на западных склонах хребта, что приводит к пространственной неоднородности литоводосборных бассейнов.

На высотном-зональные закономерности развития горных геосистем накладываются экспозиционные и барьерно-циркуляционные различия склонов, разнообразие и динамизм литоморфной основы, повышенная активность процессов трансформации вещества и энергии, что в комплексе создает дифференцированную структуру ландшафтов. Природно-зональные и высотные-орографические условия способствуют формированию трех высотных поясов: горно-лесного таежного, подгольцово-

го, горно-тундрового (гольцового). Высотная поясность является закономерным отражением высотной и пространственной дифференциации ландшафтов, которая формируется в определенных геоморфологических и погодно-климатических условиях и идентифицируется по характеру растительного покрова и растительным формациям. Наиболее геодинамически активными участками являются шлейфы курумов, секущие высотные пояса и спускающиеся в межгорные седловины.

Элементы структуры бассейнов характеризуются различным составом преобладающей растительности. При совмещении карт растительного покрова и элементов структуры ЛВБ наблюдается закономерная смена растительных формаций в зависимости от приоритетных факторов образования.

Внутренние речные долины преимущественно обособляются елово-пихтовым, березовым, березово-еловым, березово-осиновым лесом, местами встречаются болота и долинные луга. Склоновые водосборные поверхности, испытывающие интенсивный процесс стока и перемещения вещества и энергии, сопряжены с елово-пихтовой, березово-еловой парковой растительностью и горно-лесной тайгой. Болотные ландшафты тяготеют к местам водосборных воронок, что объясняет повышенное переувлажнение этих участков. Водораздельные дуги и фанды охватывают самые обширные территории, где преобладают различные растительные ассоциации: пустоши, кустарничково-моховая растительность, ниже по высоте встречается луговая растительность, переходящая в елово-березовую, елово-пихтовую тайгу.

Статистическое описание связей по коррелирующему коэффициенту *G* между растительными ассоциациями на восточных и западных склонах со структурными элементами ЛВБ показало что, на склонах западной экспозиции эта связь достоверна, а на восточных такая зависимость не подтверждается, что объясняется особенностями образования, выработанностью элементов структуры ЛВБ. В менее выработанных восточных бас-

сейнах растительные ассоциации находятся в более интенсивном перемещении.

Индикатором продуктивности растительного покрова для выделения зональных особенностей функционирования горных ландшафтов является индекс NDVI. Анализируя распределение NDVI можно сделать вывод, что обилие растительности приурочено к горно-таежным лесам и лугам (горно-лесных геосистем), где формируется плотный растительный покров. К склоновым поверхностям литоводосборных бассейнов приурочены участки с максимальной биопродуктивностью растительного покрова. Разреженная растительность отмечается на крутых склонах и местах, где она находится в начальной стадии формирования (приурочена к зарастающим разновозрастным вырубкам, частично к субальпийским лугам, криволесьям). В заповеднике есть территории, где происходит угнетение растительности и ее биомасса стремится к нулевому значению, это места горных россыпей, пустошей, крутых склонов речных долин, водные объекты, болота. Таким образом, сопоставляя карту NDVI с картой растительности, наблюдается закономерная дифференциация горных ландшафтов в пространстве.

Высотные ландшафты представляют собой горизонтально организованные, более или менее устойчивые геосистемы со стабильными взаимосвязями между компонентами ландшафта. ЛВБ представляют вертикально организованные геосистемы, в которых преобладают нисходящие потоки вещества и энергии, что характеризует систему как нестабильную, динамичную, где наиболее активно проявляется роль рельефа как почвообразовательного фактора. Высотно-растительные геосистемы и геосистемы литоводосборных бассейнов взаимообуславливают друг друга. Поэтому чем активнее идет бассейнообразование, при котором доминируют разрушение и транзит вещества, тем интенсивнее должна «деформироваться» структура сложившейся высотной поясности почвенно-растительного покрова. Такая ситуация создает предпосылки для формирования разнооб-

разных по составу высотных рядов почв в пределах разных экспозиций хребта Басеги, а почвы различных элементов структуры бассейна могут быть и разновозрастными.

Характеристика и строение литоводосборных бассейнов хребта Басеги показали, что горные ландшафты имеют различную скорость и степень развития в зависимости от приуроченности к экспозиции склонов.

### Литература

1. Трифонова Т.А. Речной водосборный бассейн как самоорганизующаяся природная геосистема // Изв.РАН. Серия геогр. 2008. № 1. С. 28–36.
2. Трифонова Т.А., Ширкин Л.А., Мищенко Н.В. Моделирование стационарных состояний системы фитоценоз-почва (на примере бассейна р. Клязьма) // Почвоведение. 2012. № 8. С. 889–898.
3. Методические указания по ландшафтным исследованиям для сельскохозяйственных целей / [ред. Г.И. Швебс, П.Г. Шищенко]. М.: Изд-во ВАСХНИЛ, 1990. 58 с.
4. Кашавцева А.Ю., Шипулин В.Д. Моделирование речных бассейнов средствами ArcGIS 9.3 // Ученые записки Таврического национального университета. Серия «География». 2011. Т. 24 (63). №3. С. 85–92.
5. Погребной И.А. Исследование деградации речной сети малых рек картографическим методом с использованием геоинформационных способов // Вісник Одеського національного університету. Географічні та геологічні науки. 2010. Том 15. Випуск 10. С. 50–59.
6. Чепелев О.А. Применение ГИС для автоматизированного выделения элементарных участков при организации ландшафтно-экологического мониторинга // Геоэкология и рациональное природопользование: от науки к практике: Материалы II Международной научно-практической конференции молодых ученых (10–13 октября 2011 г). Белгород: «ПОЛИТЕРРА», 2011. С. 58–62.
7. Ермолаев О.П., Мальцев К.А., Иванов М.А. Автоматизированное построение границ бассейновых геосистем для Приволжского федерального округа // География и природные ресурсы. 2014. № 3. С. 33–39.
8. Трифонова Т.А. Формирование почвенного покрова гор: геосистемный аспект // Почвоведение. 1999. № 2. С. 174–181.

### ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОЗЕРА ГЛУБОКОГО

Т.В. Сапелко<sup>1</sup>, Л.Б. Назарова<sup>2,3</sup>, В.В. Гузеватый<sup>1</sup>, Д.Д. Кузнецов<sup>1</sup>, А.В. Лудикова<sup>1</sup>, А.А. Гольева<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт озероведения РАН, г. Санкт-Петербург; e-mail: tsapelko@mail.ru

<sup>2</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет

<sup>3</sup>Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Germany

<sup>4</sup>Институт географии РАН, г. Москва

Озеро Глубокое в Рузском районе Московской области (рис. 1) известно своей старейшей в России биостанцией. В течение 125 лет на станции проводится мониторинг экосистемы озера. В основном здесь проводятся гидробиологические и гидрохимические исследования. Древняя история озера интересовала исследователей давно. Существовало множество версий происхождения и развития озера

[1]. Однако первая попытка изучения донных отложений озера с целью реконструкции его истории предпринята лишь в 1950-е годы Л.Л. Россолимо [2]. Изучив подробно литологический состав отложений, Россолимо отметил, что из-за недостаточности полученных материалов, выводы им сделаны лишь предварительные.



Рис.1. Расположение озера Глубокого.

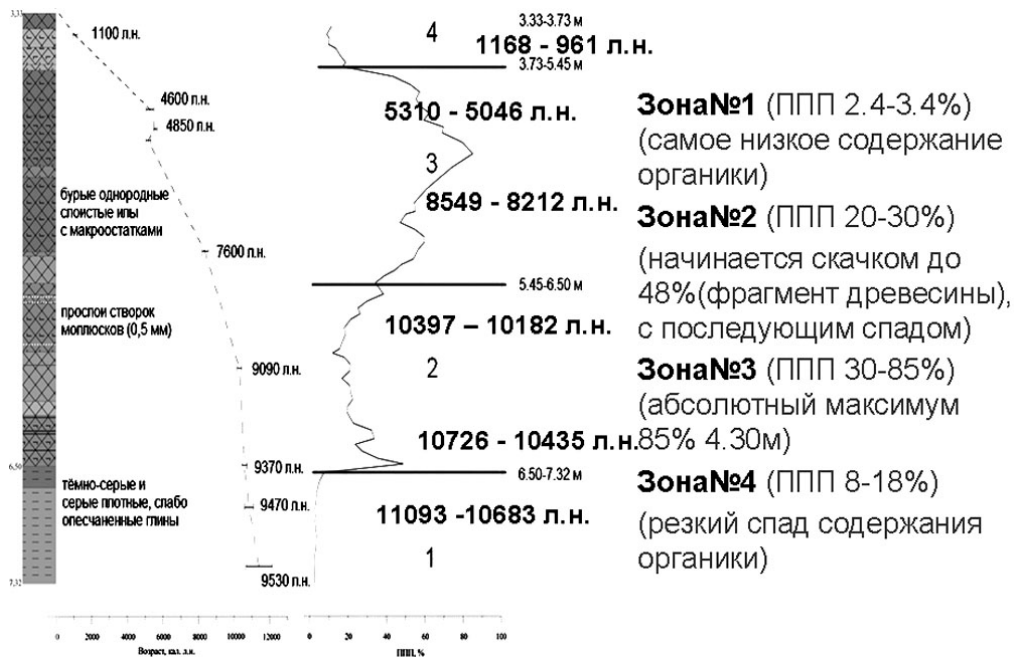
С 2010 года в рамках сотрудничества группы палеолимнологии Института озероведения РАН с Гидробиологической станцией на Глубоком озере и Институтом проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова проводятся комплексные палеолимнологические исследования. В 2011 г. начаты работы по отбору колонок донных отложений. Колонки донных отложений отбирались в двух точках: в глубоководной котловине с 15, 5 м и малой котловине с глубины 3,3 м [3]. Также отбирались короткие колонки мощностью 12 и 45 см. Далее в разные годы полевые исследования проводились с целью дополнительного отбора донных отложений, как современной котловины озера, так и окружающих болот. Проводились исследования и по берегам озера. На южном заболоченном берегу озера Глубокого проведен отбор озерно-болотных отложений. Также проведена съемка глубин озера для расчета основных морфометрических характеристик озера и построения его цифровой морфометрической модели. На основе полученных в ходе полевых работ данным верифицированной модели распределения глубин построена батиметрическая карта озера Глубокого, а также создана цифровая модель рельефа дна. Объем озера вычислялся интегрированием с использованием трех методов: трапеции, Симпсона и Ньютона. Интегрирование осуществлялось от поверхности до дна по реальному рельефу дна. Такой подход позволил наиболее точно учесть особенности котловины озер. Максимальная инструментально измеренная глубина озера обнаружена на основном плесе 30,9 м.

Колонки донных отложений изучены с помощью комплексного метода, включающего в

себя литологический, геохимический, палинологический, диатомовый, фитолитный, хириноидный, общий альго-зоологический и другие анализы. Для получения абсолютного возраста различных этапов развития озера применялись радиометрические методы. Метод изучения хириноид для целей палеолимнологии в Средней полосе России применен впервые [4]. Динамика содержания в донных отложениях озера органического вещества, фосфора и металлов также прослежена на протяжении формирования всей исследуемой толщи отложений [5].

В результате проведенного исследования получены данные по истории развития озера на протяжении голоцена. Формирование современного озера началось с началом голоценового периода.

Накопление толщи плотных слабоопесчаненных глин происходило в позднеледниковый период. Содержание органического вещества в глинах было минимальное (рис. 2). В холодных климатических условиях в формировании осадков преобладала аллохтонная составляющая. Водоем был больше современного, на что указывает аналогичный слой глин в основании прибрежного разреза болота с южной стороны оз. Глубокого. Несмотря на холодный и сухой климат прибрежно-водная растительность на водоеме уже развивалась. Эти данные подтверждает и значительное содержание фитолитов. Причем процент фитолитов двудольных трав превышает содержание фитолитов хвойных пород. Отмечены и фитолиты степных злаков. Все это подтверждает результаты спорово-пыльцевого анализа. Низкая концентрация пыльцы, перигляциальный характер растительности свидетельствует о холодном климате



**Рис. 2.** Сравнительный анализ результатов литологии, динамики органического вещества и радиоуглеродных датировок в колонке донных отложений оз. Глубокого.

позднеледниковья. При этом озеро представляло собой крупный холодноводный олиготрофный водоем. Биота в озере практически не развивалась, что подтверждает практически отсутствие в это время в озере диатомовых водорослей, кладоцер и других сообществ, появляющихся с началом голоцена. В связи с сухостью климата к концу позднего дриаса глубина водоема снижается. Сухость климата иногда чередовалась с более влажными периодами, способствующими развитию травяного покрова вокруг водоема. По реконструкции для позднего дриаса, проведенной для средней части бассейна реки Москвы (д. Остров) зимняя температура воздуха в это время составляла около  $-32^{\circ}\text{C}$ , на  $20-22^{\circ}$  ниже современной [6]. Летняя температура воздуха была близкой к современной и составляла  $18^{\circ}\text{C}$ . Осадков выпадало около 400 мм, что значительно меньше современного значения. Для территории Польши реконструированная летняя температура в позднем дриесе составляла от  $10$  до  $13^{\circ}\text{C}$  [7]. Реконструкция природной среды водосбора оз. Глубокого для этого периода позволяет предположить, что летняя температура в позднем дриесе здесь была близка к  $10-13^{\circ}\text{C}$ .

С началом голоцена происходит потепление климата. Летние температуры, реконструированные по хирономидному анализу донных отложений оз. Глубокого, варьировались в диапазоне  $14,6-16,3^{\circ}\text{C}$  [4]. На территории Польши в это время летняя температура поднялась до  $16-18^{\circ}\text{C}$  [8]. О потеплении климата свидетельствует распространение березовых лесов на водосборе озера. О потеплении и увлажнении климата говорит и появление рогаза по берегам. В донных отложениях озера увеличивается содержание органического вещества. Появляются диатомовые водоросли, кладоцеры, хирономиды. Среди остатков беспло-

звончных преобладают остатки раковинных амёб, увеличивается концентрация турбелларий и губок [9]. Среди кладоцер появляются остатки *Bosmina longirostris*. Данный вид является индикатором повышения трофности водоема. Повышение трофности водоема сопровождалось дальнейшим понижением уровня воды.

В условиях потепления климата березовые леса на водосборе сменились сосновыми. Исчезновение водных и прибрежно-водных растений, а также бедность травянистого покрова может косвенно свидетельствовать о повышении уровня озера. Уровень озера в дальнейшем несколько раз менялся, вплоть до пересыхания залива. Об этом свидетельствуют прослой с большим количеством остракод, в которых отсутствуют хирономиды и диатомовые водоросли. Содержание фитолитов в эти периоды увеличивалось. Вероятно, именно в этот период произошло формирование двух современных котловин современного озера. По данным хирономидного анализа максимальная летняя температура в голоcene достигала  $15-17^{\circ}\text{C}$ . В позднем голоcene температура несколько опустилась до  $14,5-15,3^{\circ}\text{C}$ . После очередного подъема уровень снова опустился, и озеро приняло современный вид.

Комплексное междисциплинарное исследование озера Глубокого позволило реконструировать подробную непрерывную историю развития озер в голоcene на территории Московской области. При сопоставлении полученных результатов с развитием озер Польши выявлены некоторые общие черты.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ 14-04-01569.

### Литература

1. Щербаков А.П. Озеро Глубокое. Гидробиологический очерк. Москва, 1967, 380 с.

2. Россолимо Л.Л. Некоторые черты из прошлого Глубокого озера // Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961. С. 285–307.
3. Сапелко Т.В., Смирнов Н.Н., Щерочиньска К., Хасанов Б.Ф., Баянов Н.Г., Кузнецов Д.Д., Антипушина Ж.А. История озера Глубокого (Московская область) по результатам анализа донных отложений // Доклады Академии наук, 2013, том 450, №3, с. 344–347.
4. Назарова Л.Б., Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Сырых Л.С. Палеоэкологические и палеоклиматические реконструкции голоцена по результатам хириноидного анализа донных отложений озера Глубокого // Доклады Академии наук том 460 № 6, 2015, с. 736–739.
5. Сапелко Т.В., Игнатьева Н.В., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Гусева М.А. Индикация изменений природной среды и уровня антропогенной нагрузки на водные экосистемы по донным отложениям озер: новый методический подход // Научное обеспечение реализации "Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 года, Сборник научных трудов по

- материалам Всероссийской научной конференции 6 - 11 июля 2015, Петрозаводск, 2015, с. 473–479.
6. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Панин А.В., Чернов А.В. Эволюция эрозионно-русловых систем на Восточно-Европейской равнине за последние 150 тысяч лет// Маккавеевские чтения. Сборник материалов, М.: МГУ, 2014, 117–138.
7. Starkel L. Younger Dryas – Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers // Global and Planetary Change, 35, 2002, pp. 157–167.
8. Walker M.J.C., 1995. Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition // Quaternary International 28: 63–76.
9. Sapelko T., Antipushina Z., Ludikova A. The formation of a Lake microbiota in the Late- and Postglacial times inferred from LAKE sediments: preliminary results of the study of Lake glubokoye (Moscow region, Russia)// Abstract of conference "Paleoecological reconstructions – Lacustrine, Peat and Cave sediments" 22nd - 24th MAY 2013, Białka Tatrzńska, Poland, с. 36–37.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ДИНАМИКИ ЭКОСИСТЕМ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ПОЧВ ЮЖНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ

С.А. Сафарова

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Нахимовский просп., 36; s.safarova@mail.ru*

Известно, что климат оказывает определяющее влияние на весь комплекс природных процессов и главное на растительность. Начало эпохи голоцена ознаменовалось фазой расширения темнохвойно-таежного пояса растительности в горах и луговых степей в котловинах. Дальнейшее потепление при сохранении достаточной влажности способствовало расширению лесостепного и лугопустынного пояса. Расширились злаково—бобовые ассоциации. В озерах, пресных в это время развивалась флора водных растений. По многочисленным данным, выявленных спорово-пыльцевым методом это можно считать климатическим оптимумом голоцена. Климат был тогда несколько теплее и влажнее современного. Позднее, ввиду изменения климата в сторону иссушения, наметился рост ксерофитов. На всей равнинной части территории наблюдалось значительное участие лапчатки, чабреца, караганы астрагалов, маревых. Почвенный покров отличался маломощностью, малогумусностью, местами отмечались солонцеватые почвы. В целом почвенный покров был неоднородным. В современную же эпоху наметилось улучшение увлажнения. Однако воздействие человека на растительный покров во многом играет противоположную роль. Поэтому мы называем заключительную фазу временем расширения антропогенных растительных ландшафтов, на фоне улучшающегося увлажнения территории.

Необходимо заметить, что современный облик растительности Южной Сибири почти во всех поясах несет на себе следы воздействия человека. Выпасы и пожары усилили роль элементов сухой степи в травянистых формациях равнин. Распашка

повела к быстрому распространению видов сорной растительности. Достаточно сказать, что в агрономических документах 40-х годов отсутствуют упоминания, об овсюге, как засорители посевов, а к 60-м годам он превратился в злостнейший сорняк пшеничных полей. Усилившаяся ветровая эрозия также повела к уменьшению роли злаков целинной степи и одновременно создала условия для повсеместного распространения щетинника и других видов, поселяющихся на эоловых отложениях. В лесостепи и подтайге выпас и вырубка повели к внедрению степных видов на обезлесенные южные склоны, а также вызвали массовую смену хвойных насаждений березово-осиновыми.

Горно-таежные леса также начинают страдать от вырубки и выпаса вблизи населенных пунктов. В последние десятилетия значительные площади темнохвойной тайги сменились березняками.

Характеризуя изменение таежной полосы под влиянием человека в сопредельных низкогорных районах Алтайской горной системы, Б.А. Келлер [1914] подчеркивал, что в этих местностях, уже пригодных для распашки с точки зрения рельефа, вмешательство человека произвело полную перемену в таежной растительности. Если раньше здесь преобладала «сравнительно однотонная угрюмая «чернь» в виде пихтовых лесов, то теперь древесная растительность образует различные группы и сочетания: чередуются осиновые и березовые колки, заросли кустарников, высокотравные луга и среди этого растительного разнообразия кое-где попадаются отдельные деревья и небольшие партии разновозрастной пихты».

Л.М. Черепнин (1961) на основе бесед со старожилами, литературных данных, характера почвенного покрова и наличия остатков лесных растений отмечает, что «...в сравнительно недалеком прошлом (100–150 лет) территория степей южной части Красноярского края была значительно меньшей. Постепенно леса вырубались и не могли возобновляться в результате интенсивной распашки. Границы леса и степи изменились».

О роли человека в формировании современного ландшафта пишут многие географы (Ю.Г. Саушкин, 1946; И. Шмитхюзен, 1966). В последние годы возникла даже особая область географии, изучающая культурные ландшафты.

«Культурным ландшафтом», как отмечает Ю.Г. Саушкин [1951], называется такой ландшафт, в котором «...непосредственно приложение к нему труда человеческого общества так изменило соотношение и взаимодействие предметов и явлений природы, что ландшафт приобрел новые, качественно иные особенности по сравнению с прежним, естественным своим состоянием». Это

определение целиком соответствует нынешнему состоянию не только равнинных, но и горных ландшафтов Средней Сибири.

### Литература

1. Келлер Б.А. По долинам и горам Алтая (ботанико-географические исследования), том 1, Казань. 1914.
2. Кинд Н.В. Абсолютная хронология основных этапов последнего оледенения и послеледниковья Сибири (по данным радиоуглеродного метода) // Изд. Наука, М., 1965.
3. Пьявченко Н.И. Результаты палинологического изучения торфяников Енисейской полосы Сибири // Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., 1966.
4. Саушкин Ю.Г. Культурный ландшафт // Вопросы географии. Сб. 1, 1946.
5. Саушкин Ю.Г. К изучению ландшафтов измененных в процессе производства // Вопросы географии, сб. 24, 1951.
6. Шмитхюзен И. Общая география растительности // Изд-во Прогресс., 1966.
7. Черепнин Л.М. Природные условия Красноярского края. Изд-во АН СССР, М., 1961.

## ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ БЕРИНГОВА МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ

С.А. Сафарова<sup>1</sup>, А. Самусь<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
Москва, Нахимовский проспект, 36; e-mail: s.safarova@mail.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва

Берингово море принадлежит к числу морей Восточной Азии. Оно ограничивается побережьем материка с одной стороны и островной дугой, отделяющей его от Тихого океана, с другой. Узкий и мелководный Берингов пролив связывает море с Полярным бассейном. Береговая линия характеризуется большой изрезанностью. Зона шельфа занимает около 43% площади моря, зона материкового и островного склона – 13% [1]. Шельф простирается от берега приблизительно до глубины 150 м.

Данные по геологии и геоморфологии говорят о том, что различные области Берингово моря имеют неодинаковый геологический возраст и происхождение. Наиболее молодая шельфовая зона, в основном сформировавшееся в результате эвстатических колебаний уровня Мирового океана, – четвертичное время.

Нами рассматривается самый последний отрезок – голоцен, его отдельные периоды. Известно, что климат оказывает определяющее влияние на весь комплекс природных процессов, и главное на растительность. В этой связи с помощью спорово-пыльцевого анализа сделана попытка охарактеризовать экологическое состояние голоценового периода Берингоморского региона.

Отложения голоцена были вскрыты в северо-западной части северного шельфа Берингова

моря. Проанализировано более двадцати колонок, взятых с различных глубин (от 96 до 450 м). На основе спорово-пыльцевого анализа они отнесены к голоцену, выделены экологические зоны, которые соответствуют по времени основным стадиям развития голоцена в северном полушарии по схеме Блитта–Сернандера [2], Хотинского [3], или по глобальной схеме разделения голоцена на четыре климатических этапа [4] (это следующие стадии: субатлантическая, суббореальная, атлантическая, бореальная и предбореальная). Субатлантическая стадия (экозона 1) характеризуется условиями, близкими к современному. Спорово-пыльцевые спектры соответствуют современной растительности прилегающей суши. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца древесных – кедрового стланика (карликового кедра, *Pinus pumila*) – до 67% и березы (*Betula Alba*) – до 14%, среди трав выделяются осоковые (*Cyperaceae*), вересковы (*Ericaceae*), разнообразна группа спор. Скорости седиментации в связи с удалением береговой линии очень низкие (60 мм/1000 лет). Этот период отличается потеплением и повышением уровня моря. Его следует относить к трансгрессивной стадии развития изучаемого бассейна.

**Суббореальная стадия** (экозона II), по данным спорово-пыльцевых комплексов характеризуется похолоданием климата. Спорово-пыльце-



вые комплексы показывают максимальное присутствие ольхи (*Alnus*) – до 60%, кедровника – до 30–35%, кустарниковых берез (*Betula exilis*), уменьшается встречаемость пыльцы ели и сосны. Большой процент ольховника в спектрах, как отмечает М.И. Нейштадт [5], говорит о явном признаке изменения климата в сторону похолодания. Подобное явление наблюдалось и в соседних районах – на Чукотке, Камчатке и Аляске, в Якутии и в ряде областей Северной Америки [6,7]. В это время отмечено отступление к югу ареалов ели, березы и лиственницы; снижение границы леса в горах. Похолодание климата в суббореальное время совпадает с обмелением Берингоморского шельфа и пролива, его регрессия, снижение температуры воды. В связи с регрессией и приближением береговой линии, возрастают скорости седиментации (500/1000 лет). Этот период следует отнести к регрессивной стадии развития голоцена.

Атлантическая стадия (экозона III). В это время отмечается значительное изменение климатических явлений, что отражается и на изменении растительного покрова окружающей территории. Данные спорово-пыльцевых комплексов говорят о значительном потеплении и увлажнении. Спорово-пыльцевой комплекс представлен максимальным количеством древесной пыльцы (35–45%) кедрового стланика, ели, сосны, берез, отмечена пыльца широколиственных. Разнообразна и многочисленна группа травянистых, среди которых выделяются злаки (*Gramineae*), лютиковые (*Ranunculaceae*), гречишные (*Poligonaceae*), бобовые (*Leguminosae*) и другие. Среди спор отмечены папоротники (*Polypodiaceae*) – до 52–58%, *Selaginella boreales*, *Bryales*. Подобный комплекс спор и пыльцы характерен для периода значительного потепления и увлажнения. Это время датируется 5–8 тыс. л. н. и является климатическим оптимумом голоцена. Сходный спорово-пыльцевой спектр отмечен в районах Западной Чукотки, Камчатки, Берингской Аляски [8]. По материалам морских террас на Чукотке, Аляске и Алеутских островах установлено, что 6 тыс. л. н. уровень моря там был выше современного на 5–7 м. По фораминиферам в атлантическую стадию голоцена фиксируется максимальная трансгрессия моря. Отмечается усиление водного стока р. Анадырь. Температуры вод были выше современных и достигали максимальных величин для этих широт. Таким образом, все данные свидетельствуют о том, что атлантическая стадия в Беринговом море отличается наибольшим для голоцена потеплением климата, повышением температуры вод и наибольшим повышением уровня моря. Этот период следует отнести к максимальной стадии развития голоценовой трансгрессии.

Следующий период голоцена – бореальный. Это время характеризуется изменением климати-

ческой ситуации в сторону похолодания и сухости. В спорово-пыльцевых спектрах значительно уменьшается количество древесной пыльцы, основу спектра составляет разнотравье. В большом количестве представлены полынь (*Artemisia*) – до 23–31%, ольха (*Alnus*) – 11–27%, вересковые (*Ericaceae*) – 35–38%. Отмечены холодноводные формы фораминифер. Уменьшается водной сток с континента. Воды Берингоморского шельфа осолоняются, скорости седиментации уменьшаются.

Следующая стадия голоцена – **предбореальная** – остается в климатическом плане относительно холодной, о чем говорят данные спорово-пыльцевых комплексов. Спектры представлены мелколиственными породами, преимущественно кустарниковыми формами берез и ольховника. Из трав преобладающими являются злаки (*Gramineae*), полыни (*Artemisiae*). Из спор – *Selaginella sibirica*, *Lycopodium clavatum*, *Lycopodium pungens*, *Lycopodium alpinum*.

В результате проведенного анализа можно сделать следующее заключение: район Берингова моря в течении всего голоцена претерпел различные флуктуации как в отношении климата, так и растительного покрова окружающей территории. Значительные потепления и значительные похолодания резко меняли состояния как водной среды, так и континентального окружения. Выявлено большое сходство в состоянии Берингоморского региона и соседних районов – Камчатки, Чукотки, Берингской Аляски.

#### Литература

1. Морской атлас. Т. I, II. Изд-во Главного штаба ВМС. 1953.
2. Sernander R. On the evidences of Postglacial changes of climate furnished by the peat mosses of Northern Europe // Geol. foren. Stockholm furhandl. 1980. Vol. 30. P. 21–250.
3. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М. 1977. 198 с.
4. Hafsten U. A subdivision of the Late Pleistocene period on synchronous basis, intended for global and universe usage // Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol. 1970. Vol. 7.
5. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., изд-во АН СССР, 1957. 160 с.
6. Heusser C.J. Quaternary temperatures and precipitation for the North West Coast of North America // Nature. 1980. Vol. 286, p. 702–704.
7. Свиточ А.А. Корреляция событий позднего плейстоцена в голоцене Чукотки, Аляски и севера Западной Сибири (по материалам радиоуглеродного датирования) // Новейшие отложения в палеогеографии плейстоцена Чукотки. М., Наука, 1980. С. 243–247.
8. Ложкин А.В. Развитие растительности Северо-Востока в среднечетвертичное время // Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток. ДВНЦ. 1976.
9. Гопкинс Д.М. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске // Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М. Недра. 1965. с. 131–154.

## ОЦЕНКА РАЗМЕРОВ И ВОЗРАСТА ПОЛЕВОК ПО ЗУБАМ ИЗ ЗООГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Н.Г. Смирнов, Ю.Э. Кропачева, Е.А. Кузьмина

Институт экологии растений и животных УрО РАН,  
620144 г. Екатеринбург, ул. 8-е Марта, 202; e-mail: nsmirmov@ipae.uran.ru

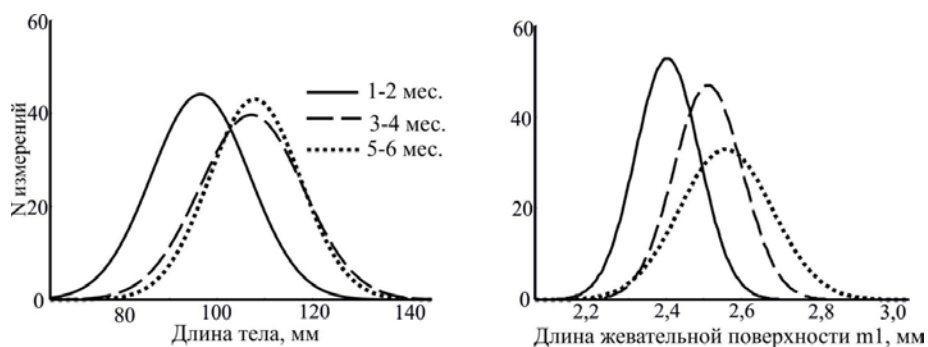
Изменения размеров и пропорций тела млекопитающих в связи с разными событиями в истории биоты и климата дает богатый материал для анализа реакций организмов на различные средовые воздействия. В данной работе внимание сосредоточено на методических аспектах оценки размеров тела ископаемых полевок по размерам их зубов у узкочерепной полевки. Индивидуальный возраст вносит самый заметный вклад в динамику размеров. Тесная связь размеров и возраста не обеспечивает оценку одной характеристики с помощью другой. Отсутствие корней у многих родов полевок превращает оценку индивидуального возраста животного по изолированным зубам в сложную задачу. Необходимо найти независимые от размеров характеристики зуба, которые позволили бы отличить животных одного размера, но разного возраста. Исследование индивидуальных кривых роста тела, зубов на материалах лабораторной колонии полевок-экономок [1] показало сложность поставленной задачи, но, в то же время, выявило перспективы ее решения. Серии отпечатков жевательной поверхности зубов у одних и тех же особей узкочерепных полевок в разном возрасте позволили выявить некоторые признаки, характерные для зубов животных на разных этапах онтогенеза. Этот же материал помогает прояснить вопрос о соотношении размеров тела и зубов в разном возрасте [2,3].

Проведено измерение длины жевательной поверхности первого нижнего коренного зуба (m1) по прижизненным отпечаткам 58 особей узкочерепных полевок лабораторной колонии в разном возрасте. Всего в анализе использовано 323 отпечатка. Животные были разделены на три возрастные группы (первая – 1 и 2 месяца (113 отпечатков), вторая – 3 и 4 месяца (108 отпечатков), третья – 5–6 месяцев (102 отпечатка). В данном анализе нет животных с возрастом менее одного месяца, которые должны были образовывать ну-

левую группу. Для зубов полевок этого возраста характерны ювенильные складки на передней непарной петле и другие характерные признаки, которые позволяют относительно легко вычленить их из общей выборки. Длину жевательной поверхности зубов животных этой нулевой группы точно измерить по отпечаткам особенно трудно, так как она находится на стадии формирования.

Сравнение кривых распределения длин жевательной поверхности у животных разного возраста демонстрирует их существенное перекрывание при достоверном различии средних значений (рисунк). Минимальные значения в первой, второй и третьей возрастных группах оказались практически одинаковы. Максимальные значения в соответствующих группах оказались равны 2,6; 2,83; 2,83. Средние значения – 2,4; 2,51; 2,56. Из этих данных следует, что вклад в возрастные различия длины жевательной поверхности в возрасте после 3–4 месяцев незначителен. Для этих же животных, сгруппированных аналогичным образом, были получены статистические оценки варьирования длины тела. Было показано, что рост тела заканчивается раньше по сравнению с длиной зуба, что демонстрируют и данные на рисунке.

На основе результатов изучения полевок с известным возрастом были определены подходы к исследованию выборок первых нижних зубов ископаемых узкочерепных полевок. Для исследования были привлечены сборы из раскопок рыхлых отложений в двух карстовых полостях Южного Зауралья – Алексеевская и Худолаз. Их характеристики были опубликованы ранее [4]. Обе использованные коллекции происходят из позднеголоценовой части отложений и содержат зубы номинального подвида узкочерепной полевки *Microtus (Stenocranius) g. gressalis* Pallas 1878. Этот вид занимал в позднеголоценовых фаунах доминирующее положение по относительной числен-



Кривые распределения длины тела и длины жевательной поверхности m1 узкочерепных полевок разного возраста.

**Таблица 1.** Размеры первого нижнего зуба узкочерепных полевок из пещеры Худолаз

Промер	Возраст	<i>N</i>	<i>Mean</i>	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Std. Dev.</i>
Длина зуба с боковой поверхности	Ювенильные	6	2,14	2	2,27	0,11
	Все, без ювенильных	225	2,53	2,1	2,97	0,14
	Молодые	113	2,45	2,1	2,77	0,11
	Взрослые	112	2,61	2,3	2,97	0,12
Длина жевательной поверхности	Ювенильные	6	2,05	1,9	2,23	0,13
	Все, без ювенильных	212	2,56	2,1	3,07	0,16
	Молодые	106	2,47	2,1	2,77	0,12
	Взрослые	106	2,64	2,33	3,07	0,14

**Таблица 2.** Размеры первого нижнего зуба узкочерепных полевок из пещеры Алексеевская

Промер	Возраст	<i>N</i>	<i>Mean</i>	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Std. Dev.</i>
Длина зуба с боковой поверхности	Все, без ювенильных	56	2,52	2,24	2,94	0,15
	Молодые	19	2,45	2,24	2,68	0,11
	Взрослые	25	2,61	2,4	2,94	0,12
Длина жевательной поверхности	Все, без ювенильных	19	2,5	2,29	2,95	0,17
	Молодые	8	2,41	2,29	2,49	0,07
	Взрослые	11	2,57	2,3	2,95	0,19

ности. Сборы в указанных местонахождениях были массовыми и к данной работе привлечено 231 первых нижних зубов из поверхностных отложений пещеры Худолаз и 56 – из Алексеевской (табл. 1, 2).

Измерена наибольшая длина жевательной поверхности и длина зуба с боковой поверхности. Длина жевательной поверхности менее надежно отражает размеры зуба по ряду причин. Она зависит не только от величины зуба, но и от остроты угла стачивания жевательной поверхности, который, в свою очередь, зависит от ряда средовых и возрастных факторов. Разрушение зуба пищеварительными ферментами начинается с тонких эмалевых стенок, в том числе на передней и задней непарной петле. Если жевательную поверхность можно промерить только строго по определенным точкам, то зуб с боковой поверхности можно измерить в любой наиболее хорошо сохранившейся зоне, что позволяет использовать в исследовании большее количество зубов.

Каждый зуб был отнесен к одной из трех групп по индивидуальному возрасту – группа ювенильных животных (менее одного месяца), молодые (возраст 1–2 месяца), взрослые и старые (3 месяца и старше). Было решено взрослых и старых полевок оставить в одной группе, так как при различии в размерах их зубов нет разницы в размерах тела. Как уже упоминалось, зубы ювенильных животных (менее одного месяца) отличаются от прочих серией только им присущих признаков. Наиболее трудоемкой остается оценка различий зубов молодых полевок с одной стороны и взрослых и старых, с другой. В перечень характеристик, оценку которых полезно учитывать при отнесении зубов к одной из этих двух групп были включены следующие: острота выходящего угла, величина угла стачивания жевательной поверхности относительно передней поверхности зуба, толщина эмали, ширина конидов, наличие «петельки» у основания

кониды, степень нависания Т6 [3]. Результаты тестирования по этим признакам каждого зуба показали, что в коллекции из пещеры Худолаз зубов молодых и взрослых животных оказалось почти равное количество при наличии всего 6 экземпляров зубов ювенильных (табл.1). В коллекции из Алексеевской пещеры были протестированы только зубы относительно хорошей сохранности, среди которых ювенильных не было совсем, а взрослые преобладали над молодыми (табл. 2). Диапазон варьирования длины зубов во всей коллекции из Худолаза без подразделения зубов по возрасту от наименьших до наибольших составил 0,97 мм, а длины жевательной поверхности 1,17 мм. При этом кривые распределения для ювенильных и взрослых не перекрываются а разность между средними для этих групп по длине зуба составляет 0,47 мм, по длине жевательной поверхности 0,59 мм. Кривые распределения взрослых и молодых перекрываются существенно. Разность между средними значениями для зубов молодых и взрослых по длине зуба и длине жевательной поверхности составляет соответственно 0,16 и 0,17 мм. Рассмотрим, насколько существенны выявленные различия. Наиболее выраженные географические различия средних размеров зубов современных узкочерепных полевок Южного и Среднего Зауралья (без учета индивидуального возраста) составляют 0,12 мм. По нашим оценкам максимальная разность размеров зубов современных и позднплейстоценовых узкочерепных полевок Южного Урала равна 0,25 мм. Близкие значения имеют разницы средних размеров зубов современных и позднплейстоценовых узкочерепных полевок на Полярном Урале и Ямале. Эти сведения позволяют сделать вывод о существенном вкладе возрастных различий в оценки как географической, так и временной изменчивости размерных характеристик зубов полевок. Без учета возраста результаты измерения размеров зубов фактически превращают эти данные в отраже-

ние не столько размеров сколько возрастной структуры выборки.

Определение соотношения численностей разных возрастных групп в древнем населении полевков представляет самостоятельный интерес. Субфоссильный и ископаемый материал по грызунам в значительной степени образуется в результате накопления остатков добычи пернатых четвероногих хищников миофагов. Соотношение возрастных групп в палеонтологической коллекции является результатом совокупности многих факторов, которые можно разделить на группы. Первая группа обусловлена выборочностью добычи хищником [5]. Вторая - выборочностью сохранности остатков при попадании в захоронение. Третья обусловлена выборочностью при фоссилизации. Четвертая – выборочностью при извлечении и коллекционировании. Часть факторов благоприятствует накоплению молодых животных, тогда как сохранность при накоплении, фоссилизации и извлечении остатков при раскопках и отмывке отложений «работает» в пользу взрослых и старых особей. Описанная в данной работе коллекция из пещеры Худолаз при равном количестве зубов молодых и взрослых животных, демонстрирует заметное преобладание хорошей сохранности (целые зубы по сравнению с их фрагментами, зубы в альвеолах) для зубов, принадлежавших взрослым и старым

животным по сравнению с молодыми. Оценка того насколько такая выборочная сохранность зубов взрослых животных компенсирует избирательно большую долю молодых среди жертв хищников требует специального изучения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-04-00120.

### Литература

1. Кропачева Ю.Э., Смирнов Н.Г., Пястолова О.А. Онтогенетическая составляющая в изменчивости размерных характеристик полевков // Теоретические проблемы экологии и эволюции. Тольятти: Кассандра, 2015. стр. 182–185.
2. Кропачева Ю.Э. Онтогенетические изменения формы жевательной поверхности моляров узкочерепной полевки (*Arvicolinae, Rodentia*) // Экология. Генетика. Эволюция: материалы конф. молодых ученых. Екатеринбург: Гощицкий, 2015 с. 80–86.
3. Кропачева Ю.Э. К вопросу реконструкции размеров узкочерепных полевков по изолированным зубам // Статья в настоящем сборнике.
4. Kuzmina, E.A., 2009. Late Pleistocene and Holocene small mammal faunas from the South Trans-Urals. *Quaternary International* 201, 25–30.
5. Trejo A., Guthmann N. Owl selection on size and sex classes of rodents: activity and microhabitat use of prey *Journal of Mammalogy*, 84(2). P. 652–658, 2003.

## ЗООЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР Н.Н. Смирнов

*Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН,  
Москва 119071, Ленинский просп. 33; e-mail: smirnov08520@mail.ru*

Донные отложения озер обычно содержат много остатков животных, а иногда бывают прямо насыщены скелетными фрагментами. Однако, ботанические методы экологической индикации (в том числе, диатомовый анализ) получили признание намного раньше, чем зоологические методы. Между тем, водоросли реагируют на другой набор факторов среды, в первую очередь химических, чем животные. Поскольку животные более активны, обладают органами чувств, сложным поведением можно предполагать, что изучение их остатков в грунте будет способствовать выявлению других, характерных для них факторов среды, в том числе, например, пресса хищников.

Большинство остатков животных имеет размер порядка 10–500 мкм. Это фрагменты кладоцер, остракод, ранние стадии личинок хирономид, хаоборид, остатки других насекомых, коконы турбеллярий, статобласты мшанок, спикулы губок, домики тестаид и тинтиннид и покровы различных водорослей. В этой размерной категории представлены главнейшие сообщества водоема: планктон, литоральные сообщества и бентос. Поэтому подсчет названных остатков дает основу для количественного исследования биоценозов.

Более крупные фрагменты, размером около 0,5–1 мм (в основном головные капсулы личинок хирономид) и крупные остатки (раковины моллюсков, чешуя и кости рыб, кости других позвоночных) встречаются реже и обрабатываются другими методами.

Остатки животных в озерных отложениях замечали уже с начала 20 века. В литературе находим, что работая над отложениями оз. Болгое (близ С.-Петербурга) Иванов [1] отмечал отдельно остатки кладоцер и тестаид. Наличие остатков животных в илах и торфе, получивших название танатоценоз, отмечали Сукачев [2] и Науманн [3]. Лундквист [4] обратил внимание на возможность учета биологических остатков как путем субъективной количественной оценки, так и путем определения абсолютного количества на единицу объема грунта и подсчета процентных соотношений (от общей суммы остатков). Он же привел количественные диаграммы вертикального распределения в отложениях спикул губок и планктонной инфузории *Codonella*.

Одним из первых авторов, обративших внимание на роль животных в формировании отложений был Потонье [5]. Ему было известно при-

сутствие, часто многочисленных, остатков рыб, моллюсков, тестаид, губок насекомых, тардиград, кладоцер. Остатки беспозвоночных в отложениях озер и болот учитывали Перфильев и Рылов [6,7].

Затем Месяцев [8] специально исследовал остатки беспозвоночных в многометровой колонках (на Косинских озерах, теперь в границах Москвы). Месяцев оценивал количества приближенно, не цитировал каких-либо предшественников в области зоологического анализа грунта и в дальнейшем к таким исследованиям не возвращался. Там же Россолимо [9] составил краткий атлас остатков животных в торфах и сапропелях.

В недавнее время, инициатором исследований в области исторической экологии и специально зоологического исследованию материала, накапливающегося в норах и пещерах, стал Л.Г. Динесман [10] и затем его последователь А.Б. Савинецкий. Фрей (США) [11] в детальном исследовании отложений оз. Валлензен (Германия) отмечал беспозвоночных и даже дал их количественную характеристику. В дальнейшем он не разрабатывал это перспективное направление, но сосредоточился на детальном изучении морфологии кладоцер, в результате чего стало возможно определять до вида их фрагменты в грунте [12].

Последовал период преобладания исследований отдельных таксономических групп (таксоценозов) по остаткам в озерных отложениях: кладоцер [13,14]; хирономид [15], моллюсков [16]. Эти исследования не сопровождалось количественными данными о месте изучаемой группы в зооценозе, хотя сами по себе дали интересные результаты. Так, кладоцера часто бывают обильны, но есть ситуации когда они редки или отсутствуют – в провальных озерах Юкатана [17], в малых степных водоемах [18].

Число видов кладоцер в отложениях озера может достигать трех десятков, что дает возможность делать выводы на основании их взаимной динамики. Обычно, один из видов доминирует, хотя известны случаи примерно равной представленности каждого вида (оз. Блелхем-Тарн) [19]. Обнаружены озера с доминированием или отсутствием хидоруса, босмин, акроперуса или моноспилуса. В отложениях оз. Севан кладоцера представлены одним видом дафнии [20].

Программы лучших комплексных исследований [21–23, etc.] не предусматривали общего количественного анализа остатков всех фаунистических групп, без чего нельзя было оценить место отдельных групп беспозвоночных в составе фауны и подойти к решению задач биоценологической типологии.

Единственным исключением оказались работы Кордэ, выполненные в период 1949–1975 гг., в которых она учитывала историю зооценозов и альгоценозов озер, принимая во внимание количественное соотношение всех групп (групповой

анализ). Эти исследования выполняли в рамках специальной программы Лаборатории сапропелевых отложений АН СССР [24], впоследствии «временно закрытой» (так и оставшейся фактически ликвидированной).

Кордэ [25] предложила наглядное (графическое) изображение результатов. В дальнейшем оставалось лишь внести методическую поправку в процесс обработки, а именно наряду с водорослями при первом подсчете добавить животных как отдельную группу. Тем более, что сама Кордэ встречала «зоогеновые» грунты, в которых было мало водорослей или они вообще не сохранялись.

В недавнее время комплексное исследование отложений озер Монголии было выполнено под руководством П.Б. Виппера [26].

В полной мере стало выясняться значение остатков животных для экологической индикации. Конечно, чем шире комплексность, тем успешнее будут результаты, то есть если наряду с животными программа будет включать учет водорослей, а также широкого круга химических и физических показателей, тем успешнее будут результаты.

Оказалось, что количественный учет всех групп остатков беспозвоночных и водорослей в отложениях выявляет тип сообщества, а при наличии керна – историю сообщества. Зоологическому анализу грунта водоемов теперь принадлежит заметное место среди гидробиологических методов и методов исторической экологии. Теперь имеются необходимые методические справочники и пособия для определения [25–32].

Обнаружены несколько типов танатоценозов. При расширении зоны исследований за пределы средних широт были найдены новые типы танатоценоза – как, например, доминирование планктонных инфузорий тинтинид в отложениях оз. Кроноцкого (Камчатка) [33,34]. Зоологический метод был применен и к исследованию отложений прудов Приокско-Террасного заповедника [35], причем были найдены некоторые различия между прудами.

Обнаружены типичные сукцессии. При исследовании колонки донных отложений оказалось, что первоначальный набор видов сменяется другими видами. С течением времени, то есть на протяжении колонки отложений численность вида может нарастать, уменьшаться, или флуктуировать. Обнаружено, что список видов устойчив на протяжении длительных периодов, а появление или исчезновение вида бывает редким событием. Обычно, изменение относительных количеств и даже смена доминантов происходит постепенно и отражает как внутрисистемные события в зооценозе, так и изменения среды под, воздействием природных катастроф и хозяйственной деятельности – распашки земли, эвтрофикации и закисления, рекреационной деятельности, лесных пожаров, индустриализации, сточных вод, зарыбления. Учет остатков кладоцер

в колонках отложений может выявлять увеличение или уменьшение доли литоральных форм относительно пелагических, изменения водности, трофности, солености (напр., [36]). Было отмечено также некоторое изменение зооценоза после заселения местности человеком.

Зоологический анализ верхнего слоя отложений – эффективный экспресс метод, выясняющий среднемноголетнее состояние сообщества, доминирующие виды и его видовой состав. При маршрутном обследовании он выявляет различия и сходства между водоемами (напр., [18,37]). Было показано, что исследование остатков даже в одной небольшой пробе отложений выясняет видовой состав и доминирующие виды и заменяет многочисленные пробы живого материала, собранные на многих точках и за многие сроки. Метод исследования остатков в донных отложениях дает большую экономию времени, но также имеет свои ограничения и не применим, например, при необходимости определения распределения кормовых площадей рыб, изучения жизненных циклов и т.п.

Число озер, для которых исследован танатоценоз в целом, пока невелико – всего только около двадцати в Евразии. Танатоценозы водоемов различных климатических зон, а также водохранилищ, прудов и техногенных озер заслуживают дальнейшего изучения, что приведет к развитию исторической биоценологии и биологической типологии водоемов.

В палеобиологических работах необходимо различать цели исследования, требующие специализации программы работ, а именно: сравнительный состав современных биоценозов, история биоценоза, история водоема, история водности, история климата, история растительности окружающей местности и т.д.

### Литература

1. Иванов Л. Наблюдения над водной растительностью озерной области // Тр. Пресноводной биологической станции Императорского Петербургского общества Естествоиспытателей. 1901. Вып. 1. С. 1–152.
2. Сукачев В.Н. Материалы к изучению болот и торфяников озерной области // Избранные труды. 1973 (1906) Т. 2. С. 25–76.
3. Lundqvist G. Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Sees // Die Binnengewässer. B. 2. Stuttgart: Schweizerbart. 1927. 124 p.
4. Naumann E. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Die Binnengewässer. IX. Stuttgart, Schweizerbart. 1930. 126 p.
5. Potonié H. Die recente Kaustobiolithe und ihre Lagerstätten. Band I, 1908; Band II, 1. Teil, 1911; Band II, 2. Teil // Abhandlungen der kaiserliche Preussischen geologisch Landesanstalt. NF, H. 55
6. Перфильев Б.В., Рылов В.М. Предварительные результаты ботанического и зоологического исследования некоторых озер Средней России // Изв. Сапропелевого комитета. 1923. В. 1. С. 64–129.
7. Рылов В.М. О животных остатках сапропелита Толполовского болота // Изв. Сапропелевого комитета. 1923. В. 1. С. 131–137.
8. Месяцев И.И. Ископаемая фауна Косинских озер // Тр. Косинской биологической станции. 1924. В. 1. № 1. С. 16–27.
9. Россолимо Л.Л. Атлас остатков животных организмов в торфах и сапропелях. М.: Жизнь и знания, 1927. С. 48 с.
10. Динесман Л.Г. Изучение истории биогеоценозов по норам животных. М.: Наука. 1968. 100 с.
11. Frey D.G. The late-glacial cladoceran fauna of a small lake. Archiv für Hydrobiologie // 1958. V. 54. ½. P. 209–375.
12. Frey D.G. The taxonomic and phylogenetic significance of the head pores of the chydorid Cladocera // Intern. Revue ges. Hydrobiol. 1959. Vol. 44. No.1. P. 27–50.
13. Adamska A., Mikulski J.S. Cladoceran remains in the surficial sediments as a typological factor // Zeszyty naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, nauki math.- przyrodnicze. 1969. V. 25. P. 41–48.
14. Szeroczyńska K. Cladocera jako wskaźnik ekologiczny w późno-czworzędowych osadach jeziornych Polski północnej // Acta paleontologica. 1985. V. 30. No 1–2. P. 3–69.
15. Константинов А.С. История фауны хирономид некоторых озер заповедника «Боровое» (Северный Казахстан) // Тр. Лаборатории сапропелевых отложений АН СССР. 1951. Вып. 5. С. 97–107.
16. Козловская Л.С. К истории субфоссильной фауны моллюсков некоторых озер Зауралья и Северного Казахстана // Тр. Лаборатории сапропелевых отложений АН СССР. 1951. Вып. 5. С. 198–126.
17. Smirnov N.N., Elias-Gutierrez M. Biocenotic characteristics of some Yucatan lentic water bodies based on invertebrate remains in sediments // Inland water biology. 2011. V. 4. No 2/ P. 211–217.
18. Жаров А.А., Котов А.А. Тафоценозы эфемерных водоемов степной зоны по данным альго-зоологического анализа рецентных отложений // Изв. РАН (биол.) (в печ.).
19. Harmsworth R. The development history of Blelham Tarn (England) as shown by animal microfossils, with special reference to the Cladocera // Ecological monographs. 1968. V. 38. P. 223–241.
20. Смирнов Н.Н. Комплекс остатков ракообразных в отложениях озера Севан // Arthropoda selecta. 1999. V. 8. No 1. P. 73–77.
21. Cowgill U.M., Hutchinson G.E., Racek A.A., Goulden C.E., Patrick R., Tsukada M. The History of Laguna de Petenxil // Memoirs of the Connecticut Academy of Arts and Sciences. 1966. V. 17 P. 1–126.
22. Hutchinson G.E. Ianula: an account on the history and development of the Lago di Monterosi, Latium, Italy // Transactions of the American Philosophical Society Held at Philadelphia. 1970. NS. V. 60. No 4. P. 50–170.
23. Racek A.A. The waters of Merom: a study of Lake Huleh. IV. Spicular remains of freshwater sponges (Porifera) // Arch. Hydrobiol. 1974. V.74. No 2. P. 137–158.
24. Ласточкин Л.А. Очерки по палеолимнологии Урала // Тр. Лаборатории сапропелевых отложений АН СССР. 1949. Вып. 3. С. 101–135.
25. Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей. М.: АН СССР. 1960. 220 с.
26. Виппер П.Б., Дорофеев Н.И., Мальцева Е.П., Соколовская В.Т., Щулия К.С. Опыт реконструкции растительного покрова Монгольского Алтая в голоцене

// Структура и динамика основных озер МНР. М. Наука. 1976. С. 35–59.

27. Hoffmann W. Zur Taxonomie und Palökologie subfossiler Chironomiden (Diptera) in Seesedimenten // Archiv für Hydrobiologie, Ergebn. Limnol. 1971. V. 6. No I–II. P. 1–50.

28. Berglund B.E. (ed.). Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology. Chichester etc.: John Wiley & Sons. 1986. 969 p.

29. Smol J.P., Birks H.J.P., Last W.M. (Eds.). Zoological indicators. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. V. 4. New York etc.: Kluwer. 2001. 217 p.

30. Szeroczyńska K., Sarmaja-Korjonen K. Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. REKLOP. 2007. 83 p.

31. Смирнов Н.Н. Историческая биоценология пресноводных зооценозов. М.: КМК. 2010. 225 с.

32. Смирнов Н.Н. Области применения методов исследования субфоссильных остатков и живых биоценозов пресных вод // Биол. внутренних вод. 2011.

№ 4. С. 5–8.

33. Смирнов Н.Н. Диагноз биоценоза озера Кроноцкого (Камчатка) по остаткам в донных отложениях // ДАН. 2012. Т. 443. Вып. 6. С. 757–758.

34. Смирнов Н.Н., Жаров А.А., Извекова Э.И., Маркевич Г.Н. Изменения зооценоза озера Кроноцкого в конце голоцена // ДАН. 2013. Т. 453. В. 6. С. 1–4.

35. Смирнов Н.Н. Биологический анализ грунта водоемов Приокско-Террасного заповедника // Биоценозы мезотрофного озера Глубокого. М.: Наука. С. 214–215.

36. Desellas A.M., Paterson A.M., Sweetman J.N., Smol J.P. 2011. Assessing the effects of multiple environmental stressors on zooplankton assemblages in Boreal Shield lakes since pre-industrial times // J. of limnology. 2011. V. 70, N 1. P. 41–56.

37. Brancelj A., Kernan M., Jeppersen E., Rautio M., et al. Cladocera remains from the sediments of remote cold lakes – a study of 294 lakes across Europe // Advanc. Limnol. 2009. V. 62. P. 269–294.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА В ГОЛОЦЕНЕ (ЛЕСОСТЕПЬ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ)

И.Н. Спиридонова, С.П. Ломов, Н.Н. Солодков

*Пензенский государственный университет архитектуры и строительства,  
440028, Пенза ул. Германа Титова, 28; e-mail: office@pguas.ru*

В рамках научной программы изучения памятников археологии в 2014 г. экспедицией Института археологии Академии Наук Республики Татарстан с участием почвоведов Пензенского государственного университета архитектуры и строительства проводилось комплексное обследование Коминтерновского кургана 1 и Городища Маклашеевка 2, а также почв поселений в окрестностях названных памятников. Коминтерновский курган 1 расположен на левобережье Куйбышевского водохранилища в районе слияния рр. Волга и Кама на поверхности II надпойменной террасы, в 400 м к западу от окраины пос. Коминтерн (Спасский район, Республики Татарстан). На останцах II надпойменной террасы изучены остатки городища «Маклашеевка 2», в 16 км на юг от г. Булгар.

Задачей исследований предусматривалась разработка подходов в реконструкции палеосреды обитания луговой, ананьинской и именьковской археологических культур с помощью сопряженного анализа комплекса данных и геохимии почв поселений. В качестве рабочей гипотезы было выдвинуто предположение о лугово-степных условиях формирования геосистем периода развития луговой культурно-исторической общности. Однотипность географических и геоморфологических позиций и хронологическая последовательность в развитии луговой, ананьинской и именьковской археологических культур позволяют проведение сравнительной характеристики почвенных и палеоклиматических условий расселения и жизни в изучаемом регионе отмеченных этносов.

Основной метод исследований, используемый нами, был почвенно-археологический, кото-

рый заключается в сопряженном изучении почв поселений и почв курганных захоронений, а также городищ [1,3–6,9,11]. Кроме того, изучение границ ареалов поселений проводилось по «следам» жизнедеятельности отмеченных этносов в почвах и наносах, связанных с длительностью семи эрозионно-аккумулятивных циклов, выделенных в позднем голоцене Е.В. Пономаренко [10]. Наряду с этим, привлекался дополнительный метод геохимического анализа почв поселений и хроногоризонтов городища (Маклашеевка 2), позволяющий проведение реконструкции палеосреды различных временных срезов голоцена. Отмеченные методы исследований сопровождались анализом морфологического строения, гранулометрического и агрегатного составов, физико-химических и химических показателей почв поселений городища (Маклашеевка 2), а также геохимической характеристикой на основе валового химического состава [7,12,13].

Образование почв, по мнению геохимиков [2] – не только биологическое и физическое преобразование пород, но и медленные химические изменения, сопровождающиеся основными типами реакций, которые редко достигают химического равновесия. Наиболее важной реакцией в почвах является гидролиз – растворение минералов, например, полевых шпатов, что сопровождается образованием глин и выносом щелочных и щелочно-земельных катионов в почвенный раствор. Информационным показателем хода этой реакции в почвах является молярное отношение оксида алюминия к сумме кальция, магния, натрия и ка-

Геохимические коэффициенты отношений оксидов в почвах разреза 1 (Коминтерн I)

Горизонт	TiO <sub>2</sub>	CIA	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	CaO+MgO	MnO	MnO	MnO+	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +	Осадки, мм/год по данному CIA
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		CaO+Na <sub>2</sub> O+ K <sub>2</sub> O+MgO	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	
Ad	0,08	65,09	1,15	0,96	0,35	0,17	0,52	0,02	0,11	1,11	0,24	426,3
A1	0,07	67,05	1,19	0,80	0,32	0,14	0,52	0,02	0,10	1,10	0,22	444,6
A1A2	0,07	70,58	1,32	0,59	0,28	0,10	0,48	0,01	0,04	1,04	0,21	477,4
A2B	0,06	70,28	1,22	0,72	0,29	0,12	0,54	0,01	0,03	1,03	0,21	474,6
B1t	0,06	70,52	1,28	0,75	0,29	0,12	0,49	0,01	0,03	1,03	0,21	476,8
B2t	0,06	71,46	1,29	0,66	0,27	0,11	0,50	0,01	0,04	1,04	0,22	485,6
BC	0,06	72,83	1,33	0,58	0,24	0,09	0,51	0,01	0,03	1,03	0,22	498,3
Cca	0,06	70,61	1,12	0,59	0,26	0,10	0,63	0,01	0,04	1,04	0,22	477,6

Черноземы – почвы поселений, разрез 1М (Маклашеевка 2)

Ad	0,07	57,24	0,85	0,62	0,32	0,12	0,86	0,01	0,06	1,06	0,20	353,3
A1ca	0,09	54,34	0,73	0,56	0,35	0,13	1,03	0,03	0,10	1,10	0,29	326,5
ABca	0,07	57,04	0,78	0,40	0,33	0,09	0,94	0,02	0,07	1,07	0,26	350,4
B ca	0,06	60,74	0,94	0,61	0,34	0,13	0,72	0,06	0,12	1,12	0,26	385,7
BC	0,05	64,13	1,03	0,67	0,35	0,14	0,63	0,01	0,03	1,03	0,20	420,8
Cca	0,05	60,97	0,88	0,57	0,35	0,13	0,79	0,01	0,03	1,03	0,19	388,2

Дерново-суглинистые почвы на имениковских культурных горизонтах (Маклашеевка 2) (разрез 2М)

Ad	0,06	56,39	0,83	0,66	0,30	0,12	0,90	0,01	0,04	1,04	0,21	345,4
A1	0,07	61,43	0,95	0,92	0,30	0,15	0,74	0,01	0,04	1,04	0,22	392,3
ABca	0,05	63,44	0,97	0,84	0,29	0,13	0,74	0,01	0,03	1,03	0,20	410,9
Cca	0,06	64,46	0,97	0,80	0,28	0,13	0,75	0,01	0,03	1,03	0,19	420,5

лия [7]. Рассчитанные значения рассматриваемых коэффициентов приведены в таблице.

Реконструкция палеосреды почв основана на связи коэффициентов выветривания современных почв с атмосферными осадками. Была получена функция линейной зависимости показателя CIA от среднегодового количества осадков:  $SKO = 9,3 \cdot CIA - 179$ , с величиной достоверности 0,96.

Расчетные данные показали, что почвы поселения поздней бронзы (Коминтерн 1) имели увлажнение порядка 474–485 мм/год в среднем голоцене. В позднем голоцене количество осадков понизилось до 440–430 мм/год. Для почв поселения в окрестностях городища Маклашеевка 2 количество осадков оказалось ниже 326–420 мм/год. При этом сохранился тренд снижения осадков в позднем голоцене. Реконструкция осадков дерново-суглинистых почв на имениковских культурных горизонтах количественно совпадает с осадками почв поселений вокруг городища Маклашеевка 2 (таблица).

Современные осадки в Татарстане составляют пределы от 460 до 540 мм/год, т.е. превышает рассчитанные (см. таблицу) на 110–80 мм. Если учесть, что за последние 100 лет произошло увеличение осадков в Среднем Поволжье на 100–140 мм [8], то можно говорить о достоверности проведенных реконструкций.

Смена археологических культур отражает различные подходы антропогенного освоения геосистем и степень геоэкологической нагрузки на почвы поселений.

Почвы поселений поздней бронзы, представленной наиболее северными курганными захоронениями луговской культурно-исторической общности (КИО), датирующейся XV–XIV вв. до н.э. (Коминтерн 1).

Раннее Средневековье – имениковская КИО – Почвы поселений раннего железа - ананьинская

КИО, имеют более поздний возраст IX–III вв. до н.э. (городище «Маклашеевка 2»), расположены южнее г. Булгар.

датируется III–VI вв. н.э., изучена в верхней части городища «Маклашеевка 2» и в пределах ареала поселений до 5–8 км.

Почвы поселений (черноземы) луговской КИО с учетом археологической культуры финального палеолита, скотоводческого цикла освоения с локальным земледелием. Почвенный покров ареала поселений подвергался интенсивной пастбищной дигрессии, с обеднением древесной растительности и локальным развитием ускоренной эрозии. В пределах ареала освоения обнаружены артефакты следующего цикла развития и жизни людей раннего средневековья - имениковской КИО. Последующее облесение ареала поселений во время Золотой орды определило эволюцию черноземов в серые лесные почвы с восстановлением их плодородия.

Почвы поселений ананьинской КИО скотоводческо-земледельческого цикла освоения, кроме обеднения видового состава леса, характерны расширением степных угодий и развитием земледелия на водоразделах и пологих склонах. На почвах поселений, в пределах ареала освоения, преобладали артефакты имениковской культуры, так и более редкие находки поздней бронзы.

Почвы поселений имениковской КИО с преобладанием земледельческого и сбалансированного животноводческого цикла освоения, характерны прогрессирующим увеличением площади агроландшафтов, сокращением лесов из-за строительства городищ и жилищ, обогрева в пределах ареала развития и жизни людей ананьинской культуры. Глубина преобразования почв достигала 50–60 см, в результате развития эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах катены южной экспозиции (деградация структуры, вто-



ричная окисленность, повышенные величины фосфора, снижение гумуса).

Реконструкция палеоклиматических данных по коэффициенту выветривания (CIA) показала, что палеоусловия развития луговой КИО составляли 477,4–485,6 мм/год осадков и преобладание лугово-степной растительности. Палеоусловия развития ананьинской КИО характеризовались меньшими величинами осадков – 326,5–385,7 мм/год и сочетанием степных геосистем с агроценозами. Сумма осадков в период развития именьковской КИО составляла 345,4–392,3 мм/год в условиях расширения степных ландшафтов и преобладания площади агроценозов.

Различия палеоклиматических условия развития этносов отмеченных культур связаны с географическими особенностями расположения городища «Маклашеевка 2», тяготеющей к южной границе лесостепной зоны.

Почвы поселений разной хронологии освоения, несмотря на различную степень геоэкологической преобразованности, объединяются высоким содержанием фосфора, являющегося индикатором древнего антропогенного воздействия на природные геосистемы по сравнению с почвами современных агроландшафтов.

#### Литература

1. Александровский А.Л., Александровская Е.И. Эволюция почв и географическая среда. Ин-т географии РАН. – М.: Наука, 2005. – 223 с.
2. Алексеев А.О., Алексеева Т.В. Оксидогенез железа в почвах степной зоны// М.: Изд. «ГЕОС», 2012. – 202 с.
3. Геннадиев А.Н. Почвы и время: модели развития. М.: Изд. Московского ун-та, 1990. – 229 с.

4. Демкин В.А. Палеопочвоведение и археология: интеграция в изучении природы и общества. – Пушкино, 1997. – 212 с.

5. Дергачева М.И., Васильева Д.И. Палеопочвы, культурные горизонты и природные условия их формирования в эпоху бронзы в степной зоне Самарского Заволжья// Вопросы археологии Поволжья. – Самара, 2006. – с. 464–476.

6. Иванов И.В. Эволюция степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. – 143 с.

7. Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимические характеристики погребенных голоценовых почв степей Приволжской возвышенности// Вестник ВГУ. Серия: География, Геоэкология. 2008. №1. С. 9–15.

8. Ломов С.П. Почвы и климат Пензенской области. Пенза, 2012. – с. 290

9. Ломов С.П., Ранов В.А. Погребенные почвы Таджикистана и распределение в них палеолитических орудий. Ж. Почвоведение, №4, 1984. – с. 21–31.

10. Пономаренко Е.В., Пономаренко Д.С., Сташенков Д.А., Кочкина А.Ф. Подходы к реконструкции динамики заселения территории по почвенным признакам// Поволжская археология, 2015. №1 – с. 1–43.

11. Чендев Ю.Г. Опыт реконструкции биоклиматических обстановок прошлого по палеопочвенным индикаторам (лесостепь центра Восточной Европы). В сб. «Палеопочвы, природная среда и методы их диагностики». – Новосибирск, 2012. с. 181–194.

12. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climate of sand stone and munstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. Journal of Geology, 1997, (105) P. 173–191.

13. Retallack G. Soils and Global Change in the Carbon Cycle over Geological Time. Treatise On Geochemistry. 2003, P. 581–605.

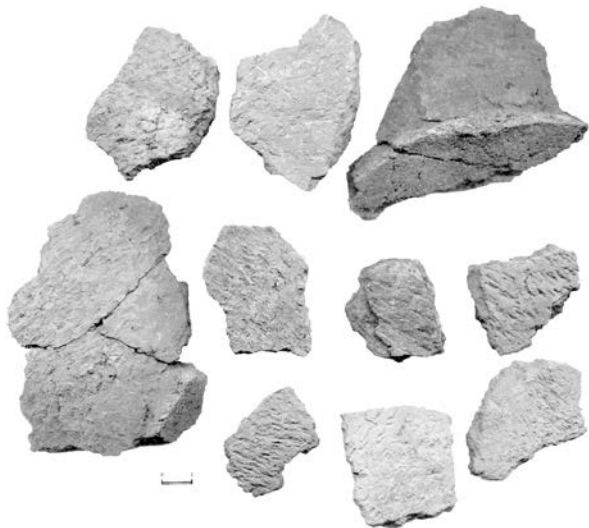
## О ЕЛОВОЙ ШИШКЕ, СЕТЧАТОЙ КЕРАМИКЕ И ПЕРЕМЕНАХ КЛИМАТА

А.С. Сыроватко

*Коломенский археологический центр, 140400, Коломна Московской области, ул. Кремлевская, 5;  
e-mail: arxeolog-net@rambler.ru*

В более чем столетней истории изучения сетчатой керамики дяковской культуры совсем недавно случилось очередное событие. Речь идет о выдвинутой О.А. Лопатиной версии [1], согласно которой, по крайней мере, одна из групп сетчатых отпечатков наносилась на поверхность сосуда путем прокатывания сердцевины еловой шишки, предварительно ошелушенной. По мнению автора гипотезы, чешуи шишки могли удаляться человеком или грызунами, и следы на поверхности сосуда в этом случае различались. Эксперименты довольно убедительно продемонстрировали сходство с отпечатками, которые в литературе имеют разное название – «ногтевые», «полулунчатые», «двойной штрих», «рябчатые» с «мелкоячеистой фактурой» [2–5]. Сетчатые отпечатки этого типа (пример их показан на рисунке) распространены не повсеместно. Еще К.А. Смирнов отмечал, что для Средней Оки вообще наиболее характерными

являются «текстильные» («нитчатые») типы, в то время как для Верхневолжского региона типичны «рябчатые» [6]. Наши сравнительные наблюдения за коллекциями керамики с памятников р. Оки и Верхней Волги подтверждают этот вывод, больше того, «мелкоячеистые рябчатые» отпечатки (так и хочется назвать их еловошишечными) типичны именно для Верхней Волги и Москвы-реки, хотя это далеко не единственная фактура отпечатка, встречающаяся в этих регионах ([4], с. 118–123). На памятниках средней р. Оки и в низовьях Москвы-реки этот тип отпечатка также встречается. Однако его употребление довольно ограничено – на «коломенских» поселениях керамика с отпечатками этого типа сменяет керамику типа Климентовской стоянки (с «нитчатым» отпечатком), приблизительно в VII–VI вв. до н.э., а уже в конце III – во II в. до н.э. в комплексах начинает преобладать керамика с «нитчатым» отпечатком.



Пример керамики с «мелкоячеистым рябчатым» отпечатком на поверхности. Городищенское городище, основание насыпи вала, раскоп 1997 года.

Выше устья р. Осётр, на «каширских» поселениях, керамика с «елово-шишечной» фактурой встречается еще реже. Не случайно И.Л. Чернай в обиходе «нитчатую» керамику называл просто «окской», а «рябчатую» – верхневолжской.

Если принять версию О.А. Лопатиной о способе нанесения «мелкоячеистого рябчатого» отпечатка, неизбежно возникает вопрос об обеспечении местного населения соответствующими «инструментами». В настоящее время южная граница ареала ели проходит по левому берегу р. Оки, и ареал этот сформировался в эпоху «малого ледникового периода», особенно в холодную первую пол. XX в. Однако, в предшествующие эпохи климат не был столь суров, и вопрос о границе распространения ели превращается в вопрос перепроверки гипотезы О.А. Лопатиной. (Например, в Щурово в отложениях селищ IV–VII вв. и могильников VI–X вв. пыльца ели почти не найдено, что объяснимо – захоронения грунтового могильника Щурово приходятся на т.н. «малый климатический оптимум голоцена», приходящегося на вторую половину «Эпохи викингов». Единственное исключение – это обгоревшая пыльца ели в слое грунтового могильника с кремациями. Это обстоятельство позволило предположить, что ель не росла в окрестностях могильника и, поскольку, вероятно, играла важную роль в погребальном обряде, доставлялась на могильник издалека.)

Автор уже высказывал мысль о том, что распространение «мелкоячеистой рябчатой» фактуры отпечатка на керамике совпадает с фазой похолодания начала субатлантического периода ([4], с. 208–210). Наиболее подробно эпизод похолодания раннего субатлантического времени рассмотрен В.В. Клименко [7], в русскоязычной литературе этот эпизод описан и другими авторами ([8], с. 532–534). Согласно современным представлениям, период похолодания ESA (Early Subatlantic Age)

приходится на интервал 650–280 гг. до н.э. с кратковременным промежуточным потеплением между 450 и 380 гг. до н.э. ([7], с. 13–19). К тому массиву данных, которые были собраны В.В. Клименко, можно также добавить выводы, сделанные Е.А. Спиридоновой и А.А. Алешинской на основании спорово-пыльцевых разрезов из культурного слоя дьяковских городищ, в т.ч. и «коломенской» группы [9]. Они также отмечают общее похолодание и распространение темнохвойной тайги в период ESA в окрестностях дьяковских городищ. Следовательно, не смотря на то, что среднее течение р. Оки протекает по южной границе лесной зоны, и по ее берегам сформировались уникальные очаги степной растительности, т.н. «окской флоры», в отдельные периоды ареал ели мог сдвигаться и южнее р. Оки. Представляется особенно важным то, что распространение на городищах «коломенской» группы «нитчатой» керамики, сменившей «мелкоячеистую рябчатую» («еловошишечную»), начинается в конце III – начале Пвв. до н.э. ([4], с. 120, 209), что совпадает с началом т.н. «потепления римского времени» ([7], с. 19; [8], с. 37–38). Не менее важно то, что в период похолодания ESA «нитчатые» фактуры отпечатков на керамике были распространены южнее, в рязанском течении р. Оки, и именно на этих территориях следует искать истоки «второго пришествия нитчатой керамики» на «коломенские» и «каширские» поселения (под «Первым пришествием» следует понимать распространение керамики типа Климентовской стоянки в период финальной бронзы).

Таким образом, наш вывод заключается в том, что распространение керамики, отпечаток на которой наносился ошелушенной еловой шишкой, может быть увязан с колебаниями ареала ели, который, в свою очередь, связан с колебаниями климата.

Является ли такая взаимосвязь прямой (что вряд ли) или опосредованной (скорее всего), имеющиеся источники ответа не дают. Представляется очевидным, что южное пограничие ареала ели вряд ли являлось той территорией, на которой эта технология зародилась. Но распространение такого типа отпечатка необязательно должно увязываться с перемещением населения (миграция елок, а не людей), хотя именно миграция в условиях похолодания как объяснение выглядит логичнее. Расширение ареала ели на юг в этих условиях выглядит скорее фоном, хотя без такого расширения новая технология не распространилась бы на юг. Смена же керамики этого типа более южным (речь идет только о Средней Оке) вряд ли может быть объяснена только сокращением ареала ели в период потепления – этот процесс не мог быть таким стремительным, каким стало распространение «нитчатых» фактур отпечатка и активное оборонительное строительство на Средней Оке.

#### Литература

1. Лопатина О.А. О происхождении одного вида отпечатков на поверхности «текстильной» керамики //

Краткие сообщения института археологии РАН. Вып. 240. 2015.

2. Чернай И.Л. Выработка текстиля у племен дьяковской культуры // Советская археология. М.: Наука. 1981. № 4.

3. Фоломеев Б.А. Фактура текстильной керамики бассейна Средней Оки // Археологические памятники Среднего Поочья. Вып. 7. Рязань. 1998.

4. Сыроватко А.С., 2009. Юго-восточное Подмосковье в железном веке: к характеристике локальных вариантов дьяковской культуры. М.: Shebuk, 2009. – 352с.: ил.

5. Сидоров В.В. Реконструкции в первобытной археологии. М.: Институт археологии РАН: ТАУС, 2009. – 216 с.: ил.

6. Смирнов К.А. Два района появления сетчатой кера-

мики // Керамика раннего железного века и средневековья Верхневолжья и соседних территорий. Тверь, 1991.

7. Клименко В.В. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. М.: Изд-во МЭИ., 2004. – 144 с.

8. Дергачев В.А. Кольцо дерева, радиоуглерод и природные процессы // Вагнер Г.А., 2006. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. – 576 с.

9. Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Динамика природной среды Волго-Окского междуречья с I тысячелетия по н.э. по II тысячелетие н.э. // Российская археология. М.: «Наука», 2004. №3. С. 33–43.

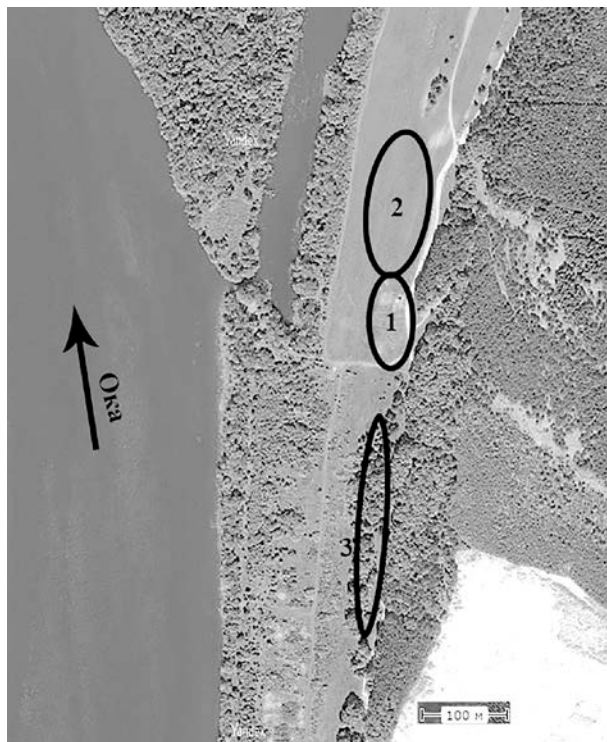
## РОЛЬ ПАЛЕОТОПОГРАФИИ И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЩУРОВСКОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

А.С. Сыроватко<sup>1</sup>, А.В. Панин<sup>2</sup>, А.А. Трошина<sup>1</sup>, Н.С. Семянк<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Коломенский археологический центр», Коломна; e-mail: arxeolog-net@rambler.ru

<sup>2</sup>ИГ РАН, Москва; e-mail: a.v.panin@yandex.ru; nadejda-sport@yandex.ru

Археологический памятник Щурово расположен в юго-восточном Подмосковье на правом берегу реки Ока в 8 км от устья реки Москва. Памятник представляет собой сложный комплекс разновременных объектов (слоев селищ и могильников), существование которых в целом укладывается в I тыс. н.э. Район исследования расположен в лесной зоне, подзоне широколиственных лесов, почвообразующая порода сложена рыхлым песком, тип почвы – подзолистый.



Вид на Щуровский комплекс из космоса. Цифрами обозначены: 1 – «верхняя площадка», 2 – «нижняя площадка», 3 – «средняя площадка».

К настоящему времени исследователи выделяют три части памятника, отличающихся по топографическому положению и содержащих слои разных этапов существования комплекса (подробнее: [1,2]). Основная часть памятника приурочена к останцу надпойменной террасы и известна в литературе как «верхняя площадка» (рисунок, участок 1). Этот участок был открыт как селище Щурово в 1986 г. Р.Л. Розенфельдом [3] и помимо слоя позднедьяковского времени (IV–V вв. н.э.) содержит отложения двух могильников: домики мертвых (или курганы) VI–VII вв. и грунтовый могильник с кремациями конца I тыс. н.э.

Участок, получивший наименование «нижняя площадка», был обнаружен в 2013 г. и находится к северу от «основного» памятника под 1,5-метровой толщей пойменных отложений реки Оки, сформировавшихся в течение XVII–XIX вв (рисунок, участок 2). В этой части памятника залегают слои поселения третьей четверти I тыс. н.э., вероятно, синхронного могильнику с домиками мертвых на останце, а также часть позднего могильника с кремациями, который перекрывает слой селища. Данные последних раскопок свидетельствуют о том, что значительная часть этих слоев могла быть переработана более поздней распашкой, однако точное время этих турбаций пока не установлено (два уровня пашни были выявлены совсем недавно, в ходе работ 2016 г.). Очевидно только, что поздний, второй этап распашки, не может быть позднее XVII столетия, когда культурный слой оказался погребенным пойменным аллювием. В силу специфики залегания культурных отложений уточнение границ поселения в пойме производилось при помощи бурения ручным буром и шурфовки. Согласно данным бурения изучаемый участок поймы в раннем средневековье имел несколько иную топографию. В

начале голоцена это был пологий склон низкой песчаной террасы. В раннем и среднем голоцене в поверхности этого склона паводковыми водами была вырезана ступень. В раннем средневековье и вплоть до последних столетий эта ступень не затоплялась, и на ней сформировалась почва, переработанная в культурный слой. В центре ступени имеется понижение, и именно в этой «котловине» накопился культурный слой максимальной мощности. Однако если ранее мы считали котловину центром поселения, то после раскопок 2016 г., когда были выявлены следы одновременных пашен, мы склоняемся к версии, что в котловину переоткладывался слой с прилегающих участков под воздействием распашки, причем проводившейся не только параллельно склону, но и поперек него. Протяженность культурного слоя селища под поймой к северу от останца террасы оценивается в 170–200 м.

Наконец, к югу от «основного» памятника имеется третий участок с культурным слоем, протянувшимся узкой полосой вдоль края террасы, размерами 100×30 м. Поскольку эта часть комплекса занимает промежуточное положение по высотам над уровнем реки, она получила наименование «*средняя площадка*» (рисунки, участок 3). Культурный слой здесь содержит сетчатую керамику II–III вв. н.э. и керамику позднелевосточного облика.

Таким образом, заселение Щуровского комплекса имело место на протяжении всего I тыс. н.э., однако в различные периоды осваивались его отдельные части, отличающиеся друг от друга по высотам. В начале I тыс. н.э. были в той или иной степени заселены все три площадки. В позднелевосточное время (вторая четв. – середина I тыс. н.э.) была освоена только «верхняя площадка», которая приурочена к доминирующей точке рельефа. Стоит отметить, что немногочисленные в этом регионе синхронные памятники также располагаются на высоких точках местности (городища Протопопово, Ростиславль, селища Соколова Пустынь и Усть-Матыра). Третьей четвертью I тыс. н.э. в Щурово датируются два объекта: слой поселения в пойме к северу от останца и могильник с кремациями в «домиках мертвых» на вершине. В VIII веке отмечено временное запустение памятника, после которого на останце, его склонах и в пойме к северу формируется слой грунтового могильника с кремациями. Поселения, синхронного могильнику, не обнаружено.

Обнаружение трех упомянутых частей памятника и выявление их асинхронности поставило вопрос о причинах подобного «блуждания» по высотам. Вероятной казалась связь с динамикой увлажнения климата, уровень грунтовых вод и т.д. Для реконструкции подобных процессов использовался совместный анализ пыльцы и фитолитов из культурных слоев на разных участках. Всего на памятнике было исследовано 6 разрезов и единственный образец под развалом керамики. На

основе полученных данных была предпринята попытка воссоздать картину ландшафтных изменений в округе памятника [2]:

1. В период, предшествующий заселению поймы («нижняя площадка»), этот участок, вероятно, затоплялся (на это указывают оглеенность образца и присутствие в нем спикул губок и диатомовых водорослей). Повышенная влажность, возможно, являлась причиной расположения позднелевосточных поселений в Щурово и окрестностях на высоких точках рельефа.

2. Когда в VI–VII вв. поселение существовало в пойме, в округе памятника произрастали березово-липовые леса и разнотравные луга, причем доля березы и разнотравья возрастает от начала данного интервала к его концу. Изменения процентного соотношения в группе древесных пород, по всей видимости, связаны с деятельностью человека, т.к. для середины I тыс. н.э. реконструируется максимум антропогенной нагрузки на ландшафты, после чего начался процесс восстановления коренной растительности, занявший всю вторую половину тысячелетия.

3. Как уже упоминалось, на VIII век приходится запустение могильника с «домиками мертвых» (которые были синхронны селищу в пойме). В этот период в спорово-пыльцевых спектрах отмечено увеличение доли пыльцы сосны, что может быть связано с похолоданием климата.

4. В образцах из слоя грунтового могильника отмечено увеличение доли пыльцы липы, которая становится господствующей породой в древостое. Совокупные данные фитолитного и палинологического анализов из этого слоя указывают на снижение антропогенной нагрузки и восстановление коренной растительности. Это обстоятельство согласуется с археологическим контекстом (отсутствие поселения, синхронного могильнику).

Полученные результаты необходимо сопоставить с уже известными данными по палеоклимату. Для I тыс. н.э. на сегодняшний день отсутствует единая и непротиворечивая оценка климатической обстановки. Однако некоторым авторам удается выделить ряд палеоклиматических событий для этого времени. Так, И.И. Еремеев и О.Ф. Дзюба приводят следующую схему ([4], с. 432):

- середина первой половины I тыс. н.э. – повышение увлажненности;
- сер. I тыс. н.э. – похолодание;
- третья четверть I тыс. н.э. – потепление и падение увлажненности;
- середина второй половины I тыс. н.э. – похолодание;
- X–XI вв. – средневековый климатический оптимум.

Стоит отметить, что в I тысячелетие в целом характеризуется снижением паводковой активности всей центральной полосе Европы [5]. По палеопочвенным и геоморфологическим данным

минимум паводковой активности в центре Восточно-Европейской равнины приходится на VII–X вв. [6]. Таким образом, можно заключить, что приуроченность поселений середины I тыс. н.э. к высоким точкам рельефа могла быть обусловлена повышенной увлажненностью, в то время как потепление и падение увлажненности третьей четверти дало возможность освоить пойменные и прибрежные участки.

### Литература

1. Сыроватко А.С. Могильники с кремациями на Средней Оке второй половины I тыс. н.э. // Российская археология. 2014. №4. С. 48–61.
2. Сыроватко А.С., Панин А.В., Трошина А.А., Семеняк Н.С. Роль палеотопографии и ландшафтно-климатических изменений в формировании Щуровского археологического комплекса // Археология Подмосковья:

- Материалы научного семинара. 2016. Вып. 12. С. 53–63.
3. Розенфельдт Р.Л. Отчет об археологических разведках на территории Московской обл. в 1986 году // Архив ИА РАН. 1986. Р-1. № 11831.
  4. Еремеев И.И., Дзюба О.Ф. Очерки исторической географии лесной части Пути из варяг в греки. Археологические и палеогеографические исследования между Западной Двиной и озером Ильмень. СПб.: Нестор-История. 2010. 670 с.
  5. Benito G., Macklin M. G., Panin A., Rossato S., Fontana A., Jones A. F., Machado M. J., Matlakhova E., Mozzi P., Zielhofer C. Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Scientific Reports*. 2015. Vol. 5, 16398.
  6. Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications. *Catena*. 2015. Vol. 130 (July 2015). P. 46–61.

## СОВРЕМЕННЫЕ И ГОЛОЦЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ МИКРОФАУНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ Е.Е. Талденкова<sup>1</sup>, Я.С. Овсепян<sup>2</sup>, Н.О. Чистякова<sup>1</sup>, А.Ю. Степанова<sup>3</sup>, Х.А. Баух<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Географический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Ленгоры, 1;  
e-mail: etaldenkova@mail.ru, natal-y@mail.ru

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: yaovsepyan@yandex.ru

<sup>3</sup>Texas A&M University, College Station, USA; e-mail: a.yu.stepanova@gmail.com

<sup>4</sup>AWI/GEOMAR, Kiel, Germany; e-mail: hbauch@geomar.de

В течение последних 20 лет в рамках совместных российско-немецких проектов по изучению системы моря Лаптевых проведено разностороннее изучение современной и голоценовой фауны бентосных фораминифер и остракод этого моря с целью реконструкции изменений условий палеосреды в ходе голоценовой трансгрессии и затопления шельфа, изменений влияния речного стока и размеров ледового покрова (Taldenkova et al., 2005, 2008, 2012; Stepanova et al., 2003, 2007, 2012; Овсепян и др., 2015).

Для изучения особенностей распределения фораминифер и остракод в поверхностных осадках проанализированы пробы из различных частей моря в диапазоне глубин от 12 до 270 м. Численность отдельных видов и экологических групп зависят от ряда факторов окружающей среды, влияние которых опосредованно выражается через значения среднесезонной летней поверхностной солености (Polyak et al., 2002). Выделено несколько комплексов, сменяющих друг друга по мере удаления от берега и увеличения глубины.

Комплекс внутреннего шельфа занимает прибрежные районы (до глубин 20–30 м), находящиеся зимой под покровом припайного льда, с менее выраженными сезонными вариациями пресноводного стока. Придонная соленость составляет 26–32. Скорости седиментации высоки, однако сравнительно высокое количество биогенных элементов, приносимых с речным стоком, обеспечивают высокую продуктивность, в особенности у внешнего края припая. Обитающий здесь комплекс остракод

имеет смешанный состав с преобладанием эвригаллиных видов *Paracyprideis pseudopunctillata* и *Heterocyprideis sorbyana*, в меньшем количестве встречаются солоноватоводные (*Cytheromorpha macchesneyi*) и мелководно-морские виды (*Semicytherura complanata*, *Cytheropteron sulense*, *Roundstonia globulifera*, *Sarsicytheridea bradleyi*). Ядро сообщества фораминифер составляют виды опресненного внутреннего шельфа *Haynesina orbiculare*, *Elphidium incertum*, *E. bartletti*, *Buccella frigida*, *Elphidiella groenlandica*, Polymorphiniidae и оппортунистический вид *Elphidium clavatum*.

Зона среднего шельфа в интервале глубин от 20–30 до 40–50 м характеризуется наличием полыней в зимнее время, что определяет активное взмучивание и перенос осадков в течение всего года и объясняет существенно более низкие скорости седиментации, чем на внутреннем шельфе. В связи с этим, численность бентосных организмов в этой зоне невелика, а степень сохранности ниже, чем в других районах. Для остракод характерно ярко выраженное, в некоторых пробах стопроцентное, преобладание мелководно-морских видов, среди которых доминируют *Acanthocythereis dunelmensis*, *Cytheropteron elaei*, *S. Complanata*, *Palmenella limicola*, *Cluthia cluthae*. В сообществах фораминифер количественно преобладают широко распространенный в Арктике холодолюбивый вид *Cassidulina reniforme* и эврибионтный вид *E. clavatum*. Встречаются относительно мелководные виды *Nonion labradoricum*, *Stainforthia loeblichii* и *Trifarina fluens*, которые характерны

для районов с высокой сезонной продуктивностью, связанной, в том числе, и с таянием льдов.

Зона внешнего шельфа характеризуется стабильными морскими условиями с придонной соленостью 33–34. Соответственно, в составе комплексов остракод наряду с разнообразными мелководно-морскими видами появляются и относительно глубоководные виды, включая виды, характерные для Северной Атлантики (*Cytheropteron alatum*, *C. arcuatum*, *C. biconvexa*, *C. porterae*, *C. tumefactum*, *Pseudocythere caudata* и другие). Среди фораминифер преобладающими по-прежнему являются *E. clavatum* и *C. reniforme*, но появляются и относительно глубоководные виды, такие как *Islandiella norcrossi* и *I. helena*. Кроме того, встречаются немногочисленные планктонные фораминиферы, привнесенные реверсивными течениями. Надо отметить, что редкие планктонные фораминиферы иногда заносятся этими течениями далеко в сторону берега, вплоть до районов внутреннего шельфа (Таманова, 1971; Matul et al., 2007). Интересной особенностью морского комплекса внешнего шельфа является то, что наряду со значительным участием относительно глубоководных видов, в нем многочисленны эвригалинные остракоды (в некоторых пробах до 40–50%) и мелководные фораминиферы, обитающие, в основном, в пределах внутреннего шельфа. Наиболее вероятной причиной многочисленности этих видов в районах внешнего шельфа является перенос их льдами. Скорее всего, раковины вмораживаются в новообразованный лед во время осенних штормов и ледообразования и переносятся к границе дрейфующих льдов. Следующим летом из той части льдов, которые остались в пределах моря Лаптевых и не были унесены с Трансполярным дрейфом в центральную часть океана и далее в северную Атлантику они частично вытаскиваются в пределах внешнего шельфа и континентального склона моря Лаптевых.

Изучено распределение численности, видового разнообразия и экологических групп ископаемых фораминифер и остракод в колонках морских осадков из различных частей шельфа моря Лаптевых, приуроченных к современным глубинам моря от 21 до 60 м. Колонки детально датированы радиоуглеродным (AMS) методом и охватывают возрастной диапазон от 12,2 кал.тыс.л.н. до современности.

Сравнение ископаемых комплексов с современными аналогами показало наличие последовательной смены комплексов вслед за подъемом уровня моря и затоплением шельфа. В районах речных палеодолин современного внешнего и среднего шельфа, благодаря высоким скоростям осадконакопления в начальный период затопления шельфа, наблюдается весь спектр комплексов: от эстуарных до современных морских. Хотя последовательность комплексов одинакова, время существования каждого из них различается в зависимости от глубины положения колонки, придонной гидро-

динамики, степени влияния речного стока. Для исследованных колонок из районов внешнего и среднего шельфа возрастная диагональ существования комплексов следующая: эстуарного – 12,2–10,2 кал.тыс.л.н.; комплекса внутреннего шельфа – 11,8–7,0 кал.тыс.л.н.; комплекса среднего шельфа – 10,3–1,7 кал.тыс.л.н.; комплекса внешнего шельфа – 7–0 кал.тыс.л.н. Состав ископаемых комплексов времени начала затопления шельфа несколько отличался от современных аналогов, будучи более «контрастным». Например, в составе сообществ раннего голоцена, при общем преобладании эвригалинных и солоноватоводных видов, содержание относительно глубоководных видов заметно выше, чем в современных комплексах эстуариев и внутреннего шельфа. Это объясняется близостью к бровке шельфа и более активным взаимодействием с водами открытого моря.

После стабилизации уровня моря на близких современным отметках около 5–6 кал.тыс.л.н. изменения, наблюдаемые в составе позднеголоценовых комплексов бентоса, характеризуют вариации гидрологических и климатических условий. В ископаемых комплексах районов внешнего шельфа отмечено постоянное присутствие относительно глубоководных видов, свидетельствующее о стабильности придонных условий и нормально морской солености. В то же время, возрастает количество видов, характерных для прибрежных районов, в особенности эвригалинных остракод, поступающих в удаленные районы шельфа и континентального склона в результате ледового разноса. Наблюдаемые явления объясняются похолоданием вод (чем ближе к берегу положение осенней границы дрейфующих льдов, тем большее количество льдов, образованных во время осенних штормов с включениями мелководных бентосных микрофоссилий, окажется следующим летом в пределах внешнего шельфа моря Лаптевых), а также усилением эстуарной циркуляции, вызванной ветрами и, возможно, увеличением речного стока. В колонках с внутреннего шельфа также отмечается периодическое усиление морского влияния, выраженное в составе бентосных комплексов по увеличению общей численности микрофоссилий, видового разнообразия и процентного содержания относительно глубоководных видов. Причем часто эти периоды усиления морского влияния, т.е. интенсификации и глубины проникновения в сторону берега придонных реверсивных течений, совпадают с растущим опреснением поверхностных вод за счет увеличения объемов речного стока или изменения его направления. Так как сила и направление ветров, и вариации объемов стока зависят от особенностей атмосферной циркуляции, то можно связать периоды усиления притока морских вод на шельф с активизацией вызванной ветрами циркуляции поверхностных и придонных вод. По нашим данным, на шельфе моря Лаптевых такой период был наиболее ярко выражен 2–4 кал.тыс.л.н. и совпал с похолоданием и увеличением ледовитости морей.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497.

### Литература

1. Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Кандиано Е.С. Реконструкция событий позднего плейстоцена на континентальном склоне моря Лаптевых по комплексам бентосных и планктонных фораминифер // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 96–112.
2. Таманова С.В. Фораминиферы моря Лаптевых // Геология моря. Сб. статей. Вып. 1. Ленинград: НИИГА, 1971. С. 54–63.
3. Matul A.G., Khusid T.A., Mukhina V.V., Chekhovskaya M.P., Safarova S.A. Recent and Late Holocene environments on the southeastern shelf of the Laptev Sea as inferred from microfossil data // Oceanology. 2007. V. 47. No 1. P. 80–90.
4. Polyak L., Korsun S., Febo L.A., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.J. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // J. of Foraminiferal Research. 2002. V. 32. No 3. P. 252–273.
5. Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Recent Ostracoda of the Laptev Sea (Arctic Siberia): taxonomic composition and some environmental implications // Marine Micropalaeontology. 2003. V. 48 (1–2). P. 23–48.
6. Stepanova A., Taldenkova E., Simstich J., Bauch H.A. Comparison study of the modern ostracod associations in the Kara and Laptev seas: Ecological aspects // Marine Micropalaeontology. 2007. V. 63. P. 111–142.
7. Stepanova A., Taldenkova E., Bauch H.A. Ostracod paleoecology and environmental change in the Laptev and Kara seas (Siberian Arctic) during the last 18,000 years // Boreas. 2012. V. 41. No 4. P. 557–577.
8. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Dem'yankov S., Ovsepyan A. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. V. 48 (1–3). P. 223–251.
9. Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Strezh A., Dem'yankov S., Ovsepyan Ya. Postglacial to Holocene benthic assemblages from the Laptev Sea: paleoenvironmental implications // Quaternary International. 2008. V. 183. P. 40–60.
10. Taldenkova E., Bauch, H.A., Stepanova, A., Ovsepyan, Ya., Pogodina, I., Klyuvitkina, T., Nikolaev, S. Benthic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // Marine Micropalaeontology. 2012. V. 96–97. P. 13–28.

## ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В ГОЛОЦЕНЕ ПОДОНЬЯ

Т.Ф. Трегуб

*Воронежский государственный университет,  
394006, Воронеж, Университетская пл. 1; e-mail: ttregub108@yandex.ru*

Голоцен Окско-Донской низменности и Среднерусской возвышенности изучался долгие годы, первая схема голоцена бассейна Верхнего Дона была разработана М.Н. Грищенко [1976]. Эволюционный ряд растительности и ее флористический состав представлен в монографии Е.А. Спиридоновой [1991]. В последние годы специалистами геологического факультета Воронежского государственного университета при изучении отложений голоцена, были получены палинологические материалы, позволяющие дополнить и уточнить сукцессионный ряд растительности голоцена.

В настоящей работе представлены обобщенные материалы по разрезам у с. Костенки, карьера Шкурлат, долины р. Гаврило, пойменных отложений р. Дон, археологических стоянок Плаутино 2 и 4 (долина реки Хопёр), почвенных горизонтов у городищ: Губарево, Ксизово, Отскочное, Каменка, Александровка, Рябинки Липецкой области и города Семилуки, пойменных отложений рек Сейма и Кромы (притока Оки) [Трегуб, 2008].

Значимые изменения климата в голоцене на этой территории отмечаются для поздних этапов валдайской ледниковой эпохи (средний дриас – аллёрд – поздний дриас). В голоцене наиболее резкие колебания кривых влажности и тепла приурочены к границе бореала – атлантики, переходным фазам от атлантики к суббореалу и начальным фазам позднего этапа субатлантики. Данная

тенденция с незначительной метахронностью сохраняется как на европейской, так и на азиатской части России [Болиховская, Касимов, 2008; Волкова, Хазина, 2008].

Переходный этап от 14 до 10 т. л. н. между плейстоценом и голоценом (средний дриас, аллёрд и поздний дриас) достаточно полную палинологическую характеристику получил в разрезах: Гаврило II, Гаврило-84, Шкурлат III (отдельные слои имеют радиоуглеродные датировки). Для данного этапа характерно широкое развитие сосновых лесов с незначительным участием березняков и ельников. Площади ельников незначительно расширяются в среднем дриасе (разрез Костенки 17 и Гаврило II; 14000–13500 тыс. л. н.) Здесь содержание пыльцы ели достигает 15–20 %, тогда как в аллёрде (разрез Гаврило-84; 11800–11000 тыс. л. н.) площадь ареала ели резко сокращается. Южная граница распространения ели постепенно уходит на север вплоть до верховьев Оки. Во второй половине аллёрда в составе растительности появляются теплолюбивые породы, на это указывает присутствие в спектрах пыльцы дуба, вяза и липы. Данная тенденция развития растительного покрова хорошо сопоставляется с этапами экосистем в позднеледниковье и межстадиальные потепления (бёллинг-аллёрд), описанные для территории Европы и нижней Волги [Маркова А. К. и др., 2008]. Растительность позднего дриаса (11000–10000 т. л.

н.) так же как и предыдущие интервалы характеризовалась преобладанием боровых сообществ, которые включали в свой состав березняки, ольшаники и небольшое количество дуба, вяза, лещины.

Предбореальный период (разрез Гаврило-86; 10000–9500 т. л. н.) характеризуется расширением ареала березняков. На этом этапе развитие получают березово-сосновые леса с незначительной примесью широколиственных пород, с преобладанием вяза. Травянистый покров слагается в основном разнотравьем, луговыми и злаковыми ассоциациями. Достаточно высокие содержания пыльцы маревых и полыней обусловлены фациальной принадлежностью отложений. Все вышеприведенные разрезы сложены отложениями аллювиально-пролювиального, пролювиально-делювиального генезиса, которые зачастую образуют незакрепленные субстраты. Такие территории заселяются в первую очередь рудеральной и псаммофитной растительностью. Данной экологической приуроченностью обладает целый ряд видов среди маревых и полыней.

В бореальный период (разрезы Плаутино 2, Гаврило, Гаврило-86; 9000–8500 тыс. л. н.) березово-сосновые леса постепенно обогащаются элементами неморального ценокомплекса. В составе древесной растительности возрастает роль дубравной составляющей. Дубравы расширяют ареал, и их состав постепенно становится богаче. В поздние фазы бореала в составе спектров появляются такие элементы как ясень и клен.

Кроме этого в течение бореального периода определенные преобразования испытывает состав травянистой растительности. Разнотравно-злаковые группировки при смягчении климата постепенно замещаются на злаково-разнотравные, в состав которых внедряется большое количество элементов, слагающих ассоциации влажных и пойменных лугов. В составе этих сообществ в конечные фазы бореала в большом количестве появляется пыльца семейства маревых из рода солянковых *Salsola soda* L. Экологические особенности данного вида обеспечивают его существование только на засоленных лугах или карбонатных субстратах. Это могло быть связано с резкой, но кратковременной аридизацией климата. Настоящая фаза в разрезах высокой поймы фиксируется либо зоной размыва, либо наличием гумусового горизонта небольшой мощности. Хронологически данный этап хорошо сопоставляется с ходом климатических кривых Н.А. Хотинского [1989] во временном интервале 8300–8000 тыс. л. н.

Дальнейшее возрастание теплообеспеченности и влажности в атлантический период (8000–4500 т. л. н.) обеспечивает постепенное расширение площадей занятых дубравами, которые со временем приобретают статус многоярусных дубовых лесов. Боры сохраняются по пониженным формам рельефа (это в основном низкие террасы), в составе которых значительное место занимали березняки и можжевельниковые заросли.

Поздние этапы атлантики характеризовались развитием дубрав сложного состава. В спорово-пыльцевых спектрах преобладала пыльца дуба двух видов (*Quercus robur* L., *Q. pubescens* Willd., от 30 до 40%), липы двух видов (*Tilia cordata* Mill., *T. cordifolia* Bess., от 20 до 30%), клена (*Acer tataricum* L.). Одна из поздних фаз фиксирует присутствие пыльцы граба (*Carpinus betulus* L., до 15%) и бука (*Fagus silvatica* L., 1–1,5%). Данные выводы хорошо согласуются с палинологическими материалами как для Окско-Донской низменности, для Среднерусской возвышенности и для территории Беларуси [Еловичева, 2006]. Дубовые леса сложного состава были развиты от Беларуси до Волги в пределах 50°–52° северной широты.

Переходный этап от атлантики к суббореалу фиксируется резким сокращением степени участия в древесной растительности широколиственных пород. В составе травянистой растительности появляются солянковые, и на данном этапе их участие преобладает по сравнению с отмеченным выше рубежом перехода от бореала к атлантике. Очевидно, что эта волна сухого и прохладного климата была и продолжительнее и контрастнее (самый холодный и сухой этап), что и привело к сокращению ареала дубрав на водоразделах. Это подтверждается появлением в верхней части высокой поймы реки Гаврило солоноватоводных видов диатомовых водорослей: *Amphora coffeaeformis* Ag. var. *coffeaeformis* (2,8%) et var. *acutiuscula* (Kütz.) Hust. (6,0%), *A. commutata* Grun. (1,0%), *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. var. *interrupta* (1,2%), *Navicula pygmaea* Kütz. (0,6%), *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) Kütz. var. *gibberula* (1,0%) et var. *vaucheria* O.Müll. (1,6%), *Rh. musculus* (Kütz.) O.Müll. et var. *variabilis* Fricke (3,2%) [Анциферова, 2001].

При практически неизменной влажности дальнейшее возрастание среднегодовых температур привело к преобразованию состава и структуры лесов. Березово-сосновые леса сохранялись в основном на террасах и песчаных грунтах, одноярусные дубравы занимали пониженные участки рельефа и склоны овражно-балочной сети, а общий состав верхнего яруса растительности очень близок последним фазам бореального периода. За счет этого увеличиваются площади занятые травянистой растительностью, представленной в основном разнотравно-луговыми сообществами. Существование значительных площадей занятых степной разнотравно-луговой растительностью на протяжении 1000–800 лет (SB-2 4200–3200 тыс. л. н.) обусловило возникновение степных ландшафтов и формирование на водоразделах черноземной почвы. Подобные преобразования обеспечили продвижение с востока кочевых племен скифов (VIII век до Рождества Христова) и обитание их на данной территории до конца V века до Р. Х. [Бруяко, 2005]. Подтверждением такому выводу служит самое низкое стояние вод Черного моря, которое приходится на временной интервал в пределах 4000–3000 тыс. л. н. [Дановский, Дика-



рев, 2007]. Кроме этого, резкие изменения палеоклиматических кривых на данном рубеже совпадают со временем окончания формирования отложений высокой поймы и заложением ложа для накопления отложений низкой поймы в долине Дона и его притоков.

Дальнейшее некоторое снижение теплообеспеченности при достаточно стабильной влажности в последние фазы суббореала привело к расширению ареала лесных сообществ, где возрастает популяция липы и вяза по отношению к дубу. Граница суббореала и субатлантики характеризовалась развитием на плакорах вязово - липовых сообществ, а по сниженным формам рельефа сосновых группировок с обширными березняками (почвы у городищ датируемые археологами VI–III вв. до н. э. или 2600–2300 тыс. л. н.). К этому времени приурочены (поздние фазы суббореала SB-3) эволюционные преобразования черноземов. Они проходят этап от выщелоченных черноземов до лесных подзолистых почв в субатлантике (SA-1, SA-2) [Чеднев, 2008]. Переходный этап от суббореала к субатлантике при снижении температуры обеспечил развитие в основном березняков с остатками липняков и боров по песчаным субстратам [Трегуб, Разуваев, 2009].

Тенденция к увеличению и влажности и температуры в середине субатлантики привела к расширению ареала дуба и к изменению состава лесов. Постепенно восстанавливаются дубравы с обилием липы и участием вяза, при этом сохраняется их одноярусная структура. Кроме этого, увеличение влажности способствует миграции границы ареала ели в южном направлении примерно на 500 км, что приводит к внедрению в состав сосняков зеленомошных ельников. Последние, в конечные фазы субатлантики при изменении влажности вымирают на данной территории. Вероятно, палеоландшафты лесного типа и не позволили гуннам внедриться на данную территорию. Этот народ во II–IV вв. н. э. прошел Прикаспийскими и Причерноморскими степями и подчинил себе ряд германских племен. Климатические условия поздней субатлантики способствовали развитию степной растительности, а так же долинных лесов и локальных дубрав на плакорах. Достаточно быстрое распространение степных ассоциаций обеспечивалось не только изменениями климата, но и хозяйственной деятельностью древнего человека, что в свою очередь привело к проградации черноземов и внедрению второй мощной волны кочевников (татаро-монголов в начале XIII века). Дальнейшие изменения в палеоландшафтах были обеспечены одновременным уменьшением и среднегодовых температур и снижением влажности, что привело к существованию локальных дубрав на фоне широкого развития лесов боровой формации.

Все вышеизложенное позволило дополнить и детализировать сукцессионный ряд голоцена. Предлагаемая схема развития растительного покрова отражает соотношения изменений климата, зо-

нального типа растительности и ее флористического состава. На рассматриваемой территории в большей степени были развиты лесной и лесостепной зональный тип растительности. Ландшафты, в структурном отношении близкие степям существовали в начальную и среднюю стадии суббореала и начальные фазы конечной стадии субатлантики. В течение каждого этапа происходили постепенные, но при этом необратимые изменения палеоландшафтной обстановки. Этот процесс был обусловлен климатической ритмикой более низкого ранга, которая на определенных рубежах приводила к кардинальным изменениям, как в структуре, так и в составе растительного покрова. Современные степные и лесостепные ландшафты Окско-Донской низменности и юга Среднерусской возвышенности вероятнее всего имеют в большей степени антропогенную природу, а в целом климатические условия обуславливали не только изменения ландшафтной обстановки прошлого, но повлияли на социально-экономические и культурные взаимоотношения традиционно-оседлых культур ранних земледельцев и кочевых племен прошлого.

#### Литература

1. Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. М.: Наука, 1976. 227 с.
2. Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.
3. Трегуб Т.Ф. Этапы развития растительности в голоцене на территории Воронежской области // Вестник Воронежского гос. ун-та. Серия Геология, Воронеж: Изд-во ВГУ. 2008. № 1. С. 29–33.
4. Болиховская Н.С., Касимов Н.С. Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги в последние 10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Сборник научных трудов. М.: Изд-во МГУ, 2008. Вып. 2. С. 99–117.
5. Волкова В.С., Хазина И.В. Ландшафты и климат лесной и лесостепной зон Западной Сибири // Сборник научных трудов XII Всероссийской палинологической конференции. Палинология: Стратиграфия и геоэкология. СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 91–96.
6. Маркова А.К., Т. Ван Кольфшотен и др. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.). М.: Изд-во КМК, 2008. 552 с.
7. Хотинский Н.А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 12–16.
8. Еловичева Я.К. Палинология и климатостратиграфия плейстоцена Беларуси // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб., 2006. С. 179–222.
9. Анциферова Г.А. Эволюция диатомовой флоры и межледникового озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене // Труды НИИ геологии ВГУ. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2001. Вып. 2. 198 с.
10. Бруяко И.В. Ранние кочевники в Европе X–V вв. до Р.Х. Кишинев, 2005. 357 с.
11. Дановский А.А., Дикарев В.А. К вопросу об абсолютной хронологии изменений уровня Черного и

Азовского морей в районе Керченского пролива // *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода*. М.: Наука, 2007. С. 100–102.

12. Чендев Ю.Г. Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. М.: Наука, 2008.

211 с.

13. Трегуб Т.Ф., Разуваев Ю.Д. Новые данные об экологической ситуации в правобережье Верхнего Дона в начальные этапы субатлантического периода голоцена // *Экологическая геология: научно-практические, медицинские и экономико-правовые аспекты: материалы международной конференции*. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2009. С. 48–51.

## ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫЕ УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ДРЕВНЕГО ЧЕЛОВЕКА НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИКАМЬЯ В ГОЛОЦЕНЕ

С.С. Трофимова<sup>1</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>2</sup>, Е.Г. Лаптева<sup>1</sup>, А.В. Чернов<sup>3</sup>, Е.Л. Лычагина<sup>4</sup>

<sup>1</sup>*Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202; e-mail: Svetlana.Trofimova@ipae.uran.ru, lapteva@ipae.uran.ru*

<sup>2</sup>*Геологический институт РАН, Москва, Пыжевский пер., 7; e-mail: n\_zaretskaya@inbox.ru*

<sup>3</sup>*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Ленинские горы, 1; e-mail: alexey.chernov@inbox.ru*

<sup>4</sup>*Пермский государственный гуманитарно-педагогический университет, Пермь, ул. Сибирская, 24; e-mail: Lychaginae@mail.ru*

Территория Северного Прикамья активно осваивалась человеком в голоцене. Высокая концентрация археологических памятников от мезолита до средневековья (более 20-ти в районе Чашкинского озера и свыше 50-ти на участке от с. Бондюг до устья р. Вишеры) указывает на существование благоприятных условий для хозяйственной деятельности человека на протяжении длительного времени [1].

Для реконструкции хронологии заселения и природных условий Северного Прикамья в голоцене были проведены комплексные палеоэкологические исследования, включающие палеорусловой, палинологический, палеокарпологический и радиоуглеродный анализы. Основным методом исследования эволюции речных русел в голоцене является палеорусловой метод, в основе которого лежит изучение рисунка первичного рельефа поймы. Радиоуглеродный анализ содержащих органику отложений, находящихся в основании старичных толщ, позволяет установить возраст начала зарастания стариц, т.е. время спрямления излучин, достигших критической или предельной кривизны. Сопоставляя кривизну спрямляющихся излучин и время их спрямления, можно восстановить этапы развития и положения русла реки в разные периоды голоцена. Формирование рисунка руслового рельефа напрямую зависит от гидрологических и, следовательно, климатических условий. Использование палинологического метода позволяет реконструировать тип биома, что является надежным источником информации при палеоклиматических реконструкциях. Палеокарпологический метод позволяет провести определение макроостатков растений до видового уровня, повышая точность палеоэкологических построений.

### Чашкинское озеро

Чашкинское озеро в настоящее время представляет собой систему старичных озер, соединенных протоками. Оно отделено от основного русла р. Камы заболоченным пойменным массивом острова Дедюхинский (59° 23' с.ш., 56° 34,5' в.д.). На территории острова посредством ручного бурения отложений палеорусел был проведен отбор образцов для палеоэкологического и радиоуглеродного анализов. В настоящее время Чашкинский микрорегион находится в северной части подзоны южно-таежных пихтово-еловых травяных лесов. Для подзоны характерно значительное участие неморальных видов [2].

В ходе проведения палеоруслового анализа было выделено 7 разновозрастных пойменных массивов – генераций, образовавшихся в русле Камы в разные периоды голоцена. Наиболее древней является 7-я пойменная генерация (~ 8000–7000 <sup>14</sup>C л.н.), но на Чашкинском озере она сохранилась фрагментарно и восстановить по ней рисунок древнего русла пока не представляется возможным.

Время формирования 6-й генерации ~ 6500–6000 <sup>14</sup>C л.н., что коррелирует с климатическим оптимумом атлантического периода (и началом неолита на территории Среднего Предуралья). В период формирования 6-й генерации происходило спрямление крутых излучин русла Камы, что было вызвано увеличением ее водности. Присутствие водных и околводных видов в комплексах растительных макроостатков это подтверждает. Сопряженный анализ ботанических методов показал, что в это время преобладали еловые леса с участием березы, сосны и широколиственных пород деревьев, протекание крупной реки в непосредственной близости от стоянок способствовали

активному развитию различных форм присваивающего хозяйства: рыболовства, охоты, собирательства [3]. Существование большинства неолитических памятников связано с развитием 6-й генерации [4].

Процесс формирования 5-й пойменной генерации относится к концу атлантического периода (~5200–4700  $^{14}\text{C}$  л.н.). В рисунке пойменных грив 5-й генерации прослеживается дальнейшее выпрямление излучин Камы. Стоянки эпохи неолита располагались на возвышенных местах на первой террасе р. Камы, что было вызвано высокой водностью реки. В конце неолита – начале энеолита на изученной территории были распространены еловые леса с участием широколиственных пород и примесью сосны и березы. В комплексах макроостатков этого времени водные и околоводные виды единичны.

Формирование 4-й пойменной генерации происходило в условиях суббореального периода (~4300–3900  $^{14}\text{C}$  л.н.) и было сопряжено с похолоданием и уменьшением водности реки. Чашкинская излучина продолжала свое искривление. С этим связано перемещение памятников эпохи энеолита в пойму, а также строительство домов-полуземлянок с переходами [5]. В это время господствовали широколиственно-темнохвойные леса, преимущественно с липой и вязом, также были распространены сосновые и березовые формации.

Процесс искривления Чашкинской излучины продолжался и во время формирования 3-й пойменной генерации в конце суббореального – начале субатлантического периодов (~2600–2400  $^{14}\text{C}$  л.н.). Водные и околоводные виды в комплексах макроостатков этого времени отсутствуют. В условиях климата близкого к современному происходило распространение пихтово-еловых лесов с участием липы и сосновых лесов. Роль широколиственных пород существенно сократилась. Чашкинская излучина достигла своей критической кривизны, что привело к спрямлению всей системы излучин. Активное освоение человеком верхней части озера в эпоху средневековья связано с существованием широкого камского рукава и возможностями использования его водных ресурсов в хозяйственной деятельности (металлургия, земледелие и т.д.). Радиоуглеродные даты, полученные из культурных слоев поселений, позволяют датировать этот период VIII–XII вв. Формирование большей части 2-й и 1-й генераций поймы происходило уже в новом русле, старое русло постепенно зарастало до появления водохранилища, превратившего Чашкинское озеро в проточное.

#### **Верхняя Кама, участок от с. Бондюг до устья р. Вишеры**

В долине верхней Камы на участке от села Бондюг до поселка Тюлькино был проведен отбор образцов для палеоэкологических исследований из отложений естественных береговых обнажений. Район исследований находится в подзоне средне-

таежных пихтово-еловых травяно-кустарничковых и моховых лесов. Участие широколиственно-лесных неморальных элементов в составе лесов незначительно [2].

В ходе проведения предварительных работ были изучены природные условия некоторых этапов заселения территории верхней Камы. В бореальном периоде (в соответствии с датой 8750±40  $^{14}\text{C}$  л.н., ГИН-15224) в окрестностях поселка Керчевский росли березовые сообщества с елью. Эта дата хорошо коррелирует с возрастом мезолита верхней Камы, к которому относится большинство памятников каменного века данного района, находящихся в основном на первой надпойменной террасе и на коренном берегу [6]. В соседнем регионе Среднего Прикамья в бореальном периоде также были распространены березовые леса с небольшой примесью ели и единичными широколиственными породами [7].

В долине верхней Камы в субатлантическом периоде (~2230–1370  $^{14}\text{C}$  л.н.) существовали пихтово-еловые леса с сосной и лиственницей в сочетании с березовыми сообществами. В начале субатлантического периода произошло увеличение водности Камы, русло поймы было слабоизвилистым. В комплексах макроостатков присутствуют водные виды и виды мелководий. Средневековые поселения в основном находятся на краю уступа второй пойменной генерации, которая сформировалась около 1000 л.н. Хозяйственная деятельность человека этой эпохи была тесно связана с рекой (рыболовство, подсечно-огневое земледелие, металлургия и др.). В средневековье человек активно осваивал сформировавшиеся участки поймы в своей хозяйственной деятельности и обитал (по крайней мере, в теплое время года) у самой границы суши и воды. Средневековые могильники располагались в основном на коренном берегу. Формирование 1-й генерации поймы Верхней Камы происходит в настоящее время в современном русле.

#### **Итоги**

Проведенные палеоэкологические исследования позволяют сделать некоторые выводы на настоящем этапе исследований об условиях обитания людей Северного Прикамья в голоцене.

1. Прослеживаются закономерности между возрастом археологических памятников и их расположением в долине реки Камы.

2. Палинологические данные показали, что на территории Северного Прикамья существенные изменения в составе лесов произошли на рубеже суббореального и субатлантического периодов, когда в результате поздне-суббореального похолодания широколиственно-хвойные формации стали сменяться таежными формациями, что хорошо согласуется с данными по Вятско-Камскому краю и в целом Предуралью [8,9]. Реконструкции растительных сообществ по макроостаткам растений сопоставимы с региональными палинологи-

ческими данными. Присутствие водных видов в комплексах макроостатков совпадают с этапами высокой водности Камы.

3. Пихта *Abies sibirica* стала принимать значительное участие в составе лесов на территории Северного Прикамья по палинологическим данным со второй половины суббореального периода. В комплексах макроостатков растений многочисленные остатки пихты фиксируются с субатлантического периода. Формирование темнохвойных лесов современного типа (пармы) происходило в субатлантическом периоде.

### Литература

1. Памятники истории и культуры Пермской области. Т. I, Ч. I. Материалы к археологической карте Пермской области. Пермь: Изд-во «Арабеск», 1994. С. 218–243.  
2. Овеснов С.А. Конспект флоры Пермской области. Пермь: Изд-во Пермского университета, 1997. 252 с.  
3. Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е., Чернов А.В., Лаптева Е.Г. Реконструкция природных условий в районе Чашкинского озера в эпоху неолита // Природная среда и модели адаптации и озерных поселений в мезолите и неолите лесной зоны Восточной Европы. Санкт-Петербург: Изд-во ИИМК РАН, 2014. С. 15–19.

4. Лычагина Е.Л. Ранний неолит Прикамья // Археология, этнография и антропология Евразии, 2013. № 4(56), С. 50–57.

5. Lychagina E., Zaretskaya N., Chernov A., Lapteva E. Interdisciplinary studies of the Cis-Ural Neolithic (Upper Kama basin, Lake Chashkinskoe): palaeoecological aspects // Documenta Praehistorica XL, 2013. P. 209–218.

6. Демаков Д.А., Копытов С.В., Лычагина Е.Л., Назаров Н.Н., Чернов А.В. Динамика освоения человеком долины верхней Камы в контексте палеорусловых процессов // Человек и Север: Антропология, археология, экология: Материалы всероссийской конференции. Тюмень: Изд-во ИПОС СО РАН, 2015. Вып. 3. С. 108–111.

7. Немкова В.К. История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время / Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 259–275.

8. Немкова В.К., Климанов В.А. Характеристики климата Башкирского Предуралья в голоцене // Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья. Уфа, 1988. С. 65–71.

9. Прокашев А.М., Жуйкова И.А., Пахомов М.М. История почвенно-растительного покрова Вятско-Камского края в послеледниковье. Киров: Изд-во ВятГГУ, 2003. 143 с.

## ДИАГНОСТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ КОНТУРНОГО ПЕРА В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ ТАКСОНОМИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ СУБФОССИЛЬНЫХ ОСТАТКОВ

Е.О. Фадеева

*Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова РАН; e-mail: alekto@aha.ru*

Определение таксономической принадлежности различных видов птиц по микроструктурным признакам оперения без привлечения макроморфологических особенностей перьевого покрова (тип оперения крыла, форма, окраска, размеры, пропорции отдельных перьев) является актуальной задачей в неонтологии при исследовании спектра видо-специфических микроструктурных экологоморфологических адаптаций птиц, а также в четвертичной палеонтологии и палеоэкологии при изучении таксономической структуры позднплейстоценовых-голоценовых орнитокомплексов.

С целью выявления таксономической структуры орнитокомплексов, характерных для времени обитания мамонтовой фауны в позднем плейстоцене-голоцене, нами проведена таксономическая идентификация субфоссилий, представленных фрагментами перьев птиц ассоциированных с шерстью, а также с ископаемыми остатками жизнедеятельности крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса многолетнемерзлых отложений Северо-Востока России.

Материалом для работы послужили фрагменты контурных перьев птиц, сохранившиеся в шерсти мамонта, собранной в среднем течении реки Большая Чукочь (Северная Якутия) в позднчетвертичных аласовых отложениях (коллекционный

номер F-2362/1, ООО "Национальный Альянс Шидловского Ледниковый Период", г. Москва), а также копрофоссилиях мамонта, обнаруженных на правом берегу реки Малый Аноуй в окрестностях села Аноуйск (район Билибино, Чукотский автономный округ России; коллекционный номер F-3447). Предварительный анализ шерсти, копрофоссилий мамонта и ассоциированных с ними многочисленных органических остатков, представленных, в том числе, и фрагментами перьев птиц, подтвердил их возраст и уникальную сохранность в многолетней мерзлоте Якутии и Чукотского автономного округа [2,6].

Метод световой микроскопии, иногда применяемый для таксономической идентификации субфоссильных перьев, позволяет выявлять лишь общие особенности микроструктуры пера и, при условии высоко качества сохранности ископаемых остатков, исследовать отдельные элементы микроструктуры пера [5,7]. Однако метод световой микроскопии не позволяет визуализировать тонкую морфологию пера и выявлять основные критерии видовой идентификации птиц. На наш взгляд, ведущее значение в таксономической диагностике субфоссильных перьев имеет сравнительный электронно-микроскопический анализ с применением сканирующего электронного микроскопа (SEM), позволяющего получать четкие

изображения, вследствие чего детали микроструктуры пера хорошо различимы [2–4,6].

Для проведения сравнительного электронно-микроскопического анализа ископаемых остатков птиц было исследовано 9 фрагментов контурных перьев птиц, извлеченных из трех проб ископаемых остатков мамонта (две пробы – из шерсти, одна проба – из копрофоссилий).

Использовали наиболее информативные микроструктурные компоненты пера – бородки первого порядка (далее бородки I) и бородки второго порядка (далее бородки II) контурной и пуховой частей опахала первостепенного махового пера. Препараты бородок были приготовлены стандартным, многократно апробированным нами методом [1–4,6], подробное описание которого дано нами ранее [3].

Подготовленные препараты напыляли золотом методом ионного напыления в условиях вакуума на установке Edwards S-150A (Великобритания), просматривали и фотографировали с применением SEM JEOL-840A (Япония), при ускоряющем напряжении 15 кВ.

В целом, изготовлено 83 препарата бородок исследованных фрагментов контурных перьев птиц плестоценовой биоты, на основании которых сделано и проанализировано 245 электронных микрофотографий (электросканограмм).

Анализ полученных электросканограмм позволил подробно исследовать тонкое строение субфоссильных перьев, выявить ряд видоспецифических особенностей их микроструктуры и, сравнив полученные данные с особенностями тонкого строения контурных перьев изученных нами ранее представителей разных таксонов птиц, предположительно провести таксономическую идентификацию ископаемых остатков птиц, встречающихся в исследуемых пробах.

Комплекс выявленных микроструктурных особенностей подавляющего большинства исследуемых субфоссильных перьев, ассоциированных с шерстью мамонта, соответствует специфике микроструктуры пера гусеобразных, особенно представителей рода *Anser* и рода *Cygnopsis*. Так, орнамент кутикулярной поверхности бородок I контурной части опахала исследуемых фрагментов I содержал характерные для гусеобразных структурные характеристики: сглаженный рельеф поверхности клеток, образованный плотно прилегающими и переплетающимися волокнами; продольно вытянутые кутикулярные клетки с утолщенными и валиковидными краями, не сливающимися у соседних клеток, вследствие чего границы между клетками хорошо различимы. Отмеченные характеристики соответствуют специфике кутикулярной поверхности пера, в частности, у гусеника *Anser fabalis*, сухоноса *Cygnopsis cygnoides*, лебедя-шипуна *Cygnus olor*, лебедя-кликуну *C. Cygnus*, малого лебедя *C. bewickii*.

Продольно вытянутые 5–6-тиугольные веретеновидные кутикулярные клетки с незначительно утолщенными краями и потому слабо различимыми границами характерны для кутикулы белого гуся *Anser albifrons* [4].

Так же видоспецифическим особенностям микроструктуры пера перечисленных выше представителей гусеобразных, соответствует строение бородок II пуховой части опахала (далее – пуховые бородки II) исследуемых субфоссильных перьев. В частности, междуузлия пуховых бородок II, плавно переходящие в нерасширенные, плотно расположенные узлы с двумя или тремя игловидными шипами в апикальной части. Наличие сильно расширенных трехгранных узлов и междуузлий с продольной ребристостью и треугольной щелью в апикальной части, характерны для других представителей гусеобразных, а именно рода *Anas*, в частности, для кряквы *Anas platyrhynchos*, чирка-свистунка *A. crecca*, серой утки *A. strepera*, свизы *A. penelope*, шилохвосты *A. acuta*, чирка-трескунка *A. querquedula*, широконоски *A. clypeata* [4]. Кроме того, в структуре пуховых бородок II, по направлению к дистальной части бородки (апикальный участок), крупные трехгранные узлы, сменяются слабо расширенными узлами с некрупными зубцами, затем – неширокими с двумя длинными игловидными шипами. Эта особенность также выявлена нами ранее при исследовании микроструктуры пера у выше перечисленных представителей рода *Anas* [4].

Три субфоссильных пера, ассоциированных с шерстью мамонта, соответствовали, по своей микроструктуре, специфике тонкого строения пера курообразных. В структуре пуховых бородок II опахала одного из этих перьев отмечено плотное расположение незначительно расширенных узлов с четырьмя небольшими коническими зубцами, продольная ребристость поверхности междуузлий и узлов, характерное для микроструктуры пера серой куропатки *Perdix perdix* [1]. Наличие в микроструктуре двух других перьев характерных для большинства курообразных кольцеобразных расширений апикальной части сегментов пуховых бородок II (узлы-кольца) позволило предположительно идентифицировать их как перья белой куропатки *Lagopus lagopus* или тундряной куропатки *L. mutus*. У серой куропатки кольцеобразные узлы не выявлены [1].

Микроструктурные особенности фрагмента контурного пера, извлеченного из копрофоссилий мамонта, соответствуют особенностям микроструктуры пера гусеобразных, прежде всего на основе характерного орнамента кутикулярной поверхности: продольно вытянутые веретеновидные кутикулярные клетки со сглаженным рельефом поверхности, образованным вязью толстых волокон, ориентированных в основном вдоль длинной оси каждой клетки; границы между кутикуляр-

ными клетками отчетливые утолщенные, в виде жгутов. Конфигурация поперечного среза (сильно уплощенный с боковых сторон, ланцетовидный) и структура сердцевинного тяжа (совокупность уплощенных вертикально вытянутых полиморфных полостей с волнистыми краями и крупно складчатыми стенками) характерны для пера представителей рода *Branta*, в частности для американской или тихоокеанской черной казарки *Branta nigricans*.

Таким образом, проведенный нами сравнительно-микроскопический анализ субфоссилий, представленных фрагментами перьев птиц, ассоциированных с шерстью, а также с ископаемыми остатками жизнедеятельности мамонта, собранных в позднечетвертичных аласовых отложениях Северо-Востока России, позволил предположительно идентифицировать девять видов птиц плейстоценовой биоты, фрагменты перьев которых встречаются в исследуемых пробах: *Branta nigricans*, *Anser albifrons*, *A. fabalis*, *Cygnus cygnus*, *C. bewickii*, *Anas crecca*, *A. acuta*, *Lagopus lagopus*, *L. mutus*.

Результаты проведенного исследования наглядно демонстрируют диагностическую значимость компартиментов микроструктуры контурного пера как основных маркеров таксономической идентификации ископаемых остатков птиц. Среди выявленных нами особенностей микроструктуры ископаемых фрагментов перьев ключевое диагностическое значение имеет следующий ряд компартиментов: в строении бородки I – конфигурация поперечного среза, строение сердцевинки на поперечном и продольном срезах, орнамент кутикулы: рельеф кутикулярной поверхности, форма и ориентация (относительно длинной оси бородки) кутикулярных клеток; в строении пуховых бородок II – форма узлов в проксимальном отделе: характер и степень расчлененности апикальной части сегментов, форма зубцов и степень отклонения их от основной оси пуховой бородки.

Результаты исследования вносят вклад в палеоэкологическое изучение таксономической структуры орнитокомплексов, характерных для плейстоценовой биоты и могут быть использованы при проведении палеоэкологических реконструкций природной среды обитания мамонтовой фауны позднечетвертичных-голоценовых экосистем Северо-Востока России.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 15-04-08552).

### Литература

1. Бабенко В.Г., Фадеева Е.О. Особенности тонкого строения пера курообразных (Galliformes) в контексте проблемы таксономической идентификации птиц // Вестник МГПУ. Серия Естественные науки. 2015. №1 (17). С. 40–46.
2. Кириллова И. В., Котов А. А., Трофимова С. С., Занина О. Г., Лаптева Е. Г., Зиновьев Е. В., Чернова О. Ф., Фадеева Е. О., Жаров А. А., Шидловский Ф. К. Ископаемая шерсть как новый источник данных о ледниковой биоте // Доклады Академии наук. 2015. Т. 460. № 5. С. 613616.
3. Фадеева Е.О. Диагностические возможности контурного пера птиц на основе его микроструктуры // Вестник МГПУ. Серия Естественные науки. 2015. №4 (20). С. 67–77.
4. Чернова О.Ф., Перфилова Т.В., Фадеева Е.О., Целикова Т.Н. Атлас микроструктуры перьев птиц (Библиотека судебного эксперта). М.: Наука, 2009. 173 с.
5. Foth C. On the identification of feather structures in stem-line representatives of birds: evidence from fossils and actinoptera // Paläontologische Zeitschrift. 2012. V. 86. P. 91–102.
6. Kirillova Irina V., Argant J., Lapteva E.G., Korona O.M., Van der Plicht J., Zinovyev E.V., Kotov A.A., Chernova O.F., Fadeeva E.O., Baturina O.A., Kabilov M.R., Shidlovskiy F.K., Zanina O.G. The diet and environment of mammoths in North-East Russia reconstructed from the contents of their feces // Quaternary International. 2016. V. 406. P. 147–161.
7. Rijke A.M., Jesser W. A., Schaal S.F.K. Can the substructure of fossil feathers provide taxonomic information? // J. Ornithology. 2013. V. 154. No 3. P. 663–670.

## ДИНАМИКА ЛАНДШАФТОВ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЯКУТИИ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ ХАЛЛЕРЧИНСКОЙ ТУНДРЫ)

Л.А. Фоминых, Б.Н. Золотарева

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, РАН  
Пушино Московской области, ул. Институтская, 2; e-mail: lfominyck@rambler.ru

Халлерчинская тундра представляет собой песчаную равнину с обилием озер в левобережье низовой р. Колымы, к северу от ее субширотного колена. Согласно мнению большинства исследователей, она является древней дельтой р. Колымы. Здесь выделяются несколько геоморфологических уровней с абсолютными отметками 30–20, 10, 5 м и уровень поймы. Формирование этих уровней (террас) происходило в прибрежно-морской обстановке. Современная поверхность в значитель-

ной степени переработана озерно-болотными процессами. На склонах берегов рек и озер повсеместно развиты эоловые процессы.

В долине низовой р. Колымы выделяются уровни I надпойменной террасы (Халлерчинская тундра), а также уровни высокой и низкой поймы. Начало послеледниковой трансгрессии на севере Сибири устанавливается со второй половины сартанского века. Это время начала формирования поверхности Халлерчинской тундры.

Голоценовый климатический оптимум на севере Сибири отмечается 7–6 тыс. л.н. Голоценовая трансгрессия, максимум которой приходится на период 6–7 тыс. л.н., сопровождалась в долине Колымы формированием террасового уровня с отметкой 5–7 м, соответствующего в современных ландшафтах уровню высокой поймы (формирование которого происходило в интервале времени 4–2 тыс. л.н.). В строении поверхности и почвенного покрова этой обширной песчаной равнины отражены этапы формирования и обсыхания древней дельты, осложненные тектоническими движениями разного знака. Так, в северной части (район оз. Бол. Котельническое) существует воздымающаяся неоструктура – Ярканский вал [1] Центральная часть Халлерчинской тундры испытывает погружение [2]. Здесь рекордная площадь зеркала мелководных озер, и заболоченность узких межозерных пространств практически повсеместная.

Территория относится к подзоне субарктической тундры. Современное почвообразование происходит в суровой климатической обстановке (мощность криолитозоны достигает 300–600 м, среднегодовая температура пород  $-10 \div -11$  °С, глубина сезонного протаивания на плакорах – около полуметра). Современный почвенный покров территории отвечает ландшафтно - климатической обстановке, сложившейся за последние 2500 лет [3].

Первые упоминания об особенностях почвообразования на плакорах Халлерчинской тундры (в ее восточной части) мы находим в работах коллектива якутских почвоведов, проводивших в рамках Международной биологической программы (МБП) стационарные исследования почв в окрестностях п. Походск в 1971–1972 гг. ([4] и др.). Эти исследователи описали «своеобразные маломощные неглеевые перегнойные почвы», и дерновые слаборазвитые песчаные почвы, формирующиеся в виде узких полос по приречным и приозерным участкам, в их приобвочной части, на фоне активного развития здесь эоловых процессов. Автономные местообитания под пологом зональной мохово-кустарничковой растительности занимают ничтожно малые площади. Здесь формируются песчаные неглеевые почвы – подбуры, нередко с признаками локального оподзоливания. Кроме того, в автономных позициях рельефа часто встречаются почвы с признаками глубинного оглеения, или – с горизонтами погребенных почв в нижней части разреза.

Халлерчинская тундра – это музей голоценовых почв. Здесь в обрывах рек, стариц и озер повсеместно прослеживаются, нарушенные криотурбациями, разновозрастные погребенные почвы лугово-болотного облика, и торфяные горизонты. На территории находится огромное количество мелководных озер, суммарная площадь их зеркала очень велика. Все существующие радиоуглеродные даты по погребенным почвам и тор-

фам Халлерчинской тундры указывают на их голоценовый возраст [5,6]. Единичные даты характеризуют предголоценовый этап формирования данной поверхности, коррелирующий с началом трансгрессии морского бассейна. Так, в работе С.В. Томирдиаро приводится  $^{14}\text{C}$  дата:  $13850 \pm 300$  л; МАГ-496 по образцу органики с глубины 3,5 м от поверхности ([7], с. 47). К сожалению, не указывается место отбора датированного образца. Согласно [8] юго-западный «угол» Халлерчинской тундры, ограничиваемый на западе долиной р. Бол. Коньковой, а на юге Стадухинской протокой р. Колымы, – это самая древняя часть Халлерчинской тундры, «первая дельта Колымы». Здесь, в обрывах юго-западных уступов Халлерчинской тундры нами описаны самые ранние следы почвообразования, – наиболее сложные по строению древние погребенные почвы, ассоциированные с реликтовой решеткой плейстоценовых жильных льдов [6,9]. Примечательно, что именно здесь археологи обнаружили среди разновозрастных находок (артефактов) предметы самого древнего из культурных комплексов (каменный век!) бассейна Колымы – сумнагинской культуры охотничьих племен позднего палеолита (10500–6200 т.л.н.).

Образец из верхнего гумусово-аккумулятивного горизонта описанной погребенной сложной почвы из расчистки под песчаной дюной в обрыве р. Бол. Коньковой (абсолютная высота 12 м., высота над урезом реки 6 м) был отобран Д.Г. Федоровым-Давыдовым на определение радиоуглеродного возраста. Отобранный образец, поделенный на две части, высушивался разными способами – на воздухе и в сушильном шкафу. Получены две близкие даты:  $2500 \pm 60$  л., ГИН-10761; и  $2830 \pm 60$  л., ГИН-10762. Эти даты в общем коррелируют с возрастом гумусового горизонта верхней части палеопочвы – погребенного мощного подзола песчаной террасы бассейна низовий Печоры в ландшафте современной окраины лесотундры европейской части России. Радиоуглеродная датировка показала, что процесс развевания песков и захоронения подзолов происходил здесь в середине субатлантического периода (1000–2000 л.н.). Это время выделяется как второй после суббореального засушливый (ксеротермический) период.

Нами изучены погребенные почвы и органо-генные толщи на плакорах различных высотных уровней, соответствующие предыдущим этапам почвообразования. Общие климатические условия времени формирования этих почв определяются нами как близкие к современным. Этап почвообразования, установленный для поверхностей 20-метрового уровня, характеризуется (на фоне активного торфонакопления) формированием минеральных гидроморфных почв типа торфянисто-глеевых. Почвы криотурбированы. На 10-метровой террасе исследован принципиально иной тип минеральный погребенной почвы

– темноцветной (типа лугово-болотной?). Она повсеместно прослеживается как в обнажениях останцов приречных и приозерных валов, так и в низах профилей современных почв на плакорах описываемого высотного уровня. В пониженных участках палеорельефа лугово-болотная почва замещается торфяником. Характерными особенностями этой темноцветной почвы являются высокое содержание гумуса, хорошо выраженная ожелезненность почвенной плазмы и наличие роренштейнов, значительные величины актуальной и других видов кислотности, повышенное содержание тонкодисперсных частиц и др. (кроме того, прослеживаются некоторые различия в свойствах и признаках рассматриваемых палеопочв для северных и южных районов Халлерчинской тундры). Это свидетельствует о более теплой, гумидной обстановке формирования данных палеопочв в условиях немерзлотной поймы. Криотурбированность погребенных почв связана с последующим периодом ухудшения почвенно-климатических условий на фоне подъема территории (в процессе биогеоморфологической эволюции данной поверхности, обусловившей переход почв из сезонно-мерзлых в мерзлотные. На поверхностях всех высотных уровней широко представлены погребенные торфяники. В сравнении с ними интенсивность современного торфонакопления в ландшафтах Халлерчинской тундры чрезвычайно низка.

Современный почвенный покров (совокупность различных генетических типов почв и почвообразующих пород), его пестрота и комплексность отражают не только современные и прошлые климатические и общегеографические условия, но прежде всего и больше всего – биогеохимическую историю местности и типов их баланса веществ в прошлом и настоящем ([11], с. 7).

На примере Халлерчинской тундры показана яркая иллюстрация процесса голоценовой аридизации суши в высоких широтах (криолитозоне самого континентального сектора Арктики). Для различных этапов эволюции почвенного покрова этого региона характерны более интенсивные процессы торфонакопления, гумус-аккумулятивного и глеевого гидроморфного почвообразования, чем в современную эпоху. Для древней и современной решетки ледяных жил полигональной тундры характерно наличие ярко выраженных признаков отбеливания песчаного материала в палеопочвах и в разрезах современных почв – в понижениях над ледяными жилами. Этот факт является ярким показателем отсутствия связи процессов отбеливания материала этих местобитаний с процессами оподзоливания, поскольку на территории Халлерчинской тундры никогда не произрастали леса. Освоенность этой

древней трещинной полигональной сети современными корнями сосны на высоких песчаных террасах рек криолитозоны в зоне тайги наводила исследователей [10] на мысль об оподзоливающей роли корневых систем сосны.

Почвенный покров Халлерчинской тундры, по сравнению с соседними ареалами высоких равнин, где развиты высокольдистые отложения едомной свиты, характеризуется принципиально иным путем голоценовой эволюции.

### Литература

1. Каплина Т.Н., Костальдыдина Н.К., Лейбман М.О. Анализ рельефа низовьев Колымы в целях криолитологического картирования // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. М.: Наука, 1986. С. 51–60.
2. Спектор В.Б. Четвертичные отложения Приморской низменности (Халлерчинская тундра) // Кайнозой Восточной Якутии. Якутский филиал СО АН СССР. 1980. С. 87–97.
3. Каплина Т.Н., Ложкин А.В. История развития растительности Приморских низменностей Якутии в голоцене // Развитие природы СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982.
4. Саввинов Д.Д. Гидротермический режим почв в зоне многолетней мерзлоты // Новосибирск: Наука, СО АН СССР. 1976. 251 с.
5. Фоминых Л.А., Кудрявцева Н.Н., Гиличинский Д.А., Сулержицкий Л.Д., Карташова Г.Г. Голоценовые педореликты Халлерчинской тундры // Тез. докл. IV Всес. конф. (7-9 авг. 1985 г. Сыктывкар-Воркута). Сыктывкар: КФ АН СССР, 1985. С. 34–35.
6. Фоминых Л.А., Кудрявцева Н.Н., Гиличинский Д.А. Погребенные почвы Северо-Востока Якутии (Халлерчинская тундра) // Эволюция и возраст почв СССР. Сб. научных трудов. Пушино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986. С. 109–120.
7. Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1989. 184 с.
8. Байрон И.Ю., Миллер В.Г., Минченко В.Д. Развитие низовьев р. Колымы в плейстоцене // Геоморфология. 1977. Т. 2. С. 44–52.
9. Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н., Гиличинский Д.А. Особенности формирования почвенного покрова Колымской субарктики в связи с историей развития рельефа // Матер. Межд. конф., посвящ. 70-летию образования каф. почвоведения ТГУ. Томск: ТГУ, 2000. Т.2. С. 456–460.
10. Коноровский А.К., Мочанов Ю.А. О биогенном образовании элювиального горизонта в таежных почвах // Почвы и лес. Тез. докл. XI Всесоюзный симпозиум «Биологические проблемы Севера». Вып. 1 Якутск: ЯФ СО АН СССР 1986, с. 19–21.
11. Ковда В.А. Биогеохимический круговорот и почвообразование // Биологический круговорот и процессы почвообразования. Материалы международного симпозиума стран-членов СЭВ. (3-8 окт, 1983). 1984. С. 6–14.



# ИСТОРИКО-КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА КОНЦА XVII – XVIII ВЕКА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Б.Ф. Хасанов<sup>1,2</sup>, Д.А. Быков<sup>3</sup>, О.А. Стопалова<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт проблем экологии и эволюции РАН, Москва; bulatfk@gmail.com*

<sup>2</sup>*Институт географии РАН, Москва*

<sup>3</sup>*Специализированный учебно-научный центр (факультет) – школа-интернат им. А.Н. Колмогорова МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва*

Экстремальные погодные явления (суровые зимы, возвраты холодов весной, засухи и т.д.) могут приводить к вымиранию популяций отдельных видов, влияют на морфологию, поведение и размножение животных, структуру растительных сообществ и даже на вспышки инфекционных заболеваний [1]. Вековые изменения повторяемости таких явлений обуславливают, наряду с другими факторами, долговременную динамику экосистем. С точки зрения синоптики, многие погодные аномалии возникают в результате развития блокирующих процессов в атмосфере [2], препятствующих западному переносу воздушных масс и инициирующих эпизоды меридиональной циркуляции. Само по себе чередование эпизодов зональной и меридиональной циркуляции представляет собой нормальное состояние атмосферы, регулярно повторяющееся в каждом сезоне года. Однако выраженность и продолжительность блокирующих процессов в различные климатические эпохи могут заметно различаться. Повторяемость морозных зим [3] и наводнений [4] в Европе, засух в Испании [5] и т.д. в малом ледниковом периоде была значительно выше, чем в предшествующем и последующем периодах. Сопутствовавшие этому изменения атмосферной циркуляции широко обсуждались ([2,6] и многие другие) и продолжают оставаться в центре внимания, однако дальнейший прогресс всецело зависит от расширения фактической базы.

С этой точки зрения особый интерес представляет период, охватывающий последние 350 лет (с конца XVII века до наших дней). На этот период приходятся такие разнообразные события как значительное снижение солнечной активности (минимум Маундера в начале XVIII века), острая фаза малого ледникового периода в начале XIX века, потепление в Арктике начала XX века, наконец, глобальное потепление последних десятилетий. В то же время, объем климатических данных, характеризующих указанный период, уже очень значителен. Более менее плотная сеть метеорологических станций в северном полушарии существует с 30-х годов XIX века, а отдельные ряды инструментальных наблюдений были начаты во второй половине XVII века [7]. Для XVII–XVIII веков собрано значительное количество историко-климатологических свидетельств ([8] и многие другие), дополняющих данные ранних инструментальных наблюдений. В некоторых случаях это позволило построить синоптические карты для отдельных периодов. Самый яркий пример – 80-е годы XVIII века, когда, благодаря деятельности

метеорологического общества в Мангейме, были проведены инструментальные наблюдения на большей части территории Европы [9].

В России ранние инструментальные наблюдения тоже исследуются (см., например, [10,11]), однако, за исключением Санкт-Петербурга и Москвы, в XVIII веке такие наблюдения были спорадическими, и существенная информация может быть собрана только на базе историко-климатологических свидетельств. К настоящему времени издано уже значительное число отечественных каталогов погодных аномалий, составленных на основе изучения разнообразных исторических документов [12–15 и др.]. Историко-климатологические свидетельства, относящиеся к XVII – XIX вв., были собраны в процессе изучения таких документов как Журналы министерства внутренних дел, Статистические сборники, Полное собрание законов Российской империи и многих других [14].

Интересные свидетельства были извлечены и из документов личного характера: дневников, мемуаров, воспоминаний, писем. В общей сложности, составители существующих каталогов погодных аномалий обработали к настоящему времени несколько десятков таких документов. Между тем, общее число дневников и воспоминаний, опубликованных в России к концу 1970-х годов, составило 867 для периода XV–XVIII вв. [16] и 3619 для первой половины XIX века [17,18]. Многие интересные документы были опубликованы в последующие годы (см., например, [19]). Не будет преувеличением сказать, что с точки зрения исторической климатологии этот пласт документов оказался почти нетронутым.

Для заполнения этой очевидной лакуны нами был начат систематический поиск историко-климатологических свидетельств в документах личного характера. Эта работа ведется по двум параллельным направлениям, анализ уже опубликованных дневников, мемуаров и писем и поиск ранее не публиковавшихся архивных документов. К настоящему времени мы проанализировали 311 опубликованных дневников и воспоминаний самых разных людей от Петра Первого и приближенных к нему лиц до провинциальных купцов и священников. Свидетельства были обнаружены в 89 источниках, т.е. почти 30% документов оказались в той или иной степени информативными.

Поиск архивных документов сосредоточен на анализе переписки помещиков с управляющими их владений. В частности, письма подобного рода

хранятся в Российском государственном архиве древних актов (РГАДА) в фондах, организованных по «фамильному» принципу, т.е. все бумаги Гончаровых, включая и упомянутую переписку, собраны в фонд 1265, Нарышкиных – в фонд 1272 и т.д. К настоящему времени проанализировано пять фондов, каждый из которых включает большое число разнообразных документов, историко-климатологические свидетельства обнаружены в трех из них.

Подавляющее большинство записей о погоде, найденных нами в документах личного характера, были сделаны в европейской части России, главным образом в ее средней полосе. Единичные свидетельства характеризуют Южную Сибирь, Урал, Западную и Центральную Европу. Продолжительность ведения дневников, проанализированных к настоящему времени, была очень разнообразна. Отдельные документы составлялись на протяжении всего нескольких месяцев, тогда как в некоторых купеческих семьях дневник представлял собой своего рода семейную летопись, заполнявшуюся несколькими поколениями [19]. Характер записей о погоде тоже очень разнообразен. В очень редких случаях это ежедневные записи, качественно характеризующие температуру воздуха, ветер и осадки. Несколько чаще, но все еще единично, встречаются дневники, в которых авторы довольно регулярно, на протяжении десятилетий, фиксируют ледовые явления на реках (заморзание и вскрытие) и редкие события (экстремальные морозы зимой, ранние и поздние грозы, необычные атмосферные явления и т.д.). В большинстве же случаев авторы упоминают только наиболее впечатлившие их погодные аномалии. Среди последних чаще всего встречаются описания необычайно продолжительных зимних оттепелей, которые препятствовали дорожному сообщению, и необычные по срокам весенние и осенние заморозки, часто оказывавшие неблагоприятное воздействие на урожай. Нередко авторы дневников сообщают о ценах на различные виды зерна и другие сельскохозяйственные продукты.

Несомненным достоинством документов личного характера следует считать то, что найденные в них записи о погоде в подавляющем большинстве случаев относительно легко сопоставить с современной географической картой, а дату события определить с высокой точностью. С другой стороны, такие записи разрознены, и для сколько-нибудь полной характеристики конкретного погодного явления, тем более для его синоптической интерпретации, требуется наличие большого массива информации, который еще только предстоит создать. С целью создания и постоянного обновления такого массива, все обнаруженные нами историко-климатологические свидетельства размещены на сайте <http://holocene.ru/work/methods/202>. Наряду с расположенными в хронологическом порядке записями о погоде, на сайте приведен список всех проанализированных к настоящему времени ис-

точников, и тех, что оказались информативными, и тех, в которых свидетельств обнаружено не было. Мы надеемся на то, что эта работа будет продолжена, количество обнаруженных свидетельств будет расти, а информация, представленная на указанном сайте, будет регулярно обновляться.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-17-00645) и РНФ (грант № 15-04-04562). Авторы приносят свою искреннюю благодарность П.Б. Федотову за неоценимую помощь в работе с историческими документами.

### Литература

1. Parmesan C., Root T.L., Willig M.R. Impact of extreme weather and climate on terrestrial biota // *Bulletin of American Meteorological Society*. 2000. V. 81. No 3. P. 443–450.
2. Lamb H.H. *Climate: present, past and future*. Vol. 1. *Fundamentals and climate now*. Methuen and Co. Ltd., 1972. 613 p.
3. Koslowski G., Glaser R. Variation in reconstructed ice winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications for the North Atlantic Oscillations // *Climatic Change*. 1999. V. 41. P. 175–191.
4. Glaser R., Stangl H., Lang M. Floods in Central Europe since AD 1300 and their regional context // *La Houille Blanche*. 2004. V. 5. P. 43–49.
5. Martin-Vide J., Vallve M.B. The use of rogation ceremony records in climatic reconstruction: a case study from Catalonia (Spain) // *Climatic Change*. 1995. V. 30. P. 201–221.
6. Meeker L.D., Mayewski P.A. A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia // *The Holocene*. 2002. V. 12. No 3. P. 257–266.
7. Manley G. Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973 // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 1974. V. 100. P. 389–405.
8. Brazdil R., Pfister C., Wanner H., von Storch H., Luterbacher J. Historical climatology in Europe – the state of the art // *Climatic Change*. 2005. V. 70. P. 363–430.
9. Kington J. *The weather of the 1780s over Europe*. Cambridge University Press, 1988. 166 p.
10. Локощенко М.А., Исаев А.А. О вековых изменениях годового количества осадков в г. Москве // *Вестник Московского университета. Серия 5: География*. 2004. Вып. 5. С. 42–46.
11. Lokoshchenko M.A., Vasilenko E.L. Change of air temperature in Moscow during last two and quarter centuries // *Proceedings of the Seventh International Conference on Urban Climate (ICUC-7)*. Yokohama, Japan, 2009. P. Paper index: B8-5.
12. Боголепов М. О колебаниях климата Европейской России в историческую эпоху. С приложением материалов, извлеченных из русских летописей. Москва. 1908. 107 с.
13. Бучинский И.Е. О климате прошлого Русской равнины. Ленинград, Гидрометеиздат. 1957. 142 с.
14. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. Москва: Мысль. 1988. 523 с.
15. Мыглан В.С. Климат и социум Сибири в малый ледниковый период. Красноярск, СФУ. 2010. 100 с.
16. История дореволюционной России в дневниках и

воспоминаниях. Аннотированный указатель книг и публикаций в журналах. Том 1. XV–XVIII века. Москва, Книга. 1976. 301 с.

17. История дореволюционной России в дневниках и воспоминаниях. Аннотированный указатель книг и публикаций в журналах. Том 2. Часть 1. 1801–1856. Москва, Книга. 1977. 367 с.

18. История дореволюционной России в дневниках и воспоминаниях. Аннотированный указатель книг и публикаций в журналах. Том 2. Часть 2. 1801–1856. Москва, Книга. 1978. 341 с.

19. Купеческие дневники и мемуары конца XVIII – первой половины XIX века. Москва, РОССПЕН. 2007. 470 с.

## ДИНАМИКА ПЕДОГЕННЫХ КАРБОНАТОВ В РЯДУ ЦЕЛИННЫХ И ЗАЛЕЖНЫХ ПОЧВ УЧАСТКА «ЛЕС-НА-ВОРСКЛЕ» В ЗАПОВЕДНИКЕ «БЕЛОГОРЬЕ», БЕЛГОРОДСКАЯ ОБЛ. О.С. Хохлова<sup>1</sup>, Т.Н. Мякшина<sup>1</sup>, А.В. Русаков<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Россия, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2; e-mail: olga\_004@rambler.ru

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет,  
199034, Санкт-Петербург; Университетская наб., 7/9

Познание механизмов динамики педогенного углерода в процессе антропогенной эволюции почв – важная фундаментальная и прикладная проблема рационального природопользования. При агроиспользовании лесостепных почв изменяются все режимы их функционирования, что отражается не только на гумусном состоянии, которое изучается в агропочвах наиболее часто, но и на карбонатном, которое изучено пока недостаточно и неполно. Работы, направленные на понимание того, что происходит с карбонатами в почвах лесостепной зоне при изменении типа землепользования из пашни в залежи, отсутствуют.

Цель данной работы – в комплексе с основными свойствами рассмотреть изменчивость карбонатного состояния в ряду почв, находящихся в залежном состоянии разное время и под разной растительностью лесостепной зоны.

Изучен ряд: целинная заповедная почва под лесом с возрастом деревьев не менее 100 лет – молодая залежь около 10 лет под сорной травянистой растительностью – залежь 40(50) лет под посадками леса – залежь 15(20) лет под луговой травянистой растительностью, некосимой последние 5 лет на участке «Лес-на-Ворскле» заповедника «Белогорье» в Белгородской области (таблица).

Морфологическое строение и классификационное положение почв изученного ряда

Разрезы	ЛнВ1-13		ЛнВ2-13		ЛнВ3-13		ЛнВ4-13	
Землепользование	Дубо-ясенник, заповедный лес, ~100 лет		Залежь под сорной растительностью, 5(10) лет		Залежь под посадкой леса 45-50 лет, клен, липа, дуб		Залежь под разнотравным лугом 15 (20) лет, последние 5 лет не косят	
Обозначения	Л-100		ЗМ-10		З-лес-50		З-луг-20	
Классификационное положение	Серая глубококарбонатная маломощная легкосуглинистая		Агросерая среднепахотная глубококарбонатная постагрогенная легкосуглинистая		Агросерая мелкопахотная постагрогенная среднесуглинистая глубококарбонатная		Агросерая постагрогенная среднепахотная среднесуглинистая глубококарбонатная	
на карбонатных лессовидных суглинках								
Генетические горизонты, глубина, см	О	0+3	О	0+2	О	0+2	О	0+2
	AY	0-19(20)	PYe,pa	0-30	P pa,e	0-18(20)	P pa	0-12
	AEL	19(20)-32(35)	AEL	30-37	AEL	8(20)–24(25)	P pa,e	12-27
	BEL	32(35)-49	BEL	37-55(57)	BEL1	24(25)–39(40)	AEL	27–33(37)
	BT1	49-79	BT1	55(57)-75(77)	BEL2	39(40)–52(53)	BEL1	33(37)–47(48)
	BT2	79-110	BT2	75(77)-94	BT1	52(53)-82(84)	BEL2	47(48)–64(65)
	BCt	110-120	BCt1	94-125	BT2	82(84)-104(106)	BT1	64(65)-103(105)
	BCsa	120-150	BCt2	125-146	BCt	104(106) – 118(122)	BCt	103(105)–145(150)
Csa1	150-175	Csa1	146-185	Csa1	118(122)-145(147)	Csa1	145(150)–170	
Csa2	175-200	Csa2	185-200	Csa2	145(147)–200	Csa2	170-200	
Вскипание	115 (120) см		132 см		118(120) см		145(150) см	

В поле проведено морфологическое описание изученных разрезов и определение плотности почв, в лаборатории определены гранулометрический состав, содержание углерода органического (**Сорг**) и карбонатного (**Скарб**), рассчитаны запасы этих веществ, из микромонолитов изготовлены шлифы, микроморфологический анализ проведен на микроскопе AxioScope.A1 Carl Zeiss в ЦКП ИФХиБПП РАН.

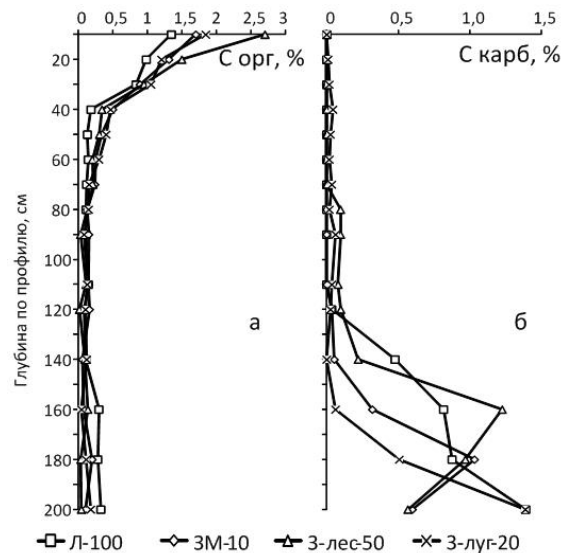
Особенности морфологического строения почв и условные обозначения для площадок с изученными разрезами приведены в таблице. Вскипание от НС1 в почвах под лесом на площадках Л-100 и З-лес-50 отмечено с глубины около 115–120 см, тогда как в почвах под луговыми залежами площадок ЗМ-10 и З-луг-20 – 132 и 145(150) см соответственно. На макроуровне карбонаты встречаются в виде псевдомицелия в верхних горизонтах их обнаружения, а в горизонтах, переходных к почвообразующей породе – в виде карбонатных трубочек, свойственных лёссовым породам.

По гранулометрическому составу почвы относятся к легкосуглинистым. Преобладающими и примерно равными между собой по процентному содержанию являются фракции мелкого песка и крупной пыли. Распределение ила по профилям почв носит элювиально-иллювиальный характер с минимумом содержания в гор. АЕЛ (6–8 %) и максимумом – в гор. ВТ (22–26%), что является отличительной особенностью типа серых (лесных) почв. По сравнению с почвой под лесом (Л-100), в верхнем горизонте залежных почв (бывший пахотный слой) отмечается более высокое содержание фракции <0,001 мм: 2% в лесу против 5–9% на залежах, что является следствием процесса агрогенного оглинивания, протекавшего еще в период распашки этих почв [1–3].

Почвы на площадках Л-100 и З-лес-50 достоверно не отличались по плотности на всю глубину исследованного профиля. Верхние горизонты до глубины 10–15 см на площадках ЗМ-10 и З-луг-20 более плотные: 1,4–1,5 г/см<sup>3</sup> против 1,1 г/см<sup>3</sup> в Л-100 и З-лес-50. На всех залежах, включая З-лес-50, наблюдается небольшое увеличение плотности в горизонте бывшей плужной подошвы: 1,5 г/см<sup>3</sup> против 1,4 г/см<sup>3</sup> в Л-100.

В распределении Сорг наблюдается закономерное его увеличение в верхних 30 см (бывший пахотный горизонт) залежных земель по сравнению с лесом (Л-100), особенно заметное в залежи под лесом (З-лес-50): 1,35–0,84 – Л-100, 1,71–0,9 – ЗМ-10, 2,71–0,96 – З-лес-50 и 1,85–1,06 – З-луг-20 (рис. 1а). Это же увеличение, но слабее, прослеживается до 70–80 см. Таким образом, в рассматриваемом ряду прослеживается связь увеличения процентного содержания Сорг с длительностью нахождения почвы в залежном состоянии.

В распределении Скарб не отмечается значительных величин его содержания до глубины 120 см, а в профиле непахотной почвы (Л-100) обнаруживается самое большое содержание карбонатов



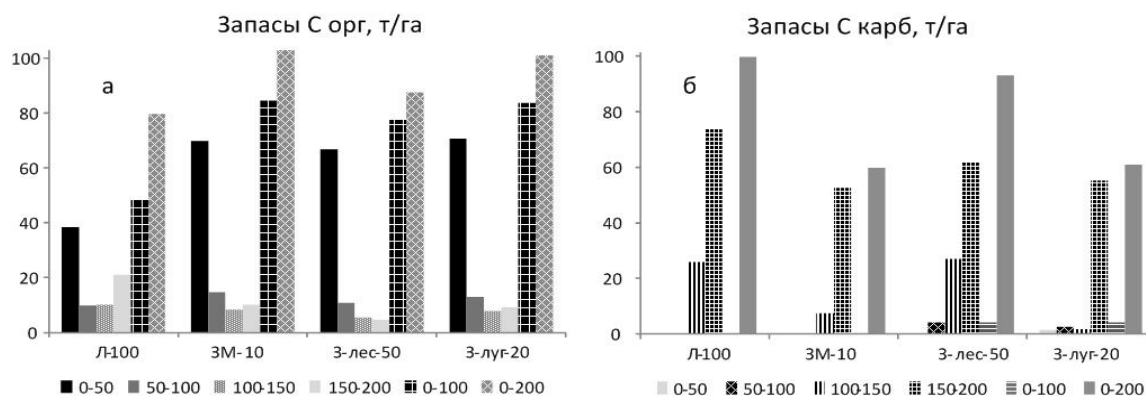
**Рис. 1.** Распределение Сорг (а) и С карб (б) по профилям изученных почв. Условные обозначения – см текст

на самой малой глубине по сравнению с другими разрезами 0,48% Скарб (или ~4% CaCO<sub>3</sub>) на глубине 120–140 см против 0–0,1% Скарб на этой же глубине в других разрезах (рис. 1б). В целом в почвах под лесом на площадках Л-100 и З-лес-50 карбонаты залегают выше и содержатся в большем количестве, чем в почвах под травянистой растительностью (ЗМ-10 и З-луг-20). В распределении карбонатов по профилю, получается, главную роль играет тип растительности.

Запасы Сорг в самой верхней толще (0–50 см) профилей почв всех залежей существенно (почти в 2 раза) выше, чем в фоновой почве под лесом (Л-100): 68–71 т/га против 38 т/га, соответственно, (рис. 2а). Эта же закономерность, но менее выраженная, сохраняется и для верхней метровой толщи, хотя здесь уже становится заметным, что по запасам Сорг залежь под лесом (З-лес-50) начинает отставать от других двух залежей под лугами (ЗМ-10 и З-луг-20): 77 против 84–85 т/га. Если сравнивать двухметровую толщу, то изученные почвы разбиваются по парам: почвы под лесом (Л-100 и З-лес-50) содержат значительно меньшие запасы С орг, чем почвы на луговых залежах: 80–88 против 101–103 т/га.

По запасам С карб почвы распадаются на те же пары: под лесом содержится значительно больше карбонатов во втором метре профиля, чем под лугами (рис. 2б). Но карбонаты полностью отсутствуют в верхнем метре профилей почв под лесом и присутствуют, хотя и в малом количестве (не более 5 т/га), в почвах под лугами. В целом по запасам Сорг и Скарб в двухметровой толще разрезы образуют пары: с меньшими запасами Сорг и большими Скарб – под лесом по сравнению с залежами под лугами.

Сравнение запасов педогенного углерода в сумме (С орг+С карб) показывает, что в почвах под лесом для двухметровой толщи запасы на ~20



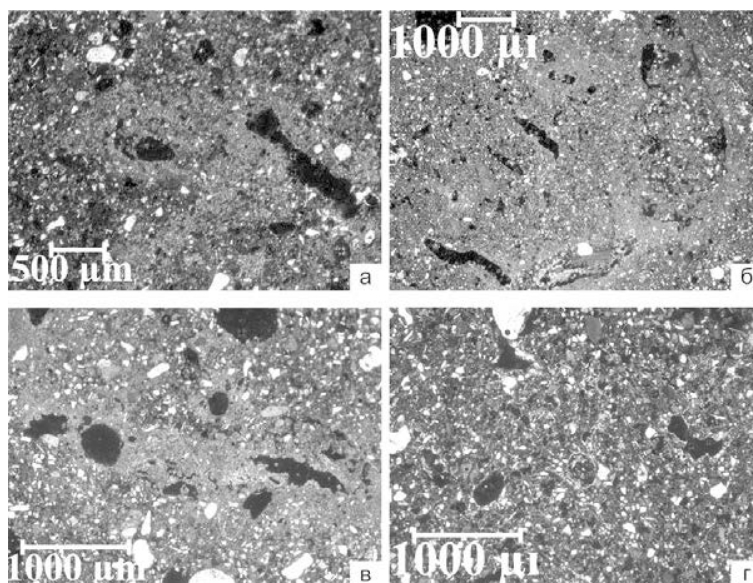
**Рис. 2.** Запасы в т/га Сорг (а) и С карб (б) в профилях изученных почв по слоям 0–50, 50–100, 100–150, 150–200, 0–100 и 0–200 см. Условные обозначения – см текст.

т/га больше, чем под луговыми залежами: 179–181 и 162–163 т/га, соответственно, за счет С карб. Т.е, накопление С орг в почвах луговых залежей не компенсирует потерю С карб в их профилях, если вспомнить, что все почвы «Леса-на Ворскле» до распашки были покрыты лесом.

Микроморфологическое изучение карбонатных аккумуляций (КА) на глубине 120–140 см показало, что в почвах под лесом стяжения карбонатов приурочены к порам и выбросам мезофауны (рис. 3а). Лишь в выбросах мезофауны КА имеют растворяющийся дезинтегрированный вид (рис. 3б), а стяжения в порах – карбонатные кутаны, сложены ненарушенным скрытокристаллическим кальцитом. Тонкодисперсная масса горизонтов ВСса или Сса почв под лесом в средней степени пропитана карбонатами (рис. 3б). На этой же глубине в почвах залежей под луговой травянистой растительностью тонкодисперсная масса практически свободна от карбонатов (рис. 3в), очень заметны признаки переувлажнения – Fe-пятна разбросаны в плазме и по верх КА (рис. 3г). КА здесь тоже представлены карбонатными кута-

нами, приуроченными к порам и сложенными скрытокристаллическим кальцитом (рис. 3в). В пустотах КА в центре пор отмечаются скопления игольчатого кальцита – зоны сплошной перекристаллизации. По сравнению с почвами под лесом карбонатные кутаны в почвах луговых залежей имеют меньшие размеры, довольно сильно перекристаллизованы, на их поверхности располагаются Fe-пятна.

Итак, несмотря на сохраняющиеся от пахотной стадии развития почв в профиле изучаемых почв признаки (морфологическая выраженность бывшего пахотного горизонта, уплотнение в горизонте плужной подошвы, агрогенное оглинивание) именно залежная стадия отражается в карбонатном состоянии, поскольку четко отличаются его параметры (содержание, распределение, запасы, микроформы кальцита) в почвах под посадками леса и луговой растительностью. Примечательно, что почвы под лесом, как залежная, так и целинная, по распределению и запасам Сорг и Скарб выглядят более «сухими» или аридными по сравнению с почвами луговых залежей.



**Рис. 3.** Микроморфологическое строение КА в почвах изученного ряда. Пояснения к рисунку даны в тексте. Все фото сняты в скрещенных николях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 16-05-00669а.

### Литература

1. Агроэкологическое состояние черноземов ЦЧО / Под общ. редакцией А.П. Щербакова, И.И. Васенева. Курск, 1996. 330 с.
2. Бутова Л.С., Парфенова О.А., Щербаков А.М. Процессы оглинивания в черноземах различных угодий //

Межд. конф. студентов и аспирантов по фундаментальным наукам «Ломоносов-96», Москва, 1996 г.: Тез. докл. Почвоведение. М., 1996. С. 10.

3. Khokhlova O.S., Chendev Yu.G., Myakshina T.N., Alexandrovskiy A.L., Khokhlov A.A. Evolution of Chernozems in the southern forest-steppe of the Central Russian Upland under long-term cultivation examined in the agro-chronosequences // Quaternary International. 2015. V. 365. P. 175–189.

## ПРИМЕНЕНИЕ РИЗОПОДНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОВЕРХНОСТНОЙ ВЛАЖНОСТИ БОЛОТНЫХ ЭКОСИСТЕМ

А.Н. Цыганов<sup>1</sup>, В.А. Чернышов<sup>1</sup>, Т.В. Борисова<sup>1</sup>, Ю.А. Мазей<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Пензенский государственный университет,

440026, Пенза, ул. Красная 40; e-mail: andrey.tsyganov@bk.ru

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 199991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Влажность является одним из основных факторов формирования и развития болотных экосистем. В верховых болотах влажность в значительной степени определяется соотношением количества атмосферных осадков и испаряемостью. Реконструкция влажности болот в голоцене позволяет выявить не только закономерности формирования и развития болотных экосистем, но и, в некоторых, случаях, делать предположения о динамике климата. Цель работы – провести реконструкцию динамики поверхностной влажности болотной экосистемы по данным ризоподного анализа и анализа степени гумификации торфа.

В качестве объекта исследования было выбрано Верховимское болото (52,985617 N, 46,459322 E), расположенное в Пензенской области. Глубина торфяной залежи 260 см. Образцы торфа отобраны с интервалом 6 см для ризоподного анализа и 3 см для анализа степени гумификации [1]. Количественная реконструкция уровня залегания болотных вод проведена с использованием калибровочной модели, построенной для болотных экосистем, расположенных на территории Восточно-Европейской равнины [2].

Формирование торфяной залежи началось в 3700 ± 200 кал. л. н. В ходе формирования болотной экосистемы может быть выделено четыре периода в степени увлажнения. В начальный период

(3700–2000 кал. л.н.) в сообществе раковинных амеб преобладали гидрофильные виды, а степень гумификации была достаточно высокой, что свидетельствует о высокой степени увлажнения. Затем (2000–1400 кал. л. н.) в сообществе отмечается появление сфагнобионтных видов, а степень гумификации снижается, что указывает на снижение влажности. В третьей зоне (1400–400 кал. л.н.) увеличивается присутствие гидрофильных сфагнобионтных амеб, которое затем сменяется ксерофильным сообществом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (№ 14-14-00891) и в рамках государственного задания Пензенскому государственному университету (проект № 1315).

### Литература

1. Chambers F.M., Beilman D.W., Yu, Z. Methods for determining peat humification and for quantifying peat bulk density, organic matter and carbon content for palaeostudies of climate and peatland // Mires and Peat. 2011. V. 7, P. 1–10.
2. Цыганов А.Н., Бабешко К.В., Новенко Е.Ю., Малышева Е.А., Пейн Р.Д., Мазей Ю.А. Количественная реконструкция гидрологического режима болот по ископаемым сообществам раковинных амеб // Экология. 2016. № 6. (в печати).

## КОМПЛЕКСНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КУРГАНОВ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СРУБНОГО ВРЕМЕНИ ЛЕСОСТЕПНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

М.С. Чаплыгин<sup>1</sup>, В.Е. Приходько<sup>2</sup>, Е.П. Рогозин<sup>3</sup>, М.В. Стародубцев<sup>1</sup>, П.И. Калинин<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Стерлитамакский историко-краеведческий музей, 453124, Республика Башкортостан, Стерлитамак, ул. Карла Маркса, 100; e-mail: msch1979@gmail.com; maxstar@list.ru

<sup>2</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Пушкино Московской области, ул. Институтская, 2; e-mail: valprikhodko@rambler.ru, kalinin331@rambler.ru

<sup>3</sup>Киевский национальный университет им. Тараса Шевченко, 01033, Киев, ул. Владимирская, 60, Украина; e-mail: ye.rohozin@univ.kiev.ua

Комплексные исследования датированных исторических памятников дают важную информа-

цию об укладе жизни древних людей, природной обстановке прошлого, эволюции почв. На террито-

рии лесостепной зоны Предуралья располагается много разновозрастных древних могильников и поселений. Однако данные о палеоэкологических условиях второй половины голоцена, выявленных при изучении палеопочв археологических памятников, и их надежная хронология практически отсутствуют для этого региона.

Целью нашей работы было междисциплинарное изучение и радиоуглеродное датирование срубных курганов Республики Башкортостан для реконструкции уклада жизни, погребального обряда, почв, растительности и климатических условий прошлого. Такие комплексные исследования выполнены впервые для данного региона.

Исследовались два кургана у д. Каранаево и д. Услы Стерлитамакского и Стерлибашевского районов, Республики Башкортостан, сооруженных срубной популяцией в Предуральской лесостепи (СШ 55°14,155'; ВД 53 36,130', высота над уровнем моря 259 м и СШ 55°35,627', ВД 53°43,820', высота 185 м, соответственно). Участки расположены на Стерлибашевско-Федоровской возвышенности, которая является юго-восточной частью Бугульминско-Белебеевской возвышенности. По данным местных метеостанций среднегодовая температура воздуха составляет 3,2 и 3,0°C, годовая сумма осадков – 515 и 481 мм, соответственно, из них две трети приходится на теплый период. Испарение с поверхности суши достигает 400–450, а с водной поверхности – 550–650 мм/год, мощность снежного покрова – 30–50 см.

Древние почвы, погребенные под курганами сравнивали с современными фоновыми аналогами. Выявлены физические, химические, микробиологические свойства почв общепринятыми почвенными анализами, выполненными в ЦКП ИФХиБПП РАН [1]. Также проводили палинологическое исследование с выделением спор и пыльцы из слоя 0–2 см древних и современных почв методом лаборатории палинологии географического факультета Санкт-Петербургского университета с модификацией Н.П. Герасименко [2]. Для определения исходного содержимого погребальных керамических сосудов исследовали почву, которая в них засыпалась, после погребения. Валовое содержание макро- и микроэлементов (фосфора, железа, калия, кальция, магния, меди и цинка) в разных частях грунта подкурганых сосудов находили методом рентгенфлуоресцентной спектроскопии на спектрометре спектроскан МАКС-GV. Определяли возраст сооружения памятников методом радиоуглеродного датирования древесины и костных останков людей из курганных погребений (Киев, радиоуглеродная лаборатория, рук. В.В. Скрипкин). Более подробная информация о методах исследования и результатах спорово-пыльцевого и почвенных исследований срубных курганов Предуралья приведена [3].

Для носителей срубной культуры получен важный материал о конструкции курганов, особенностях погребального обряда и сложной половозрастной организации погребений курганов. Так каранаевские материалы доказывают наличие в срубной среде обособленных женско-детских курганов-кладбищ, в которых вокруг главного женского погребения совершались захоронения женщин, подростков и детей. Это свидетельствует о высоком статусе женщин в срубном сообществе. Подтверждена характерная для башкирских срубников погребальная традиция, заключающаяся в сооружении каменного перекрытия только над детскими захоронениями. Выявлен новый тип ступенчатой конструкции-входа в погребальную камеру. Получены подтверждающие оригинальные материалы о способах подготовки тела покойного к погребению, а именно о его сильной фиксации в скорченном положении с помощью деревянной колоды на ногах. Исследование трупосожжений Верхнеуслинского могильника позволило выделить отдельный тип/способ кремации в срубной среде – сожжение тела целиком с мягкими тканями в специально сооруженной камере за пределами кургана.

Для установления времени сооружения курганов проведено радиоуглеродное датирование подкурганых костных останков и древесины. Для 4-го кургана могильника Услы получены следующие хронопериоды его сооружения (лет назад): с использованием результатов радиоуглеродного датирования по древесине: 3410–3350 – некалиброванные даты, калиброванные с точностью:  $1\sigma$  – 3700–3620,  $2\sigma$  – 3750–3600; с применением для датирования костных останков: 3580–3460 – некалиброванные даты, калиброванные с точностью:  $1\sigma$  – 3920–3740,  $2\sigma$  – 4020–3990. Для 6-го кургана могильника Каранаево выявлены следующие даты его сооружения по анализу  $^{14}\text{C}$  костных останков (лет назад): 3560–3460 некалиброванные даты, калиброванные с точностью:  $1\sigma$  – 3890–3740,  $2\sigma$  – 3960–3730. Таким образом, выявлено, что  $^{14}\text{C}$  возраст 4-го кургана у д. Услы, найденный по костным останкам старше на 140–170 лет по сравнению с датировкой по древесине. Это удревнение  $^{14}\text{C}$  даты по анализу костей может быть обусловлено тем, что в костях погребенного происходит обмен их менее древнего радиоуглерода на более древний радиоуглерод из карбонатов, содержащихся в сильно окисленном нижнем слое палеопочв (14%  $\text{CO}_2$  карбонатов), который контактировал с костными останками погребенного. Как установлено ранее, карбонаты срубной почвы слоя 90–100 см Оренбуржья имеют  $^{14}\text{C}$  возраст более 11 тыс. л. [4]. Имеются еще две радиоуглеродные даты сооружения курганов этих могильников (по костям), которые близки к вышеприведенным. Полученные даты соответствуют раннему этапу развитого периода срубной культу-

ры. Особенности погребального обряда и инвентаря курганного могильника Верхние Услы-2, в целом, согласуются с радиоуглеродной датировкой. Напротив, Каранаевский могильник по совокупности признаков погребального обряда следует относить к развитому этапу срубной культуры. Для уточнения данных требуется дополнительное исследование.

Технико-технологический анализ погребальной посуды показал однородность гончарных традиций изготовления сосудов и полное их соответствие данным о системе гончарного производства срубных племен Урало-Поволжского региона. К проявлению инокультурного компонента в срубной среде можно отнести кубковидный сосуд 2 (к. 6, П. 2), который по форме и орнаментации близок к алакульским. Однако, технико-технологические характеристики вполне соответствуют срубным.

Нами проведена реконструкция исходного содержимого трех керамических сосудов из кургана у д. Каранаево. На основании содержания подвижного фосфора и валового количества ряда микроэлементов (P, Zn, Cu, Mg, K, Fe, Ca) в верхней (контроль), средней и придонной частях грунта из подкурганных сосудов установлено, что исходно в них была поставлена молочная каша, сыр и вода (или сосуд был пустым).

Проведенные палинологические исследования показали, что в период проживания носителей срубной культуры на территории Южного Предуралья была распространена лесостепь, и палеорастительный покров был представлен преимущественно луговыми (злаково-разнотравными) степями и сосновыми и березовыми лесами с примесью липы. Обилие травянистых мезофитов (лютиковых, розоцветных, норичниковых) и меньшее участие ксерофитов (полынь, эфедра) в палеофитоценозах, по сравнению с современными растительными сообществами, свидетельствует о большей гумидности климата срубного времени.

Современные фоновые и ископаемые почвы двух исследуемых участков характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами лесостепного типа, но пыльца сосен (*Pinus sylvestris* и *P. sibirica*), а, частично, и берез (*Betula pendula*, *B. pubescens*), является заносной из близлежащих лесов. Незначительное количество пыльцы широколиственных деревьев, представленных дубом, вязом, липой и орешником указывает на то, что теплообеспеченность на протяжении изученного срубного хроноинтервала в регионе была близка современной или недостаточной оптимальной для их распространения.

Охарактеризованы морфологические и химические особенности почв: современных, насыпей, ископаемых и погребальных ям срубных курганов. Особенности физико-химических и агрохимических свойств исследуемых почв обуславливаются свойствами карбонатных почвообразую-

щих пород и природными условиями – континентальным климатом, недостатком атмосферных осадков в летний период, перепадом летних температур от дня к ночи. Легкосуглинистый гранулометрический состав, распашка, значительные пастбищные нагрузки способствуют развитию водной и ветровой эрозии. Среди процессов почвообразования в срубное и настоящее время преобладающими являются процессы гумусоаккумуляции и карбонатизации.

По морфологическим и физико-химическим свойствам фоновые современные и древние черноземы типичные маломощные имеют большое сходство. Различаются они содержанием органического вещества. Реконструированное его содержание в слое 0–50 см палеопочв больше, чем в современных почвах с учетом того что, в палеопочвах за 3800 лет минерализовалось 60% гумуса [5]. Это свидетельствует о более благоприятных климатических условиях срубного времени по сравнению с современными и подтверждает данные палинологического исследования.

На основании проведенных исследований выявлены особенности погребального обряда срубной популяции, проживавшей 3850–3770 (кал., 1σ) лет назад в Предуральской лесостепи. Климат по данным палинологического анализа был влажнее, чем в настоящее время, о чем свидетельствует палеорастительный покров, представленный более мезофитными злаково-разнотравными степями с меньшим участием ксерофитов, чем сейчас, и небольшими лесами из березы и сосны, реже – липы. Теплообеспеченность была близка современной или несколько меньшей, на что указывает меньшее содержание пыльцы широколиственных пород в ископаемых спектрах. Современные и древние черноземы по свойствам имеют большое сходство. Большее реконструированное содержание органического вещества в слое 0–50 см погребенных почв, по сравнению с фоновыми аналогами, подтверждает данные палинологии о благоприятных климатических условиях изученного хроноинтервала срубного времени. При использовании фосфатного и микроэлементного методов установлено, что исходно в погребальных сосудах была молочная каша, сыр и вода (или сосуд был пуст).

Полученные данные существенно расширили наши представления об особенностях погребального обряда срубного населения и природных условиях эпохи бронзы, в которых оно проживало на территории Предуральской лесостепи.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 13-05-00246а.

### Литература

1. Воробьева Л.А. Химический анализ почв. М.: Изд-во МГУ, 1998. 272 с.
2. Gerasimenko N. Environment and climate changes bet-



ween 3 and 5 thousands yr. BP in southeastern Ukraine // NATO ASI Series, vol. I 49. Third millennium BP climate change and old world collapse. Ed. By H. N. Dalfes, G. Kukla and H. Weiss. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 1997. Pp. 371–401.

3. Приходько В.Е., Рогозин Е.П., Чаплыгин М.С. Реконструкция климата, почв и растительности срубного времени на основании исследования курганов Предураль-

ской лесостепи Республики Башкортостан // Почвоведение. 2016. № 9. С. 1052–1067.

4. Хохлова О.С., Хохлов А.А., Моргунова Н.Л., Юстус А.А. Короткие хроноряды палеопочв Скворцовского курганного могильника в долине р. Бузулук (Оренбургская область) // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1038–1050.

5. Иванов И.В. Эволюция почв степной зоны в голоцене. М.: Наука, 1992. 144 с.

## ОЦЕНКА СОВРЕМЕННЫХ И ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПУЛОВ УГЛЕРОДА В РЕГИОНАХ ЮЖНОЙ ТАЙГИ И ЛЕСОСТЕПИ ПРИ РАЗНОМ ХАРАКТЕРЕ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ О.В. Чернова<sup>1</sup>, И.М. Рыжова<sup>2</sup>, М.А. Подвезенная<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт проблем экологии и эволюции им А.Н. Северцова РАН, Москва; e-mail: ovcher@mail.ru;

<sup>2</sup>Факультет почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва;  
e-mail: iryzhova@mail.ru, podvezennaya@yandex.ru

Технический прогресс позволяет человеку использовать природные ресурсы с постоянно растущей интенсивностью. С другой стороны, наконец, приходит осознание того, что эти ресурсы не бесконечны, и бездумное их использование может привести к экологической катастрофе. Поэтому не удивительно, что в настоящее время большое внимание уделяется оценке природных ресурсов, их антропогенным изменениям и возможности возобновления. Особый интерес вызывают изменения биогеохимического цикла углерода в результате многосторонней хозяйственной деятельности человека, с которым в тесном взаимодействии находятся циклы других биофильных элементов, определяющих жизнь на Планете. Органический углерод является важнейшим природным ресурсом. Его основные запасы в биосфере сосредоточены в фитомассе (живой и отмершей) и в почвах (включая подстилку и торф). Соотношение пулов углерода в наземных экосистемах является важной характеристикой его круговорота.

Оценка запасов органического углерода в основных компонентах наземных экосистем является очень трудной задачей по ряду объективных и субъективных причин, наиболее важными из которых являются следующие:

1. Разнообразие экосистем и сложность структуры растительного и почвенного покрова обуславливают высокую пространственную вариативность как общих запасов органического углерода в экосистемах, так и соотношения его различных пулов.

2. Многолетняя и сезонная динамика показателей, связанная с участием органического вещества в процессах, различающихся по скорости и направленности.

3. Характер землепользования и различные хозяйственные воздействия кардинально влияют на интенсивность и направленность потоков углерода в наземных экосистемах. Кроме того, точность оценок зависит от качества и количества эмпирических данных и использования различных методов усреднения и экстраполяции. Слож-

ности возникают также при попытке соотнесения данных государственной или ведомственной статистической отчетности с параметрами природных объектов.

Оценке запасов углерода в биомассе растений и почвах России и отдельных регионов в последние два десятилетия уделяется большое внимание. Как правило, рассматривались стационарные состояния экосистем или изменения за относительно небольшой промежуток времени, обусловленные однонаправленной сменой характера землепользования. Экстраполяция результатов таких исследований на более длительный период времени с разнонаправленными антропогенными воздействиями затруднена.

Целью нашей работы была оценка и сравнение величин и структуры запасов органического углерода: актуальных (при современном состоянии экосистем и структуре землепользования) и потенциальных (когда весь изучаемый регион представлен только природными комплексами аналогичными современным целинным) для территорий двух административных областей Европейской России: Костромской и Курской, коренным образом различающихся по составу почвенного и растительного покрова.

Природные комплексы Костромской области формируются в условиях умеренно-континентального климата с преобладанием осадков над испарением ( $K_{увл.} = 1,16$ ) в зоне распространения темнохвойных еловых, елово-сосновых и сосновых лесов южной тайги. Территория региона незначительно изменена сельскохозяйственным использованием. В настоящее время 75% площади области относится к землям лесного фонда, большая часть которых активно используется в лесном хозяйстве. В составе почвенного покрова преобладают дерново-подзолистые почвы и дерново-подзолы.

Курская область расположена в лесостепной зоне в условиях умеренно-континентального климата с периодически промывным водным режимом ( $K_{увл.} = 1,00$ ). Область характеризуется высокой степенью сельскохозяйственной преобразо-

ванности территории. Естественная растительность, которая была представленная широколиственными лесами и луговыми степями, практически сведена. В составе почвенного покрова преобладают черноземы оподзоленные, выщелоченные и типичные, а также серые лесные почвы.

Для оценки потенциальных и современных запасов углерода в фитомассе и 100-см слое почвы использовали сходные подходы и единую картографическую основу – Почвенную карту РСФСР, М:1:2 500 000, под ред. В.М. Фридланда [1]. При расчетах учитывали таксономическое разнообразие почв, их гранулометрический состав, типы естественной или современной растительности и актуальные данные о структуре земельных угодий. Доисторическое состояние экосистем модельных территорий реконструировано на основе широко используемой в геоботанике концепции потенциальной или «восстановленной» растительности, которая описывает состояние зрелых растительных ассоциаций в отсутствие вмешательства человека. Разница в оценках потенциальных и актуальных запасов рассматривается как изменение за исторический период величины пулов углерода на территориях, различающихся по природным особенностям и преобладающим типам землепользования.

Требующиеся для расчетов характеристики биологического круговорота элементов естественных и антропогенно-измененных растительных ассоциаций (общее количество фитомассы, продуктивность, запасы подстилок и др.) получены на основе сведений из базы данных «Продуктивность экосистем Северной Евразии» [2] и отдельных показателей из других источников ([3,4] и др.). Для оценки запасов углерода в почвах использовали базу данных «Запасы углерода в автономных почвах природных экосистем Европейской территории России» [5], дополненную сведениями о запасах углерода в сельскохозяйственных и постагрогенных почвах. Для учета региональных особенностей почв и растительности сведения из баз данных и результаты точечных обследований сгруппированы по провинциям в соответствии с Картой почвенно-географического районирования М: 1:15 000000 [6].

Основными информационными слоями являются слои Почвенной карты РСФСР [1], которые были совмещены со слоями Карты растительности СССР [7] на уровне типов доминирующей растительности. Полученные полигоны характеризовались классификационной принадлежностью преобладающей почвы, ее гранулометрическим составом и типом растительной ассоциации. Сходные по этим характеристикам полигоны объединены в картографические выделы, образовав 11 выделов для Костромской области и 9 – для Курской области. Таким образом, были построены схематические карты «восстановленных» почвенно-растительных комплексов рассмотренных областей. Для каждого выдела оценивали запасы органического углерода в 100-см слое почвы, в под-

стилке (степном войлоке) и биомассе естественной растительности. Потенциальные пулы углерода почв, подстилок и фитомассы территорий модельных областей рассчитывали, умножая значения запасов углерода в почве, подстилках и фитомассе основных экосистем на площади соответствующих выделов схематических карт восстановленных почвенно-растительных ассоциаций.

При расчете современных пулов органического углерода, кроме природных характеристик почв и растительности, учитывали структуру землепользования в регионах на основе государственной статистической информации (данные Росреестра, Росстата за 2012 г. [8,9], Лесные планы областей, сведения о месторождениях торфа) и типологические характеристики лесных насаждений. Учтены следующие категории земель: пашни; сенокосы и пастбища; молодые залежи (до 20–25 лет); леса и нелесная древесная растительность; земли под вырубками, гарями, погибшими насаждениями; болота; дороги; земли застройки, нарушенные, прочие. Для вычисления запасов углерода в фитомассе современных лесов использовали онлайн-программу оценки запасов углерода в лесах [10], в фитомассе сельскохозяйственных земель – показатели, полученные Ф.И. Левиным на основе перспективных урожаев на госсортоучастках [4].

Разница в полученных оценках потенциальных и актуальных общих запасов и отдельных пулов органического углерода на территориях рассмотренных областей принимается за их изменение за период антропогенного использования.

В Костромской области (южная тайга) углеродный пул фитомассы снизился на 40%, что обусловлено активным использованием лесного фонда, при этом пул углерода почвы практически не изменился (уменьшился на 1–2%). Максимальными запасами органического углерода характеризуются болотные торфяные почвы (24–65 кг/м<sup>2</sup>). В автоморфных почвах под ненарушенными лесами запасы составляют 5,3–8,7 кг/м<sup>2</sup>. в пахотных – значения обычно ниже, а в почвах сенокосов и пастбищ – могут быть даже выше, чем в автоморфных лесных почвах. Следовательно, в южной тайге перевод пахотных земель в залежи не может оказать существенного влияния на запасы углерода в почвах, но способствует увеличению общих запасов углерода в экосистемах за счет возрастания запасов фитомассы и формирования подстилки.

В Курской области (лесостепь) высокая степень распашки территории и практически полное сведение естественной древесной растительности привели к значительному уменьшению углеродных пулов как фитомассы (на 80%) так и почвы (на 23–27%). Максимальные запасы почвенного углерода (33–38 кг/м<sup>2</sup>) характерны для целинных тяжелосуглинистых и глинистых выщелоченных и типичных черноземов. В пахотных аналогах запасы углерода снизились значительно (до 23–28 кг/м<sup>2</sup>) и несколько меньше – в почвах под сенокосами и

пастбищами. Широкомасштабный перевод пахотных земель в залежи в лесостепном регионе вряд ли возможен, но оптимизация структуры сельскохозяйственных земель с увеличением площади пастбищ, сенокосов и участков восстановленной растительности за счет сокращения пашни может несколько увеличить запасы углерода территории и предотвратит их дальнейшее снижение.

Расчеты показали, что в обоих рассмотренных регионах за исторический период соотношение углеродных пулов территорий сдвигается в сторону повышения доли почвы в общем запасе углерода. Современные запасы углерода в 100-см слое почв (включая подстилку и торф) превышают таковые в растительной биомассе (в Курской области – многократно). Таким образом, значение почвенного пула в аккумуляции углерода наземными экосистемами при интенсификации антропогенного воздействия возрастает.

### Литература

1. Почвенная карта РСФСР / Под ред. В.М. Фридланда. Масштаб 1:2500000. М.: ГУГК. 1988 (Скорректированная цифровая версия, 2007).
2. Продуктивность экосистем Северной Евразии, <http://biodat.ru/db/prod/index.htm/>.

3. Усольцев В.А. Фитомасса лесов северной Евразии: база данных и география. Екатеринбург: УрО РАН, 2001, 707 с.
4. Левин Ф.И. Количество растительных остатков в посевах полевых культур и его определение по урожаю основной продукции. *Агрехимия*. 1977. № 8. С. 36–42.
5. Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Запасы гумуса в автономных почвах природных экосистем Восточно-Европейской равнины и их чувствительность к изменениям параметров круговорота углерода // *Почвоведение*. 2003. № 9. С. 1043–1049.
6. Карта почвенно-географического районирования. М: 1:15 000000 / Под ред. Г.В. Добровольского, И.С. Урусевской, И.О. Алябиной Национальный атлас почв Российской Федерации. 2011.
7. Карта растительности СССР (для высших учебных заведений) М. 1:4000000. М.: ГУГК, 1990.
8. Земельный фонд Российской Федерации на 1 января 2012 г. Стат.сб./Росреестр. М., 2012.
9. Регионы России. Основные характеристики субъектов Российской Федерации. Стат. сб. / Росстат. М., 2012.
10. Замолодчиков Д.Г., Грабовский В.И., Краев Г.Н. Региональная оценка бюджета углерода лесов (РОБУЛ). Версия 1.1. М.: ЦЭПЛ РАН, 2011. [www.cepl.rssi.ru/regional.htm](http://www.cepl.rssi.ru/regional.htm).

## КОСТНЫЕ ОСТАТКИ РЫБ ИЗ СРЕДНЕВЕКОВОГО ГОРОДИЩА УФА II (ПО МАТЕРИАЛАМ РАСКОПОК 2015 ГОДА)

А.М. Шевченко<sup>1</sup>, Д.О. Гимранов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Башкирский государственный университет, г. Уфа, ул. Заки Валиди, 32; e-mail: amsh84@yandex.ru

<sup>2</sup>Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, ул. 8 Марта, 202; e-mail: djulfa250@rambler.ru

Изучение костных остатков рыб из отложенных археологических памятников представляет большой интерес, как для зоологов, так и для археологов, поскольку позволяет выявить видовой состав промысловых рыб, реконструировать их размеры, а также охарактеризовать рыбный промысел и его значение в хозяйственной деятельности древнего населения.

Городище Уфа II расположено в Кировском районе города Уфы Республики Башкортостан и относится к эпохе средневековья [7]. Палеоихтиологический материал попал к нам, будучи дифференцированным по планиграфии и стратиграфии раскопа 2015 года (квадраты А1, А2, В1, В2, С1, С7, а также бровка и хоз. яма № 13; раскопки проведены до 13 пласта). Последующая обработка материала заключалась в определении названия кости и ее таксономического статуса, с вычислением относительного размера особи, которой она принадлежала. Принадлежность костей определялась с использованием сравнительной остеологической коллекции Института экологии растений и животных УрО РАН. Для более детального понимания распределения костей рыб на вскрытой площади раскопа памятника был проведен сравнительный анализ количества костей каждого ви-

да по квадратам и горизонтам местонахождения. Также для характеристики хозяйственного использования рыб был проведен анализ соотношения костей головы и туловища у всех выявленных видов и групп рыб. В группу «голова» вошли все обнаруженные кости черепа, в группу «туловище» – позвонки, ребра и плавники. Кости пояса передних конечностей рассматривались, как кости головы, поскольку при отрубании головы рыбы эти кости часто остаются вместе с ней.

В процессе обработки материала были реконструированы размеры промысловых видов рыб на основе уравнений зависимости и соотношений между размерами костей и длиной рыбы, опираясь на работы по археоихтиологии и сравнительной остеологии рыб [1,2,11,14–17].

Всего изучено 307 костных остатков рыб из культурных отложений археологического памятника Уфа II. В материале обнаружены остатки 18 видов рыб. Если принять за целую кость ту, которая сохраняет не менее 2/3 своей части, то можно констатировать, что фрагментированность анализируемого материала достаточно низкая. По количеству костей в общей выборке доминирует бело-рыбица – 43,3% (таблица). Вторым по количеству определимых костных остатков является сом –

Таксономический состав и восстановленные размеры рыб

Таксоны	Кол-во костей	% от общ. числа	Восстановленные размеры (мин. / сред. / макс.), см	N*
Белуга	2	0,7	300–400	2
Осетр	12	3,9	70–75 / 100–105 / 140–150	4
Стерлядь	11	3,6	50–55 / 65–70 / 80–85	10
Сельдь-черноспинка	2	0,7	40	2
Белорыбица/Таймень (?)	3	1,0	-	-
Белорыбица	133	43,3	55–60 / 80–85 / 110–115	106
Щука	25	8,1	30–35 / 60–65 / 85–90	15
Плотва	3	1,0	20–25 / 25–30	3
Голавль/язь	2	0,7	-	-
Голавль	1	0,3	35–40	1
Лещ	4	1,3	35–40 / 40–45 / 45–50	3
Сазан	1	0,3	30	1
Золотой карась	1	0,3	35–40	1
Карповые	7	2,3	-	-
Сом	41	13,4	65–70 / 95–100 / 130–140	20
Налим	1	0,3	-	-
Судак	6	2,0	30–40 / 55–60 / 75–80	5
Окунь	2	0,7	30–35 / 40 / 45–50	2
Pisces sp.	50	16,3	-	-

\*N- количество измеренных костей

13,4%. Представители осетровых, карповых, а также щука, окунь, судак, налим и сельдь занимают в выборке от 0,3 до 8,1 %.

Особо следует отметить находки белуги и сельди, которые являются первыми свидетельствами обитания этих видов на территории Южного Урала в позднем голоцене (белуга также была определена по материалам 2014 г., статья в печати). Оба вида являются проходными, в голоцене вплоть до XX в. населяли верховья рек Волги и Камы [1,4–6]. Самой насыщенной костями рыб стратиграфической единицей является 11 пласт: в нем сосредоточено 24% костей рыб из всех обнаруженных при раскопках обсуждаемого года. По представленным квадратам наблюдается достаточно равномерное распределение количества костей рыб. Максимальное количество костей сосредоточено на квадрате В2 и составляет 19,2 %.

Анализ соотношения костей головы и туловища был проведен для большинства костных остатков рыб, обнаруженных на памятнике. Отдельно следует рассматривать осетровых, так как костей туловища, за исключением жучек и лучей плавников, у них нет. Можно охарактеризовать два самых массовых (по количеству обнаруженных костей) вида рыб – белорыбицу и сома. У первого вида несколько преобладают кости туловища, что связано с высокой хрупкостью костей черепа у сиговых видов рыб. У сома соотношение костей головы и туловища практически равное. В целом мы наблюдаем приблизительно равное соотношение костей головы и туловища рыб. Это может косвенно свидетельствовать о том, что рыбу на городище приносили целиком и разделывали уже на месте.

Была проведена реконструкция размеров видов рыб (таблица). Видно, что значительный разброс значений размера тела присущ таким видам, как осетр, белорыбица, щука, сом и судак. Разме-

ры тела осетра колеблются в пределах от 70 до 150 см. Размеры вылавливаемых белорыбиц находятся в пределах от 55 до 115 см, щуки от 30 до 90, сома от 65 до 140 см, судака от 30 до 80 см. Размеры добываемой белуги колеблут в пределах 3–4 м. Они являются близкими к максимальным для белуг, которые обитали в позднем голоцене в Волжском бассейне [1]. Средние размеры стерляди составляют 65–70 см, сельди – 40 см, плотвы – 25 см, голавля – 35–40 см, леща – 40–45 см, сазана – 30 см, золотого карася – 35–40 см, окуня – 40 см.

По литературным источникам известно, что средние размеры тела белорыбицы колеблются в пределах 70–95 см [3,8–10]. Вылов белорыбицы жителями городища был ориентирован в основном на особей крупных размеров (70–100 см), которые составляют в выборке 93%. Таким образом, средние размеры белорыбицы из городища Уфа II в целом соответствуют средним размерам этого вида, который населял в позднем голоцене реки Волжско-Камского края [1] и обитает в настоящее время в Каспийском бассейне. Нужно отметить, что вплоть до XX века одним из основных нерестилищ белорыбицы были реки Белая и Уфа. Нерест этого вида в указанных водоемах начинался в октябре–ноябре [3,10]. Можно предположить, что именно в это время года населением городища осуществлялся целенаправленный лов белорыбицы.

У сома из исследованного материала нет, как таковой, преобладающей размерной группы. Сом ловили как среднего, так и крупного размера примерно в одинаковых количествах. Размеры сомов, вылавливаемых жителями городища, соответствуют размерам рыб этого вида, обитающего в настоящее время в бассейне р. Белая. В позднем голоцене на территории Среднего Поволжья и Нижней Камы ловили преимущественно сомов 100–120 см длиной [1,2]. Скорее всего, населени-

ем городища не практиковалась целенаправленная ловля сома крупных размеров.

Способы лова сома, который является исключительно придонной рыбой, отличаются от способов ловли белорыбицы. Несмотря на то, что осетр и белуга являются также придонными обитателями, способы лова этой рыбы отличаются от таковых применимых для сома [12]. На этом основании можно сделать вывод о развитости и разнообразности способов ловли рыбы у древнего населения городища Уфа II. Однако заслуживает внимания тот факт, что за многолетний период изучения обсуждаемого памятника вплоть до настоящего момента не было найдено никаких артефактов, которые достоверно можно было бы отнести к рыболовному инвентарю, за исключением одного единственного грузила [7].

Авторы выражают благодарность Игорю Васильевичу Аськееву и Диляре Наилевне Галимовой за помощь в определении костных остатков рыб.

### Литература

1. Аськеев И.В., Аськеев О.В., Галимова Д.Г. Археологические исследования на территории Волжско-Камского края // Археология и естественные науки Татарстана. Кн. 4. Казань: Ин-т истории АН РТ, 2011. С. 44–156.
2. Аськеев И.В., Галимова Д.Г., Аськеев О.В. Ихтиофауна позднего голоцена средневожского бассейна (по материалам археологических раскопок) // Зоологический журнал. 2013. Т. 92. № 9. С. 1014–1030.
3. Атлас пресноводных рыб России/ под ред. Ю.С. Решетникова. М.: Наука, 2003. 1030 с.
4. Берг Л.С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. М.-Л., 1948. Ч. I. С. 1–466.
5. Варпаховский Н.А. Очерк ихтиологической фауны Казанской губернии. «Прил. к запискам Имп. Академии наук». 1886. Т. LII.

6. Кириков С.В. Промысловые животные, природная среда и человек. М.: Наука. 1966. 348 с.
7. Мажитов Н.А., Тамимдарова Р.Р., Шамсутдинов М.Р., Насретдинов Р.Р., Бахшиев Р.И., Амекачев Т.Р. Городище Уфа-II. Материалы раскопок 2012 г. Т. V, Ч. I. Уфа: Инеш, 2012. 184 с.
8. Меньшиков М.И. Рыбы бассейна реки Оби. Пермь: Пермский государственный университет, 2011. 216 с.
9. Подлесный А.В. Географическое распространение белорыбицы *Stenodus leucichthys* (Gtildenstadt) и ее происхождение в бассейне Каспия // Зоологический журнал. 1941. Т.20. №3. С. 433–444.
10. Подлесный А.В. Белорыбица *Stenodus leucichthys* Gtild. Биоэкологический очерк // Тр. Сиб. отдел. Всес. н.-и. ин-та озерн. и речн. рыбн. хоз. (ВНИОРХ). 1947. Т. VII. Вып. 4. С. 25–29.
11. Лебедев В.Д. Пресноводная четвертичная ихтиофауна Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1960. 402 с.
12. Сабанеев Л.П. Жизнь и ловля пресноводных рыб. Киев: Государственное издательство сельскохозяйственной литературы Украинской ССР. 1959. 666 с.
13. Цепкин Е.А. Методика исследования субфоссильных остатков рыб // Частные методы изучения истории современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 136–140.
14. Цепкин Е.А., Соколов Л.И. Русский осетр *Acipenser gueldenstaedtii* Brand в среднем и позднем голоцене // Вопросы ихтиологии. 1970. Т. 10. Вып. 1. С. 24–36.
15. Britto J.R., Shepherd J.S. Biometric data to facilitate the diet reconstructio of piscivorous fauna // Folia Zool. 2005. № 54. P. 193–200.
16. Prenda J., Granado-Lorencio C. Biometric analysis of some cyprinid bones to estimate the original lengths and weights of prey fishes // Folia Zool. 1992. № 41 (2). P. 175–185.
17. Radu V. Exploitatia de resourcs aquatiques dans les cultures neolithiques et chalcolithiques de la Roumanie Meridionale. These de Doctorat, Universite de Provence Aix – Marseille I, Aix e Provence (France). 2003. 438 p.

## ДЕГРАДАЦИЯ ПОЧВ ЮГА КРАСНОЯРСКОЙ ЛЕСОСТЕПИ

А.А. Шпедт<sup>1</sup>, Ю.Н. Трубников<sup>2</sup>, Н.Ю. Жаринова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Сибирский федеральный университет,  
660041, Красноярск, пр. Свободный, 79; [shpedtaleksandr@rambler.ru](mailto:shpedtaleksandr@rambler.ru)

<sup>2</sup>Красноярский НИИ сельского хозяйства,  
660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 66; e-mail: [trubnikov124@yandex.ru](mailto:trubnikov124@yandex.ru)

Многие годы в Красноярском крае фактически не проводится землеустройство, почвенные и геоботанические обследования, мероприятия по охране продуктивных земель от деградации и загрязнения, восстановлению мелиорированных земель. В результате качественное состояние земель сельскохозяйственного назначения заметно ухудшилось. Наметилась четкая тенденция к ухудшению производственных свойств и экологических функций почв. Эрозии подвержено 1249,5 тыс. га сельскохозяйственных угодий, из них: дефляции – 663,9, водной эрозии – 397,2, совместной – 188,4 тыс. га. Эрозионные процессы разных видов и интенсивности охватывают все природно-климатические зоны региона (табл. 1). Наиболее широкое

распространение получила дефляция, на долю которой приходится 53,1% всех эродированных земель. Доля водной и комплексной эрозии составляет, соответственно, 31,8 и 15,1%.

Целью исследования является природно-хозяйственная оценка почв южной части Красноярской лесостепи для планирования рационального землепользования, охраны почв и почвенного покрова.

Исследования выполнялись на базе ФГУП «Минино», являющегося базовым хозяйством Красноярского НИИСХ, территория которого расположена в южной части Красноярской лесостепи, в 5–7 км от г. Красноярска. Землепользование

**Таблица 1.** Зональное распределение эродированной пашни в Красноярском крае, %

Вид эрозии	Доля в эродированной пашне	Степень эродированности	Соотношение площадей	В том числе по зонам		
				тайга и подтайга	лесостепь	степь
Водная	15,1	Слабая	75,8	82,2	73,9	62,5
		Средняя	20,6	13,7	23,1	31,3
		Сильная	3,6	4,1	3,0	6,2
Ветровая	53,1	Слабая	56,6	77,5	67,6	33,0
		Средняя	35,5	13,5	28,1	53,1
		Сильная	7,9	9,0	4,3	13,9
Комплексная	31,8	Слабая	42,4	48,4	46,2	37,1
		Средняя	45,1	32,3	43,6	49,7
		Сильная	12,5	19,3	10,2	13,2

представляет собой равнинную, южную, открытую, достаточно теплую ( $\Sigma t > 10 = 1795^\circ\text{C}$ ), засушливую ( $\Sigma$  осадков за вегетацию = 212мм), часть лесостепи, с выраженными остепненными участками, удобными для пашни. Почвы находятся в активной эксплуатации на протяжении трех с половиной столетий.

Почвенное обследование хозяйства в масштабе 1:10 000 выполнялось в 1976 и 1994 гг. Восточно-сибирским государственным научно-исследовательским и проектно-изыскательским институтом по землеустройству [1]. На площади 3391 га было заложено 248 почвенных разрезов и 124 прикопки. В 138 почвенных образцах из 47 разрезов выполнены химические анализы и определен гранулометрический состав. Почвенный покров землепользования представлен черноземами, серыми лесными, лугово-черноземными, луговыми и болотными почвами. Черноземы являются преобладающим (56,4% территории) типом почв, которые рассредоточены по всему землепользованию. Почвы сформированы на бурых лессовидных делювиальных и красноцветных элювиально-делювиальных средних и тяжелых карбонатных сартанских суглинках.

Для определения выпханности почвы, посредством изучения трансформации органического вещества и оценки нитрификационной способности, закладывался модельный опыт. Схема опыта включала следующие варианты: 1, 4 – почва без компостирования (контроль); 2, 5 – почва с компостированием 15 дней; 3, 6 – почва с компостированием 30 дней. В 1, 2, и 3 вариантах почва была взята с поля чистого пара, а в 4, 5 и 6 – с поля пшеницы.

Почва представлена черноземом, обыкновенным, маломощным, среднегумусным, тяжелосуглинистым [2], с содержанием гумуса 3,89%. Компостирование почвы (300 г) проводилось в термостате при температуре 25°C и влажности почвы 60–80% от НВ.

Содержание гумуса определяли по методу И.В. Тюрина [3]. Для извлечения подвижной части гумуса (ПГВ мг С/100 г почвы) использовали 0,1 н. раствор щелочи (NaOH), при соотношении почвы и реактива 1:20, а для легкоразлагаемого органического вещества (ЛОВ) - тяжелую жидкость ( $P \approx 1,9\text{--}2,0 \text{ г/см}^3$ ). Гуминовые кислоты (Сгк) оса-

ждали серной кислотой, а содержание фульвокислот (Сфк) определялось по разности общего количества гумусовых веществ в 0,1 н. NaOH и гуминовых кислот. Органическое вещество почв (ОВП) определяли как сумму содержания гумуса и ЛОВ. Оценка содержания ЛОВ и степени выпханности почв выполнялась в соответствии с [4,5].

На территории землепользования интенсивно развивается водная, ветровая и комплексная эрозия. Наличие эрозии стало результатом взаимодействия природных факторов (открытость территории, склоны различной крутизны, ветроударные склоны, характер выпадения осадков, режим снеготаяния, сильное промерзание и неустойчивость почв и почвообразующих пород к эрозии) и хозяйственная деятельность человека, выразившаяся в сведении лесных массивов, сплошной распашке землепользования, без учета ландшафтных особенностей и внедрения противоэрозионных мероприятий. Созданные в 60-е годы XX в. лесные полосы находятся в неудовлетворительном состоянии и не способны обеспечить защиту почвенного покрова от эрозии.

За период между почвенными обследованиями, на протяжении 18 лет в почвенном покрове землепользования произошли существенные изменения [1]. Согласно раннему обследованию преобладающими пахотными почвами являлись тучные выщелоченные и обыкновенные черноземы. Позднее обследование показало, что площади под тучными почвами резко сократились. Произошло уменьшение мощности верхнего гумусового горизонта. Особенно ярко это наблюдалось при наличии эрозионных процессов. Например, мощность гумусового горизонта почв распаханного поля, примыкающего к автодороге Красноярск-Ачинск, при первом почвенном обследовании изменялась в пределах 35-58 см. Согласно повторному обследованию она не превышала 30 см. В среднем мощность гумусового горизонта уменьшилась, при наличии слабой эрозии на 10 см, при средней - на 20 см. В результате развития ветровой эрозии в верхнем горизонте почвы наблюдалось накопление дресвы. Вдоль автодорог, из-за незарегулированного стока талых вод активно развивалась водная, линейная эрозия. На значительных площадях, в результате припахивания карбонатной почвообразующей породы сартан-

**Таблица 2.** Трансформация органического вещества чернозема обыкновенного и накопление нитратного азота под влиянием компостирования

Вариант опыта	ОВП	ЛОВ	Степень выпашивания, балл	ПГВ, мгС/100г почвы			C <sub>тк</sub> :C <sub>фк</sub>	N-NO <sub>3</sub> , мг/кг
	С, %			сумма	ГК	ФК		
1 (контроль)	2,26	0,23	4,8	168	70	98	0,72	4,5
2	2,37	0,20	6,6	165	75	90	0,83	9,2
3	2,34	0,19	6,8	157	73	84	0,87	9,7
4 (контроль)	2,25	0,28	2,5	176	61	115	0,53	3,2
5	2,32	0,25	4,3	162	73	89	0,82	7,6
6	2,37	0,15	4,4	168	70	98	0,71	7,5
НСР <sub>05</sub>	0,16	0,04	–	27	22	5	–	1,7
Sx, %	2,3	6,2	–	5,5	10,7	12,5	–	8,3

ского возраста, резко возросла комплексность и пестрота почвенного покрова. Данные породы обладают целым рядом неблагоприятных свойств (высокая карбонатность, щелочность, низкое содержание подвижных фосфатов, отсутствие структуры, постоянная сухость). К настоящему времени указанные негативные изменения в почвенном покрове еще более усилились.

Провинциальной особенностью черноземов Красноярского края является укороченность гумусового горизонта [6], что определяет их неустойчивость к деградационным процессам при вовлечении в пашню. Выход на дневную поверхность и поступление в гумусовый горизонт позднеллейстоценовых, высококарбонатных пород сартанской свиты резко меняет свойства почв, приводит к снижению их плодородия и сельскохозяйственной значимости. В результате продолжающегося развития эрозионных процессов и поступления на поверхность почвы и в гумусовый горизонт высококарбонатной, сартанской почвообразующей породы под воздействием механических обработок, широкое распространение получили агрочерноземы, характеризующиеся малой мощностью гумусового горизонта, небольшим содержанием гумуса и наличием карбонатов с поверхности, либо на небольшой глубине. Перемешивание гумусового и иллювиального горизонтов приводит к ухудшению агрохимических и агрофизических свойств почв. По этим причинам потенциальное и эффективное плодородие господствующих в земледелии пахотных почв систематически снижается. Похожие изменения происходят при распаивании черноземов Южного Предбайкалья, когда при перемешивании горизонтов образуется «антропогенно-преобразованный горизонт», с меньшей актуальной кислотностью, содержанием гумуса и элементов питания [7].

Общее содержание органического вещества в почве всех вариантов модельного опыта оценивалось как низкое (табл. 2). В процессе компостирования почвы на протяжении 15 и 30 дней его количество достоверно не изменилось, что позволяет говорить о его стабильности и устойчивости к трансформации. Содержание ЛОВ в почве контрольных вариантов изменялось от 0,23 до 0,28% и оценивалось в целом как очень низкое [5]. В со-

ответствии с предлагаемым подходом [4], почва относится к выпашанным. Степень выпашивания слабая и средняя. В процессе компостирования содержание ЛОВ уменьшилось, а степень выпашивания возросла примерно на 2 балла.

Содержание ПГВ в почве также оценено как низкое. В процессе компостирования количество этих гумусовых веществ не изменилось. Можно лишь отметить тенденцию к сужению отношения C<sub>тк</sub>:C<sub>фк</sub> в результате компостирования почвы. Интенсивной минерализации ПГВ не происходило. Полагаем, что это обусловлено высокой стабильностью гумусовых веществ и слабой их доступностью к минерализации. Низкое содержание ПГВ приводит к тому, то они становятся инертными и прочно связываются с трудногидролизруемыми, конденсированными фракциями гумуса. По содержанию подвижных гумусовых веществ почву также можно отнести к выпашанным.

Выпаханные почвы не обеспечивают накопления нитратного азота в результате парования или компостирования. Содержание нитратов в почве контрольных вариантов низкое и очень низкое. Парование почвы в течение всего летнего периода не обеспечило накопления нитратов. Компостирование почвы привело к некоторому увеличению их содержания, однако оно все же остается низким, что подтверждает сделанное заключение о выпашанности почвы. Такое количество нитратов в почве не обеспечит высокой продуктивности сельскохозяйственных культур.

Таким образом, антропогенное воздействие на агроландшафты юга Красноярской лесостепи заключается в прогрессирующем развитии эрозионных процессов, механическом перемешивании гумусового и иллювиального горизонтов при механической обработке почв, что приводит к формированию маломощных, мало гумусированных, выпашанных агрочерноземов, содержащих карбонаты с поверхности, или на небольшой (10–20 см) глубине. При паровании и компостировании выпашанных почв интенсивной минерализации ЛОВ и ПОВ не происходит. Выпаханные почвы не обеспечивают накопления нитратного азота в результате парования или компостирования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ р\_Сибирь\_a (грант 15-45-04381).

## Литература

1. Технический отчет по почвенному обследованию ОПХ «Минино» Емельяновского района Красноярского края. Красноярск, 1996. 156 с.
2. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
3. Агрохимические методы исследования почв: Руководство / Под ред. А.В. Соколова. М.: Наука, 1975. 656 с.
4. Борисов Б.А. Легкоразлагаемое органическое вещество целинных и пахотных почв зонального ряда европейской части России: автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2008. 43 с.
5. Шпедт А.А., Вергейчик П.В., Картавых В.В. Оценка легкоразлагаемого органического вещества почв сельскохозяйственных угодий Красноярского края // Агрохимия. 2015. № 15. С. 37–45.
6. Крупкин П.И. Черноземы Красноярского края. Красноярск: Издательство КрасГУ, 2002. 332 с.
7. Козлова А.А. Черноземы Южного Прибайкалья: особенности генезиса, эволюции и рационального использования // Материалы международной научной конференции «Современное состояние черноземов». Ростов-на-Дону: Издательство ЮФУ, 2013. С. 144–146.

## МАЛАКОФАУНА КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА В ГОЛОЦЕНЕ (ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ)

Т.А. Янина, Е.И. Игнатов, Д.В. Семиколенных, В.А. Дикарев

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,  
Ленинские горы, 1, Москва; e-mail: paleo@inbox.ru

Керченский пролив между Черным и Азовским морями имеет длину около 40 км при ширине 4–15 км. Рельеф дна сложный, с обширной центральной котловиной с отметками –60 – –70 м, ограниченной от смежных морских акваторий и Таманского залива подводными порогами высотой до 20–30 м. Коренное ложе пролива сложено глинами миоцена, перекрытыми разнообразными рыхлыми плейстоценовыми образованиями. Изучение строения четвертичных отложений пролива и анализ содержащихся в них моллюсков начаты Н.И. Андрусовым [1]. По материалам бурения дна пролива им выделены четыре фазы развития, охарактеризованные каждая своим типом фауны моллюсков: 1) древняя пресноводно-каспийская фаза (с *Didacna crassa*); 2) древняя морская фаза (с *Tapes calverti*); 3) новая пресноводно-каспийская фаза (с *Monodacna pseudocardium*) и 4) новая морская фаза (с азовской фауной). После работ А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [2] под этими фазами стали пониматься древнеэвксинская, карангатская, новоэвксинская и черноморская (фландрская) трансгрессии. К голоцену относятся новоэвксинский (частично) и черноморский этапы. Геологии Керченского пролива посвящена обширная литература ([1–9] и др.). Анализ малакофауны выполнен в работах [4–9]. В вопросах реконструкции палеогеографического развития Керченского пролива среди исследователей единства нет.

Нами выполнен малакофаунистический анализ керна двух скважин, пробуренных на косе Тузла. Для палеогеографических реконструкций привлечены результаты биостратиграфического анализа береговых обнажений, изученных нами ранее [6,9].

Для сравнительного анализа малакофауны трансгрессивных черноморских бассейнов целесообразно показать ее развитие с начала позднего плейстоцена. К этой эпохе относятся осадки карангатской трансгрессии, охарактеризованные сообществом средиземноморских моллюсков. В разрезе

Тузла, вскрывающемся у основания косы, под лесовидной толщей с серией погребенных почв мощностью 8 м вскрывается разрез, в котором нами изучена карангатская фауна. Сверху вниз здесь выходят: (1) песок темно-серый, пылеватый, с ископаемыми кротовинами, с обломками, реже целыми раковинами моллюсков, мощность 0,7 м; (2) ракушняк с песчаным заполнителем серого цвета, пятнами и прослоями ожелезненный, состоящий из раковин средиземноморских видов моллюсков *Paphia senescens*, *Cardium tuberculatum*, *Chione gallina*, *Mytilus galloprovincialis*, *Ostrea edulis*, *Cerastoderma glaucum*, *Solen vagina*, мощность 0,5 м; (3) песок светло-серый, слюдястый, хорошо сортированный, мелкозернистый, в кровле ожелезненный, с раковинами моллюсков того же видового состава с доминированием *Mytilus galloprovincialis*, часто образующими прослойки и крупные линзы, мощность 1,2 м; (4) песок коричневый с прослоями алевролита, хорошо сортированный, мелко- и среднезернистый, в основании с базальным слоем галечника и валунника, в кровле с раковинами моллюсков *Mytilus galloprovincialis*, мощность 0,3 м. Ниже залегают отложения неогена [6,9]. Состав моллюсков свидетельствует о морском этапе в развитии пролива с соленостью вод выше современного Черного моря, что основано на присутствии в составе комплекса стеногалинных средиземноморских видов *Paphia senescens*, *Cardium tuberculatum*, ныне в составе фауны отсутствующих.

В нижней части керна (45–40 м) изученных нами скважин выделены осадки новоэвксинского этапа развития Черного моря. Они включают представителей пресноводной малакофауны родов *Viviparus*, *Valvata*, *Unio*, *Dreissena polymorpha* и слабосолоноватоводные виды *Monodacna caspia*. Состав комплекса свидетельствует о низком уровне Черного моря, отвечающем регрессивному новоэвксинскому бассейну, и о значительном влиянии пресных вод в районе современного пролива, очевидно, вызванном продвижением сюда устье-



вой области реки Дон и сбросом хвалыньских вод Каспия через Маныч-Керченский пролив.

Выше по разрезу керна к слабосоленоватоводным моллюскам добавляются редкие, угнетенного вида, раковины эвригалинного средиземноморского вида *Cardium (Cerastoderma) edule lamarcki*, что указывает на первое достижение водами черноморской трансгрессии района Керченского пролива. Этот этап развития отвечает установленной Л.А. Невеской [4] бугазской фазе развития черноморской голоценовой трансгрессии. Неустойчивый состав моллюсков в разных по глубине (от 40 до 30 м) интервалах керна, свидетельствует о неустойчивом уровне режиме черноморской трансгрессии с усилением или уменьшением влияния пресных вод со стороны Дона. Увеличение в составе фаунистических комплексов количества средиземноморских эвригалинных видов является показателем постепенного повышения уровня трансгрессии и заполнением района пролива морскими водами с вытеснением слабосоленоватоводных видов моллюсков в опресненные участки бассейна.

С глубины керна выше 20 м в составе фаунистических сообществ широкое распространение уже получили эвригалинные и умеренно эвригалинные средиземноморские виды *Chione gallina*, *Paphia rugata*, *Cardium (Cerastoderma) edule lamarcki*, *Ostrea edulis*, *Spisula subtruncata*. Видовой состав моллюсков свидетельствует о широком распространении морских вод в проливе. Очевидно, он отвечает каламитскому этапу в развитии голоценовой трансгрессии Черного моря, установленному Л.А. Невеской [4], или новочерноморской трансгрессии, выделенной в истории Черного моря П.В. Федоровым [7]. Новочерноморская трансгрессия, по заключению П.В. Федорова, была этапом самого высокого уровня моря (на 2–3 м выше современного) в голоцене с самой высокой соленостью для голоценовой эпохи и вспышкой развития в нем средиземноморских видов. Согласно представлениям Л.А. Невеской [4], повышение уровня, нарастание солености и увеличение видового разнообразия малакофауны в голоцене шло постепенно. Наши исследования подтверждают заключение П.В. Федорова о новочерноморской голоценовой трансгрессии.

Калиброванные радиоуглеродные датировки этого этапа, полученные по раковинам *Cardium (Cerastoderma) edule lamarcki* и *Chione gallina* в лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, составляют  $6020 \pm 140$  (ЛУ-8110) и  $5530 \pm 120$  (ЛУ-8108). Значения календарного возраста получены специалистами этой лаборатории на основании калибровочной программы OxCal 4.2 (калибровочная кривая IntCal 13). Christopher Bronk Ramsey (<https://c14.arch.ox.ac.uk>). Авторы искренне признательны Х.А. Арсланову и сотрудникам лаборатории за выполненное датирование образцов.

Позднеголоценовые малакофаунистические сообщества изучены [9] в донных осадках Таманского залива. Во внутренней части залива в составе комплекса из основания илистых отложений преобладают довольно многочисленные *Cardium exiguum*, более редкие *Cardium (Cerastoderma) edule lamarcki*, *Abra ovata*, *Retusa truncatula* (самые эвригалинные среди средиземноморских видов, проникших в Черное море с началом голоценовой трансгрессии), что свидетельствует об условиях полуизолированного водоема лагунного типа без притока пресных вод. Выше по разрезу увеличивается количество *Cardium (Cerastoderma) edule lamarcki*, появляются новые морские, более стеногалинные, виды – редкие раковины *Loripes lacteus*, *Paphia discrepans*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chrisalida interstincta*, *Cyclope neritea*, *Nassa reticulata*, указывающие на постепенное проникновение в залив морских вод и повышение его солености.

Сравнение видового состава раковин моллюсков из низов голоценовых отложений Таманского залива и Керченского пролива показывает их сходный состав – преобладание *Cardium (Cerastoderma) edule lamarcki*. Однако в Керченском проливе эти сообщества отмечены для раннего голоцена (бугазско-витаевский этап Л.А. Невеской, древнечерноморский – П.В. Федорова), а в Таманском заливе – для позднего. Изученный материал свидетельствует о неодновременности появления и распространения одних и тех же видов моллюсков в различных районах Черноморского бассейна.

Таким образом, в составе малакофауны Керченского пролива от позднего плейстоцена к голоцену прослеживается развитие разных экологических групп: морской (эвригалинной и стеногалинной) → пресноводной и слабосоленоватоводной → морской (эвригалинной и умеренно эвригалинной), образующих разновозрастные фауны, – карангатскую, новоэвксинскую и черноморскую соответственно, характеризующие крупные палеогеографические этапы в истории Черного моря и Керченского пролива. Развитие малакофауны носило миграционный характер. Морская средиземного типа карангатская фауна, отвечающая крупной межледниковой (эемской, микулинской) трансгрессии Мирового океана, в регрессивную эпоху сменилась пресноводной и слабо солонатоводной фауной, происхождение которой связано с реками, опресненными лиманами и поступавшими через Манычский пролив каспийскими водами. К началу голоцена (около 11,8 тыс. лет назад) новоэвксинский бассейн трансгрессировал, хотя его уровень и оставался на низких отметках (около минус 30 м). Слабосоленоватоводная фауна каспийского типа получила в нем широкое распространение.

С постепенным развитием голоценовой трансгрессии Мирового океана и поступлением средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн началось его осолонение и заселение морскими моллюсками. Этапность появления и раз-

вития морской фауны вплоть до ее современного состояния хорошо прослеживается на изученном нами материале. Широкое распространение средиземноморских видов моллюсков привело к вытеснению солоноватоводной новоэвксинской фауны в приустьевые опресненные районы, где они и развиты в настоящее время.

По своим основным характеристикам голоценовый Черноморский бассейн резко отличается от предыдущего новоэвксинского водоема и существенно – от более древних бассейнов. Голоценовый этап в истории Черного моря и Керченского пролива, несмотря на свою непродолжительность, является важнейшим в формировании основных черт современного моря и его побережья.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00227).

#### Литература

1. Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. 6. 1918. Т. 12. № 1. С. 23–28.
2. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое

строение и история развития Черного моря. М. - Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.

3. Благоволин Н.С. Происхождение и история развития Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1960. № 2. С. 37–45.

4. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.

5. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

6. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: РАСХН, 1998. 288 с.

7. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 157 с.

8. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

9. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Московского университета, 2012. 264 с.

## БИОРАЗНООБРАЗИЕ МАЛАКОФАУНЫ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ В ГОЛОЦЕНЕ: ПРИРОДНЫЙ И АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД

Т.А. Янина, А.А. Свиточ

Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова,  
Ленинские горы, 1, Москва; e-mail: paleo@inbox.ru

Голоценовая история Каспийского региона, являясь палеогеографической основой для познания закономерностей и прогноза развития бассейна, привлекает к себе пристальное внимание многих исследователей. Один из ее важных аспектов – формирование биоразнообразия, отражающее изменение палеоэкологических условий в регионе под влиянием изменений уровня моря и антропогенного фактора. Разнообразие малакофауны водоемов дельты Волги прослежено нами при анализе керн неглубоких (~10 м) скважин, пробуренных на Дамчикском участке Астраханского биосферного заповедника. Для сравнительного анализа использованы материалы изучения современных биоценозов моллюсков из различных водоемов дельты и опубликованные данные.

Современная дельта Волги – крупная сложно построенная природная система. Ее строение и типизация дельтовых водоемов описаны в ряде публикаций [3,4,6]. Водоемы дельты в зависимости от своего гидрологического, гидрохимического режима и прочих факторов имеют разный малакофаунистический облик [1,4,5,7,8]. Протоки и рукава дельты заселены в основном биоценозом песчано-илистого грунта, в котором по биомассе преобладают *Viviparus*, встречается и каспийская фауна: *Monodacna edentula*, *Adacna vitrea*, *Ad. laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, обладающая эвригаллиностью [2]. Это псаммопелофильные виды, находящие оптимум на илисто-песчаных грунтах

при незначительном течении. В нижней части рукавов дельты на илисто-ракушечных грунтах, нарастающих макрофитами, расселилась фауна смешанного состава с большим количеством каспийцев: *Dreissena polymorpha*, *Dr. bugensis*, *Theodoxus*, *Viviparus*, *Hydrobia*, *Valvata*, *Lithoglyphus*, *Monodacna*, *Adacna*. Култуки являются местом обитания пресноводных моллюсков *Unio pictorum*, *Anodonta complanata*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium*, *Dreissena polymorpha*, вместе с которыми встречаются эвригаллинные каспийские элементы.

В 60-е годы прошлого века в дельте появились и расселились понтоазовская цветная монодакна (*Monodacna colorata*), акклиматизированная в волжских водохранилищах, брюхоногий моллюск *Lithoglyphus naticoides* и двустворчатка *Dreissena bugensis* [4,7], также имеющие азовское происхождение и проникшие с судами через Волго-Донской канал.

Узкие длинные ильмени между бэровскими буграми, имеющие заиленное дно, практически безжизненны: из моллюсков изредка встречаются *Unio* и *Anodonta*; но в сильно заросшей прибрежной зоне много береговых форм – *Planorbis*, *Physa*, *Succinea*. Ильмени большей площади, с лучшим снабжением грунтов кислородом, более обитаемы - на илистом грунте здесь распространены *Dreissena polymorpha*, *Anodonta complanata*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium*, *Viviparus viviparus*,

*Valvata piscinalis*, а на песчаных участках – редкие мелкие *Unio pictorum*. Мелководные сильно заросшие ильмени характеризуются обитанием в прибрежной зоне *Planorbis*, *Pisidium*, *Physa* и *Lymnea*. Полойная зона с обилием растительности отличается распространением этих же представителей прибрежной фауны.

На стыке пресных вод Волги и солоноватых вод Каспия в авандельте, характеризующейся обширными полями песчано-илистых грунтов, расселились *Unio pictorum*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium sp.*, *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasi*, *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*; на песчаных грунтах встречаются редкие *Anodonta complanata*. На границе солоноватоводной зоны, с общей соленостью 0,9–2,0‰, ряд пресноводных видов (*Viviparus viviparus*, *Sphaerium corneum*) выпадает. Предустьевое пространство моря заселено слабо солоноватоводными видами *Monodacna*, *Adacna*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Dreissena*, наряду с которыми еще встречаются пресноводные виды родов *Unio*, *Anodonta*, *Valvata*, *Dreissena*, *Theodoxus*. При повышении солености до 2,5‰ большинство пресноводных видов погибает.

По литературным данным [4,5,7,8] можно проследить изменения в дельте с падением уровня Каспия, начавшимся в 30-х годах прошлого столетия, являющиеся «наглядным пособием» для палеогеографических реконструкций. Дельта сильно выдвинулась в море; площадь многих островов увеличилась и они присоединились к материке, некоторые мелкие протоки высохли. Култуки авандельты превратились в ильмени. По мере нарастания дельты ильмени заиливались и теряли проточность. Дальнейшее их заиливание и полная потеря проточности и высыхание в межень привели к исчезновению большинства моллюсков. В полностью отделившихся от дельты сильно заиленных ильменях с заморами бентос беднел, но с их зарастанием развивалась фитофильная фауна, в которой преобладали прудовики. При повышении уровня Каспия начался обратный процесс.

Анализ керн скважин, вскрывших голоценовые осадки дельты, показал, что разнообразие малакофауны в голоцене складывалось из тех же элементов фауны, что и ныне. Исключением являются виды азово-черноморского происхождения (*Monodacna colorata*, *Lithoglyphus naticoides*, *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena bugensis*), чье появление в дельте обязано антропогенному фактору.

Разрез голоценовых осадков дельты представляет собой «слоеный пирог» из разнофациальных отложений мощностью 8–11 м, включающих разнообразные фаунистические группировки. Палеоценозы характерны для разного типа бассейнов дельты. Как пример – одна из скважин (№ 7), пробуренная в устьевой части протока на песчано-илистом дне которого обитают многочисленные *Lymnea*, *Lithoglyphus*, *Pisidium*. В основании голоценовых отложений (830–740 см) зале-

гают хорошо сортированные светло-серые песчаные осадки, включающие в основном детрит и обломки раковин, часто окатанные. По-видимому, они характеризуют палеоруло или подводный бар. В интервале глубин 740–700 см вскрыты органические карбонатные белые глины с раковинами пресноводных *Lymnea stagnalis*, *Dreissena polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *Anisus sp.* Судя по экологической принадлежности видов *Lymnea* и *Anisus*, составляющих основную часть палеоценоза, а также фациально-литологической принадлежности осадков, фаунистическое сообщество обитало в мелководном озерном водоеме, впоследствии высохшем. Залегающая выше двухметровая толща серых илистых осадков с большим или меньшим содержанием песчаного материала, включает *Dreissena polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *V. cristata*, *Unio sp.*, *Monodacna edentula*, *Succinea sp.*, *Pisidium sp.*, *Lymnea peregra*, *Viviparus sp.* Палеоценоз представлен смешанным составом из пресноводных и слабо солоноватоводных каспийских видов, часть из которых является прибрежными фитофильными формами, а также видами стоячих вод. Подобный биоценоз свойственен култушной зоне авандельты. Это подтверждает литологический состав осадков.

Чередующиеся в интервале глубин 520–390 см песчано-илистые слои небольшой мощности (10–30 см) с большим или меньшим содержанием песчаного материала, содержат раковины *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicatus*, *Valvata piscinalis*, *Pisidium*, *Unio*, *Viviparus viviparus*, *Bythinia sp.* Наряду с господствующими пресноводными видами, как реофилами, так и стагнофилами, ценоз содержит в небольшом количестве каспийские эвригалинные моллюски. Фаунистическое сообщество такой композиции характерно для нижней части дельтовых протоков, что, в комплексе с составом включающих раковины отложений, очевидно, отражает мелкомасштабную ритмику небольших русел протоков – береговой зоны нижней части надводной дельты. Охарактеризованные фаунистическим материалом коричневые песчаные отложения интервала 390–320 см с господствующими *Dreissena polymorpha*, более редкими *Monodacna edentula*, *Hypanis plicatus*, характеризуют мелководный пресноводный, периодически солоноватый бассейн – «пресноводное предустьевое пространство».

Не только видовой состав танатоценозов позволяет реконструировать палеоэкологические условия дельты Волги. Облик раковин одних и тех же видов, но обитавших в разных по своим гидрологическим характеристикам водоемах, является свидетельством их палеоэкологической принадлежности.

Распределение по разрезу отложений с палеоценозами, характерными для разного типа бассейнов, отражает развитие дельты во времени, вызванное колебаниями уровня Каспия. Так, русловые осадки свидетельствуют о низком стоянии

Каспия. В изученных кервах скважин отмечается по меньшей мере три интервала дельтового осадконакопления в эпохи положения уровня моря ниже современного. Напротив, вскрытые на Дамчикском участке отложения култуков или авандельты однозначно указывают на высокий уровень моря во время их накопления. В изученных кервах также отражены по меньшей мере три таких эпохи осадконакопления. Последовательность залегания осадков разных типов водоемов свидетельствует о тенденции в развитии дельты – ее нарастании и продвижении в сторону моря при понижении уровня Каспия, или же отступании под влиянием его поднятия.

В последовательности осадков, вскрытых скважинами на Дамчикском участке, отражены три крупные стадии развития дельты, находящиеся в тесной зависимости от колебаний уровня Каспия. Мелкомасштабное чередование отложений бассейнов разной палеоэкологической принадлежности отражает нестабильное состояние уровня в каждую из стадий формирования дельты.

Таким образом, можно заключить, что в голоцене разнообразие моллюсков дельты Волги складывалось из тех же элементов фауны, что и ныне, и носило миграционный характер. Исключением являются виды азово-черноморского происхождения *Monodacna colorata*, *Lithoglyphus naticoides*, *Dreissena bugensis*, чье появление в дельте обязано антропогенному фактору в прошлом веке. Наблюдения за *Dreissena bugensis*, впервые зарегистрированной в дельте Волги в 1994 г. в виде самовоспроизводящихся популяций, показывают, что этот вид активно вытесняет по-

лиморфную дрейссену [1].

Финансовая поддержка исследований осуществляется Русским географическим обществом (грант № 18110). Авторы искренне признательны всем коллегам за совместную работу в дельте Волги.

### Литература

1. Абдурахманов Г.М., Карпук М.И., Пузаченко Ю.Г. и др. Современное состояние и факторы, определяющие биологическое и ландшафтное разнообразие Волжско-Каспийского региона России. М.: Наука, 2002. 415 с.
2. Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М.: Пищевая промышленность, 1968. 415с.
3. Белевич Е.Ф. Районирование дельты Волги // Труды Астраханского заповедника, 1963. Вып. 8. С. 401–421.
4. Горбунов К.В. Водоемы дельты Волги, их облик, режим и эволюция // Волга-1. Куйбышев, 1971. С. 74–81.
5. Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 376 с.
6. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.
7. Пирогов В.В. Малакофауна дельты Волги. Автореф. канд. дисс. Л., 1974. 19 с.
8. Чугунов Н.Л. Опыт количественного исследования продуктивности донной фауны в Северном Каспии и типичных водоемах дельты Волги // Труды Астраханской ихтиологической лаборатории, 1923. Т. 5. Вып. 1. С. 102–192.
9. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: био-стратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Московского университета, 2012. 264 с.
10. Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф.П. Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2011. № 2. С. 38–48.

## ГОЛОЦЕНОВЫЙ МАМОНТ НА 60-ОЙ ПАРАЛЛЕЛИ ЕВРОПЫ: ИССЛЕДОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ

О.В. Яшина<sup>1</sup>, Н.Е. Зарецкая<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Музей истории и природы края МБУК «ЧерМО»; e-mail: Aculina12@rambler.ru

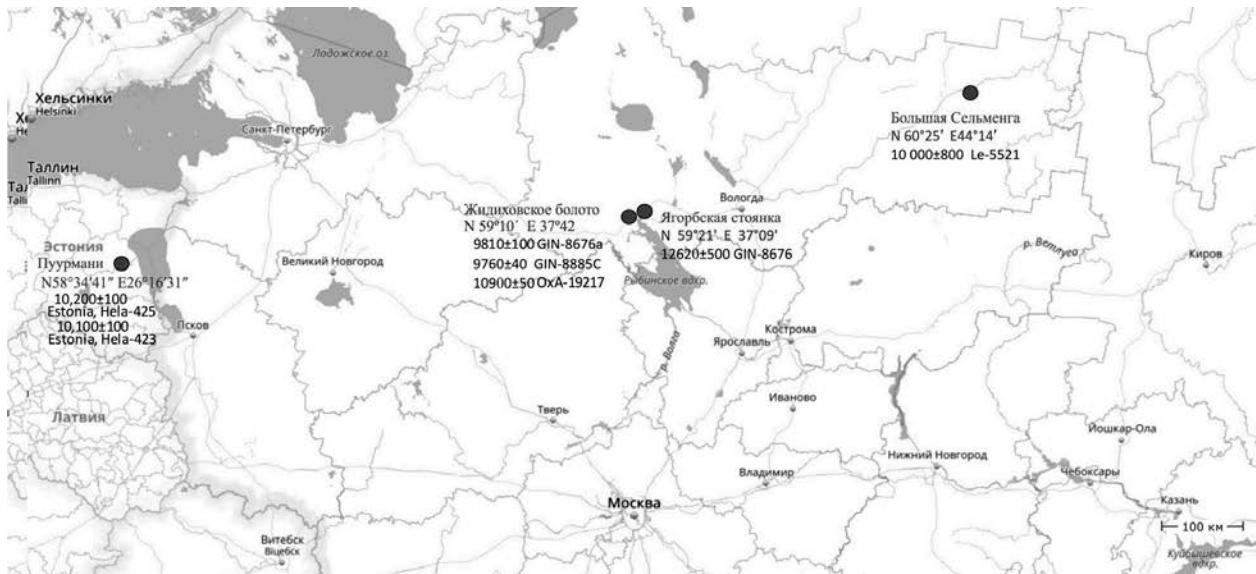
<sup>2</sup>Лаборатория геохимии изотопов и геохронологии, Геологический институт РАН, Москва; e-mail: n\_zaretskaya@inbox.ru

В настоящее время существующая модель вымирания мамонтов представляет собой сложный процесс постепенного сжатия и отступления их ареала к северу [5,6]. Сохранение небольших фрагментов популяции в умеренных широтах Европы в голоцене объясняется либо наличием рефугиумов, либо попыткой вторично заселить эту часть Восточно-Европейской равнины со стороны северо-востока: Ямала, Гыданского полуострова и Таймыра. В настоящей работе представлена информация об уникальных местонахождениях, расширяющих наши представления о территориях с благоприятными ландшафтно-климатическими условиями на границе позднеледниковье-голоцен.

На данный момент известно о четырех местонахождениях мамонтов, расположенных на 60-й параллели севера Европы, которые можно отнести

к позднеледниковью–голоцену (в диапазоне 12,5–9,5 <sup>14</sup>С т.л.н.). Три из них ранее обсуждались в работах [6,7,9,10]. Это зубы мамонта из Пурмани в Эстонии, кости мамонта из Жидиховского болота, расположенного недалеко от г. Череповца в Вологодской области, и кости мамонта из стоянки каменного века в устье р. Ягорбы (г. Череповец) (рис. 1, таблица).

Информация о возрасте костей мамонта, найденных в Жидиховском болоте, расположенном недалеко от г. Череповца Вологодской области (таблица), вызвала резонанс среди исследователей в конце 90-х годов XX века. В настоящее время Жидиховский мамонт не является единственным в умеренных широтах Европы, и есть необходимость ввести в научный оборот сопутствующую этой находке информацию.



**Рис. 1.** Местонахождения костей мамонтов, расположенных в районе 60-й параллели. Слева направо: Пурмани, Жидиховское болото; стоянка каменного века в устье р. Ягорбы; карьер в долине р. Бол. Сельменга.

Кости были обнаружены в 1943 г. при торфо-разработках. Ниже приведен геологический разрез, так как он был описан в паспорте памятника археологии в августе 1949 г.:

0–0,20 м – Травянистая растительность, вереск, сфагнум, торф, с примесью плохо разложившейся растительностью.

0,20 – 0,44 м – Торф, сфагнум, попадаются пни, кора древесины (береза, ольха)

0,44 – 0,70 м – Торф с примесью угля

0,70 – 1,15 м – Сапропели, попадают раковины

1,15 – 2,00 м – Сапропель серый с большим скоплением раковин, в этом слое найдены кости мамонта.

Всего было найдено порядка 63 костей. В настоящее время сохранились лишь 25. Кости принадлежали самцу возрастом чуть больше 30 лет. По-видимому, в начале голоцена на севере Молого-Шекснинской низменности сохранялись благоприятные условия, что отразилось на индивидуальных особенностях обитавших здесь мамонтов. Не смотря на более молодой радиоуглеродный возраст, он сопоставим по размерам с Таймырским мамонтом, имеющим возраст  $11450 \pm 250$  (Т-297) [2]. Столь же крупными размерами характеризуется и мамонт из Гондовера  $12300 \pm 180$  (ОхА-1316) [8].

Вместе с остатками мамонта были отобраны образцы торфа и сапропеля, а также раковины моллюсков. Кости, образцы сапропеля и торфа

Радиоуглеродные даты, полученные для мамонтов 60-й параллели

N	Местонахождение, географические координаты	Материал	Радиоуглеродный возраст	Калиброванная дата	Лаборатория, номер
1	Пурмани, Эстония, N58°34'41" E26°16'31"	Зуб	$10100 \pm 100$	11590–11830	Hela-423
		Зуб	$10200 \pm 100$	11700–12090	Hela-425
2	Жидиховское болото N 59°10' E 37°42'	Ребро (ЧерМО 1649)	$9810 \pm 100$	11110–11360	ГИН-8676а
		Ребро (ЧерМО 1649)	$9760 \pm 40$	11180–11220	ГИН-8885б
		Берцовая кость (ЧерМО 1649)	$10900 \pm 50$	12720–12790	ОхА-19217
		Торф	$5100 \pm 30$	5760–5820	ГИН-15042ат
		Древесина из торфа	$7950 \pm 60$	8700–8980	ГИН-15042ад
		Сапропель под торфом	$8060 \pm 200$	8640–9140	ГИН-15042б
3	Ягорбская стоянка N 59°21' E 37°09'	Кость	$12620 \pm 500$	14100–15640	ГИН-8676
4	Большая Сельменга N 60°25' E44°14'	Бедренная кость	$10000 \pm 800$	10580–12640	Ле-5521



**Рис. 2.** Современное состояние торфяных канав на Жидиховском болоте, в районе местонахождения костей мамонта в 1943 году.

были продатированы в радиоуглеродной лаборатории ГИН (Москва). Также в лаборатории Оксфордского университета была получена АМС-дата по образцу, взятому из большой берцовой кости. Результаты приведены в таблице.

В 2009–2010 гг. сотрудником Института зоологии НАН Украины им И.И. Шмальгаузена В.В. Анистратенко были проведены малакологические исследования коллекции моллюсков из Жидиховского болота. Среди образцов он отметил присутствие *Lymnaea fontinalis*, *Lymnaea ovata*, что может характеризовать пресноводное сообщество небольшой речки, озера или чистого, но заболачиваемого водоема.

Не менее интересны и другие находки на 60-ой параллели. Ягорбская стоянка известна из описания А.Я. Брюсова и М.Е. Фосс [3,4]. Она расположена в 15 км от Жидиховского болота. В 1906–1907 гг. на работах по спрямлению русла реки Ягорбы (у впадения в р. Шексну, см. рис. 2) были обнаружены кости мамонта, черепа овцебыков, кости лошади, лося, бобра, рога северного оленя, окаменелые части деревьев: вяза, клена, ольхи, и предметы каменного инвентаря. Находки были сделаны на глубине 5,8–6,8 м в слое иловатой синей глины. Позднее, в 1932 году, гидротехнические работы были продолжены. Они принесли новые находки – тазовую кость и часть лопатки мамонта. Массовые скопления костей известны и на противоположном от места впадения р. Ягорбы берегу р. Шексны. Полученная радиоуглеродная дата  $12620 \pm 500$  (ГИН-8676) наряду с другими ( $12200 \pm 300$  (ИГАН-282), Тимоновка;  $12700 \pm 200$  (ОхА-0700), Добраничевка; и др.), укладывающи-

мися в диапазон  $13-12$   $^{14}\text{C}$  т.л.н. [11], свидетельствует о широте и продолжительности существования ландшафтно-климатической зоны, благоприятной для обитания мамонтов в позднеледниковье.

О самой западной известной нам точке распространения мамонтов в молодом дриасе на 60-й параллели свидетельствуют даты по двум зубам мамонта с земель усадьбы Пурмани северо-западнее Тарту (бассейн Чудского озера):  $10100 \pm 100$  (Hela-423) и  $10200 \pm 100$  (Hela-425) [10,11]. К сожалению, мы не располагаем описанием условий местонахождения.

Крайняя известная нам восточная точка расположена на берегу р. Сухоны, недалеко от впадения в нее р. Большая Сельменга. Об этой находке известно из отчета о работе Нижне-Сухонского отряда в 1994 г. в Нюксенском районе Вологодской области [1]. В 1994 г. в ходе археологических исследований в песчаном карьере на глубине около 2,5 м были обнаружены кости мамонта. Образцы были продатированы в лаборатории археологической технологии (ИИМК РАН, г. Санкт-Петербург), в результате был получен возраст  $10000 \pm 800$  (таблица, Ле-5521). Находка приурочена песчано-гравийным отложениям террасы, сложенной озерно-аллювиальными отложениями и фиксирующей в верхнем дриасе уровень Сухонского озера.

Таким образом, благодаря появляющимся новым или, по каким-либо причинам, выпавшим из поля зрения исследователей данным, постепенно расширяется на восток зона существования ландшафтно-климатических «карманов», пригодных для существования мамонтов в раннем голоцене.

## Литература

1. Андрианова Л.С. Отчет о работе Нижне-сухонского отряда Сухонско-Кубенской экспедиции в 1994 году. – Вологда, 1994.
2. Аверьянов О.А. Мамонт Кутуманова. // Труды зоол. Ин-та РАН, 1994. Т 256. С. 111–135
3. Брюсов А.Я. Очерки по истории племен Европейской части СССР в неолитическую эпоху.- М., 1952, С. 28–29.
4. Фосс М.Е. Древняя история Севера Европейской части СССР. МИА. - М.-Л., 1952, № 29, С. 40.
5. Шер А. В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 1) // Криосфера Земли. Т. 1, М 1, 1997а. С. 21–29.
6. Шер А. В. Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 2) // Криосфера Земли. Т. 1, N 2, 1997б. С. 3–11.
7. Яшина О.В. История создания палеонтологической коллекции в музее г. Череповец // Тезисы докладов XLVI сессии палеонтологического общества. – Спб., 1999.
8. Яшина О.В. К вопросу о палеонтологическом исследовании стоянки каменного века в устье р. Ягорбы. - Ростов-на-Дону, 2006. С.
9. Lister A.M. Late-glacial mammoth skeletons (*Mammuthus primigenius*) from Condover (Shropshire, UK): anatomy, pathology, taphonomy and chronological significance // GEOLOGICAL JOURNAL. 2009. V.4. p. 447–47.
10. Lougas L., Ukkonen P., Jungner H. Dating the extinction of European mammoths: new evidence from Estonia // Quaternary Science Reviews 21 (2002). P. 1347–1354.
11. Stuart A. J., Sulerzhitsky L.D. , Orlova L.A. , Kuzmin Y.V., Lister A.M. The latest woolly mammoths (*Mammuthus primigenius* Blumenbach) in Europe and Asia: a review of the current evidence// Quaternary Science Reviews 21 (2002). P. 1559–1569.

## COMPILING THE SPATIAL DISTRIBUTION PROFILE OF SOIL HORIZONS IN ZIARAT FORESTLAND VIA THE CHEMICAL COMPONENTS OF SOIL

Milad Kurdi<sup>1,4</sup>, Mohammad Jalali<sup>1</sup>, Natalia Larina<sup>2</sup>, Taymor Eslamkish<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. candidate, Amirkabir University, Department of Mining & Metallurgical Engineering, Tehran Polytechnic, Iran; e-mail: milad\_kurdi@aut.ac.ir

<sup>2</sup> Professor, Tyumen State University, Department of Organic and Ecological Chemistry, Tyumen, Russia

<sup>3</sup> Assistant professor, Amirkabir University, Department of Mining & Metallurgical Engineering, Tehran Polytechnic, Iran

<sup>4</sup> Visiting internship, Tyumen State University, Department of Organic and Ecological Chemistry, Tyumen, Russia

Chemical properties of soil play a significant role on making a sustainable decision for soil management quality. This paper has been focused on compiling spatial distribution profile of soil parameters toward depth. Therefore, eight soil samples, Z1 to Z8, were sampled at different depths from 0-150 cm in Ziarat forestland, north of Iran. The samples have been analyzed for some important chemical properties including: pH, electrical conductivity, organic carbon, calcareous mineral content, available phosphorus (P) and potassium (K). A GIS base database has been compiled via several layers including the sampling coordinate, chemical properties of collected samples, rock units, and topography counter lines. Evolving phase has been detected for all samples based on the field observation together with the chemical analysis except Z3 and Z7. Two most popular interpolated methods, IDW and Kriging, have been introduced to map the chemical property changes in the area. The strengths and weaknesses of each methods have been

outlined and kriging method has been determined as the best interpolated method to map the changes in the soil horizons. As far as the spatial distribution evaluated by Kriging method in GIS package is concerned, EC in horizon A showed a slightly saline to saline. The spatial distribution of available phosphorus in horizon A were followed as Z7>Z5>Z8>Z1>Z2>Z6>Z3>Z4. Pseudosections of soil parameters stemmed from kriging algorithm revealed convincingly that Z1 and Z3 acidity of soil changed from alkaline to acidic; while, it was vice versa from Z2 and Z5. Calcareous minerals plummeted markedly toward the depth from Z1, Z2, Z4, Z7 and Z5 from horizon B1 to B2. Also, a vertical depth profile trend of Z1 for available phosphorus and potassium, EC, pH and OC% is quite similar and has been detracted toward depth.

Keywords: Spatial distribution profile; Kriging methods; Soil Horizon, Ziarat forestland; Pseudosections.

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абатуров Б.Д., 3  
 Александровская Е.И., 5,71  
 Александровский А.Л., 5,7,71,187  
 Алексеев А.О., 10  
 Алексеева Т.В., 10  
 Алифанов В.М., 11,66  
 Алябина И.О., 124  
 Антипина Т.Г., 173  
 Арсланов Х.А., 192  
 Артемьева Е.А., 14  
 Аськеев И.В., 17  
 Афанасьева Н.Б., 20
- Бабенко В.Г., 23  
 Базарова В.Б., 25  
 Байгина Е.М., 27  
 Бакунович Н.О., 30  
 Баркаръ Е.В., 32  
 Баух Х.А., 196,228  
 Бачура О.П., 99,102  
 Безуглова О.С., 37,75  
 Бобровский М.В., 39,40  
 Боескоров Г.Г., 42  
 Болиховская Н.С., 45  
 Болкунова Д.Е., 47  
 Борисов А.В., 50,68,95  
 Борисова О.К., 52  
 Борисова Т.В., 245  
 Браславская Т.Ю., 55  
 Бронникова М.А., 187  
 Бузин И.С., 137  
 Быков Д.А., 240
- Васильева Л.Е., 167  
 Васюков Д.Д., 57,201  
 Веретенникова Е.Э., 59  
 Ветрова О.В., 59  
 Владимирова Т.А., 172  
 Волкова Е.М., 158,161  
 Волкова О.А., 164
- Галимова М.Ш., 17  
 Ганзей Л.А., 192  
 Гимранов Д.О., 250  
 Головацкая Е.А., 59  
 Гололобова М.А., 155  
 Голубцов В.А., 61  
 Гольева А.А., 211  
 Горбов С.Н., 37  
 Горлова Е.Н., 64,201  
 Гугалинская Л.А., 11,66  
 Гузеватый В.В., 211
- Демкина Т.С., 68  
 Дерягин В.В., 142  
 Дикарев В.А., 255  
 Долгих А.В., 71  
 Дриль С.И., 172  
 Дюжова К.В., 73,161
- Енина В.Ю., 196  
 Ергина Е.И., 75  
 Ершова Е.Г., 77,187
- Жаринова Н.Ю., 79,252  
 Жаров А.А., 82,104
- Занина О.Г., 83  
 Зарецкая Н.Е., 233,259  
 Зарубина О.В., 172  
 Золотарева Б.Н., 237  
 Зюганова И.С., 161
- Иванов И.В., 84  
 Игнатов Е.И., 255  
 Идрисов И.А., 50  
 Изюмова Е.И., 91  
 Инишева Л.И., 92
- Кайгамба М.Д., 45  
 Калинин П.И., 10,245  
 Каширская Н.Н., 95  
 Кисагулов А.В., 102  
 Кобак К.И., 92  
 Ковалева Н.О., 135  
 Козлова А.А., 97  
 Корона О.М., 129  
 Косинцев П.А., 99,102  
 Котов А.А., 104  
 Кошелева Е.А., 105  
 Крагасюк В.А., 27  
 Кренке Н.А., 187  
 Кропачева Ю.Э., 108,217  
 Крылович О.А., 57,110,201  
 Кудрявцева Е.П., 192  
 Кузнецов Д.Д., 112,211  
 Кузнецова В.В., 113  
 Кузнецова О.А., 116  
 Кузнецова Т.В., 118  
 Кузьмина Е.А., 217  
 Кузьмичева Е.А., 121  
 Кукушкина О.В., 124  
 Куприянов Д.А., 126,158
- Лаптева Е.Г., 129,233  
 Ларин С.И., 131  
 Ларина Н.С., 131,262  
 Лойко С.В., 40  
 Ломов С.П., 222  
 Лопатина Д.А., 83  
 Лудикова А.В., 133,211  
 Лузянина О.А., 135  
 Лычагина Е.Л., 233  
 Лящевская М.С., 25
- Мазей Ю.А., 245  
 Макаров Д.К., 14  
 Макаров М.И., 137  
 Макарова Т.Р., 25,192  
 Максимов Ф.Е., 192
- Мальшева Т.И., 137  
 Мартынович Н.В., 140  
 Масленникова А.В., 142  
 Маслов М.Н., 137  
 Мейли М., 172  
 Мельник В.И., 145  
 Меньщиков А.Н., 131  
 Метелева М.М., 146  
 Мироненко И.В., 158  
 Мищенко А.В., 14  
 Молчанов А.Г., 150  
 Морозов Н.С., 152  
 Мохова Л.М., 25,192  
 Мякшина Т.Н., 30,242
- Назарова Л.Б., 211  
 Найдина О.Д., 155  
 Неплюхина А.А., 155  
 Николаева Н.М., 129  
 Новенко Е.Ю., 126,158,161,172,199  
 Носова М.Б., 164
- Овсепян Я.С., 228  
 Овчинников А.Ю., 166  
 Омелько В.Е., 167  
 Остроумов В.Е., 170
- Пампура Т.В., 172  
 Панин А.В., 226  
 Паничев А.М., 192  
 Панова Н.К., 173  
 Песочина Л.С., 176  
 Петрова Л.А., 178  
 Пластеева Н.А., 182  
 Плеханова Л.Н., 183  
 Подвезенная М.А., 248  
 Пожидаева Д.С., 113  
 Пономаренко Е.В., 77,187,189  
 Попова Н.Н., 189  
 Поротов А.В., 45  
 Приходько В.Е., 245
- Разжигаева Н.Г., 192  
 Рассадников А.Ю., 102  
 Римацкая Н.В., 27  
 Рогозин Е.П., 245  
 Родионова А.Б., 194  
 Руденко О.В., 196,199  
 Русаков А.В., 30,242  
 Рыжов Ю.В., 61  
 Рыжова И.М., 248
- Савинецкий А.Б., 57,201  
 Садыкова Н.О., 203  
 Самонова О.А., 206  
 Самофалова И.А., 208  
 Самусь А., 215  
 Сапелко Т.В., 211  
 Сафарова С.А., 214,215



Свиточ А.А., 257  
 Северова Е.Э., 164  
 Семеняк Н.С., 226  
 Семиколенных Д.В., 255  
 Симонова Г.В., 59  
 Смирнов Н.Г., 217  
 Смирнов Н.Н., 219  
 Солодков Н.Н., 222  
 Спиридонова И.Н., 222  
 Старикова А.А., 192  
 Стародубцев М.В., 245  
 Степанова А.Ю., 228  
 Стопалова О.А., 240  
 Сыроватко А.С., 224,226  
 Сычева С.А., 189

Талденкова Е.Е., 228  
 Тиунов А.В., 137  
 Тиунов А.В., 201  
 Трегуб Т.Ф., 230  
 Трофимова С.С., 233

Трошина А.А., 226  
 Трубников Ю.Н., 252

Удальцов С.Н., 118  
 Удачин В.Н., 142

Фадеева Е.О., 235  
 Фаустов С.С., 45  
 Фоминых Л.А., 237

Хасанов Б.Ф., 57,201,240  
 Хисьяметдинова А.А., 17  
 Ходжаева А.К., 118  
 Хохлова О.С., 30,242  
 Худяков В.В., 152

Цыганов А.Н., 245

Чаплыгин М.С., 245  
 Чернов А.В., 233  
 Чернова О.В., 248

Чернышов В.А., 245  
 Чистякова Н.О., 228  
 Чудаев Д.А., 155

Шаймуратова (Галимова) Д.Н.,  
 17  
 Шевченко А.М., 250  
 Шпедт А.А., 27,252

Ямских Г.Ю., 47  
 Янина Т.А., 255,257  
 Яшина О.В., 259

Brown S., 57  
 Darwent C., 57  
 Eslamkish T., 262  
 Jalali M., 262  
 Kurdi M., 131,262  
 Li H.-Ch., 129

## СОДЕРЖАНИЕ

Абатуров Б.Д. Естественные степные экосистемы, их отличительные особенности и свойства	3
Александровская Е.И., Александровский А.Л. Взаимодействие человека и окружающей среды в процессе эволюции антропосферы	5
Александровский А.Л. Запись среды в почвах и отложениях поймы: модели педогенеза, скорость процессов, полнота летописи	7
Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Калинин П.И. Реконструкции изменений климата степной зоны Европейской части Русской равнины на основе палеопочвенных архивов	10
Алифанов В.М., Гугалинская Л.А. Голоцен и современные (актуальные) почвы	11
Артемьева Е.А., Мищенко А.В., Макаров Д.К. Молекулярно-генетическая основа симпатрического видообразования в группе видов «желтых» трясогузок ( <i>passeriformes</i> , <i>motacillidae</i> ) в условиях голоцена	14
Аськеев И.В., Галимова М.Ш., Хисьяметдинова А.А., Шаймуратова (Галимова) Д.Н. Природное окружение стоянки эпохи бронзы–раннего железа Пестрецы-2 (Татарстан, Россия)	17
Афанасьева Н.Б. К истории растительности окрестностей памятника природы «Гора Маура» (Национальный парк «Русский Север»)	20
Бабенко В.Г. Современные границы ареалов некоторых видов и подвидов птиц Нижнего Приамурья в контексте реконструкции становления авифауны региона	23
Базарова В.Б., Лящевская М.С., Мохова Л.М., Макарова Т.Р. Развитие озера Ханка и Приханкайской низменности в голоцене	25
Байгина Е.М., Шпедт А.А., Римацкая Н.В., Кратасюк В.А. БиOLUMИнесцентный ферментативный экспрессный метод оценки загрязнения почв сельскохозяйственных угодий	27
Бакунович Н.О., Хохлова О.С., Мякшина Т.Н., Русаков А.В. Дыхательная активность почвенных микроорганизмов в нативных почвах и искусственных субстратах при оценке токсичности загрязненных почв (на примере заповедного участка «Ямская степь»)	30
Баркаръ Е.В. Результаты исследования почвенного покрова в заповеднике «Кодрий»	32
Безуглова О.С., Горбов С.Н. Трансформация гумусного состояния чернозема в условиях городской среды	37
Бобровский М.В. Сочетание почвенно-морфологических и педоантракологических методов для реконструкции истории экосистем	39
Бобровский М.В., Лойко С.В. Факторы динамики ландшафтов Куликова поля во второй половине голоцена	40
Боескоров Г.Г. Изменения состава териофауны Якутии на рубеже плейстоцена–голоцена и в голоцене	42
Болиховская Н.С., Кайтамба М.Д., Поротов А.В., Фаустов С.С. Изменения растительности и климата района Черноморской дельты Кубани (Таманский п-ов) в последние 7,4 тысяч лет и их корреляция с климатообусловленными колебаниями уровня Черного моря	45
Болкунова Д.Е., Ямских Г.Ю. Динамика малакофауны позднего голоцена Красноярской котловины	47
Борисов А.В., Идрисов И.А. Антропогенный фактор в эволюции почв горного Дагестана	50
Борисова О.К. К проблеме участия граба обыкновенного ( <i>Carpinus betulus</i> L.) в лесных сообществах Центрального региона Русской равнины в голоцене	52
Браславская Т.Ю. Размерно-возрастная структура популяций лесообразователей в переувлажненных северотаежных ельниках в связи с их многолетней динамикой в условиях слабого антропогенного пресса	55

Васюков Д.Д., Савинецкий А.Б., Хасанов Б.Ф., Крылович О.А., Brown S., Darwent C. Остатки собак как инструмент исторических и палеоэкологических исследований	57
Головацкая Е.А., Веретенникова Е.Э., Ветрова О.В., Симонова Г.В. Изменчивость изотопов углерода и азота в торфяных почвах олиготрофного болота (Западная Сибирь)	59
Голубцов В.А., Рыжов Ю.В. Почвообразование и осадконакопление в бассейне р. Тарбагатайка (Западное Забайкалье) во второй половине голоцена	61
Горлова Е.Н. Изучение костных остатков серого кита ( <i>Eschrichtius robustus</i> ) из береговых отложений Чукотки	64
Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Голоценовый почвенный покров центра Восточно-Европейской равнины в связи с микргеодинамической историей почвообразующих пород	66
Демкина Т.С., Борисов А.В. Продуцирование CO <sub>2</sub> почвами Нижневолжских степей в эпохи палеоэкологического кризиса и оптимума	68
Долгих А.В., Александровская Е.И., Александровский А.Л. Природные и антропогенные изменения среды в процессе развития городов	71
Дюжова К.В. Реконструкция ландшафтно-климатических условий северо-восточного Приазовья в голоцене по данным спорово-пыльцевого анализа донных отложений Таганрогского залива	73
Ергина Е.И., Безуглова О.С. Пространственно-временные особенности термодинамических и энергетических характеристик почвообразования в Крыму и в Северном Приазовье	75
Ершова Е.Г., Пономаренко Е.В. Применение палинологического и антракологического анализов для реконструкции динамики экосистем в голоцене: предварительные результаты комплексных исследований овражно-балочных отложений	77
Жаринова Н.Ю. Микроморфологическая характеристика пойменных почв голоцена малых рек Красноярской лесостепи	79
Жаров А.А. Остатки ветвистоусых ракообразных и других водных беспозвоночных в отложениях современных и плейстоцен-голоценовых водоемов Берингийских территорий	82
Занина О.Г., Лопатина Д.А. Изменение палеогеографической обстановки в районе разреза Дуваный Яр (низовья р. Колымы) на границе плейстоцена и голоцена	83
Иванов И.В. Достоверность результатов палеопочвенных исследований голоценового времени	84
Изюмова Е.И. Индикаторная значимость некоторых <i>Coleoptera</i> в плейстоценовых-голоценовых местонахождениях северо-востока России: проверка путем изучения изотопного состава ископаемых и рецентных представителей	91
Инишева Л.И., Кобак К.И. Современное заболачивание на территории Сибири	92
Каширская Н.Н., Борисов А.В. Фосфатная активность в естественных и антропогенно преобразованных почвах	95
Козлова А.А. Особенности состава гумуса почв палеокриогенных бугристо-западных ландшафтов Южного Предбайкалья	97
Косинцев П.А., Бачура О.П. Фауна крупных млекопитающих центра Восточно-Европейской равнины в голоцене	99
Косинцев П.А., Бачура О.П., Рассадников А.Ю., Кисагулов А.В. Животноводство у населения Южного Зауралья в эпоху поздней бронзы	102
Котов А.А., Жаров А.А. Массовое вымирание ветвистоусых ракообразных подрода <i>Daphnia</i> ( <i>Ctenodaphnia</i> ) (Crustacea: Cladocera) в Берингии на границе плейстоцена и голоцена	104
Кошелева Е.А. Применение ГИС-технологий для визуализации палеогеографических реконструкций	105
Кропачева Ю.Э. К вопросу реконструкции размеров узкочерепных полевок по изолированным зубам	108

Крылович О.А. Динамика биологической продуктивности южной части Берингова моря во время малого ледникового периода	110
Кузнецов Д.Д. Накопление органического вещества в малых озерах Европейской России в голоцене	112
Кузнецова В.В., Пожидаева Д.С. Возможности и ограничения реконструкции климатического сигнала в Поволжье методами дендрохронологии	113
Кузнецова О.А. Малакофауна позднего голоцена Чулымо-Енисейской котловины	116
Кузнецова Т.В., Удальцов С.Н., Ходжаева А.К. Минерализация азота в подкуранных палеопочвах сухостепной зоны Нижнего Поволжья	118
Кузьмичева Е.А. Отражение климатических событий последних тысячелетий в спорово-пыльцевых спектрах зоогенных отложений африканских высокогорий	121
Кукушкина О.В., Алябина И.О. Методы ГИС для исследования почвенных и земельных ресурсов по разновременным картографическим источникам	124
Куприянов Д.А., Новенко Е.Ю. Ландшафты юго-восточной Мещеры в доаграрный период: палеоэкологические реконструкции	126
Лаптева Е.Г., Корона О.М., Николаева Н.М., Li H.-Ch. Динамика природной среды Малоземельской тундры в голоцене по данным комплексного анализа торфяных отложений в районе озера Голодная Губа	129
Ларина Н.С., Ларин С.И., Меньщиков А.Н., Kurdi M. Геохимическая индикация состояния окружающей среды Ишимской равнины в позднем голоцене	131
Лудикова А.В. Динамика озерных экосистем: изменение седиментационных обстановок по данным диатомового анализа	133
Лузянина О.А., Ковалева Н.О. Эволюция почвенного покрова заповедника «Басеги» в позднем голоцене (западный макросклон Среднего Урала)	135
Макаров М.И., Малышева Т.И., Бузин И.С., Маслов М.Н., Тиунов А.В. К вопросу об использовании стабильных изотопов углерода в почвах как индикатора изменений климата и растительности	137
Мартынович Н.В. Голоценовые птицы из пещеры Страшная (Северо-Западный Алтай) (предварительное сообщение)	140
Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. Динамика растительности и климата позднеледниковья и голоцена Среднего Урала	142
Мельник В.И. Изменения климата в суббореальный период голоцена как фактор изменения культур этого времени в степях Восточной Европы	145
Метелева М.М. Ботанический состав торфяных залежей болот Звенигородской биологической станции имени С.Н. Скадовского и прилегающих территорий	146
Молчанов А.Г. Интенсивность дыхания ствола сосны в зависимости от условий произрастания	150
Морозов Н.С., Худяков В.В. Формирование городских популяций у наземных позвоночных в антропоцене: синэкологические аспекты	152
Найдина О.Д. Динамика природной среды региона моря Лаптевых в позднем голоцене	155
Неплюхина А.А., Чудаев Д.А., Гололобова М.А. Диатомовые водоросли торфяного отложения о-ва Шемья (Алеутские острова, США)	155
Новенко Е.Ю., Волкова Е.М., Мироненко И.В., Куприянов Д.А. Динамика растительности и изменение пожарных режимов лесных экосистем в юго-восточной Мещере в голоцене	158
Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Дюжова К.В., Волкова Е.М. Изменения растительности на территории музея-заповедника «Ясная Поляна» в среднем и позднем голоцене	161

Носова М.Б., Северова Е.Э., Волкова О.А. Растительность и климат юга Приильменской низменности в голоцене	164
Овчинников А.Ю. Предварительные почвенно-археологические данные по курганам Самарского региона	166
Омелько В.Е., Васильева Л.Е. Перспективы изучения голоценовых находок морских млекопитающих на территории Приморского края	167
Остроумов В.Е. Запись динамики континентального осадконакопления в голоценовых почвенных профилях	170
Пампура Т.В., Новенко Е.Ю., Дриль С.И., Владимирова Т.А., Зарубина О.В., Мейли М. История атмосферных выпадений свинца, архивированная в торфе верхового болота Старосельский Мох, Тверская область, Россия	172
Панова Н.К., Антипина Т.Г. Динамика природной среды в голоцене на Среднем Урале в свете новых палеоботанических данных	173
Песочина Л.С. Закономерности динамики почвенно-климатической компоненты степных экосистем Приазовья во второй половине голоцена	176
Петрова Л.А. Динамика техногенных, геохимических аномалий в субаридных условиях юго-востока Украины	178
Пластеева Н.А. Северная граница ареала кулана ( <i>Equus hemionus</i> Pallas, 1775) в голоцене	182
Плеханова Л.Н. Площадное распределение подвижных форм фосфора в культурных слоях некоторых поселений Зауралья	183
Пономаренко Е.В., Ершова Е.Г., Александровский А.Л., Бронникова М.А., Кренке Н.А. Природные и антропогенные изменения экосистем поймы Москвы-реки в позднеледниковье – среднем голоцене	187
Пономаренко Е.В., Сычева С.А. Состав угольного пула палеопочв как индикатор динамики растительного покрова	189
Попова Н.Н. Некоторые тенденции изменения бриофлоры среднерусской лесостепи в современный период	189
Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Макарова Т.Р., Паничев А.М., Кудрявцева Е.П., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А. Развитие ландшафтов плато Южного Сихотэ-Алиня в позднем голоцене	192
Родионова А.Б. Влияние палеогидрологических условий на динамику растительности болот Канской лесостепи в голоцене	194
Руденко О.В., Баух Х.А., Енина В.Ю. Палиноморфы в донных осадках голоцена моря Лаптевых как индикаторы изменения палеосреды	196
Руденко О.В., Новенко Е.Ю. Антропогенно-обусловленная трансформация природных ландшафтов НП «Орловское Полесье» в голоцене (по палинологическим данным)	199
Савинецкий А.Б., Васюков Д.Д., Горлова Е.Н., Крылович О.А., Тиунов А.В., Хасанов Б.Ф. Внутри- и межвидовая экологическая дифференциация видов в голоцене (на примере гусей Берингоморья)	201
Садькова Н.О. Оценка содержания органической компоненты при определении возраста костных остатков мелких позвоночных	203
Самонова О.А. Латеральное распределение редкоземельных элементов во фракции 1–0,25 мм почв овражной и балочной систем в лесной зоне	206
Самофалова И.А. Пространственная неоднородность литоводосборных бассейнов как показатель развития горных ландшафтов на Среднем Урале	208
Сапелко Т.В., Назарова Л.Б., Гузеватый В.В., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Гольева А.А. Голоценовая история озера Глубокого	211
Сафарова С.А. Реконструкция динамики экосистем растительности и почв Южной Сибири в голоцене	214
Сафарова С.А., Самусь А. Экологическое состояние Берингова моря в голоцене	215

Смирнов Н.Г., Кропачева Ю.Э., Кузьмина Е.А. Оценка размеров и возраста полевок по зубам из зоогенных отложений	217
Смирнов Н.Н. Зоологический анализ донных отложений озер	219
Спиридонова И.Н., Ломов С.П., Солодков Н.Н. Реконструкция природной среды древнего человека в голоцене (лесостепь Среднего Поволжья)	222
Сыроватко А.С. О еловой шишке, сетчатой керамике и переменах климата	224
Сыроватко А.С., Панин А.В., Трошина А.А., Семеняк Н.С. Роль палеотопографии и ландшафтно-климатических изменений в формировании Щуровского археологического комплекса	226
Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Чистякова Н.О., Степанова А.Ю., Баух Х.А. Современные и голоценовые комплексы микрофауны моря Лаптевых	228
Трегуб Т.Ф. Динамика развития растительного покрова в голоцене Подонья	230
Трофимова С.С., Зарецкая Н.Е., Лаптева Е.Г., Чернов А.В., Лычагина Е.Л. Палеоландшафтные условия обитания древнего человека на территории Северного Прикамья в голоцене	233
Фадеева Е.О. Диагностическое значение микроструктуры контурного пера в контексте проблемы таксономической идентификации субфоссильных остатков	235
Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н. Динамика ландшафтов на северо-востоке Якутии в голоцене (на примере Халлерчинской тундры)	237
Хасанов Б.Ф., Быков Д.А., Стопалова О.А. Историко-климатологические свидетельства конца XVII – XVIII века: новые данные и перспективы	240
Хохлова О.С., Мякшина Т.Н., Русаков А.В. Динамика педогенных карбонатов в ряду целинных и залежных почв участка «Лес-на-Ворскле» в заповеднике «Белогорье», Белгородская обл.	242
Цыганов А.Н., Чернышов В.А., Борисова Т.В., Мазей Ю.А. Применение ризоподного анализа для реконструкции поверхностной влажности болотных экосистем	245
Чаплыгин М.С., Приходько В.Е., Рогозин Е.П., Стародубцев М.В., Калинин П.И. Комплексное исследование курганов и палеоэкологические условия срубного времени лесостепного Предуралья	245
Чернова О.В., Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Оценка современных и потенциальных пулов углерода в регионах южной тайги и лесостепи при разном характере землепользования	248
Шевченко А.М., Гимранов Д.О. Костные остатки рыб из средневекового городища Уфа II (по материалам раскопок 2015 года)	250
Шпедт А.А., Трубников Ю.Н., Жаринова Н.Ю. Деградация почв юга Красноярской лесостепи	252
Янина Т.А., Игнатов Е.И., Семиколенных Д.В., Дикарев В.А. Малакофауна Керченского пролива в голоцене (палеогеографический анализ)	255
Янина Т.А., Свиточ А.А. Биоразнообразие малакофауны дельты Волги в голоцене: природный и антропогенный вклад	257
Яшина О.В., Зарецкая Н.Е. Голоценовый мамонт на 60-ой параллели Европы: исследования и перспективы	259
Kurdi M., Jalali M., Larina N., Eslamkish T. Compiling the spatial distribution profile of soil horizons in Ziarat forestland via the chemical components of soil	262
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	263

**Материалы IV Всероссийской научной конференции  
«Динамика современных экосистем в голоцене»  
Отв. ред. С.Н. Удальцов**

М.: Товарищество научных изданий КМК, 2016. – 270 с.

Отпечатано в ООО «Галлея-Принт»  
Москва, ул. 5-я Кабельная, 2б

Подписано в печать 29.09.2016.  
Формат 60×90/8. Объем 33,75 уч.изд. л. Бумага офсетная.  
Тираж 150 экз.