

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И  
СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА**



**2015**

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
им. М.В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

---

## АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Материалы Всероссийской научной конференции  
«Марковские чтения 2015 года»,  
посвященной 110-летию со дня рождения академика К.К. Маркова

*Ответственные редакторы:*  
*доктор географических наук Н.С. Болиховская,*  
*кандидат географических наук Т.С. Ключиткина*

Москва – 2015

УДК 551.8; 551.7

**Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской конференции «Марковские чтения 2015 года»** / Отв. редакторы Н. С. Болиховская, Т. С. Клювиткина. – М.: Географический факультет МГУ, 2015. – 250 с.

Книга содержит статьи, представляющие новейшие научные материалы, изложенные в докладах Всероссийской научной конференции с международным участием «Марковские чтения 2015 года: Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена» (Москва, 8-11 июня 2015 г.).

Публикуемые работы охватывают обширный спектр ключевых вопросов палеогеографии и стратиграфии четвертичного периода, решаемых на основании мультидисциплинарных исследований плейстоценовых и голоценовых отложений континентальных и морских областей Евразии и ряда других регионов. Рассматриваются характерные особенности различных фациально-генетических типов континентальных и морских отложений; объем, границы распространения и возраст покровных и горных оледенений; колебания уровня озер и внутриконтинентальных, арктических и дальневосточных морей; абсолютный возраст и детальная климато-стратиграфия изученных опорных разрезов; периодизация и корреляция реконструированных палеоклиматических событий в системе материк-шельф-океан. Приводимые в работах палеогеографические реконструкции основных этапов формирования в плейстоцене и голоцене рельефа, комплексов рыхлых пород и криогенных образований, развития морских, озерных и речных бассейнов, эволюции климата, растительности и животного мира в различных континентальных и морских областях, условий обитания древнего человека выполнены с помощью всего комплекса палеогеографических методов – геоморфологических, литологических, палеопочвенных, палеоботанических, палеофаунистических, палеомагнитных, геохронологических и др.

Книга адресована широкому кругу специалистов, студентов и аспирантов, использующих в своих исследованиях новейшие сведения об эволюции природной среды в плейстоцене и голоцене.

Проведение конференции и публикация сборника научных статей выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект РФФИ № 15-05-20317Г).

**Рецензенты:**

профессор, доктор географических наук А. В. Бредихин

профессор, доктор географических наук В. Н. Конищев

**Actual problems of the Pleistocene palaeogeography and stratigraphy: Proceedings of “The Markov Readings in 2015 year” All-Russian Conference** / Responsible Editors N. S. Bolikhovskaya, T. S. Klyuvitkina. – Moscow: Geographical faculty of Lomonosov Moscow State University, 2015. – 250 p.



**Константин Константинович Марков  
(20.05.1905 – 18.10.1980)**

В мае 2015 г. исполнилось 110 лет со дня рождения академика Константина Константиновича Маркова – выдающегося российского ученого, географа, внесшего огромный вклад в изучение палеогеографии плейстоцена, геоморфологии, географии Мирового океана, проблем общей физической географии. В ознаменование этой памятной даты 8 – 11 июня 2015 г. на географическом факультете Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова проводится Всероссийская научная конференция с международным участием «Марковские чтения: Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена».

К.К. Марков – основатель палеогеографической школы Московского государственного университета. Он работал на географическом факультете МГУ с 1937 года и до конца своих дней в качестве профессора, декана, а затем заведующего кафедрой Землеведения, переименованной впоследствии в кафедру Общей физической географии и палеогеографии.

Марковские чтения проводятся один раз в пять лет, и стали традиционными для исследователей новейшего этапа истории Земли.

Конференция 2015 года посвящена решению фундаментальных научных проблем в рамках следующих основных тем: 1) Общие вопросы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена; 2) Проблемы палеогеографии, стратиграфии и корреляции плейстоцена континентальных и морских областей; 3) Новые результаты региональных исследований в континентальные и морские областях Восточной Европы, Сибири, Дальнего Востока, Арктики и Антарктики.

Учитывая острую дискуссионность вопросов геохронологии и корреляции последней межледниковой эпохи, рассматриваемой многими исследователями в качестве аналога современного межледниковья (голоцена), программа конференции включает проведение симпозиума «Проблема корреляции палеоклиматических событий в свете новых аналитических данных по хроностратиграфии и палеогеографии последнего межледниковья».

## ДИАТОМОВЫЙ АНАЛИЗ В ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ НА ПРИМЕРЕ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
agafonovaelizaveta@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru, faromanenko@mail.ru*

Исследование диатомей позволяет решать широкий круг вопросов, связанных с реконструкцией палеогеографических событий. Анализ филогенетических, экологических, фитогеографических и других изменений в составе ископаемых диатомовых ассоциаций является наиболее целесообразным для определения характера, масштаба, хроностратиграфических и географических границ палеогеографических обстановок [Диатомовые водоросли СССР, 1974; Полякова, 2010].

Диатомовый анализ основан на выяснении таксономического состава и количественном учете диатомовых водорослей, содержащихся в осадочных породах [Палеогеографические..., 2012]. Клетки диатомей, имеющие кремневый панцирь, хорошо сохраняются в ископаемом состоянии при наличии благоприятных условий [Диатомовые водоросли СССР, 1974]. Достаточно высокая филогенетическая изменчивость диатомей в кайнозое и зависимость распространения видов от экологических факторов позволяет реконструировать эколого-фациальные условия осадконакопления и решать биостратиграфические, палеоклиматические и палеогеографические задачи. При диатомовом анализе, как и при любых других реконструкциях событий прошлого, используется принцип актуализма, заключающийся в том, что в палеообстановках действовали такие же законы, что и ныне.

Белое море имеет большое значение для палеогеографических реконструкций плейстоцена. У него сложная история развития [Белое море, 1977]. Специфика постледникового развития Белого моря обусловлена последовательной деградацией Скандинавского ледника в позднем плейстоцене и голоцене, также установлением водообмена с Баренцевым морем и дифференцированными гляциоизостатическими и неотектоническими поднятиями в пределах его бассейна. Разновременные процессы осадконакопления для каждого седиментационного района Белого моря в голоцене определили существенные различия в составе и региональном строении осадочной толщи [Невесский и др., 1977; Новичкова, 2008].

### **Особенности формирования Белого моря.**

Согласно новейшим данным и палеогеографическим реконструкциям в максимум последнего оледенения современная акватория Белого моря полностью перекрывалась Скандинавским ледником, и настоящая история моря началась с момента его дегляциации 12.2–11 тыс. календарных л.н. [Demidov et al., 2006]. Седиментационные обстановки менялись от ледниково-морских к морским на протяжении сравнительно небольшого, в геологическом понимании, промежутка времени (за конец плейстоцена – голоцен). Поступление вод Баренцева моря в Белое осложнялось гляциоизостатическими и неотектоническими движениями, в результате чего развитие разных районов Белого моря шло не одновременно [Невесский и др., 1977; Павлидис, Никифоров, 2007; Demidov et al., 2006; Евзеров, 2010].

Во время аллерёда (12–11 тыс. лет назад), у краев ледниковых лопастей образовались подпрудные озера, на месте депрессий Онежского и Двинского заливов [Квасов, 1975]. К концу аллерёда в Горле ледник отступил настолько, что, несмотря на то, что уровень Мирового океана был все еще на 25 м ниже современного [Никифоров, 1975; Niessen, Kleiber, 2000], в него и во впадину Двинского залива проникли морские воды [Лаврова, 1947; Квасов, 1975], что показывают данные диатомового анализа [Джиноридзе, 1972].

Молодой дриас (продолжительность около 1000 лет), ознаменовался значительным похолоданием. Скандинавский ледовый щит стал увеличиваться в размерах и приблизительно через 200 лет после начала молодого дриаса заметно продвинулся в сторону Белого моря. В конце этой климатической фазы наступило новое потепление, в результате чего ледник снова отступил, и почти на всей акватории Белого моря всплыл донный лед [Невесский и др., 1977], за исключением поля мертвого льда, располагавшегося в центре водоема и занимавшего практически весь Кандалакшский желоб [Квасов, 1975; Невесский и др., 1977].

Пребореальный период (11.5–10 тыс. календарных л.н.) является переходным для Белого моря. Резко активизировалась циркуляция вод в Белом море при смене обстановок осадконакопления с ледниково-морских на морские. Смена обстановки осадконакопления видна по сублиторальному комплексу морских диатомей, в составе которого доминируют северобореальные виды, а арктобореальные элементы флоры утрачивают свое господствующее значение, что также говорит о периоде улучшения климата в пребореальное время [Джиноридзе, 1971, 1972]. К концу пребореального времени по берегам Белого моря, вероятно, сформировались леса из березы и сосны [Малясова 1976, Новичкова, 2008].

Для бореального периода (10–9 тыс. календарных л.н.) характерно резкое увеличение притока баренцевоморских вод, что, вероятно, обусловило усиление гидродинамической активности вод [Полякова и др., 2014]. Комплекс диатомей первой половины бореального времени представлен в основном сублиторально-неритическими диатомеями, содержит в сравнении с пребореальными осадками большое количество арктобореальных форм [Джиноридзе, 1971, 1972], что также говорит о выше описанном увеличении притока баренцевоморских вод. Во второй половине бореала положение полярного фронта в Баренцевом море сместилось в северном и северо-восточном направлении, и продуктивность вод увеличилась. В Белом море это привело к существенному сокращению продолжительности ледового покрова [Новичкова, 2008].

Для атлантического периода (9–5.8 тыс. календарных л.н.) характерно смягчение условий и отсутствие резких колебаний температуры поверхностных вод по сезонам, активная адвекция теплых североатлантических вод в южной части. Об этом свидетельствует сублиторальный состав диатомей с участием теплолюбивых форм: *Grammotophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Navicula lyra* var. *subelliptica* A.S., *Actinophythus undulatus* (Bail.) Ralfs [Джиноридзе, 1971, 1972]. В восточной части Бассейна средние летние температуры поверхностных вод были близки к современным. Кратковременное похолодание в первой половине атлантического периода (8.2 тыс. календарных л.н.), отмеченное рядом исследователей в Баренцевом море и в Норвежско-Гренландском бассейне [Duplessi et al., 2001; Birks, Коç, 2002], также зафиксировано в Белом море. Наиболее высокие температуры воздуха реконструированы к концу атлантического времени, в период климатического оптимума голоцена [Климанов, Елина, 1984]. В составе диатомей обильно представлены виды *Coscinodiscus radiatus* Ehr., *Thalassionema nitzchioides* Grun [Джиноридзе, 1971, 1972].

Для суббореального периода (5.8–2.6 тыс. календарных л.н.) фиксируется похолодание климата [Полякова и др., 2014]. Температуры поверхностных вод вновь понижаются после термического оптимума голоцена, а продолжительность ледового покрова несколько увеличивается. Характерны резкие колебания температуры воды по сезонам, из-за снижения притока баренцевоморских вод [Новичкова, 2008]. Похолодание на границе атлантического и суббореального периодов голоцена привело к значительному изменению растительности на Северо-западе России [Елина и др., 2000], и по берегам Белого моря начали господствовать среднетаежные леса. На протяжении последних 2.5 тыс. календарных лет гидрологический режим в заливах стал близким современному [Полякова и др., 2014].

В субатлантический период (2.6 тыс. календарных л.н.-современность), в потепление Малого климатического оптимума голоцена в Белом море была минимальная для субатлантического периода продолжительность ледового покрова. Для средневекового климатического оптимума все реконструируемые температурные характеристики были выше современных примерно на 1°C [Клименко и др., 2001]. Диатомовый комплекс сходен с современной диатомовой флорой Белого моря и состоит преимущественно из неритических диатомей (50–70%) с примесью океанических (до 30%) и сублиторальных (до 20%) [Джиноридзе, 1971, 1972].

#### Литература:

Джиноридзе Р.Н. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене. Автореф. дис. канд. биол. наук. Л., 1971. 23 с.

Джиноридзе Р.Н. Результаты применения диатомового анализа для донных осадков Белого моря // Тезисы докладов совещания «Вопросы геоморфологии и геологии антропогена северо-европейской части СССР». Апатиты. 1972. С. 26–28.

- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т.1. Д.: Наука, 1974. 403 с.
- Евзеров В.Я. Оледенения района Беломорской котловины // Система Белого моря. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. С. 77–191.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. 242 с.
- Квасов Д.Д. Проздчетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 279 с.
- Климанов В.А., Елина Г.А. Изменения климата на Северо-западе Русской равнины в голоцене // Докл. АН. СССР. 1984. Т. 274. вып. 5. С. 1164–1167.
- Клименко В.В., Климанов В.А., Сирин А.А., Слепцов А.М. Изменение климата на западе европейской части России в позднем голоцене // Докл. АН. 2001. Т. 376. № 5. С. 679–683.
- Лаврова М.А. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва. Т. 79. № 1. 1947. С. 21–38.
- Маласова Е.С. Палинология донных осадков Белого моря. Л.: ЛГУ, 1976. 120 с.
- Никифоров Л. Г. Последлениковское эвстатическое повышение уровня океана и его значение для развития морских побережий / Калинин Г.П., Леонтьев О.К, Клиге Р.К. (ред.) // Колебания уровня Мировогоокеана и вопросы морской геоморфологии. М., 1975. С. 12–40.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
- Новичкова Е. А. Постледниковая история развития Белого моря по материалам изучения водных и наземных палиноморф. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: Институт океанологии РАН, 2008. 26 с.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007. 455 с.
- Палеогеографические методы исследований/под ред. И.А. Каревской, А.В. Панина. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 200с.
- Полякова Е.И. Диатомовый анализ // Методы палеогеографических реконструкций / под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. М.: Географический факультет, 2010. С. 126–154.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. 2014. Т. 454. № 4. С.467–472.
- Birks C.J. A., Coş, N. A high-resolution diatom record of late-Quaternary sea-surface temperatures and oceanographic conditions from the eastern Norwegian Sea // Boreas. 2002. 31(4). P. 323–344.
- Demidov I.N., Houm ark-Niels en M., Kjaer K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. 2006. V. 35. P. 425–433.
- Duplessy J.C., Ivanova E.V., Murdmaa I.O., Paterne M., Labeyrie L. Holocene paleoceanography of the Northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean // Boreas. 2001.
- Niessen F., Kleiber H. H. Early deglaciation in the eastern Kara Sea // Report 1998/1999 Alfred Wegener Institute Foundation for Polar and Marine research. – Bremen. Goihl Druck GmbH, 2000. P. 65–68.

## ФОРМИРОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ АКВАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В АРКТИЧЕСКИХ РАЙОНАХ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Андреичева Л.Н.

Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г.Сыктывкар,  
andreicheva@geo.komisc.ru

Вещественный состав аквальных образований изучался с целью выявления возможности использования полученных данных для проведения палеогеографических реконструкций, определения источников сноса терригенного материала при формировании аллювиальных и озерных отложений и их стратиграфической приуроченности.

Аллювиальные чирвинские отложения ( $Q_{II}^1c$ ) представлены довольно хорошо сортированными песками:  $S_c=0.47-0.79$ . Минеральный состав их изучен в долинах Адзвы и Вычегды. Тяжелая фракция аллювия на р.Адзве, где выход ее составляет 0.65%, характеризуется преобладанием эпидота (40.7%) и гранатов (15.5%), на ильменит приходится 8%, количество амфиболов понижено (5.3%). До 11.9% повышены содержания титановых минералов (рутил, титанит, лейкоксен), 5.5% составляют минералы группы метаморфических пород (кианит, ставролит и силлиманит). В чирвинском аллювии р. Вычегды тяжелой фракции содержится 0.69%, представлена она эпидот (18.7%)-амфибол (26.7%)-гранатовой (28.6%) минеральной ассоциацией. За счет высокой доли кианита (6.3%) повышена концентрация метаморфогенных минералов – 8.9%.

Аллювиальные родионовские ( $Q_{II}^3r$ ) отложения представлены преимущественно осадками прирусловой отмели фации русла – мелко- среднезернистыми песками, тоже довольно хорошо сортированными:  $S_c=0.46-0.82$ . Степень сортированности алевритов пойменной фации ниже (0.44–0.51). Выход тяжелой фракции варьируется от 0.52% на крайнем севере в низовье р. Печоры (обн. Хонгурей) до 1.68% в южной части региона, в обнажениях р. Вычегды, изменчив и ее состав. На крайнем севере региона (в бассейне р. Черной) средняя концентрация тяжелых минералов составляет 0.70%. На эпидот приходится 30.8%, на амфиболы – 13.6%. Особенностью аллювия рассматриваемого участка являются значительные вариации минералов: так, содержание гранатов изменяется от 9.6 до 20.7%. В северной части долины тяжелая фракция обогащена пиритом (14.6%) и сидеритом (17%), отсутствующими в разрезах ее южной части, но для южных разрезов характерно повышенное количество ильменита – 8.6%. В обн. Хонгурей тяжелая фракция определяется амфибол (17.9%)-гранат (20.7%)-эпидотовой (25.7%) минеральной ассоциацией с повышенными концентрациями ильменита (8.6%) и титановых минералов (7.5%). В бассейне р. Шапкиной отложения авандельты и собственно дельты содержат 0.35 и 0.65% тяжелых минералов, здесь зафиксированы самые высокие содержания эпидота (до 43.8%). В долине р. Ижмы выход тяжелой фракции резко возрастает до 1.27% и представлена она гранатами (21.6%), эпидотом (22%) и амфиболами (27.7%). В северо-восточной части региона (долины рек Адзвы и Б. Роговой) тяжелая фракция аллювия, где количество ее составляет в среднем 0.67%, характеризуется доминирующей ролью эпидота: 37.9–39.1% и низкой долей амфиболов (7–7.1). Повышены содержания ильменита (10.5–11.4%) и титановых минералов (11.6–14.1%). На средней Печоре эпидота чуть меньше (27.2%), концентрации ильменита и циркона аномально высоки (22.6% и 10.5% соответственно), что связано, возможно, с тонким гранулометрическим составом исследованных осадков, на амфиболы приходится лишь 7%. А на юге в бассейне р. Вычегды тяжелая фракция аллювия, выход которой составляет 1.68%, представлена эпидот (18%)-амфибол (24%)-гранатовой (26.2%) минеральной ассоциацией с довольно высокими содержаниями метаморфогенных (8.1%), титановых минералов (12.9%) и ильменита (7.2%).

Аллювиальные отложения сулинского горизонта ( $Q_{III}^1s$ ) в центральной части Печорской низменности в разной степени сортированы ( $S_c=0.37-0.60$ ), но сложены разными по крупности песками, имеющими средний диаметр ( $d_{cp}$ ) 0.095–0.214 мм. Осадки пойменной фации аллювия имеют более тонкий размер ( $d_{cp}=0.045-0.075$  мм). Севернее, в долине р. Черной, сулинский аллювий представлен более тонкими среднесортированными ( $S_c=0.38$ ) алевритами с  $d_{cp}$ , равным 0.070 мм. Сулинский аллювий в нижнем течении р. Печоры сложен тонко-



мелкозернистыми песками, средний диаметр которых составляет соответственно 0.087–0.125 мм, а степень их сортированности существенно выше –  $S_c=0.67–0.77$ . В низовье Печоры (в обнажениях Вастьянский Конь и Хонгурей) сулинский аллювий содержит соответственно 0.62 и 0.43% тяжелых минералов, которые слагают сходные минеральные ассоциации с преобладанием эпидота (31.4 и 28%), гранатов (19.1 и 19.7%) и амфиболов (17.3 и 18.3%). В обн. Хонгурей 7.5% всех тяжелых минералов составляют титановые и 4.8% метаморфогенные минералы, в обн. Вастьянский Конь количество титановых еще выше (8.9%) и аномально высоко содержание апатита – 8.3%. Тяжелая фракция сулинского аллювия в долине р. Лаи, средний выход которой в русловом аллювии составляет 0.67%, характеризуется гранат (16.8%)-эпидотовой (29.8%) минеральной ассоциацией с повышенными содержаниями титановых минералов, составляющими в среднем 11.1%, а в отдельных пробах до 15.4%. Амфиболы присутствуют в количестве 9.3%, ильменита содержится 8.6%. Выход тяжелой фракции в пойменном аллювии ниже – 0.47%, представлена она амфибол (9.9%)-магнетит (18.3%)-эпидотовой (23.9%) минеральной ассоциацией. Повышено содержание ильменита – 8.4%, титановые минералы в сумме составляют 6.4%, метаморфогенные – 3.7%. В долине р. Ижмы выход тяжелой фракции в сулинском аллювии составляет 0.59% и сложена она амфибол (12.8%)-эпидот (22.3%)-гранатовой (23.5%) минеральной ассоциацией с несколько повышенными содержаниями ильменита (7.3%) и метаморфогенных минералов (6.6%).

*Аллювиальные бызовские отложения ( $Q_{III}^3b$ )* представлены фациями русла и поймы – желтовато-бурыми алевритами и тонко- мелкозернистыми песками с тонкой горизонтальной и субгоризонтальной слоистостью. В долине р. Черной это алевриты с относительно высокой степенью сортированности мелкозема ( $S_c=0.60$ ) и с  $d_{cp}$ , равным 0.067 мм. В бассейне р. Шапкиной  $d_{cp}$  зерен составляет 0.098 мм и отложения чуть менее сортированы ( $S_c=0.45$ ). Хорошо сортирован аллювий, представленный мелкозернистым песком на р. Лае:  $S_c=0.86$ ,  $d_{cp}=0.131$  мм. Средний выход тяжелой фракции в бызовских аллювиальных отложениях на р. Лае составляет 1.38%, сложена она ильменит (15.6%)-гранат (19.1%)-эпидотовой (37.1%) минеральной ассоциацией с высоким содержанием минералов группы титановых (13.9%) за счет преобладания в этой группе лейкоксена (7.9%). Повышенные их количества в долине р. Лаи фиксируются в средненеоплейстоценовых тиллах, а также в сулинском и лайском горизонтах верхнего неоплейстоцена.

*Озерные осадки чирвинского горизонта ( $Q_{II}^1c$ )* сортированы значительно хуже аллювиальных:  $S_c=0.22–0.45$ . Возможность изучения минерального состава тяжелой фракции озерных отложений ограничивается незначительным содержанием в них мелкопесчаной составляющей (фр. 0.25–0.1 мм), используемой для минералогического анализа. Выход тяжелой фракции озерных отложений, вскрытых на широтном отрезке р. Печоры, достигает 1.02%, и определяется она амфибол (10.2%)-сидерит (10.9%)-гранат (12%)-эпидотовой (32.7%) минеральной ассоциацией со значительными содержаниями ильменита (8.9%), пирита (9.1%) и титановых минералов (8.7%), суммарное содержание метаморфогенных минералов составляет 5%. На р. Колве выход тяжелой фракции существенно ниже (0.43%). Сложена она гранат (13.5%)-сидерит (15.7%)-эпидотовой (29%) ассоциацией тяжелых минералов с низкими содержаниями амфиболов (5%) и ильменита (4.2%). Почти в равных количествах присутствуют минералы группы титановых (5.1%) и метаморфогенных (5.4%), апатит составляет 4.4%, высоко содержание магнетита – 3.4%. Еще ниже выход тяжелой фракции озерных отложений в долине Вычегды – 0.32%, что в половину ниже, чем аллювиальных в этом же районе. Тяжелые минералы слагают гранат (18.1%)-амфибол (19.6%)-эпидотовую (28.3%) минеральную ассоциацию с еще более высоким содержанием метаморфогенных минералов – 10.1%. Необходимо отметить здесь полное отсутствие пирита и сидерита и в аллювиальных, и в озерных осадках, тогда как в тяжелой фракции межморенных чирвинских отложений на севере региона они содержатся в значительных количествах.

*Озерные родионовские отложения ( $Q_{II}^3r$ )*, возраст которых практически везде определен палинологическим методом, весьма разнообразны по гранулометрическому составу и представлены глинами, алевритами, суглинками, песками мелко- и среднезернистыми, иногда разномзернистыми, с незначительной примесью гравийного материала ( $d_{cp}=0.006–0.098$  мм). Преобладают отложения темно-серой окраски с синеватым либо буровато-желтоватым оттенками. Осадки от слабо- до среднесортированных:  $S_c=0.28–0.59$  с низкой суммарной

карбонатностью. Однако для озерных отложений, выступающих в береговых обнажениях Сейды, характерно высокое содержание карбонатного материала (в среднем 10.8%), что, по-видимому, связано с подстилающим их печорским тиллом, суммарная карбонатность которого достигает 17.5%. Выход тяжелой фракции в озерных осадках на севере Печорской низменности весьма изменчив: от мизерных 0.03–0.08% до 1.01% (на правом берегу р. Усы). Меняется на площади и состав минеральных спектров, но основу их везде составляет эпидот – 21.7–42%, причем его максимальные концентрации приурочены к центру Большеземельской тундры – бассейну р. Лаи, где на эпидот приходится 42% тяжелых минералов, на нижней Печоре он составляет 30–32.9%, на Сейде – 36.2%. Концентрация гранатов в регионе варьируется от 9.3% в долине Сейды до 35% в озерных осадках на р. Усе. На крайнем северо-востоке региона, повышены содержания сидерита (11.7–20%) и титановых минералов (7–12.6%), всего лишь 6.3% приходится на долю амфиболов. На юге Печорской низменности, в бассейне р. Ижмы, выход тяжелой фракции понижен – 0.29%, характеризуется она гранат (21.7%)-эпидот (22%)-амфиболовой (33.4%) минеральной ассоциацией. Еще южнее, в разрезах р. Вычегды, тяжелая фракция, содержание которой составляет 0.63%, представлена в почти равных соотношениях гранатами (21.3%), эпидотом (22.7%) и амфиболами (22.9%). Общим для озерных отложений Ижмы и Вычегды является полное отсутствие пирита и сидерита и повышенные содержания ильменита (по 8.1%).

*Озерные сулинские отложения ( $Q_{III}^1s$ )* на территории исследований представлены преимущественно алевритами, местами оторфованными. Наиболее тонким гранулометрическим составом характеризуются сулинские озерные осадки на севере региона. Отмечается зависимость между крупностью материала озерных отложений и степенью их сортированности: чем крупнее осадки, тем выше степень их сортированности. В большинстве разрезов пески и крупные алевриты отсортированы значительно лучше, чем глины, суглинки и мелкие алевриты. Содержание тяжелой фракции составляет 0.45–0.93%, минеральные ассоциации изменчивы. В озерных осадках, перекрывающих вычегодский тилл, доминирует эпидот, среднее содержание которого колеблется от 26 на северо-западе региона до 40.3% на северо-востоке, что характерно и для подстилающего вычегодского тилла: концентрация эпидота в нем меняется в этом же направлении от 24.6 до 40.8%. Количество же амфибола в восточном направлении, напротив, уменьшается с 11.9 до 7.7%, что также находится в соответствии с распределением его в вычегодском тилле. Выход тяжелой фракции в отдельных образцах гравийно-песчаных отложений мелководной фации озера на р. Б.Роговой достигает 2.5%. На севере региона (в разрезах р. Лаи) гранатов содержится 18.7%. В долине р. Шапкиной в составе тяжелых минералов повышены содержания сидерита (8%), циркона (5.2%) и группы титановых (8.9%). Количество лейкоксена в озерных отложениях увеличивается в восточном направлении, что отмечается и в вычегодском тилле. Концентрация лейкоксена на р. Шапкиной составляет 5.1%, в отдельных разрезах р. Лаи достигает 15.6%, а в долине р. Б.Роговой – 18.4%, максимальные значения сидерита здесь составляют 13–15.2%. А лимнические отложения в долине р. Лаи выделяются высоким средним содержанием магнетита (8.5%), в отдельных разрезах количество этого минерала по непонятной причине «зашкаливает» до 19.1%.

*Озерные бызовские осадки ( $Q_{III}^3b$ )* сложены алевритами и глинами с включениями растительного детрита и мелких гнезд торфа. Степень сортированности озерных осадков существенно ниже, чем аллювиальных:  $S_c=0.32$ . Изучены они лишь на р. Черной, где отмечено низкое содержание тяжелых минералов – 0.31%. В состав основной минеральной ассоциации осадков здесь входят сидерит, содержание которого весьма существенно (30.2%), эпидот (26%), амфиболы (13%) и лимонит (12.4%). На долю гранатов приходится 7.9%, пирит составляет 1.3%.

Таким образом, выявить стратиграфическую приуроченность аквальных отложений на основе изучения их вещественного состава не представляется возможным. Минеральный состав осадков указывает на формирование их за счет материала подстилающих тиллов, о чем убедительно свидетельствуют вариации содержаний амфиболов и эпидота.

## ОБ ИЗМЕНЕНИИ УРОВНЯ МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ В РАЙОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗЕМЛИ БУНГЕ (НОВОСИБИРСКИЕ ОСТРОВА, СИБИРСКАЯ АРКТИКА)

Анисимов М.А.<sup>1,2</sup>, Пушина З.В.<sup>2,3</sup>, Питулько В.В.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет

<sup>2</sup> ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт»,  
Санкт-Петербург, [ata\\_geo@mail.ru](mailto:ata_geo@mail.ru)

<sup>3</sup> ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, [musatova@mail.ru](mailto:musatova@mail.ru)

<sup>4</sup> Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург,  
[pitulkov@rambler.ru](mailto:pitulkov@rambler.ru)

Изучение четвертичных отложений на арктических островах является ключевым в установлении колебаний уровня моря этого периода. В 2000–2005 гг. авторами в рамках проекта ЗНОКНОВ-2000 были детально изучены террасовые комплексы четвертичного возраста большей части Новосибирских островов и отложения северной лагуны острова Жохова [Анисимов, и др., 2002; Анисимов и др., 2009, Анисимов, 2010]. На основании результатов исследований были реконструированы относительные изменения уровня моря в районе Новосибирских островов в голоцене. В том числе, было высказано предположение о возможном вкладе новейшей тектоники в развитие отдельных участков региона Новосибирских о-вов [Анисимов и др., 2009].

Для уточнения полученных данных подобные работы были организованы и на других водоёмах архипелага с глубинами, исключаяющими промерзание до дна, включая озеро Карахастах на Земле Бунге. Механизм формирования Земли Бунге неясен, некоторые авторы связывают его с проявлением неотектонических процессов [Труфанов, 1982; Фартышев, 1993]. Возможный вклад неотектоники в формирование Земли Бунге признаётся и другими исследователями [Schirmer et al., 2010], однако наиболее существенным фактором, согласно их представлениям, была деградация многолетнемерзлых отложений с последующим затоплением поверхностей, лежащих в области низких гипсометрических отметок.

Земля Бунге, соединяющая о-ва Котельный и Фаддеевский, представляет собой низкую выровненную поверхность с высотами, на отдельных участках, до 10–12 метров, на некоторых топографических картах – до 21 метра (Рис. 1, А). На юго-востоке Земли Бунге десятиметровая изолиния ограничивает понижение рельефа (палеозалив), в центральной части которого ныне располагается озеро Карахастах. Урез озера на разных топографических картах указан от 1 метра до 6. Гипсометрический профиль юго-восточной части Земли Бунге показан на Рис. 1, В. Полученные результаты позволяют реконструировать изменения уровня моря в районе Земли Бунге в голоцене.

Основой для предлагаемой реконструкции служат результаты анализа диатомовых комплексов, выявленных в керне донных отложений озера Карахастах, отобранного с глубины 6 м. Мощность осадков составила 82 см. Отложения представлены серой супесью-песком в нижней части колонки до 46 см, выше – тёмно-серая, почти черная супесь, вверх по разрезу постепенно переходящая в суглинок практически черного цвета. В нижней части колонки на пяти уровнях заметны прослои с высоким содержанием органики. Из двух таких прослоев были отобраны образцы на датирование (таблица).

Таблица

Образец	Возраст, <sup>14</sup> C л. н.	С13/С12 о/оо	Результат калибровки (2 Sigma=95% вероятность), интервал
Beta 271409	1720 ± 40 BP	-25.0	от 1720 до 1540 календарных л. н.
Beta 223419	8530 ± 60 BP	-26.0	от 9550 до 9440 календарных л. н.

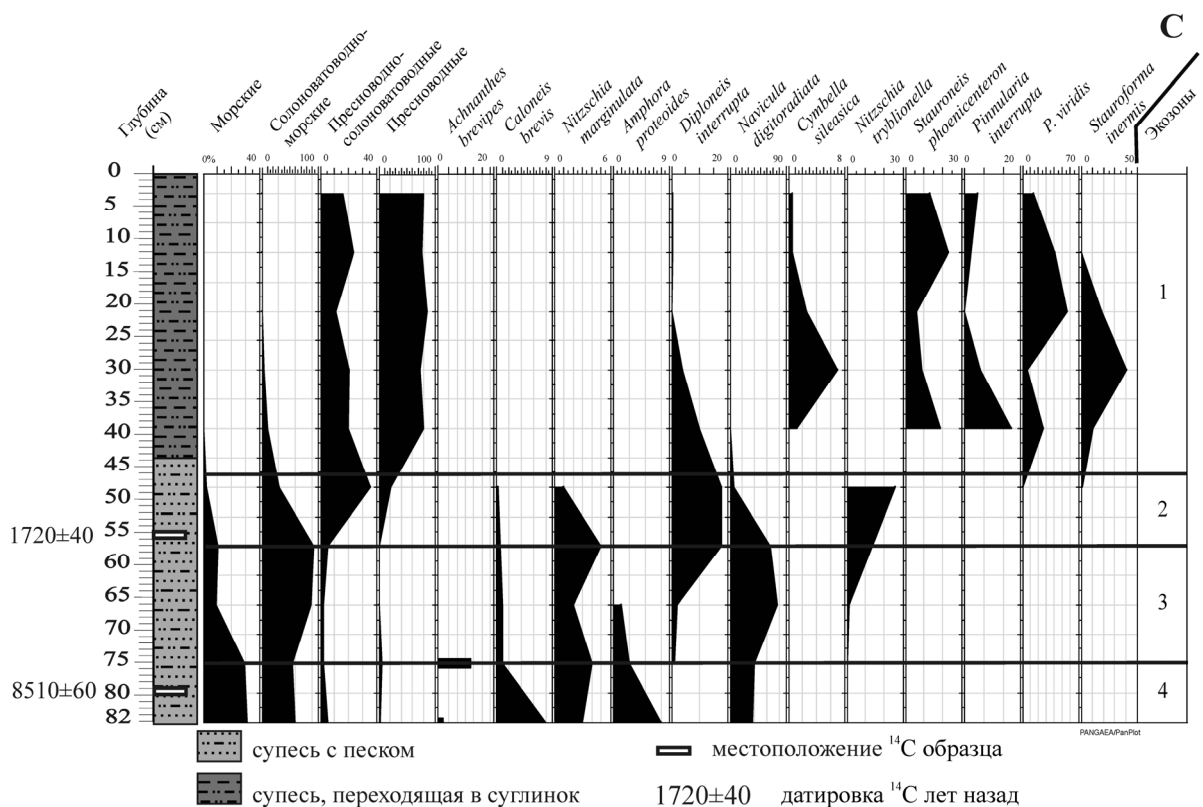
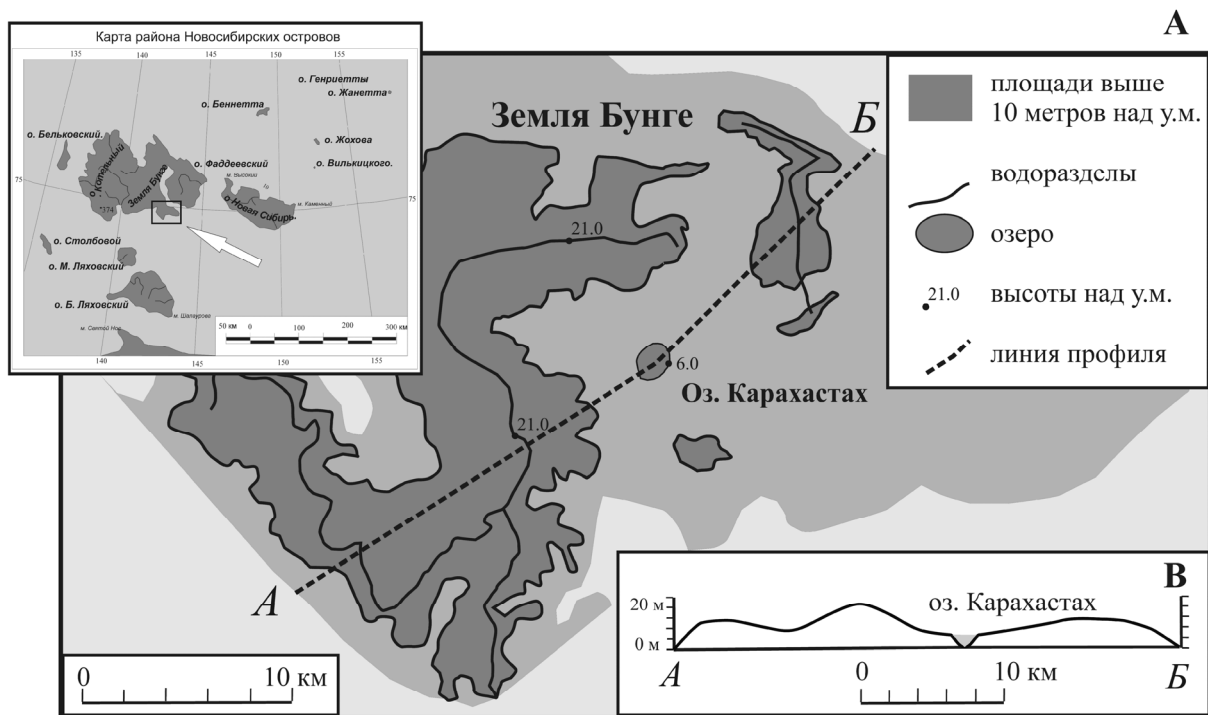


Рис. 1. Карта-схема района работ (А), гипсометрический профиль (В) и диаграмма (С) распределения экологических групп и доминирующих диатомовых водорослей (%) по разрезу колонки из озера Карахастах (Земля Бунге, Новосибирские о-ва).

С целью проведения палеоэкологического анализа распределения диатомей в осадках озера на Земле Бунге был изучен их количественный и видовой состав. Наблюдаемая изменчивость диатомовых комплексов обусловлена, прежде всего, изменениями палеосолёности водоёма. Солоноватоводно-морские и морские условия сменились пресноводными (Рис. 1, С). В то же время, резких изменений глубины водоёма не отмечено. По

всему разрезу колонки доминируют исключительно бентосные донные виды и эпифиты, характерные для мелководных условий. Максимальное суммарное количество пресноводных видов, отмеченное во время формирования верхней части колонки, может свидетельствовать об относительном снижении уровня моря и образовании озерного водоёма.

Полученные результаты дают основание утверждать, что относительный уровень моря в южной части Земли Бунге в начале голоцена (ранее  $8530 \pm 60$   $^{14}\text{C}$  л. н.) превышал современную отметку +4 метра. Выход юго-восточной части Земли Бунге на дневную поверхность произошел приблизительно 1700 лет назад. На начальном этапе современное озеро представляло собой лагуну, постепенно теряющую связь с морем. Мы не исключаем и проявления тектонической составляющей в процессе формирования современного облика исследуемой территории.

Обсуждаемые результаты были получены в ходе работ на островах Новосибирского архипелага экспедиции «Высокоширотная Арктика: природа и человек» [Питулько, 2011]. Пользуясь случаем, авторы хотели бы выразить признательность участникам экспедиции за оказанную в ходе работ помощь и поблагодарить неправительственный научный фонд Rock Foundation (Нью-Йорк, США) за многолетнюю всестороннюю поддержку исследований.

#### Литература:

- Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия РГО. 2002. Т. 134. Вып. 5. С. 32–37.
- Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушина З.В., Питулько В.В. Лагунные отложения острова Жохова: возраст, условия формирования и значение для палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов // Известия РАН. Сер. геогр. 2009. № 5. С. 107–119.
- Анисимов М. А. Развитие природной среды Новосибирских островов в голоцене. Автореферат дисс. канд. геогр. наук. Санкт-Петербург, 2010. 24 с.
- Питулько В.В. О работах экспедиции «Высокоширотная Арктика: природа и человек» (проект «Жохов-2000») на Новосибирских о-вах в 2000 – 2005 гг. / Алиев Р., Бурлаков Ю. (ред.). Полярный альманах. 2011. С. 77–91.
- Труфанов Г.В. Верхнекайнозойские отложения Новосибирских островов / Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Арктики. Ленинград: ПГО Севморгеология, 1982. С. 81–89.
- Фартышев А.И. Особенности прибрежного шельфа криолитозоны моря Лаптевых. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
- Schirrmeister L., Grosse G., Kunitsky V.V., Fuchs M.C., Krbetschek M., Andreev A.A., Herzs Schuh U., Babyi O., Siegert C., Meyer H., Derevyagin A.Y., Wetterich S. The mystery of Bunge Land (New Siberian Archipelago): implications for its formation based on palaeoenvironmental records, geomorphology, and remote sensing // Quaternary Science Reviews. 2009. P. 3598–3614.

## НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ МУЧКАПСКИХ ОЗЕР НА ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЕ

Анциферова Г.А.<sup>1</sup>, Шевырев С.Л.<sup>2,3</sup>, Шевырева М.Ж.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Воронежский государственный университет, факультет географии, геоэкологии и туризма,  
g\_antsiferova@mail.ru;

<sup>2</sup> Дальневосточный Федеральный университет, инженерная школа, Владивосток;

<sup>3</sup> Дальневосточный Геологический институт ДВФ РАН, Владивосток,  
shevyrev@fegi.ru, xmxmj@mail.ru

Согласно районированию, проведенному в свое время Г.И. Раскатовым для геоморфологической области Окско-Донской равнины, территория долины р. Цна и ее притоков относится к Верхнецнинскому геоморфологическому району, а территория долины р. Польной Воронеж выделяется как Правобережный Верхневоронежский геоморфологический район [Раскатов, 1969].

Анализ неотектонических структур долин рек Цна и Польной Воронеж, а также рисунок современной гидрографической сети данных территорий. позволяет найти объяснение некоторым особенностям развития Тамбовского и Польнолапинского озер в течение мучкапского межледниковья. В свое время нами была исследована эволюция водоемов и озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене [Анциферова, 2001, 2014]. Раннеплейстоценовые мучкапские межледниковые отложения Тамбовского и Польнолапинского озер представляют опорные разрезы Польнолапинского страторайона [Шик, Маудина, 1979]. В условиях донского позднеледниковья – мучкапского межледниковья в долине р. Цна и ее притоков, таких как р. Челновая, Нару-Тамбов и др. располагалось обширное Тамбовское озеро. Древнее Польнолапинское озеро существовало в пределах современной долины р. Польной Воронеж [Валуева, Дорофеев, Иосифова и др., 1985].

Исследование тектонических структур центрального типа на космических изображениях (также называемых кольцевыми структурами) позволяет по-новому взглянуть на неотектонические процессы, происходящие на Окско-Донской равнине. Они могут быть как положительной направленности, так и отрицательными изометричными депрессиями различного заложения. Такие объекты по своей природе являются полигенетическими образованиями. Для получения новой информации о тектонике и событиях неоплейстоцена объекты исследовались с учетом современных ландшафтов, степени их обводненности, характера и рисунка современной гидросети. Методологическая база качественного морфометрического анализа на Восточно-Европейской равнине заложена в работе [Раскатов, 1972]. В соответствии с современным развитием геоинформационных технологий рациональным является проведение машинного дешифрирования и учета структур центрального типа, что позволяет исключить субъективный фактор в анализе изображений. В качестве важной вспомогательной информации выступают данные по литолого-фациальному составу и мощностям отложений межледниковых озер.

Нами использованы космоснимки ГЦ “Природа” (космофотопланы м-ба 1:500000, информация 1970-х, 1980-х) и Landsat (информация 2000-х гг.), и применены автоматизированные геоинформационные системы (ГИС). По ним построены схемы плотности макротрещин, фрактальной размерности Минковского, а также схемы их разностей по годам. Схема нормированной фрактальной размерности  $D_m$  выражает степень “связности” системы разрывных нарушений, нашедших свое отражение в рисунках гидросети. Между параметрами – плотность трещин  $P_d$  и фрактальная размерность была прослежена корреляция с коэффициентом  $r^2=0.5524$ . Схема плотности линементов отражает распределение по площади отношения совокупной длины спрямленных участков эрозионной сети к площади окна осреднения, нормированная на единицу. По трем возрастам установлена пространственная приуроченность максимумов макротрещин к выделенным по рисунку гидросети предполагаемым неотектоническим структурам.

Детальные построения в пределах долины р. Польной Воронеж выявили наличие на исследованном участке зоны проявления активизации неотектонических положительных движений. Построения, проведенные в пределах верхнего течения р. Цна, показывают зоны

проявления активизации геотектонических отрицательных движений, которые подчеркиваются также центростремительным характером современной сети ее притоков. Подобный центростремительный характер отражен на схеме, где показана конфигурация распространения закартированных древнеозерных отложений [Валуева, Дорофеев, Иосифова и др., 1985, рис. 1].

Озерное осадконакопление в мучкапское время в краевой зоне донского оледенения происходило в переуглублениях речных долин в котловинах, которые имели экзарационно-аккумулятивное заложение. История их развития восстанавливается по данным изучения отложений наиболее полных разрезов, таких как Тамбов (скважина 59-н, центральная часть акватории озера, происходило непрерывное накопление диатомитов и диатомитовых мергелей мощностью до 28 м) и Польное Лапино (скважина 105, мощность изученных озерных отложений составляет 31.0 м, из них диатомиты и диатомитовые мергели – 16.0 м). В развитии этих озерных водоемов по сообществам диатомовых водорослей выделяются последовательные фазы и этапы. Они соответствуют палеоэкологическим изменениям, происходящим в водоемах, но также согласуются с климато-ландшафтными перестройками на водосборах, которые прослежены по материалам спорово-пыльцевых исследований М.Н. Валуевой [Холмовой, Анциферова, Глушков, 1982; Маудина, Еремин, 1982].

Первый, наиболее ранний этап развития озерных экосистем является этапом зарождения и становления в позднеледниковье – в начале мучкапского межледниковья. Это были олиготрофные среднеглубокие-глубокие водоемы с обширной акваторией. На водосборных площадях в это время, по данным спорово-пыльцевого анализа, в бассейне Дона существовала зона сухой холодной степи с единичной карликовой березой, преобладали травы.

Второй этап развития связан с этапом максимально высокого обводнения водоемов. Прослеживается сравнительно быстрое повышение уровня среднеглубоких и глубоких олиготрофных-слабоолиготрофных водоемов.

С наступлением климатического (глазовского) оптимума межледниковья на водосборах были повсеместно распространены широколиственные и хвойно-широколиственные леса. В этих условиях в развитии озер выделяется третий этап. Среднеглубокое Польнолапинское озеро мелеет. Глубокое Тамбовское озеро и на третьем этапе развития осталось глубоким и олиготрофным.

В постоптимальное время, в условиях похолодания (подруднянского) в наземной растительности в составе хвойных появилась сибирская сосна, среди болотных сообществ широко распространились низкорослая и карликовая березы. Этому времени соответствует четвертый этап развития. В разрезе Польное Лапино озерные осадки накапливались в условиях мелководного бассейна, мезотрофного, и затем эвтрофного. В разрезе Тамбов в центральной части акватории по-прежнему происходило накопление диатомитовых мергелей в условиях олиготрофного режима, с признаками мезотрофии. Глубокое Тамбовское озеро в своей центральной части имело достаточно стабильный гидрологический режим во все время существования и все палеоэкологические изменения отражались своеобразно. Реакция водоема проявлялась как бы замедленно, по сравнению со среднеглубоким Польнолапинским озером. В нем лишь на данном этапе распространились заросли высшей водной растительности в виде широко развитой зоны. Однако, изучение отложений обширного Тамбовского озера в его периферийных частях, например в разрезах на р. Нару-Тамбов (обнажения 3-м у с. Благовещенка и 20 у с. Преображение) показало, что осадконакопление происходило в мелководных условиях. Одновременно практически пересыхали протоки, соединяющие центральную часть акватории озера бассейном, существовавшим в долине р. Челновая.

Итак, возраст Тамбовского и Польнолапинского озер подтверждается наличием группы вымерших диатомей, в том числе известных лишь из озерных отложений мучкапского времени. Развитие озер происходило одновременно по схожему сценарию, что до определенного момента устанавливается совершенно четко по данным диатомового и палинологического анализов. События развивались параллельно, включая время первого климатического оптимума. В разрезе Польное Лапино, начиная с этого времени, выявляются резкие скачкообразные колебания уровня водоема. В условиях наступившего потепления климата водоем резко обмелел, зарос высшей водной растительностью, его берега стали топкими. По периферии Польнолапинского бассейна произошло осушение, осадконакопление прекратилось.

В Тамбовском озере в это время продолжалось непрерывное накопление диатомитовых мергелей. В разрезе Тамбов зафиксирована смена теплого климата умеренным времени похолодания, и далее произошло новое потепление, связанное в конаховском климатическом оптимумом.

Впервые описание разреза древнеозерных отложений разреза Тамбов скважины 59-н в 1964 году было проведено М.И. Маудиной. В публикации 1982 года ею и А.В. Ереминым высказывалось предположение, что данный разрез представляет отложения самостоятельного межледникового, которое может быть названо тамбовским [Маудина, Еремин, 1982].

Нами предполагается, что более продолжительное озерное осадконакопление связано с погружением данного участка территории вследствие неотектонических движений отрицательной направленности. Это определило уникальность разреза Тамбов в качестве объекта для восстановления наиболее полной истории мучкапского осадконакопления на территории центральных районов Восточно-Европейской равнины. Оно происходило непрерывно в мучкапское время, начиная с раннего межледникового, в течение глазовского, и в начале конаховского климатических оптимумов и разделяющего их промежуточного подруднянского похолодания.

#### Литература:

Анциферова Г.А. Эволюция диатомовой флоры и межледникового озерного осадконакопления центра Восточно-Европейской равнины в неоплейстоцене // Труды НИИ геологии Воронеж. ун-та. Воронеж: изд-во ВГУ, 2001. Вып. 2. 198 с.

Анциферова Г.А. Межледниковые озера центра Восточно-Европейской равнины. Палеоэкология, осадконакопление и эволюция диатомовой флоры // Saarbrücken, Deutschland: Изд-во Palmarium Academic Publishing, 2014. 362 с.

Валуева М.Н., Дорофеев П.И., Иосифова Ю.И. и др. Польнолапинское межледниковое озеро – уникальный объект Нижнего плейстоцена Дона // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1985. № 54. С. 40–65.

Маудина М.И., Еремин А.В. Новые данные об озерных отложениях Тамбовского Рва // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона // Воронеж: изд-во ВГУ, 1982. С. 80–89.

Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж: изд-во ВГУ, 1969. 164 с.

Раскатов Г.И. Прогнозирование тектонических структур фундамента и чехла древних платформ и форм погребенного рельефа средствами геолого-геоморфологического анализа (на примере Воронежской антеклизы). Воронеж. 1972. 108 с.

Холмовой Г.В., Анциферова Г.А., Глушков Б.В. Новые данные о древнеозерных отложениях у деревни Польное Лапино Тамбовской области // М.: ВИНТИ, № 4734-82. 1982. 65 с.

Шик С.М., Маудина М.И. Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж: изд-во ВГУ, 1979. С. 42–58.



## ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ПОЛЯРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА: ДАННЫЕ XXI ВЕКА

Астахов В.И.

*Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,  
val@nb15514.spb.edu*

Северная часть Урала всегда представляла главное препятствие при корреляции плейстоценовых событий Европы и Сибири, как из-за резкой смены по широте растительных ассоциаций, так и из-за невозможности прослеживания через горы прерывистого чехла четвертичных отложений. Особенно проблематична ледниковая история ввиду отсутствия надежных хронологических реперов в виде разрезов межледниковых отложений и радиометрических дат. Первые эмпирические модели позднеплейстоценового оледенения были по необходимости умозрительными, поскольку использовали только шлейфы разноса уральских валунов, которые невозможно сортировать по возрасту. Основы традиционных представлений заложены С.А. Яковлевым [1956], который выдвинул идею самостоятельного уральского центра покровного оледенения, возникшего в эпоху, следовавшую за северной трансгрессией, т.е. в конце среднего неоплейстоцена по современной шкале. Вплоть до 2000 г. эта концепция господствовала на всех обзорных картах четвертичных отложений, дополненная представлением о последующих фазах ограниченного предгорного и горно-долинного оледенений [Гессе и др., 1963]. Уточнения касались, главным образом, возраста ледниковых стадий. Большинство геологов относили самое крупное оледенение к ранневалдайскому времени, московские географы отстаивали поздневалдайский возраст либо последнего ледникового покрова с центром в Уральских горах [Палеогеография..., 1982], либо ограниченного горно-долинного оледенения [Оледенение..., 1966].

Эти схемы подверглись ревизии в связи с новыми геологическими данными по распространению и возрасту уральских морен, полученными сначала в 1970–90-х годах [Астахов, 1981; Astakhov et al., 1999], а в основном позднее [Астахов и др., 2007; Svendsen et al., 2014]. Решающую информацию дали среднемасштабное геологическое картирование, интерпретация космических и аэроснимков и новейшие методы датирования ледниковых отложений. Главное достижение – доказательство транзитного характера последнего покровного ледника с центром на Карском шельфе, потоки которого обтекали Полярный Урал и вторгались в его долины почти до 67° с.ш., блокируя и ассимилируя местные горно-долинные ледники (Рис.). Другой результат – картографическая сумма свежих морен горно-долинных ледников, показавшая их крайне ограниченное распространение, что, впрочем, местным геологам было ясно уже в 1960-х годах [Гессе и др., 1963]. Важную информацию для определения мощности последнего ледникового покрова дает картирование криопланационных террас, развивавшихся только выше предельной высоты (тримлайна) Карского ледника. Тримлайн опускается от 400–560 м на СЗ фазе Урала до 200 м на широте Бол. Усы, что означает снижение мощности ледникового покрова и его выводных ледников от 300–400 м до 70–80 м на протяжении 100 км по меридиану.

Ключевую роль играют полученные в этом столетии хронометрические сигналы возраста верхнего моренного комплекса. Особо интересно впервые примененное для Урала датирование крупных валунов по содержанию космогенного <sup>10</sup>Ве вблизи современного ледничка (Чернов на Рис. 1). Оказалось, что только даты из морен на расстоянии не более 1 км от современного ледничка дают возрасты от 28 до 14 тыс. л.н. (среднее 21 тыс. лет из 6 дат). Ниже по троговой долине валуны имеют бериллиевый возраст порядка 60–50 тыс. лет. Это явное свидетельство миниатюрных размеров поздневалдайских ледников на западе горного Урала [Mangerud et al., 2008]. На востоке горной полосы таких морен нет совсем. Хотя цитированные авторы не исключают возможности увеличения объема поздневалдайских ледников на юг в сторону Приполярного Урала, прямых доказательств этого нет. К сожалению грубовалунные морены булавовидных долинных ледников датировать пока не удалось, однако, имеется достаточно оптико-люминесцентных (OSL) дат из предфронтальных зандров, уверенно указывающих на ранневалдайский возраст главной фазы последнего оледенения. Это 13 дат со средним возрастом 73 тыс. лет из зандра, окаймляющего моренную подкову вторгшегося в горы языка

Карского ледника (Бол. Кара на Рис.) [Nazarov et al., 2009]. Близки к ним OSL даты 67–63 тыс. лет из зандра перед фронтом предгорного моренного шлейфа на Бол. Усе (Рис.) [Svendsen et al., 2014]. Это вполне согласуется с упомянутыми  $^{10}\text{Be}$  датами в интервале 60–50 тыс. лет (среднее  $58 \pm 3$  тыс. лет), полученными из валунов на дне троговой долины выше по течению Бол. Усы. Ранневалдайский возраст уральского ледникового максимума подтверждается и детально изученным разрезом аллювия археологической стоянки Мамонтова Курья (Рис.) с возрастом около 40 тыс. лет по 11 радиоуглеродным датам, который врезан в ленточные глины последнего оледенения [Svendsen et al., 2014].

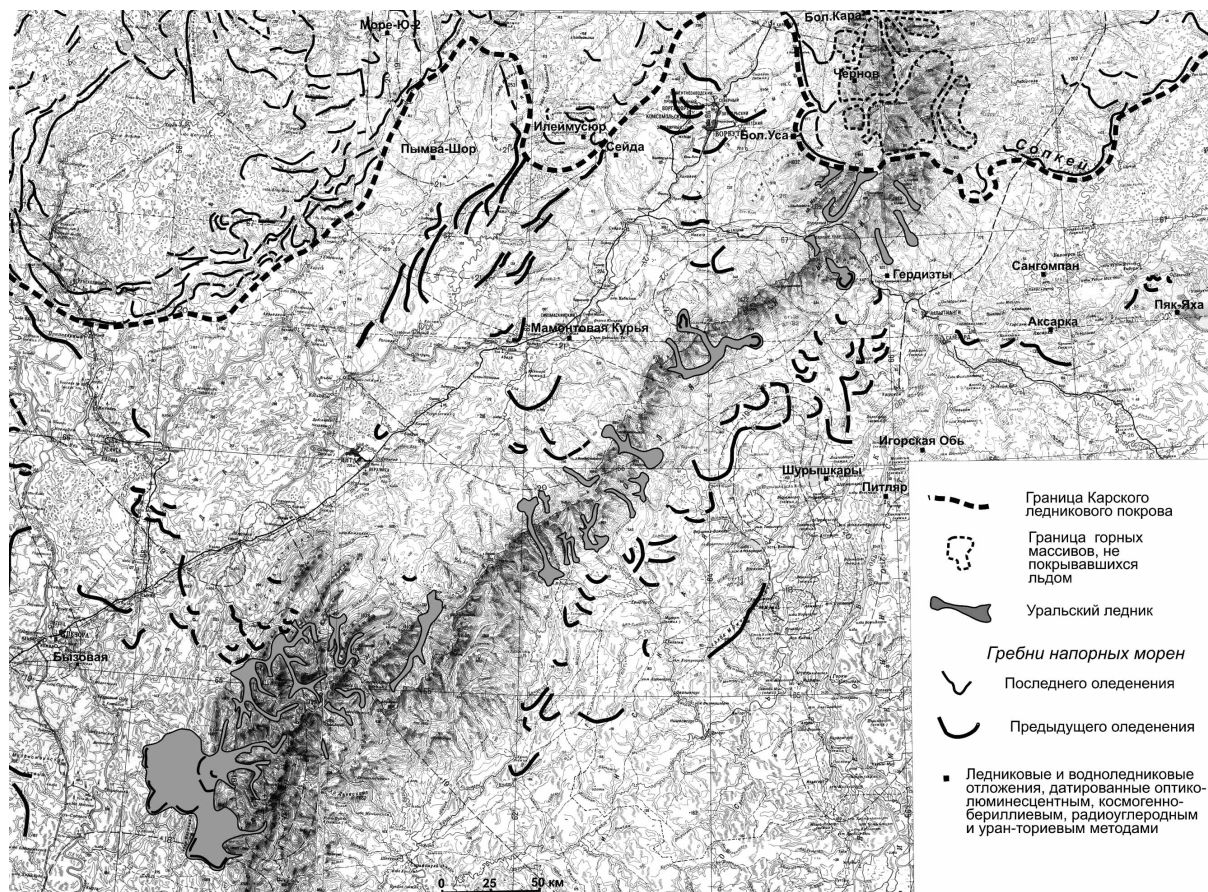


Рис. Выраженные в рельефе ледниковые явления на Полярном и Приполярном Урале

Ранневалдайский возраст главной покровной фазы последнего оледенения неминуемо влечет за собой аналогичный, во всяком случае не более молодой возраст максимума альпийского оледенения, поскольку горно-долинные морены севернее  $67^\circ$  с.ш. встречаются только выше тримлайна карских ледников, т.е. в горных массивах, оставшихся нунатаками.

Ранневалдайский возраст ледникового максимума горного Урала имеет интересные следствия для происхождения моренных ансамблей за пределами закартированных морен последнего оледенения. Особенно интригует природа крупных дугообразных гряд в тени восточного склона Полярного Урала. На обзорных картах им традиционно приписывался возраст зырянской и даже сартанской стадий позднечетвертичного ледниковья [Заррина и др., 1961]. Эти морены имеют очень сношенный облик, лишены озерных котловин и повсеместно покрыты длинными плащами солифлюксия и деллевым расчесом. Но главное – их совершенно асимметричное распределение по площади: на западном склоне Полярного Урала таких мощных гряд нет, а их разрозненные аналоги обращены фронтом не от Урала, а вдоль него (Рис.). Это исключает уральское происхождение восточных морен. Особенно, если учесть мощное развитие предгорного моренного шлейфа вдоль наиболее увлажненного западного склона Приполярного Урала, где альпийские ледники получили максимальное распространение. Ничего подобного не наблюдается вдоль западного подножья узкого и невысокого хребта Полярного Урала, в котором отмечаются лишь перекидные ледники по

сквозным долинам. Хорошо проработанные льдом сквозные долины вполне объясняют происхождение крупных восточно-уральских дугообразных гряд, которые видимо отложены трансуральскими потоками отступавшего среднеплейстоценового ледника, сохранявшего значительную мощность в Европейской России.

Таким образом, новейшие данные свидетельствуют против традиционного представления об Уральском хребте как центре покровного оледенения. Он таковым не являлся как в позднем плейстоцене, так, по-видимому, и ранее. Его незначительная ширина (за исключением приполярного массива) предопределяла его скромную роль в качестве преодолемого барьера на пути растекавшихся с арктического шельфа ледяных потоков. Заметное развитие уральские ледники получили лишь на наветренном склоне Приполярного Урала, где они сливались в западной увалистой полосе, образуя тонкий покров аляскинского типа.

#### Литература:

- Астахов В.И. Новые данные о деятельности позднеплейстоценовых Карских ледников в Западной Сибири // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 34–41.
- Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.-И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена Севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 190–206.
- Гессе В.Н., Гранович И.Б., Савельев А.А. К вопросу о характере оледенений Полярного Урала в верхнечетвертичную и современную эпохи // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. МГУ, 1963. С. 105–110.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография. М.: Наука, 1982. 156 с.
- Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 308 с.
- Заррина Е.П., Краснов И.И., Тарноградский В.Д. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и прилегающих территорий, м-б 1:1500000 // М.: Гостоптехиздат, 1961. 6 л.
- Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). М.: Госгеолтехиздат, 1956. 314 с.
- Astakhov V.I., Svendsen J.I., Matiouchkov A. et al. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // *Boreas*. 1999. V. 28(1). P. 23–45.
- Mangerud J., Gosse J., Matiouchkov A., Dolvik T. Glaciers in the Polar Urals, Russia, were not much larger during the Last Global Glacial Maximum than today // *Quaternary Science Reviews*. 2008. V. 27. P. 1047–1057.
- Nazarov D., Henriksen M. and Svendsen J. I. The age of the last glacier invasion into the Polar Urals // Abstracts of Third Conference on Arctic Palaeoclimate and its Extremes (APEX). University of Copenhagen, 2009. P. 55.
- Svendsen J. I., Krüger L. C., Mangerud J. et al. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // *Quaternary Science Reviews*. 2014. V. 92. P. 409–428.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ. НОВЫЕ ДАННЫЕ

Безродных Ю.П.<sup>1</sup>, Сорокин В.М.<sup>2</sup>, Янина Т.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Моринжгеология, Рига, officeRiga@morinzhgeologia.lv

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет,  
vsorok@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический  
факультет, didacna@mail.ru

Событийная схема позднего плейстоцена Каспия, согласно представлениям большинства исследователей региона, включает позднехазарскую и хвалынскую трансгрессивные эпохи, разделенные ательской регрессией. Разногласия начинаются при выделении более мелкомасштабных событий в истории бассейнов, их ранга, возраста, гидрологических и экологических характеристик. Результаты изучения разрезов четвертичных отложений на площадях нефтяных месторождений, разрабатываемых НК «ЛУКОЙЛ» в Северном Каспии, позволяют дополнить позднеплейстоценовую историю Каспия или внести ясность в дискуссионные вопросы [Безродных и др., 2013, 2014; Янина и др., 2014; Arslanov et al., 2013; Sorokin et al., 2014].

В основу работы положены результаты обработки двухчастотных сейсмоакустических профилей, материалов статического зондирования толщи осадков и инженерно-геологического бурения на глубину до 80 м. Лабораторные исследования включали литологический и геотехнический анализ состава и свойств грунтов, флористическое и фаунистическое изучение заключенных в них органических остатков. Определения абсолютного возраста отложений выполнены двумя модификациями радиоуглеродного метода в Московском (МГУ) и Санкт-Петербургском (ЛГУ) государственных университетах, в Институте географии РАН (ИГАН) и в Lawrence Livermore National Laboratory (САН), США.

По данным сейсмо-акустического профилирования в осадочной толще Северного Каспия нами выделено 5 сеймостратиграфических комплексов, разделенных четкими отражающими горизонтами: верхнехазарско-гирканский, ательский, хвалынский, мангышлакский и новокаспийский. По характеру внутренней структуры верхнехазарско-гирканский и хвалынский комплексы можно разделить на подкомплексы. Выделенные комплексы и подкомплексы и отражающие горизонты хорошо коррелируются на изученных площадях между собой и с разрезами скважин.

В основании верхнеплейстоценовой толщи осадков над четко выраженным регрессивным горизонтом залегает сложно построенная толща каспийских отложений мощностью до 28 м. Она представлена осадочными комплексами двух трансгрессивных бассейнов – позднехазарского и гирканского, охарактеризованными разным фаунистическим составом. Позднехазарский комплекс включает *Didacna surachanica* (руководящий позднехазарский вид), *D. nalivekini*, *D. ovatocrassa*, *D. cf. subcatillus*, разнообразные монодакны, дрейссены, гастроподы. В составе дидакн гирканского комплекса преобладают *Didacna subcatillus*, встречаются *D. cristata*, *D. parallella*, а также редкие позднехазарские виды. Для обоих комплексов характерно присутствие пресноводного вида *Corbicula fluminalis*. Позднехазарский комплекс осадков характеризует условия мелководного и умеренно глубоководного трансгрессивного бассейна. Гирканские отложения отвечают трансгрессии с более высоким уровнем. Вид *Corbicula fluminalis* в осадках бассейнов свидетельствует о тепловодности Северного Каспия и влиянии пресных вод в изученных районах. Выполненные исследования подтверждают представления Г.И. Попова о существовании в позднеплейстоценовой истории Каспийского моря гирканского трансгрессивного бассейна, имевшего место после позднехазарского бассейна и отделенного глубокой ательской регрессией от хвалынской трансгрессии. AMS радиоуглеродный возраст гирканских моллюсков оказался древнее 55 тыс. лет ВР. Необходимо отметить, что предполагаемый геологический возраст гирканских осадков лежит за пределами возможностей этого метода, что вызывает необходимость дополнительных геохронологических исследований. Гирканская трансгрессия развивалась в теплую

(микулинскую) эпоху, ее максимальный уровень и сток вод по Манычу отвечал переходному этапу от микулинского межледникового к валдайской холодной эпохе.

Осадки гирканской трансгрессии перекрываются четко выраженным ательским регрессивным горизонтом. Ательская толща имеет неоднородный литологический состав и специфические свойства отложений. В ней залегают, чередуясь, суглинки, глины, супесь. При этом глины, переслаивающиеся с суглинками, характерны для понижений, выделяющихся на сейсмоакустических разрезах, а супеси в ассоциации с суглинками слагают возвышения, разделяющие эти палеодепрессии. В отложениях, главным образом в понижениях, вверху интервала отмечены отдельные включения и послойные скопления растительного детрита и включения раковин. Состав органических остатков характеризует водно-болотные условия пресноводных либо слабосоленых водоемов с водой, бедной биогенными элементами, но богатой карбонатами. Среди растительного материала преобладают фрагменты высших водных растений (роголистник и рогоз), присутствуют остатки вольвоксовых, синезеленых, харовых (оогонии), десмидиевых водорослей. Малакофауна представлена в основном пресноводными видами: *Unio* sp., *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Anisus eichwaldi*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus pallasi*, *Limnea stagnalis*, встречаются наземные гастроподы. По гуминовым кислотам, выделенным из ательских отложений, заполняющих палеоврезы, впервые получены радиоуглеродные датировки, лежащие в интервале 36680 – 40830 лет ВР, калиброванный возраст 41000 – 44400 л.н. Отмечается совпадение результатов датирования, выполненного разными модификациями метода в разных лабораториях. Можно заключить, что завершающие стадии ательского этапа развития Каспия – заполнение регрессивных врезов осадками пресноводных водоемов – происходили в начальные стадии валдайского межстадиала. Строение ательской толщи в Северном Прикаспии, прямо указывающее на суровые условия начальных этапов ее накопления, не противоречит полученному результату. Напомним, что в ее основании залегают перигляциальные ахтубинские осадки, клиньями проникающие в нижележащий горизонт (обычно это микулинская погребенная почва), содержащие тундрово-степные палинологические спектры. Очевидно, они отвечают максимуму похолодания ранневалдайской ледниковой эпохи.

Перекрываются ательские образования сложно построенной толщей хвалыньских осадков. В ее основании залегают слои ракушечных и ракушечно-песчаных отложений 2.5–5.0 м мощностью. В составе фауны преобладают *Didacna subcatillus*. По данным их исследования сцинтилляционным радиоуглеродным методом датировки лежат в интервале 27200 – 31600 лет ВР, калиброванный возраст 33000–36500 лет. Следовательно, межстадиальному смягчению климата MIS 3 в условиях снижения испарения и увеличения стока отвечало повышение уровня Каспия и ранние стадии хвалыньской трансгрессии. На северокаспийском побережье в эту эпоху шло еще накопление ательских отложений. Три-четыре слабо выраженных горизонта почв в их строении отражают этапы смягчения климата. Накопление ательской толщи осадков в Северном Прикаспии происходило как в условиях регрессии Каспия (MIS 4), так и начальных стадий хвалыньской трансгрессии (MIS 3).

Над мелководными нижнехвалыньскими осадками залегают 8–10-метровая толща глубоководных морских глин с прослоями песка разной мощности, свидетельствующая о развитии трансгрессии. Она включает нижнехвалыньские раковины *Didacna protracta protracta*, *D. protracta submedia*, *D. subcatillus*, *Dreissena rostriformis distincta*. Датирование раковин моллюсков из верхней части слоя показало результат от 21900 до 19300 лет ВР. Глины перекрываются слоем преимущественно песчаных осадков, свидетельствующих о снижении уровня хвалыньского бассейна. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале 17600–16600 л.н. Над ними с размывом залегают глины мощностью около 5 м, включающие раковины хвалыньских моллюсков, датирование которых из основания слоя сцинтилляционным радиоуглеродным методом дало результат 16000–16650 л.н. Для залегающего выше комплекса осадков характерно часто наклонное и хаотичное положение прерывистых отражающих горизонтов. Они представляют собой пачку дельтовых песков, глинистых и алевроитово-глинистых илов, сформированных в мелководных условиях при начавшейся регрессии моря. Ее мощность изменяется от 1–2 м под наиболее глубокими мангышлакскими палеоформами до 10 м и более в местах проявления дельтовых врезов. Строение хвалыньской толщи и датировки

раковинного материала свидетельствуют о снижении уровня хвалынского бассейна в эпоху LGM и о его трансгрессивном развитии в эпоху деградации оледенения.

Следует отметить, что нами с целью контроля результатов датирования хвалынских отложений традиционным сцинтилляционным  $^{14}\text{C}$  методом было выполнено массовое датирование раковинного материала  $^{14}\text{C}$  AMS методом. Возраст нижнехвалынских отложений с характерными для них видами *Didacna ebersini* и *D. protracta* измерен в интервале примерно от 45 до 56 тыс. л.н. Датировки раковин моллюсков из слоя песков, залегающего в верхней части хвалынской толщи, составляют 24700 – 28800 л.н. Полученные датировки не только не внесли ясность в остро дискуссионную проблему возраста хвалынской трансгрессии, но поставили перед нами еще ряд вопросов. Требуют решения вопросы: (1) почему столь различны датировки, полученные по раковинному материалу из одновозрастных хвалынских отложений побережий и керн морских скважин? (2) почему хвалынские раковины из одних и тех же интервалов керн скважин, датированные сцинтилляционным  $^{14}\text{C}$  и AMS  $^{14}\text{C}$  методами, показывают столь разные значения возраста?

Мангышлакский горизонт включает комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии севернее отступающего берега моря и заполняющих палеопонижения: слабо консолидированные глины, торф, сапропель, алевроново-песчаные осадки, часто включающие растительный детрит. Установлено, что мангышлакские отложения заполняют многочисленные линейно-вытянутые понижения глубиной до 5–10 м, аналогичные по морфологическим характеристикам современным подступным ильменям дельты Волги, и речные врезы, наиболее крупным из которых является долина р. Волги, а также образуют по окраине шельфовой зоны дельтовые конусы выноса разных размеров. Анализ фауны моллюсков и органических остатков свидетельствует о накоплении мангышлакских отложений в пресноводных и слабосоленых обстановках с различным гидродинамическим и гидрохимическим режимом. Согласно данным радиоуглеродного датирования по органическому веществу, мангышлакские отложения формировались в интервале от 10 до 8 тыс. лет ВР или от 11.5 до 8.5 тыс. л.н. календарного времени, т.е. в начале голоцена.

Новокаспийский горизонт представлен слоем мощностью 0.5–2 м, сложенным сверху раковинными и раковинно-песчаными отложениями, внизу – песком, плащеобразно перекрывающим нижележащие образования. Осадки содержат опресненный комплекс каспийских моллюсков с преобладанием видов родов *Dreissena*, *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna* и гастропод, редкими пресноводными моллюсками родов *Unio* и *Limnea*. В составе дидакн отмечены *Didacna baeri*, *D. longipes*, *D. barbotdemarnyi*, редкие *D. parallela*, *D. cristata*, *D. praetrigonoides*. Присутствуют *Cerastoderma glaucum*, в верхней части слоя – *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Согласно результатам радиоуглеродного датирования, низы новокаспийского горизонта имеют возраст менее 7.7 тыс. лет ВР (8.5 тыс. календарных лет).

Таким образом, в разрезе верхнеплейстоценовых отложений, вскрытых каспийскими скважинами, выявлены стратиграфические подразделения, до настоящего времени не описанные в разрезах побережий. Комплексный палеогеографический анализ керн скважин позволяет более полно реконструировать историю развития Каспия в позднем плейстоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (13-05-00242, 14-05-00227) и является вкладом в проект IGCP 610 “From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary”.

#### Литература:

Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений Северного Каспия (новые данные) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: Дизайн Пресс, 2014. С. 44–46.

Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия // Фундаментальные проблемы квартала, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. С. 56–57.

Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Федоров В.И., Сорокин В.М., Лукша В.Л. Мангышлакские отложения (голоцен) Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 4. С. 88–108.

Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2014. № 3. С. 3–9.

Arslanov Kh.A., Svitoch A.A., Yanina T.A., Chepalyga A.L., Maksimov F.E., Chernov S.B., Tertychnyi N.I., Starikova, A.A. On the age of the Khvalynian transgression in the Caspian Sea according to  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  methods // Proceedings of the International Conference IGCP 610 "From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human response during the Quaternary". Tbilisi: Itd Sachino, 2013. P. 10–13.

Sorokin V., Yanina T., Guilderson T., Bezrodnykh Yu, Kuprin P. Age of the Khvalynian deposits in the Northern Caspian Sea according to AMS  $^{14}\text{C}$  dating // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. 2014. No. 1. P. 135–137.

## ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СУБРЕЦЕНТНЫХ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ КРАЙНЕГО ЮГА ПРИМОРЬЯ

Белянина Н.И., Белянин П.С.

Федеральное государственное учреждение науки Тихоокеанский институт географии  
ДВО РАН, Владивосток, pavelbels@yandex.ru

В последние годы, получены новые данные о составе субрецентных палиноспектров Хасанского района Приморья ( $42^{\circ} 22' - 43^{\circ} 23'$  с.ш., крайний юг Дальнего Востока), расположенного южнее г. Сочи. Изучение данного фактического материала, имеет важное значение для палеореконструкций природной среды. В ходе исследования, были изучены поверхностные донные отложения озер Дорицине, Карасье, Круглое, Утиное, лагунные осадки залива Голубиный, а также почвенные образцы прибрежной аккумулятивной равнины р. Туманной, о. Фуругельма и мыса-островка Фальшивый, входящих в состав южного участка Дальневосточного морского биосферного заповедника ДВО РАН, представляющего единственную в России заповедную морскую акваторию.

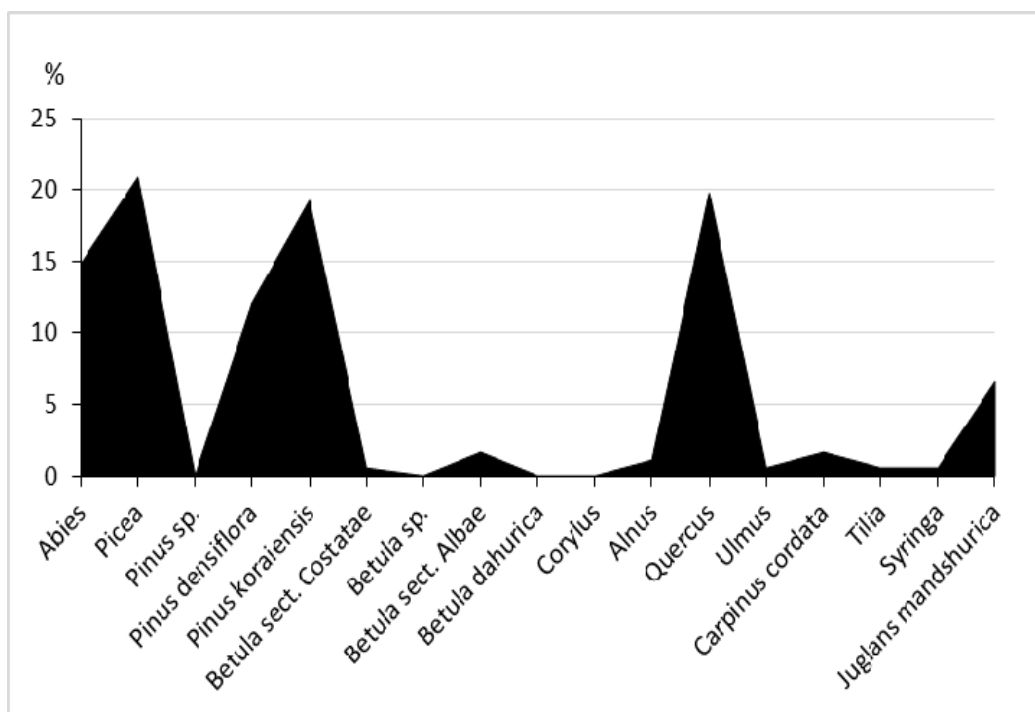


Рис. 1. Пыльцевая диаграмма поверхностных донных отложений оз. Дорицине.

В южной части Хасанского района Приморского края широко развиты экосистемы с высоким разнообразием флористических комплексов. Вследствие климатических особенностей и близостью границ Амурской, Маньчжурской и Северо-Китайской флористических провинций, здесь встречаются растения, произрастающие на северной границе своего ареала. Некоторые из них, в частности, пуэрария волосистая (*Pueraria hirsuta* (Thunb.) Matsum.), лотос Комарова (*Nelumbo komarovii* Grossh.) и девичий виноград (*Parthenocissus quinquefolia* (L.) Planch.) обычны для субтропических и тропических областей Юго-Восточной Азии [Колесников, 1961; Комаров, 1908]. Доминирующими ландшафтами равнин являются разнотравные луга и болота, склонов – дубовые и липовые леса, с участками древесно-кустарниковых зарослей из леспедецы, лещины и др., и лишь на значительном удалении – широколиственной и смешанной растительностью [Чубарь, 2000]. На скальных обнажениях изредка встречаются рощи сосны густоцветковой *Pinus densiflora* Siebold et Zucc.

Изученные озера расположены на прибрежных аккумулятивных равнинах залива Петра Великого и в приустьевой части р. Раздольной. Полученные из поверхностных отложений донных осадков оз. Утиное спорово-пыльцевые спектры характеризуются доминированием



пыльцы *Pinus densiflora*, *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc и *Picea koraiensis* Nakai и широколиственных пород, среди которых наиболее велика доля *Quercus mongolica* Fisch. ex Ledeb. и *Quercus dentate* Thunb. Подобные палинокомплексы выделены и из поверхностных донных отложений оз. Круглое.

Озера Карасье и Дорицине расположены в прибрежной части Японского моря, в 35 км друг от друга. В составе субфосильных палиноспектров озера Карасье и Дорицине, отмечается высоко содержание пыльцы растений, не представленных в окружающих ландшафтах. Так, в донных отложениях оз. Карасьего (т.н. К-1) отмечено доминирование пыльцы *Pinus koraiensis* (65.0%) и субдоминирование *Pinus densiflora* (32.0%). В спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из озерных отложений оз. Дорицине (т.н. Д-1), отмечается обратная закономерность: преобладает пыльца *Pinus densiflora* (69.7%), а подчиненную роль играет *Pinus koraiensis* (11.9%) (рис. 1).

В пяти образцах, отобранных с поверхности аккумулятивной равнины р. Туманная, на профиле Голубиный Утес-высота 44.5 м (пос. Хасан), преобладает пыльца *Pinus densiflora* (44.8%), *Pinus koraiensis* (16.7%), *Quercus* (12.4%), *Pinus* (10.1%), отмечены пыльцевые зерна *Abies* (8.4%), *Picea koraiensis* (4.6%), а также, *Juglans mandshurica* Maxim, *Tilia*, *Ulmus*, *Corylus*, *Alnus* и *Betula* sect. *Albae* Regel.

Интересным фактом является присутствие в палиноспектрах озерных отложений спор водного папоротника *Salvinia natans* (L.) All., являющегося единственным водным папоротником флоры России и Приморья и пыльцы Лотоса Комарова *Nelumbo komarovii*.

На острове Фуругельма изучены образцы субфосильных отложений с разнородных поверхностей: Т.н. 1. *Межбассейновый водораздел, поросший широколиственным лесом, с преобладанием дуба и липы на бурых лесных почвах.* Получен палиноспектр, в котором преобладает пыльца *Quercus* (40.6%), *Pinus densiflora* (28.4%), *Pinus koraiensis* (12.2%), *Fraxinus* (5.6 %). Единично встречается пыльца *Abies*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Costatae*, *Betula dahurica*, *Alnaster*, *Alnus*, *Aralia*, *Ulmus*, *Viburnum*. В группе травянистых растений присутствуют *Asteraceae* (42.3%), *Chenopodiaceae* (42.3%), *Polygonum* sect. *Percicaria* L. (3.8%), *Polygonum* (3.8%). Отмечены споры: *Polypodiaceae* (88.8%), *Osmunda cinnatomea* L. (11.1 %). Т.н. 2. *Крутой склон, обращенный к морю с сорноразнотравной растительностью на лугово-дерновой почве.* В палиноспектре доминируют: *Pinus densiflora* (30.2%), *Quercus* (25.2%), *Betula* sect. *Albae* (8.0%), *Ulmus* (5.7%). Субдоминантами являются: *Abies*, *Picea koraiensis*, *Betula* sect. *Costatae* Regel., *Betula* sp. (древесная), *Betula scmidtii* Regel., *Juglans mandshurica*, *Tilia*, *Euonymus* и *Aralia*. Среди трав и кустарников отмечена пыльца: *Valerianaceae* (50.0%), *Ericales* (33.3%), *Caryophyllaceae* (15.0%), *Asteraceae* (13.3%), *Cyperaceae* (6.6%). Среди споровых растений доминируют *Polypodiaceae* (55.5%), *Osmunda cinnatomea* (7.4%). Т.н. 3. *Привершинный склон северо-западной экспозиции, около наивысшей отметки острова, абс. высота 100 м.* В палиноспектре преобладают *Pinus densiflora* (88.8%), *Quercus* (32.5 %). В небольшом количестве содержится пыльца *Betula* sect. *Albae*, *Pinus koraiensis*, *Ulmus*, *Tilia*, *Juglans*, *Abies*, *Picea koraiensis*, *Betula* sp., *Betula scmidtii*, *Betula dahurica* Regel., *Alnus*, *Corylus* и *Fraxinus*. В группе трав и кустарников велико участие *Ericales* (36.6%), *Asteraceae* (31.7%), *Chenopodiaceae* (9.7%), *Ranunculaceae* (14.6%), отмечены пыльцевые таксоны *Valerianaceae*, *Polemoniaceae*, *Sparganium* и *Caryophyllaceae*. Присутствуют споры семейства *Polypodiaceae*. Т.н. 4. *Бухта Западная, береговая терраса, примитивная почва, абс. высота 1.5 м.* В палиноспектре доминирует *Pinus densiflora* (82.0%). Встречаются пыльцевые зерна *Pinus koraiensis*, *Quercus*, *Juglans manshurica*, *Tilia*, *Carpinus cordata* Blume., и *Ulmus*. В группе трав и кустарников доминируют *Asteraceae* (86.9%), *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*; среди спор: *Selaginella sanguinolenta* (L.) Spring. (9.0%), *Osmunda cinnatomea* (36.4%), *Polypodiaceae* (45.5%) [Белянин, 2008].

Таким образом, в изученных субфосильных палиноспектрах отложений лагун, озер и почвенного покрова, присутствуют микрофосилии, отражающие как локальную растительность прибрежных ландшафтов, так и экосистем низкогорий, удаленных на нескольких десятках километров от точек отбора проб [Чубарь, 2000]. В горах произрастают продуктивные растения, пыльца которых выявлена в пробах. Основным из них является сосна корейская (*Pinus koraiensis*). Среди спор и пыльцы локальных растений, обычны пыльца лотоса Комарова (*Nelumbo komarovii*), споры водного папоротника (*Salvinia natans*), *Tilia*, *Quercus mogolica*,

*Quercus dentata*, *Corylus*, а также *Pinus densiflora*, изредка встречающийся на скалах в виде разреженных рощ.

Отмеченные в поверхностных палиноспектрах в небольших количествах пыльцевые таксоны *Abies koraiensis*, *Ephedra*, *Carpinus cordata*, *Juglans*, *Syringa*, *Betula dahurica*, *Betula sect. Albae* и *Ulmus*, вероятно, занесены либо ветром, либо реками, дренирующих на значительном протяжении зону кедрово-пихтово-широколиственных лесов. Также, не соответствие состава субфосильных палиноспектров и современной флоры района исследования, по-видимому объясняется и деградацией естественной растительности, вызванной антропогенным влиянием.

Полученные данные отражают особенности формирования субфосильных спорово-пыльцевых спектров в условиях современных климатических флуктуаций, наложенных на различную способность пыльцевых таксонов к переносу воздушными и водными потоками, а также антропогенное преобразование природной среды, что должно учитываться при проведении палеогеографических реконструкций. Важное значение, позволяющее судить о генезисе и условиях формирования отложений, имеют находки пыльцевых зерен лотоса Комарова и спор водного папоротника *Salvinia natans*, произрастающих только в пресноводных слабопроточных и старичных водоемах [Пшенникова, 2005]. Интересны находки в поверхностных отложениях пыльцы *Pinus densiflora*, *Carpinus*, *Juglans* и других растений, относящихся к флорам Северо-Китайской и Маньчжурской флористических провинций, практически отсутствующих в настоящее время в районе исследования. Их присутствие в палиноспектрах позволяет реконструировать палеособытия в прошлом.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 15-05-0171.

#### Литература:

- Белянин П.С. Изменение видового состава флоры о. Фуругельма в позднем голоцене по данным палинологического анализа (Дальний Восток России) // Палинология: стратиграфия и геоэкология. СПб.: ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 62–66.
- Колесников Б.П. Растительность // Дальний Восток: Физико-географическая характеристика. М.: Наука, 1961. С. 183–298.
- Комаров В.Л. Введение к флорам Китая и Монголии // Труды Санкт-Петербургского бот. сада. 1908. Т. XXIX, вып. 1. 176 с.
- Пшенникова Л.М. Водные растения российского Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука. 2005. 106 с.
- Чубарь Е.А. Природные особенности района р. Туманной в нижнем течении и сопредельной территории // Экологическое состояние и биота юго-западной части залива Петра Великого и устья р. Туманной. Владивосток: Дальнаука, 2000. Т. 1. С. 15–41.

## ЭВОЛЮЦИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ В БАССЕЙНЕ Р. БИКИН

Белянина Н.И., Белянин П.С.

Федеральное государственное учреждение науки Тихоокеанский институт географии  
ДВО РАН, Владивосток, pavelbels@yandex.ru

Вопросы эволюции природной среды относятся к важнейшим проблемам современной палеогеографии. Палеоклиматические события, происходившие в позднем неоплейстоцене и голоцене, оказали существенное влияние на ландшафты, в том числе на компоненты речных экосистем. В настоящее время, во всем мире проявляется повышенный интерес к истории развития природной среды, связанный с глобальными климатическими флуктуациями. Однако, несмотря на многочисленные палеогеографические исследования, проводившиеся ранее на юге Дальнего Востока [Муратова и др., 1978; Павлюткин и др., 1984; Шумова, Климанов, 1989], многие особенности развития растительного покрова остаются неясными.

Район исследования расположен в нижнем течении р. Бикин, берущей начало на северо-западных склонах хр. Сихотэ-Алинь. Рельеф представлен низменной аллювиальной равниной (абс. выс. 60–65 м) приуроченной к днищу долины р. Бикин. В ее пределах выделяются низкие и высокие пойменные, а также надпойменные террасы с превышениями 1.5–2 м относительно друг друга. Для пойменных террас характерны формы линейной аккумуляции, представленные прирусловыми валами, рёлками и многочисленными старичными понижениями.

Климат района муссонно-континентальный со среднегодовой температурой воздуха 2.9° С. В зимний период преобладают северо-западные ветра, приносящие сухой, холодный воздух с континента. Средняя температура января -20.8° С. Летом муссоны, проникая с акватории Тихого океана, несут большое количество влаги. С июня по сентябрь выпадает около 400 мм осадков [Справочник..., 1969]. В июле и августе температура воздуха достигает 40°, при средней температуре июля 21.4°.

Современные ландшафты района исследования значительно преобразованы в результате антропогенного воздействия. Естественная растительность сохранилась лишь в ландшафтах низкогорий, где преобладают массивы тайги южно-уссурийского типа. Отдельные участки низменных равнин, слабо затронутых антропогенным влиянием, покрыты осоково-вейниковыми лугами с участками тростниково-сфагновых болот, переходящих в мари; некоторые рёлки поросли лиственной растительностью с преобладанием дуба, березы и осины [Колесников, 1969].

В настоящей статье рассматривается эволюция растительного покрова и климата бассейна р. Бикин, в позднем неоплейстоцене и голоцене. Отложения позднего неоплейстоцена и голоцена, четко прослеживаются во многих разрезах, вскрывающих отложения долины нижнего течения р. Уссури, однако, наиболее представительные результаты получены по скважине, заложенной на надпойменной террасе р. Бикин.

Вскрытые аллювиальные и биогенные отложения позднего неоплейстоцена и голоцена, представлены следующими пачками (снизу вверх):

	Интервал, м
1. Торф.....	1.2–0
2. Суглинок голубовато-серый.....	2.3–1.2
3. Суглинок черный.....	2.5–2.3
4. Супесь голубовато-серая.....	5.0–2.5
5. Переслаивание песков гравелистых и супесей.....	7.0–5.0
6. Супесь серая.....	9.2–7.7
7. Песок черный, разнозернистый.....	10.3–9.2
8. Переслаивание песков и супесей.....	12.4–10.3
9. Супесь голубовато-серая, тяжелая.....	13.6–12.4
10. Супесь серая с линзами песка.....	15.3–13.6
11. Песок серый, разнозернистый.....	16.0–15.3

По результатам спорово-пыльцевого анализа выделено 5 этапов эволюции растительного покрова.

#### **Поздний неоплейстоцен $Q^4_{III}$**

МИС 4 (глубина 15.9 м, песок серый, разнозернистый).

Отличительной чертой палинокомплекса является доминирование пыльцы мелколиственных растений. Главенствующую роль играет пыльца берез, в том числе кустарниковых видов – *Betula* sect. *Nanae* (29.8%), *Betula* sp. (31.1%), *Betula* sect. *Albae* (10.4%), а также *Duschekia* (24.2%) В количестве до 3.8% присутствует пыльца *Betula* sect. *Costatae*. Единично отмечена пыльца *Picea* и *Ulmus*. В группе трав и кустарников доминирует пыльца Сурегасеае (38.5%), заметно содержание семейств Asteraceae, Роасеае и Chenopodiaceae. Среди споровых растений велико содержание Polypodiaceae (27.3%), а среди мхов *Sphagnum* (63.6%) и *Bryales* (9.1%).

МИС 3 (инт. глубин 15.9–9.1 м, переслаивание песков и супесей)

В палинокомплексе высоко содержание *Betula* sect. *Nanae* (до 51.2%), *Betula* sect. *Albae* (39.2%), *Betula* sp. (до 38.2%) и *Duschekia* (до 14.7%). Среди хвойных растений преобладает пыльца *Picea* (до 16.9%), *Pinus* s/g *Haploxyylon* (до 15.5%), единично встречается *Pinus* s/g *Diploxyylon* и *Ephedra*. Группа широколиственных растений представлена пыльцой *Ulmus* (до 10.3%). В небольшом количестве содержатся пыльцевые зерна *Quercus*. Среди трав и кустарников доминирует семейство Сурегасеае (до 93.3%), отмечается значительное количество пыльцы *Ericales* (до 22.2%), Роасеае (до 16.7%), Saxifragaceae (до 15.4%) и Ranunculaceae (до 13.3%). Среди споровых растений наиболее высока доля спор мха *Sphagnum* (до 86.7%), семейства Polypodiaceae (до 62.7%), а также *Lycopodium* (до 18.8%) и *Osmunda* (до 12.5%).

Из отложений, слагающих данный палинокомплекс, получены серии  $^{14}C$  дат: из слоя супеси серой с линзами песка с глубины 13.3 м, 54 000 л. (Ки-3371); из отложений пачки переслаивающихся песков и супесей, с глубины 10.6 м, 34 500±250 л. (Ки-3370); из слоя песка черного, разнозернистого, с глубины 9.8 м, 27 750±150 л. (Ки-3275).

МИС 2 (инт. глубин 7.9–2.7 м, переслаивание песков, супесей и суглинков)

Наиболее высоко содержание пыльцы мелколиственных растений северо-бореальной флоры – *Betula* sect. *Nanae* (до 38.5%), *Betula* sp. (до 52.0%), *Duschekia* (до 31.0%) и *Betula* sect. *Albae* (25.0%). В нижней части горизонта возрастает доля хвойных растений *Picea* (до 28.6%), *Pinus* s/g *Haploxyylon* (до 24.3%), *Abies* (до 5.7%) и *Pinus* s/g *Diploxyylon* (до 4.3%). Среди широколиственных растений, в единичном количестве присутствует пыльца *Ulmus* и *Quercus*. В группе трав кустарников доминируют семейства Polypodiaceae (до 95.7%), Ranunculaceae (до 19.0%) и Asteraceae (до 16.6%). Также, высоко содержание пыльцы *Ericales* (до 33.3%), Fabaceae (до 6.7%) и Роасеае (до 6.9%). Отмечается значительное содержание спор *Sphagnum* (до 85.7%), Polypodiaceae (до 53.8%), *Lycopodium* (до 14.3%), *Bryales* (до 13.1%) и небольшое количество *Coniogramme*.

Из вмещающих палинокомплекс отложений голубовато-серой супеси, с глубины 4.0 м, получена  $^{14}C$ -дата 11270±180 л.

#### **Голоцен**

МИС 1

**Ранний голоцен  $Q^2_{IV}$**  (инт. глубин 2.0–1.8 м, супесь голубовато-серая).

Доминирует пыльца мелколиственных растений при умеренном участии широколиственных. Высока доля пыльцы *Betula* sect. *Nanae* (до 34.5%), *Betula* sp. (до 21.7%), *Betula* sect. *Albae* (до 23.4%), *Duschekia* (до 11.4%). Присутствуют пыльцевые зерна *Alnus* и *Betula* sect. *Costatae*. Среди широколиственных таксонов, доминирует *Ulmus* (до 48.7%), *Quercus* (до 45%), *Juglans* (до 10.8%). Среди хвойных растений в малом количестве отмечены пыльцевые зерна *Picea* и *Abies*. В незначительном количестве присутствует пыльца *Acer*, *Carpinus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Corylus*, *Syringa*. В группе трав и кустарников преобладают пыльцевые таксоны Сурегасеае (до 82.8%), Polygonaceae (до 28.3%), Роасеае (до 15.0%) и Saxifragaceae (до 7.8%). Среди споровых растений доминируют Polypodiaceae (до 56.2%), *Bryales* (до 42.7%) и *Sphagnum* (до 23.8%). Отмечены споры папоротника *Coniogramme*.

**Средний голоцен  $Q^3_{IV}$**  (инт. глубин 1.0–0.0 м, торф).

В составе палиноспектров в значительном количестве содержится пыльца хвойных, широколиственных и мелколиственных растений. В группе хвойных доминирует *Pinus s/g Haploxyton* (до 27.5%). Единично отмечена пыльца *Picea*, *Abies* и *Pinus s/g Diploxyton*. Среди мелколиственных и широколиственных пород, преобладает пыльца *Quercus* (до 45.0%), *Betula* sect. *Albae* (до 37.2%), *Juglans* (до 10.8%) и *Ulmus* (до 15.4%). Заметно содержание *Corylus*, *Tilia*, *Betula* sect. *Costatae* и *Betula* sp. Доминантами среди трав и кустарников являются *Cyperaceae* (до 82.8%), *Asteraceae* (до 51.0%) и *Ericales* (до 49.2%). Велика роль в палинокомплексе пыльцы *Fabaceae*, *Poaceae*, *Polygonum* sect. *Percicary*, *Polygonaceae*, *Liliaceae*, *Saxifragaceae* и *Valerianaceae*. В группе споровых растений доминируют *Polypodiaceae* (до 97.6%), *Sphagnum* (до 70.2%) и *Bryales* (до 42.7%). В небольшом количестве отмечена пыльца папоротников *Adiantum*, *Ophioglossaceae*, *Osmunda* и *Coniogramme*.

Палинокомплексы, отражающие изменения климата и ландшафтов в среднем голоцене, установлены и в отложениях других разрезов, вскрывающих высокие пойменные террасы в бассейне р. Бикин. Так, они четко проявляются в отложениях высоких пойменных террас р. Бурлитовка (разрез "6056") и р. Алчан (разрез "6010"). Возраст отложений подтверждается радиоуглеродными датировками, полученными по растительным остаткам из отложений разрезов "6010" (6660±70 л.н., Ки-3269) [Белянина, 2005] и "6056" (6090±70 л. н. Ки-3256) (данные А.Д. Боровского), соответствующих оптимальной фазе голоцена ( $Q^2_{IV}$ ).

На границе среднего и позднего голоцен происходит похолодание, зафиксированное в отложениях разреза "08/20-2008", заложенного на высокой пойменной террасе правого берега р. Бикин в инт. глубин 0–8 см, сложенном дерниной, суглинком буровато-серым, пирогенным, рыхлым [Белянин, 2013].

Таким образом, в спорово-пыльцевых спектрах отложений долины нижнего течения р. Бикин, выделены 5 этапов развития растительности, отражающих основные фазы эволюции растительного покрова. МИС 4 ( $Q^2_{III}$ ) характеризуется холодными климатическими условиями, отраженными в составе растительности, представленной мелколиственными лесами с доминированием формаций березовых лесов и участием кустарниковых формаций. Во время кратковременного потепления МИС 3 ( $Q^3_{III}$ ) доминируют березово-ольховые леса с марьями и пихтово-сосново-дубовые леса с участием ильма. В гляциальный период МИС 2 ( $Q^1_{III}$ ) доминировали формации северо-бореальной таежной растительности с ольховником и марьями.

Ранний голоцен отличался широким развитием ильмово-березовых лесов с участием хвойных растений. В среднем и позднем голоцене широкое развитие получают широколиственные леса с участием хвойных. При похолодании, произошло сокращение широколиственных растительных формаций и увеличение мелколиственных. Конец позднего голоцена характеризуется относительно прохладными по сравнению с оптимумом голоцена климатическими условиями. Происходит постепенное формирование облика современной растительности.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант 15-05-0171.

#### Литература:

- Белянина Н.И. Стратиграфия отложений позднего плейстоцена-голоцена бассейна р. Уссури // XI Всероссийская палинологическая конференция "Палинология: теория и практика". М.: АРЕС, 2005. С. 31–32.
- Белянин П.С. Развитие геосистем бассейна р. Бикин (Дальний Восток) в среднем и позднем голоцене // География и природные ресурсы, 2013. № 1. С. 105–111.
- Муратова М.В., Алешинская З.В., Болиховская Н.С. и др. Изменение природы Приханкайской равнины в позднем плейстоцене // Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока и его морей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 81–89.
- Справочник по климату СССР. Вып. 26: Приморский край. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 190 с.
- Колесников Б. П. Растительность. Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 289 с.
- Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И. и др. Голоценовые отложения бассейна реки Раздольная (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. 1984. С. 43–53.
- Шумова Г.М., Климанов В.А. Растительность и климат позднеледниковья и голоцена прибрежной зоны Северного Приморья // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 154–160.

# ПЛЕЙСТОЦЕН ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ: СТРАТИГРАФИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННОЙ ФОРМАЦИИ, ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ СУКЦЕССИИ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И ЛЕДНИКОВЫХ/ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЭТАПОВ

Болиховская Н.С.<sup>1</sup>, Маркова А.К.<sup>2</sup>, Фаустов С.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, natbolikh@mail.ru, faustovs@rambler.ru;

<sup>2</sup>Москва, Институт географии РАН, amarkova@list.ru

Кардинальному решению вопросов палеогеографии плейстоцена Терско-Кумской низменности способствовали результаты детального палеомагнитного, палинологического и микротермологического изучения опорного разреза Отказное, расположенного на западе низменности в долине средней Кумы. Исследования проводились нами в составе коллектива, осуществлявшего мультидисциплинарный анализ этого уникального по своей стратиграфической полноте и мощности (~160 м) разреза [Ударцев и др., 1989; Морозов и др., 1989; Вирина и др., 1990; Болиховская, 1995; Фаустов, Вирина, 2001].

Детальные палинологические и палеомагнитные анализы выполнены по двум вертикальным профилям (рис. 1).

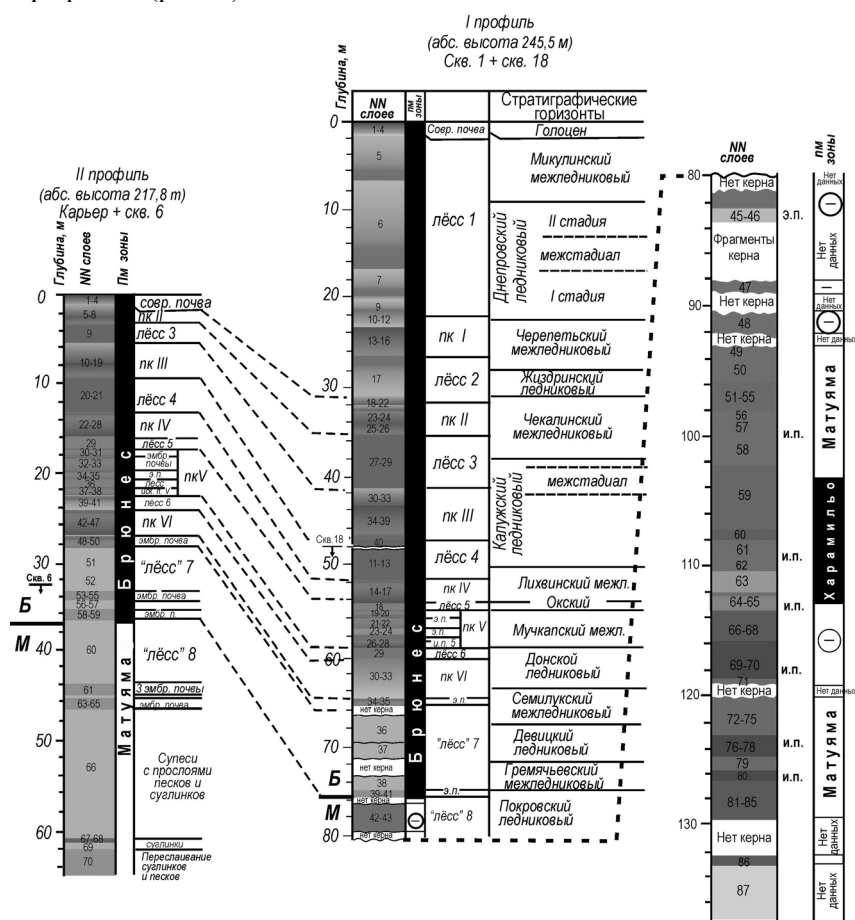


Рис. 1. Строение и климатостратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений разреза Отказное, вскрытых в профилях I и II: ПК – почвенный комплекс; И.П. – ископаемая почва; Э.П. – эмбриональная почва

В профиле II в карьере над урезом р. Кума, а также дублирующей и дополняющей его скважиной № 6 вскрыт более чем 60-метровый разрез приводораздельного склона (абс. высота 217.8 м). Положение инверсии Матуяма–Брунес здесь фиксируется в верхней части аллювиально-пролювиальной толщи (на отметке 37.5 м). Ниже современной почвы, как свидетельствуют палинологические данные, вскрыты горизонты среднего и раннего плейстоцена – от гремячевского межледниковья до чекалинского межледниковья. Этот

интервал включает осадки пяти межледниковий и четырех холодных интервалов ледникового ранга.

В профиле I представлены отложения мощностью ~ 140 м, вскрытые на водораздельном плато правобережья (абс. высота 245.5 м) скважиной № 1, а также дублирующей и дополняющей ее скважиной № 18. В этом профиле представлены неравноценные по мощности осадочные толщи трех седиментационных циклов. Каждый цикл включает аллювиальные и/или аллювиально-пролювиальные осадки, перекрытые субэральными толщами с серией ископаемых почв (ИП). Завершает профиль пачка лёссовых эоловых, эолово-делювиальных и эолово-пролювиальных образований (мощностью 64.9 м), содержащая шесть палеопочвенных комплексов (ПК) и ряд эмбриональных почв (ЭП). По палеомагнитным данным инверсия Матуяма–Брюнес установлена здесь в верхней части аллювиально-пролювиальной толщи на глубине ~ 75 м. В интервале 104.7–113.0 м в пределах хрона Матуяма выделен субхрон Харамильо. Согласно спорово-пыльцевым данным, накопление 140-метровой толщи, слагающей разрез водораздельного плато, происходило на протяжении раннего, среднего и позднего плейстоцена и завершилось образованием верхнего ~ 20-метрового лёссового горизонта, формировавшегося в днепровское оледенение и термоксеротическую стадию микулинского межледниковья. Изменения растительности и климата валдайского ледникового времени охарактеризованы по палинологическим данным отложений низких террас Кумы.

Фауна ископаемых грызунов в разрезе Отказное изучена по костным остаткам из отложений двух палеопочвенных комплексов – ПК III и ПК IV, вскрытых в карьере. В других горизонтах разреза, несмотря на большие объемы промываемой породы, зубы ископаемых грызунов отсутствовали. В ПК IV обнаружено более 100 остатков ископаемых грызунов 8 видов: малого суслика (*Spermophilus pygmaeus* Guldenstaedt), слепыша (*Spalax* sp.), обыкновенного хомяка (*Cricetus cricetus* Linnaeus), серого хомячка (*Cricetulus migratorius* Pallas), желтой пеструшки (*Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova), степной пеструшки (*Lagurus lagurus* Pallas), обыкновенной полевки (*Microtus arvalis* Pallas), алтайской полевки (*Microtus obscurus* Eversmann). Морфологические особенности костных остатков ископаемых грызунов, особенно высокодиагностичных остатков степных пеструшек, не позволяют отнести эту фауну к более раннему времени, чем лихвинское межледниковье. Согласно палинологическим данным почвенного комплекса ПК IV и перекрывающего его суглинка в течение этого межледниковья на Терско-Кумской низменности господствовали открытые лесостепные и степные ландшафты. Современная экология видов микротериофауны, костные остатки которых обнаружены в педокомплексе ПК IV, также однозначно свидетельствует о преобладании открытых ландшафтов в период его формирования.

Из почвенного комплекса ПК III выделены 17 определимых остатков: *Spermophilus pygmaeus* Pallas, *Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova, *Lagurus* sp., *Microtus ex. gr. arvalis-socialis* (крупная форма), *Microtus ex. gr. arvalis-socialis* (мелкая форма). В целом, фауна грызунов из ПК III характеризует условия степных ландшафтов и отвечает одной из фаз перигляциальных лесостепей калужского похолодания, реконструированных по палинологическим данным.

Плейстоценовая палинофлора разреза Отказное включает пыльцу и споры более 150 таксонов древесных, кустарниковых, кустарничковых и травянистых растений. Климатостратиграфическое расчленение изученных отложений основано на анализе последовательной смены зональных типов межледниковых и перигляциальных палиноспектров, географических групп родов дендрофлоры, состава родов и видов древесно-кустарниковых и травяно-кустарничковых растений в межледниковых флорах разреза и участия в них неогеновых реликтов. Сопоставление этих показателей с палинологическими данными разрезов сопредельных районов позволило установить положение границ между звеньями и горизонтами плейстоцена.

На протяжении плейстоцена изучаемая территория не подвергалась непосредственному воздействию покровного и горного оледенения и не заливалась водами плейстоценовых трансгрессий Каспийского моря, поэтому многократные изменения ландшафтных обстановок, вызванные глобальными межледниковыми/ледниковыми климатическими колебаниями, отражены здесь достаточно полно. Результаты палинологического анализа позволили выполнить детальное климатостратиграфическое расчленение неоплейстоценовых отложений

разреза Отказное и корреляцию реконструированных палеоклиматических этапов с морскими изотопными стадиями, установить палеогеографические условия почвообразования и лёссонакопления, подробно охарактеризовать ландшафтно-климатические изменения и последовательные смены растительных формаций, происходившие на территории Терско-Кумской низменности в течение всех межледниковых и ледниковых эпох среднего и позднего плейстоцена (рис. 2) [Болиховская, 1995; Bolikhovskaya, Molodkov, 2006; Болиховская, Маркова, Фаустов, 2015].

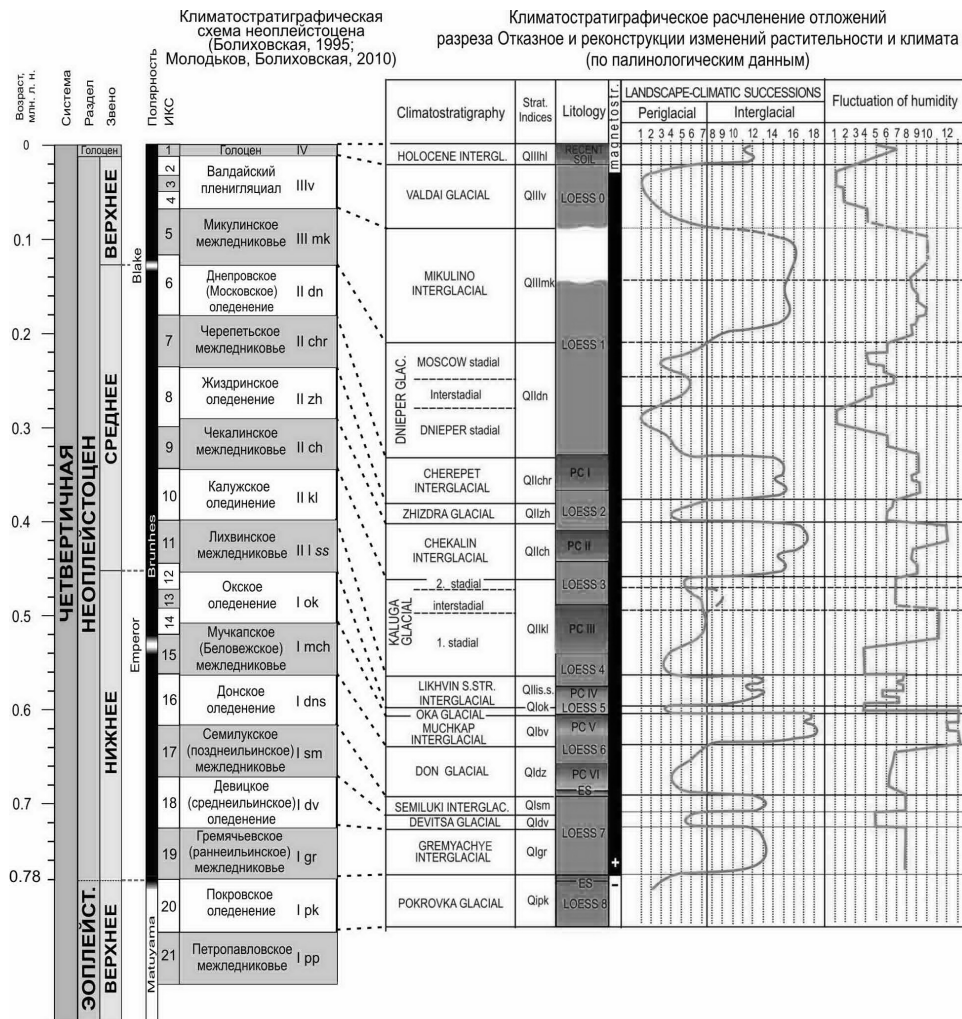


Рис. 2. Климатостратиграфическое расчленение отложений разреза Отказное. Реконструкции изменений растительности и климата Терско-Кумской низменности в неоплейстоцене (по палинологическим данным).

Сукцессии растительности и климата: 1 – перигляциальные полупустыни и сухие степи; 2 – перигляциальные степи; 3 – перигляциальные лесостепи; 4 – перигляциальные березовые и хвойно-березовые редколесья; 5 – экстрагляциальные лесостепи; 6 – экстрагляциальные березовые редколесья; 7 – экстрагляциальные еловые и кедрово-еловые леса; 8 – березовые редколесья с примесью широколиственных пород; 9 – березовые леса с примесью широколиственных пород; 10 – хвойно-березовые и березово-хвойные леса с примесью широколиственных пород; 11 – лесостепи; 12 – степи; 13 – предгорные лесостепи; 14 – грабинники; 15 – вязово-дубовые, дубовые, грабово-дубовые леса; 16 – грабовые леса; 17 – олигодоминантные и полидоминантные широколиственные леса; 18 – полидоминантные широколиственные леса с субтропическими элементами. Кривая колебаний влагообеспеченности: 1 = перигляциальные полупустыни и сухие степи (годовые осадки <250 мм); 2 = межледниковые пустыни и полупустыни (250 мм и менее); 3 = перигляциальные степи (280–300 мм); 4 = перигляциальные лесостепи (300–450 мм); 5 = межледниковые степи (300–



450 мм); 6 = перигляциальные редколесья (400–500 мм); 7 = межледниковые лесостепи (400–650 мм); 8 = межледниковые редколесья (600–700 мм); 9 = межледниковые дубовые леса (550–700 мм); 10 = межледниковые грабовые леса (700–800 мм); 11 = экстрагляциальные еловые и кедрово-еловые леса (до 800 мм); 12 = межледниковые полидоминантные широколиственные леса умеренного климата (до 1500 мм); 13 = межледниковые полидоминантные широколиственные леса субтропического климата (свыше 1500 мм)

На основе полученных палинологических данных реконструированы изменения ландшафтно-климатических условий, происходившие на протяжении всех 15 межледниковых и ледниковых этапов эпохи положительной полярности Брюнес и покровского холодного периода.

В обоих изученных профилях инверсия Матуяма–Брюнес приурочена к отложениям зоны перехода от покровского похолодания к гремьячевскому межледниковью.

Палинологические исследования отложений, расположенных ниже границы Матуяма–Брюнес, еще не закончены. По полученным данным охарактеризованы ряд этапов нижнего плейстоцена. В частности, для слоев 59–66, датируемых эпизодом Харамильо (~ 1.05–0.99 млн л.н.), установлены две фазы в развитии растительности. Первая фаза (слой 63) соответствует похолоданию и аридизации климата, когда в составе господствовавших злаковых степей присутствовали микротермы – *Betula sect. Fruticosae*, *B. sect. Nanae*, *Alnaster*. Вторая фаза, отвечающая формированию ископаемой почвы (слои 61–62), отличалась гумидизацией и потеплением, приведшим к развитию широколиственных лесов из граба, дуба, липы и вяза, с обилием лещины в подлеске, а также березовых лесов с примесью пихты, ели и сосны. В нижней части аллювиально-пролювиальной толщи третьего седиментационного цикла выделены пустынные и полупустынные спектры с господством маревых и участием свинчатковых, цикориевых и других ксерофитов. Все вышележащие слои в пределах хрона Матуяма, кроме осадков покровского похолодания, охарактеризованы преимущественно спектрами лесостепного типа с участием в составе группы древесных пород (AP) пыльцы ели, сосны, березы, дуба, граба и других деревьев умеренного климата. В течение покровского времени преобладали перигляциальные степи и лесостепи, развитие которых в середине этого холодного этапа прерывалось межстадиальной фазой господства березово-сосновых и сосново-еловых лесов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00227, 13-05-00056 и 14-05-00222). Авторы выражают глубокую признательность А.А. Величко и В.П. Ударцеву<sup>†</sup>, которые руководили полевыми исследованиями разрезов Предкавказья и любезно предоставили литологические описания отложений разреза Отказное.

#### Литература:

- Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.
- Болиховская Н.С., Маркова, А.К., Фаустов С.С. Изменения ландшафтно-климатических условий в Терско-Кумской низменности в плейстоцене // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 2015. № 1.
- Вирина Е.И., Ударцев В.П., Фаустов С.С., Чернова Л.М. Палеомагнитная стратиграфия лёссовых отложений Предкавказья // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология: Тезисы VII Всесоюз. совещ. Т. 1. Таллин, 1990. С. 120–121.
- Морозов Д.Р., Тимирева С.Н., Чиколини Н.И. Свойства лёссово-почвенной толщи ключевого участка «Отказное» (Восточное Предкавказье) в связи с палеогеографическими условиями их образования // Инженерная геология лёссовых пород. Тезисы докладов Всесоюз. совещ. Кн. 2. Ростов-на-Дону, 1989. С. 105–107.
- Ударцев В.П., Болиховская Н.С., Вирина Е.И. Опорные разрезы, хроностратиграфия и палеогеография лёссовых толщ Предкавказской лёссовой области // Инженерная геология лёссовых пород. Тезисы докладов Всесоюз. совещ. Кн. 2. Ростов-на-Дону, 1989. С. 102–103.
- Фаустов С.С., Вирина Е.И. О стратиграфическом положении границы Матуяма–Брюнес в лёссовой формации Русской равнины // Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода. 2001. № 64. С. 21–31.
- Bolikhovskaya N.S., Molodkov A.N. East-European loess-palaeosol sequences: Palynology, stratigraphy and correlation // Quaternary International. 2006. № 149. P. 24–36.
- Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S. Climato-chronostratigraphic framework of the Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses // Eston. J. Earth Sc. 2010. V. 59. N. 1. P. 49–62.

# СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗВИТИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА СЕМИАРИДНЫХ И АРИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ РОССИИ В ГОЛОЦЕНЕ (НА ПРИМЕРЕ РАЙОНОВ ЧЕРНОМОРСКОЙ ДЕЛЬТЫ КУБАНИ И НИЖНЕЙ ВОЛГИ)

Болиховская Н.С.<sup>1</sup>, Ричардс К.<sup>2</sup>, Кайгамба М.Д.<sup>3</sup>, Поротов А.В.<sup>1</sup>, Фаустов С.С.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, [nbolikh@geogr.msu.ru](mailto:nbolikh@geogr.msu.ru), [aporotov@mail.ru](mailto:aporotov@mail.ru);

<sup>2</sup>KrA Stratigraphic Ltd., United Kingdom, [kr@paly.co.uk](mailto:kr@paly.co.uk);

<sup>3</sup>Абхазский государственный университет, Сухуми, [lanak@mail.ru](mailto:lanak@mail.ru);

Результаты геолого-геоморфологического, литолого-фациального, палинологического изучения и радиоуглеродного (<sup>14</sup>C) датирования голоценовых отложений Таманского полуострова (в дельте р. Кубань) и Северного Прикаспия (в низовьях и дельте р. Волга) позволили выполнить их дробное климатостратиграфическое расчленение, реконструировать многократные смены климатических условий и растительного покрова исследуемых областей и установить особенности развития природной среды семиаридных и аридных районов юга европейской части России в изученный период современной межледниковой эпохи.

**Таманский полуостров** относится к самым южным семиаридным районам России. Он расположен в полосе южных степей – в естественном растительном покрове доминируют разнотравно-злаковые и злаковые (типчакowo-ковыльные) сообщества.

По данным палинологического анализа и радиоуглеродного (<sup>14</sup>C) датирования лиманных, аллювиальных, озерных, болотных и субаэральных отложений, вскрытых шестью скважинами, пробуренными в разных частях черноморской дельты Кубани (рис. 1), реконструированы 17 этапов развития растительности и климата Таманского п-ова в последние 7 тысяч лет [Болиховская и др., 2002, 2014; Bolikhovskaya et al., 2004].

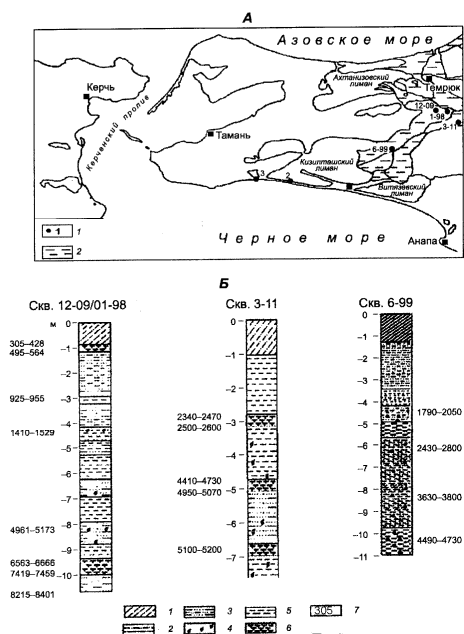


Рис. 1. Расположение изученных голоценовых разрезов Таманского п-ова (А). Литологические колонки и <sup>14</sup>C даты изученных разрезов, вскрытых скважинами в районе черноморской дельты Кубани (Б). А: 1 – местоположение и номера скважин; 2 – черноморская дельта Кубани. Б: 1 – аллювиальные суглинки; 2 – лиманные алевриты; 3 – лиманные алевритовые пески; 4 – раковинный материал; 5 – лиманные илы; 6 – озерно-дельтовые оторфованные илы; 7 – радиоуглеродный возраст

Полученная летопись ландшафтно-климатических изменений отражает общеклиматические тенденции в среднем и позднем голоцене на фоне локальных ландшафтно-геоморфологических условий, испытывавших существенные трансформации под влиянием

колебаний уровня моря. На территории южной половины Таманского п-ова и, возможно, прилегающего района нижней Кубани на протяжении большей части реконструированного периода голоцена были развиты степные и лесостепные ландшафты. Наиболее теплыми и сухими условиями характеризовались фазы с господством злаковых, разнотравно-злаковых и марево-попынных степей в интервалах 4100–3950, 3500–3300/3200, 2800–2400, 1650–1300 и 1000–900/800 л. н. Максимумам увлажненности в изученном периоде времени отвечают интервалы 4500–4300 и 3950–3500 л. н., во время которых на исследуемой территории доминировали широколиственные (преимущественно буково-дубово-грабовые) леса. Степень динамичности климато-фитоценологических сукцессий существенно возросла на протяжении суббореального и субатлантического периодов голоцена. Позднеатлантический субпериод характеризовался весьма длительным господством лесостепных ландшафтов, а на протяжении последующих ~ 4.5–5 тыс. лет произошло не менее 15 смен зональных и переходных типов растительности – широколиственных лесов, лесостепей и степей.

Основу этой палеоклиматической летописи составляют результаты палинологического изучения осадков, вскрытых скважиной 1–98 во внутренней части дельты вблизи разветвления азовского и черноморского русел Кубани (рис. 2). Палинологические спектры 12-метровой толщи с базальным горизонтом торфа, имеющем возраст 5940±50 л. н.; 6908–6640 кал. л. н., позволили подробно охарактеризовать 14 этапов развития растительности и климата в интервале от ~ 7 тыс. до 1000–800 л. н.

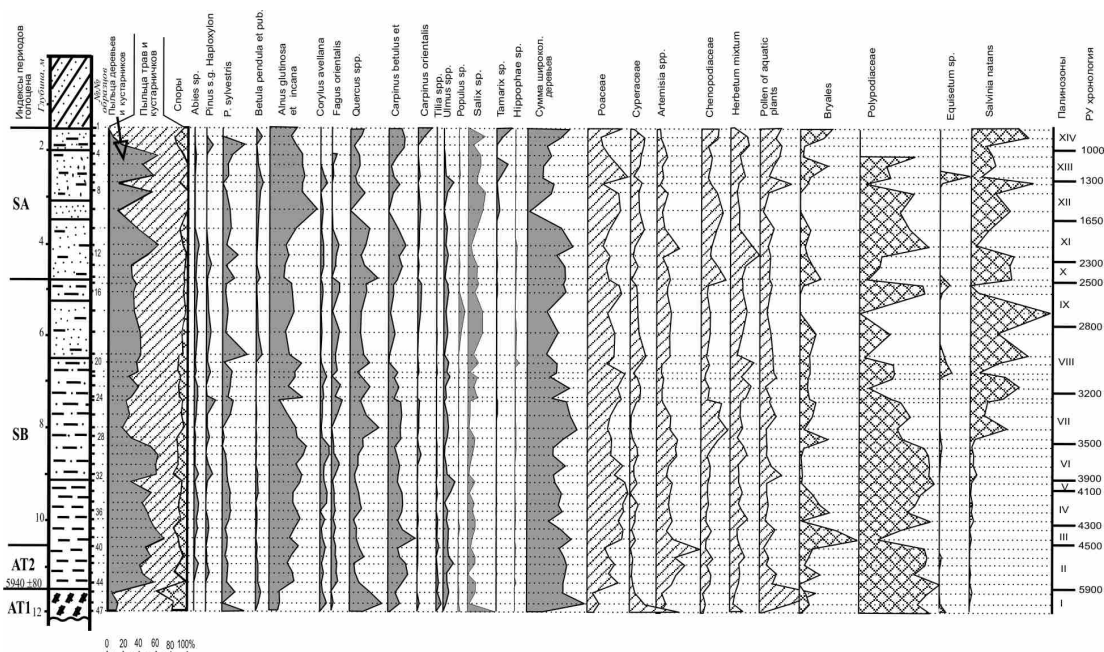


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма голоценовых отложений, вскрытых скважиной 1–98 (аналитик Н.С.Болиховская)

Эти реконструкции подтверждены и дополнены результатами палинологического анализа осадков из дублирующей её скважины 12–09 (с  $^{14}\text{C}$  датами в интервале от 7459 до 305 кал. л.н.), а также скважин 6-99 и 2. Скважиной 6-99, заложенной вблизи восточного края Кизилташского лимана, вскрыт 11-метровый разрез близкой по возрасту и литолого-фациальному составу голоценовой серии центральной области дельты. Отложения средней части этого разреза имеют  $^{14}\text{C}$  даты в интервале 4330±90 – 2300±100 л. н. В скважине 2, пробуренной на Бугазской пересыпи, проанализированы отложения мористой части дельты, – базальные илы перекрыты грубозернистыми песчано-ракушечными отложениями, слагающими собственно пересыпь. Спорово-пыльцевыми данными охарактеризованы вскрытые здесь древние лагунные отложения, накапливавшиеся в интервале от 3 до 1.5 тыс. л. н.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части отложений из скважины 12–09 отражают более поздние фазы развития растительности и климата субатлантического периода голоцена в интервале примерно от 800 до 400 л. н. Они свидетельствуют, что фазу аридизации климата и

господства степей в интервале ~ 1000–900/800 л. н. сменил примерно 300-летний период повышения влагообеспеченности и доминирующей роли лесостепных ландшафтов. Отличительная черта преобладавших в составе растительного покрова смешанных хвойно-широколиственных лесов этой фазы (~ 800–500 л. н.) – значительное участие в них хвойных пород, преимущественно сосны обыкновенной и ели. Начавшаяся затем фаза остепнения характеризовалась господством открытых незалесенных ландшафтов, в которых участки разнотравно-злаковых степей соседствовали с широко развитыми лугами и сообществами прибрежно-водной растительности, состоявшими из рогоза, ежеголовника и др.

**Нижнее Поволжье.** На территории Европейской России к числу собственно аридных районов относится Северный Прикаспий – лишь здесь в пределах Прикаспийской низменности пустынные и пустынно-степные фитоценозы образуют пустынную и полупустынную зоны.

Первые результаты подробного палинологического изучения полноценно датированных <sup>14</sup>C методом осадков и реконструкции непрерывной последовательности изменений растительности и климата Нижнего Поволжья в голоцене были получены Н.С. Болиховской [1990] в конце 1980-х годов. По материалам дальнейших исследований разрезов озерно-старичных и пойменных осадков у с. Соленое Займище (5 км южнее Черного Яра) и 8 скважин на Дамчикском участке в дельте Волги [Болиховская, Касимов, 2008; Richards et al., 2014] был выполнен сравнительный анализ голоценовых климато-фитоценологических сукцессий районов Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги, которые ныне входят в зону полупустыни. Сравнение состава и степени участия представителей дендропалинофлоры в спектрах разрезов Волго-Ахтубы (Соленое Займище) и дельты Волги (Дамчик) продемонстрировало перспективность разрезов дельты для изучения изменений растительности и климата приморской зоны Каспия и, соответственно, получения выводов о колебаниях уровня моря. По количеству представителей деревьев и кустарников палинофлора Дамчика, состоящая из 30 таксонов, близка дендропалинофлоре Соленого Займища, содержащей 35 таксонов. Результаты палинологического анализа и <sup>14</sup>C датирования наиболее информативных разрезов позволили детально реконструировать многократные смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных растительных формаций в голоценовых ландшафтах Северного Прикаспия. Выполнена корреляция реконструированных палеоклиматических этапов с голоценовыми трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря [Болиховская, 2011; Bolikhovskaya, Kasimov, 2010].

Установлены следующие особенности ландшафтно-климатических изменений района Нижней Волги и климатообусловленных колебаний уровня Каспийского моря в голоцене.

На протяжении последних примерно 11.5 тысяч кал. лет на этой территории сменились не менее 26 фаз в эволюции растительности и климата (рис. 3). Согласно более 40 <sup>14</sup>C и AMS датам и интерполяционным расчетам, определены их хронологические границы.

В отличие от степных областей Европейской России, изучаемая аридная область никогда на протяжении голоцена не входила в лесную зону. В раннем и среднем голоцене в интервале ~ 11500–2600 кал. л.н. в климате более благоприятном и гумидном, чем современный климат Нижнего Поволжья, здесь доминировали лесостепные и степные ландшафты, прошедшие в ходе своего развития не поочередно 7 лесостепных и 7 степных фаз. В эволюции степных ландшафтов, господствовавших в период ~ 2600–840 кал. л.н., зафиксировано 8 фаз, выражавшихся трансформациями зональных и интразональных фитоценозов. На протяжении последних ~ 840 календарных лет в рассматриваемом районе преобладают пустынно-степные и пустынные ландшафты, в эволюции которых прослеживаются не менее 4-х климато-фитоценологических смен, отражающих колебания тепло- и влагообеспеченности.

Основная специфика протекания климатических процессов на этой территории в голоцене заключается в трех ярко выраженных климатических оптимумах, которым соответствовали максимумы теплообеспеченности и увлажнения. Главным из них был позднеатлантический оптимум (~ 6970–5740 кал. л.н.), который был временем развития лесостепных ландшафтов. Смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и кавказского (*Carpinus betulus*, *C. caucasica*), бука восточного (*Fagus orientalis*), вяза (*Ulmus laevis*, *U. foliacea*), липы (*Tilia cordata*), березы и других деревьев, а также хвойные боры составляли лесной пояс долины нижней Волги. Близкие друг другу позднебореальный (~ 9500–9350 кал. л.н.) и среднесуббореальный (~ 4770–4040 кал. л.н.) оптимумы характеризовались

меньшей теплообеспеченностью, но большей увлажненностью. Им также было свойственно господство лесостепей и, в некоторые фазы, – степей. Однако они отличались от оптимума атлантического периода менее благоприятными условиями для произрастания широколиственных деревьев и меньшим их участием в составе лесов. Эти три этапа соответствуют максимальным трансгрессивным состояниям Новокаспийского бассейна.

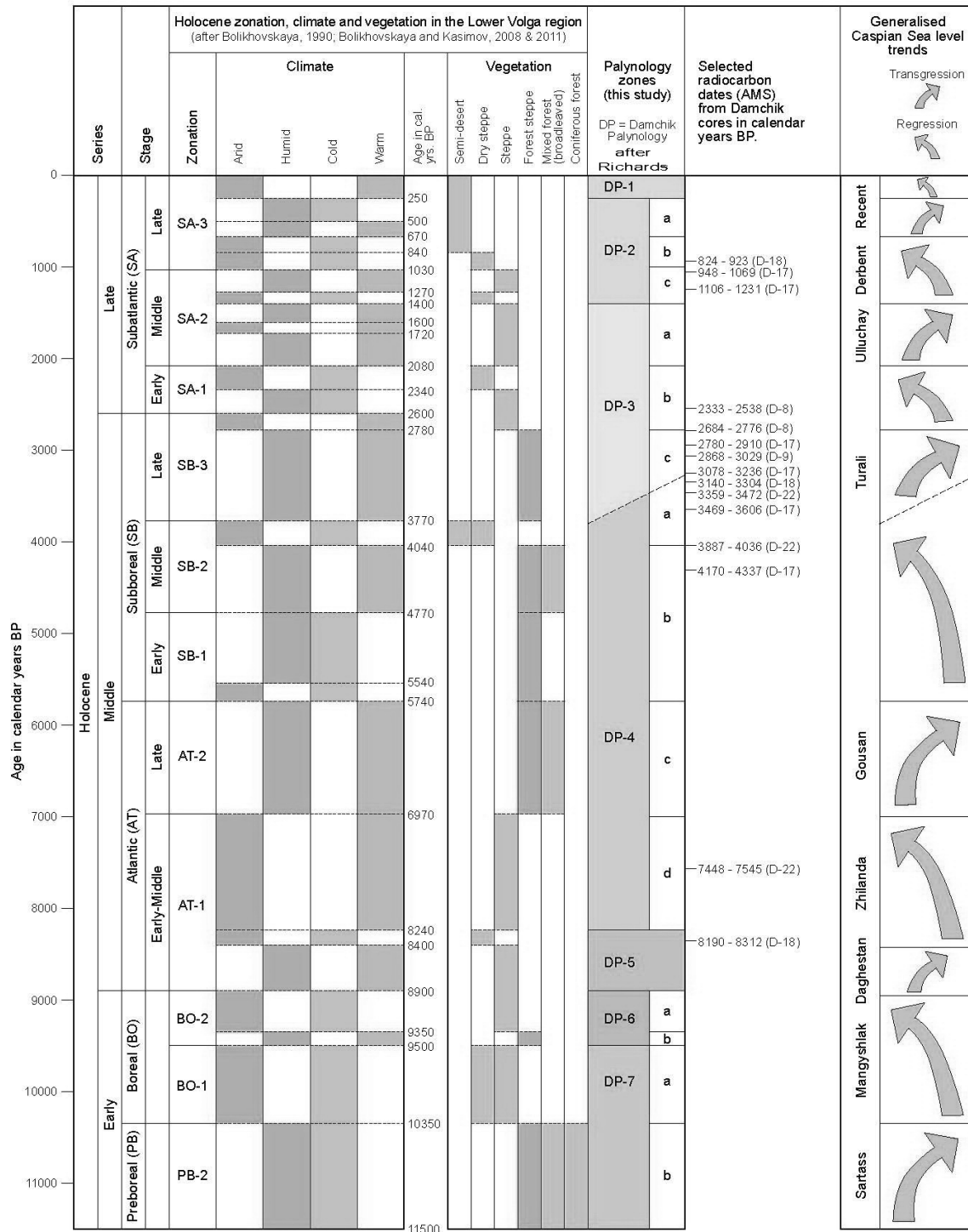


Рис. 3. Основные этапы изменения растительности и климата Нижнего Поволжья и колебаний уровня Каспийского моря на протяжении голоцена (реконструкции выполнены Н.С.Болиховской и К.Ричардсом по данным палинологического изучения и радиоуглеродного датирования разрезов Соленого Займища в районе Волго-Ахтубинской поймы и разрезов Дамчикского участка дельты Волги)

О трансгрессивных режимах Каспия свидетельствуют также фазы прохладного и относительно влажного климата. В первую очередь, – лесостепная фаза в интервале ~ 11500–10350 кал. л.н., отвечающая сартасской стадии верхнехвалынской трансгрессии Каспия, когда на не занятой морем части Северного Прикаспия были широко распространены сосновые редколесья и лесные участки с господством ели и пихты. Фазы относительных похолоданий и увлажнения климата зафиксированы также в интервалах ~ 5540–4770, 2600–2340 и 500–250 кал. л.н. Кроме того, трансгрессивным режимам моря отвечали фазы потепления и увлажнения климата в интервалах ~ 8900–8400, 3770–2780, 2080–1720, 1600–1400, 1270–1030 и 670–500 кал. л.н. Реконструированные минимумы тепла и влажности, т.е. периоды холодного и сухого климата, а также интервалы значительного потепления и аридизации (относительно теплого и сухого климата) соответствуют регрессиям разного ранга. Два самых значительных минимума теплообеспеченности и увлажнения приходятся на раннебореальный субпериод и на первую половину позднесубатлантического субпериода. Первый минимум отвечает времени мангышлакской регрессии Каспия ~ 10350–9500 кал. л.н., а второй минимум соответствует дербентской регрессии ~ 1400–670 кал. л.н. Внутри интервала 9500–1400 кал. л.н. выделяются одна фаза резкого потепления и аридизации климата ~ 2780–2600 кал. л.н. и пять фаз резкого похолодания и иссушения климата в интервалах ~ 9350–8900, 8400–8240, 5740–5540, 4040–3770 и 2340–2080 кал. л.н., которые могут отвечать кратковременным, но глубоким снижениям уровня Каспия. Наиболее значительные из них относятся к интервалам ~ 8400–8240 и 4040–3770 кал. л.н. Все фазы похолодания и аридизации климата отличало господство на рассматриваемой территории сухих степей и полупустынь, в которых ведущую роль играли ксерофитные марево-полынные сообщества.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ (№ 14-05-00227).

#### Литература:

- Болиховская Н.С. Палиноиндикация изменения ландшафтов Нижнего Поволжья в последние десять тысяч лет // Вопросы геологии и геоморфологии Каспийского моря. М.: Наука, 1990. С. 52–68.
- Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник Моск. ун-та. Сер. География. 2011. № 2. С. 13–27.
- Болиховская Н.С., Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д. и др. Изменения ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6 тысяч лет // Проблемы истории, филологии, культуры. Москва-Магнитогорск, ИА РАН, 2002. Вып. XII. С. 257–271.
- 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 МГУ. Серия География. 2014. № 1. С. 64–74.
- Болиховская Н.С., Касимов Н.С. Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги в последние 10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд. Географ. ф-та МГУ, 2008. Вып. 2. С. 99–117.
- Bolikhovskaya N., Kaitamba M., Porotov A., Fouache E. Environmental changes of the Northeastern Black Sea's coastal region during the Middle and Late Holocene // Impact of the Environment on Human Migration in Eurasia. Chapter 17. Dordrech: Kluwer Academic Publishers. 2004. P. 209–223.
- Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S. The evolution of climate and landscapes of the Lower Volga Region during the Holocene // Geography, Environment, Sustainability. 2010. № 2 (V. 3). P. 78–97.
- Richards K., Bolikhovskaya N.S., Hoogendoorn R.M. et al. Reconstructions of deltaic environments from Holocene palynological records in the Volga delta, northern Caspian Sea // The Holocene. 2014. V. 24(10). P. 1226–1252.

## МОДЕРНИЗАЦИЯ ОРБИТАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКОЙ ДИАГРАММЫ

**Большаков В.А.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
vabolshakov@mail.ru*

Орбитально-климатическая диаграмма (ОКД) была создана в процессе разработки новой концепции орбитальной теории палеоклимата [Большаков, 2000, 2003] как альтернатива инсоляционной диаграмме (инсоляционной кривой) М. Миланковича [Миланкович, 1939]. Дело в том, что дискретная инсоляционная кривая Миланковича и ещё более дискретные (для одного месяца или одних суток и под одной широтой) инсоляционные кривые его последователей принципиально не могут быть использованы для палеоклиматических интерпретаций и моделирования [Большаков, 2003, 2012]. Были показаны преимущества применения ОКД для палеоклиматической интерпретации эмпирических данных и определения хронологии палеоклиматических событий, в частности, дана новая оценка времени среднеплейстоценового перехода [Большаков, 2013, 2014]. Сопоставление ОКД с палеоклиматическими, в первую очередь изотопно-кислородными (ИК) данными в целом показало неплохое подобие. Однако, выявились и расхождения, в том числе системное, между ОКД и ИК кривыми [Большаков, 2010]. Таким системным расхождением является значительный вклад эксцентриситетной 400-тысячелетней периодичности в ОКД и её отсутствие в ИК кривых плейстоцена (рис. 1а). Поэтому была поставлена задача [Большаков, Прудковский, 2013] убрать из ОКД эту 400-тысячелетнюю компоненту с тем, чтобы усилить сходство между ОКД и ИК данными. Для сравнения с ИК данными используется одна из наиболее представительных и достоверных в настоящее время, глобально осреднённая по 57 глубоководным колонкам ИК запись по бентосным фораминиферам LR04 [Lisiecki, Raymo, 2005].

Важной особенностью и главным условием при решении поставленной задачи была обязательность разработки физического механизма, *обосновывающего* возможность удаления 400-тысячелетней компоненты из ОКД и, в то же время, исходя из этого обоснования, определяющего процедуру этого удаления. Таким механизмом был избран механизм резонансного отклика климатической системы на орбитальные инсоляционные воздействия [Большаков, 2003; Bol'shakov, Kuzmin, 2014]. В частности, предполагалось, что в последние 1.24 млн лет резонансно усиливался 100-тысячелетний (но не 400-тысячелетний) эксцентриситетный инсоляционный сигнал. Исходя из этого, была построена новая ОКД диаграмма, ОКДн [Большаков, Прудковский, 2013], показанная на рис. 1б. ОКДн лучше, чем ОКД, соответствует ИК кривой LR04 (в частности, решая известную проблему 11-й морской изотопной стадии (МИС) [Большаков, 2010]) и, таким образом, подтверждает предложенный резонансный механизм.

Последнее обстоятельство очень существенно, т.к. резонансный механизм дает решение трёх наиболее важных, пока не получивших своего разрешения в зарубежной литературе, проблем орбитальной теории палеоклимата плейстоцена: проблемы среднеплейстоценового перехода, а также проблем преобладания 100-тысячелетней и отсутствия 400-тысячелетней эксцентриситетных периодичностей в глобальных климатических колебаниях последних 1.24 млн лет. Именно невозможность решения этих проблем в рамках теории Миланковича привела Д. Пайяра [Paillard, 2015], лауреата Медали М. Миланковича, к необходимости пересмотра этой теории и провозглашения новой доктрины. Он предлагает в качестве управляющего воздействия (входного сигнала) ввести в рассмотрение, наряду с орбитальными вариациями инсоляции, колебания концентрации углекислого газа в атмосфере. Как известно, эти колебания, зафиксированные в ледовых ядрах Антарктиды [Petit et al., 1999; Jozel, 2013], практически подобны определенным по этим же ядрам колебаниям температуры, а также и колебаниям  $\delta^{18}\text{O}$  глубоководных осадков. Поэтому, если удастся доказать независимость, первичность колебаний  $\text{CO}_2$  (как и вариаций инсоляции) по отношению к климатическим изменениям, то будут решены, по крайней мере, две последних из указанных выше трех проблем. Данный вывод следует из того обстоятельства, что в вариациях  $\text{CO}_2$ , как и в вариациях  $\delta^{18}\text{O}$  глубоководных осадков, зафиксировано преобладание 100-тысячелетней и отсутствие 400-тысячелетней эксцентриситетных периодичностей. Тогда для того, чтобы в

палеоклиматических записях были зафиксированы известные орбитальные периодичности, необходим *простой линейный механизм* преобразования сигнала  $\text{CO}_2$  (который может быть переведен в тепловой эквивалент, учитывая парниковый эффект углекислого газа) в глобальные климатические колебания, без участия вариаций инсоляции.

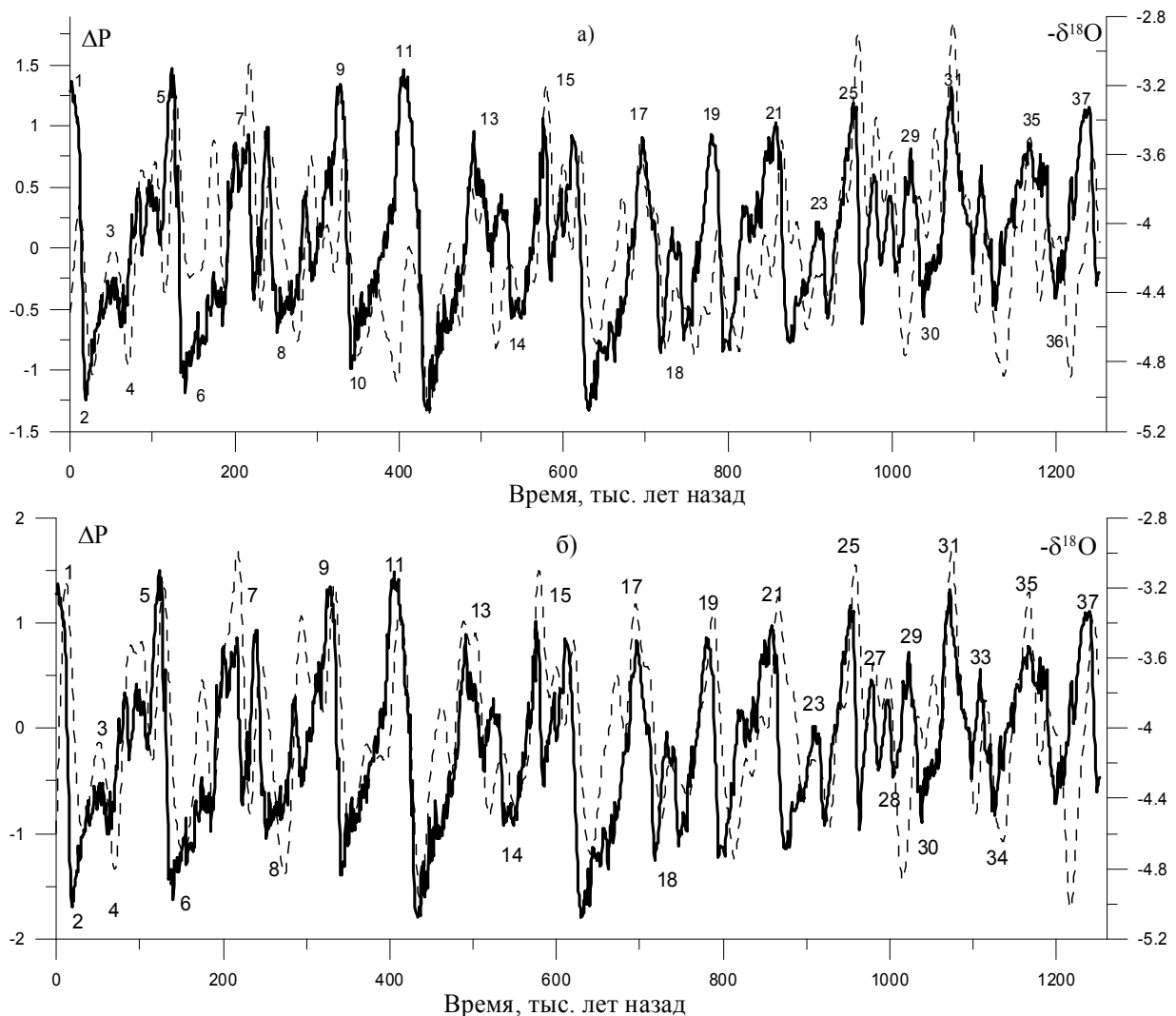


Рис. 1. Сопоставление ИК записи LR04 (утолщенная сплошная кривая) с ОКД (а) и ОКДн (б), представленных штриховыми линиями. Цифры у кривых – общепринятые номера МИС. Кривая  $\delta^{18}\text{O}$  дана в традиционном виде, когда графические минимумы соответствуют оледенениям (четные номера МИС). Для этого в действительности положительные значения  $\delta^{18}\text{O}$  умножены на (-1). Коэффициент корреляции (КК) между LR04и ОКД – 0.4, с учетом климатической задержки (6 тыс. лет) климатического отклика на орбитальный сигнал равен 0.57. КК между LR04 и ОКДн – 0.51, а с учетом климатической задержки КК = 0.737

Таким образом, Пайяр предлагает новое решение проблемы определения механизма климатических колебаний плейстоцена, по сути отказавшись от орбитальной гипотезы палеоклимата, связывающей эти колебания с вариациями инсоляции, обусловленными изменениями орбитальных параметров Земли. Очевидно, это логично по отношению к теории Миланковича, которая неверна [Большаков, 2001, 2003], однако преждевременно в отношении орбитальной теории, одной из версий которой является теория Миланковича. Напомню [Большаков, 2003; Большаков, Капица, 2011], что именно более общая, орбитальная теория, получила свое эмпирическое подтверждение в знаменитой работе [Hays et al., 1976]. В данном случае представляется неразумным предлагать новую теорию, не исчерпав возможности предыдущей. Это тем более верно, поскольку решение первоначальной задачи усложняется,



т.к. оно ставится в зависимость от решения по сути аналогичной задачи выявления причин колебания концентрации CO<sub>2</sub>, форма которых практически совпадает с колебаниями δ<sup>18</sup>O. В данном случае занимательно отметить и некоторую курьезность ситуации, связанную с тем, что, в случае правильности нового решения, которое Д. Пайяр начал предлагать [Paillard, 2010], не будучи еще лауреатом Медали М. Миланковича, теория Миланковича (да и орбитальная теория) оказывается ненужной, как было показано выше. Тем не менее, простые и понятные представления, заложенные в создание орбитально-климатической диаграммы, а также предложенный резонансный механизм климатического отклика на орбитальные инсоляционные воздействия [Большаков, 2001, 2003; Большаков, Прудковский, 2013; Bol'shakov, Kuzmin, 2014] позволяют указать путь решения главных проблем орбитальной теории палеоклимата плейстоцена. В частности, на рис.16 видно, что ОКДн хорошо отражает преобладание 100-тысячелетних климатических колебаний и отсутствие 400-тысячелетних, что, кстати, дает вклад и в решение проблемы среднеплейстоценового перехода.

#### Литература:

- Большаков В.А. Новый способ построения диаграммы палеоклиматических изменений плейстоцена // Докл. АН. География. 2000. Т. 374. № 5. С. 692–695.
- Большаков В.А. Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед, после двух шагов назад // Физика Земли. 2001. № 11 С. 50–61.
- Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата М.: МГУ, 2003. 256 с.
- Большаков В.А. Проблема межледниковой 11-й морской изотопной стадии с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 236–247.
- Большаков В.А. Орбитально-климатическая диаграмма как альтернатива использования дискретных инсоляционных кривых для палеоклиматических интерпретаций и корреляций // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. Т. 83. С. 95–103.
- Большаков В.А. Исследование характеристик “среднеплейстоценового перехода” с помощью сопоставления изотопно-кислородной записи LR04 с орбитально-климатической диаграммой // Докл. АН. 2013. Т. 449. № 3. С. 338–341.
- Большаков В.А. Связь глобальных колебаний климата в плейстоцене с вариациями орбитальных параметров Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22 № 5. С. 97–112.
- Большаков В.А., Капица А.П. Уроки развития орбитальной теории палеоклимата // Вестник РАН. 2011. Т. 81. № 7. С. 603–612.
- Большаков В.А., Прудковский А.Г. Совершенствование орбитально-климатической диаграммы как инструмента интерпретации и анализа палеоклиматических записей плейстоцена // Вестник Моск. ун-та. Сер. географ. 2013. № 6. С. 30–39.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.-Л.-д.: ГОНТИ. 1939. 207 с.
- Bol'shakov, V. A. and Ya. V. Kuzmin. Evolution and variability of the pleistocene ice ages: A new view // Russ. J. Earth. Sci. 2014. V. 14, ES1003, doi:10.2205/2014ES000537
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N. 1976. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. V. 194. P. 1121–1132.
- Jouzel J. A brief history of ice core science over the last 50 years // Clim. Past. 2013. V. 9. P. 2525–2547.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ<sup>18</sup>O records // Paleoclimatology. 2005. V. 20, PA 1003, doi:10.1029/2004PA001071
- Paillard D. Climate and the orbital parameters of the Earth // Comptes Rendus Geoscience. 2010. V. 342. P. 273–285.
- Paillard D. Quaternary glaciations: from observations to theories // Quatern. Sci. Rev. 2015. V. 107. P. 11–24
- Petit J, Jouzel J., Raynaud D. et al., Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature. 1999. V. 399. P. 429–436.

## МОРФОМЕТРИЯ ЩЕБНЯ И ГАЛЕК КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОСАДКОВ

**Борсук О.А., Воскресенский И.С**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, borsuko39@gmail.com, isvoskresensky@rambler.ru*

В 60–70-ые годы XX века на Географическом факультете МГУ появляются работы, посвященные изучению морфометрии обломков (галек) в различных генетических типах четвертичных отложений. Внедрение их в практику экспедиционных исследований геоморфологов и палеогеографов происходило под влиянием известных французских исследователей, прежде всего А. Кайо с которыми специалистов геофака познакомил К.К.Марков, пригласившего лично А. Кайо на факультет. Позже состоялись прямые контакты с замечательным ученым.

Кроме МГУ, интерес к включению методов по изучению морфометрии обломочных частиц в практику исследования четвертичных толщ, возник в Ленинграде, в среде гидрологов, Казани и Владивостока. К началу 70-х годов появились первые обобщающие работы.

Под влиянием К.К. Маркова, Ю.Г. Симонова, А.П. Дедкова и других ученых методы морфометрии обломков (галек) получают широкое распространение при изучении аллювия, ледниковых и водно-ледниковых осадков.

Рассмотрим основные выводы, полученные при применении методов анализа морфометрических характеристик обломочных частиц.

1. Морфометрическая характеристика обломков (галек) включает соотношение трех главных сей: длины (а), ширины (b) и толщины (с). Измеряются наибольшие (max) размеры осей. Степень окатанности, т.е. закругленности ребер и поверхностей дается как балльная характеристика [Хабаков, 1946] с уточнениями соавторов [Борсук О.А., 1973].

2. Исходная форма обломков при разрушении коренных скальных пород определяется, с одной стороны, геологическими особенностями, а, с другой, климатическими [Борсук О.А., 1973, 2014]. Достаточно полно разрушение скальных пород описывает модель формирования полигональных грунтов Б.Н. Достовалова [1967]. При термическом дроблении горных «нормальные» соотношения трех основных размеров щебня можно записать как 1:0.71:0.50

3. Установлено, что форма щебня при разрушении скальных однородных пород, определяется, в основном, климатическими условиями, обнаруживая определенные закономерности [Борсук, Симонов, 1967]. Они соответствуют основным зонам литогенеза – полярным и субполярным, умеренным и тропическим, где существенную роль играет инсоляция [Борсук, 2017]. Экваториальная зона характеризуется значительной ролью водных пленок в трещинах и микротрещинах горных пород, что приводит к увеличению уплощенности обломков.

4. Аллювиальные грубообломочные отложения, среди других генетических типов четвертичных отложений, широко распространены на территории России. Русловые современные галечники дают возможность проследить изменение формы обломков при росте их окатанности. Исходная форма щебня во многом предопределяет особенности перемещения – волочение, перекатывание или сальтацию, в потоке. В среднем течении р. Лена обнаруживается связь между эволюцией формы обломка и увеличением его окатанности.

Так для обломков гнейсов, а в некоторых случаях и кварца, характерно перекатывание в процессе переноса потоком и приобретение продолговатой формы. Для большинства щебня осадочных пород характерна пластинчатая форма, вызванная трением поверхности о ложе и другие обломки. Существуют определенные пороговые значения средней окатанности галек для известняков в районе 2.0–2.5 баллов, при которых связь между удлиненностью и уплощенностью либо сходит на нет, либо меняется на противоположную. Предполагается, что динамика эволюции галек в потоке в значительной степени зависит от степени выраженности у нее четких ребер. Первичная форма щебня меняется при окатанности выше 3 баллов.

5. Окатанность обломков в русловом потоке быстро увеличивается на первых десятках километров, затем медленно возрастает, приближаясь к некоторому пределу (3 балла). Для

низовьев р. Лена окатанность обломков не превышает 2.7–2.8 балла. Экспериментальные работы Н.В. Разумихина [Разумихин, 1966] подтверждают полевые наблюдения.

6. В аллювиальных отложениях необходимо строго учитывать петрографический состав аллювия. Для ряда пород – кварца, кварцита, кремния окатанность обломочных частиц может быть существенно ниже. Так, в нижнем течении р. Днестр преобладание окремнелых известняков и кремней снижает окатанность до 1.5–1.7 балла

7. Галька морских осадков на аккумулятивных пляжах отличается лучшей окатанностью. Форма галек высокой окатанности 3 и 4 балла симметрична (шар, диск, эллипсоид вращения) в соответствии с законом Кюри – симметрия среды отражается в симметрии обломков. Речная галька ассиметрична, крыловидна, за исключением редких случаев, когда окатывание идет в эрозионных котлах.

8. В областях древнего плейстоценового оледенения хребта Черского форма обломков в ледниковых отложениях более изометрична, по сравнению с галькой аллювия для терригенных (алевролиты) и магматических (гранитоиды) для всех классов окатанности [Воскресенский, 1980].

9. По результатам анализа сотни образцов из разновозрастных морен Восточно-Европейской равнины выявляются наиболее уплощенные обломки (среднекаменноугольных известняков) в поздневалдайской морене (Таблица 1). В Сибири, где широко распространены перегляциальные явления, соответствующие валдайскому оледенению, дают форму обломков наиболее уплощенную по сравнению с отложениями самаровского. Здесь форма обломков наиболее уплощенная и удлиненная.

*Таблица 1.*

*Сводная таблица коэффициентов уплощения обломков (с/б) для морен разного возраста по известнякам  $S_2$  и гранитам (Подмосковье)*

Возраст	Известняк	Гранит
$gQ_2^{dn}$	0.65–0.71	0.63–0.75
$gQ_2^{ms}$	0.56–0.60	0.57–0.63
$gQ_2^{kl}$	0.58–0.64	0.60–0.70

10. Окатанность обломочных частиц в ледниковых отложениях зависит от дальности транзита от выходов коренных пород. Коэффициент окатанности, определяемый как средневзвешенная величина для 50–100 частиц, меняется для днепровской морены на Русской равнине, в ее центральной части (для Сатинского полигона МГУ, 1992), от 0.70 до 1 балла, в отличие от московского горизонта морены в краевых зонах, который здесь значительно перемыт. Окатанность меняется от 1.2 до 1.5 баллов. В Сибири долее древнее оледенение дает также худшую окатанность обломочных частиц, при примерно одинаковом транзите включений в тело ледника.

11. Водно-ледниковые отложения отличаются от морен лучшей окатанностью обломков карбонатных пород и лучшей их окатанностью. Средняя окатанность в краевых зонах достигает 2.0 и более баллов, а также более высоким содержанием неустойчивых при транзите горных пород. Для изучаемой фракции средней гальки характерно быстрое накопление в приледниковой зоне. Форма обломочных частиц в процессе окатывания для галек 1–2 классов, а для лучше окатанных обломочных частиц их форма отличается в сторону большей изометричности и зависит от дальности транзита и скорости осадконакопления в приледниковой зоне.

12. Переработка галечного материала в приледниковой зоне в пределах долинных зандров эоловыми процессами создает поля ветрогранников по всему пространству от Восточной Сибири до Республики Беларусь. Нами были обнаружены ветрогранники в основании зандровой террасы в пределах долины р. Москвы. Наибольшее распространение ветрогранники получили в пределах Восточной Сибири, Забайкалья, Мугоджар и Восточно-Европейской равнины, фиксируя своим появлением значительную переработку материала древних зандров.

Литература:

- Борсук О.А. Современные фрактолитовые коры выветривания в разных природных условиях // Материалы XXXIV Пленума Геом. комиссии РАН. Т. 1. ВГС-ПУВ, Волгоград, 2014. С. 1–3.
- Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М.: Наука, 1973. 112 с.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Галька – источник информации // Природа. 1967. № 3. С. 28–30.
- Воскресенский И.С. Анализ щебнисто-галечных отложений для целей определения генезиса рыхлых осадков // Вестник МГУ. Сер. 5 география. 1980. № 4. С. 75–79.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.Н. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1967. 402 с.
- Разумихин Н.В. Окатанность галек Л.: Изд. МГУ, 1966. 126 с.
- Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд. МГУ, 1990. 159 с.
- Хабаков А.В. Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. 1946. № 10. С. 98–99.

## КОЭФФИЦИЕНТ ВАРИАЦИИ ( $C_v$ ) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ОДНОРОДНОСТИ В РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ ОТЛОЖЕНИЙ

Борсук О.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, *borsuko39@gmail.com*

К.К. Марков уделял большое внимание внедрению количественных методов в географию и четвертичную геологию, привлечению статистических методов при обработке значительных объемов информации. Естественно, что сотрудники географического факультета МГУ не только осваивали премудрости математики на курсах мехмата, созданных специально для обучения молодежи, но и активно использовали в практической экспедиционной работе. Один из вопросов определения степени однородности изучаемых объектов, генетически разных четвертичных толщ осадков может быть решен с использованием коэффициента вариации ( $C_v$ ). Он используется, с одной стороны для выражения степени динамичности потоковых систем – русловых, ледниковых, водно-ледниковых, а также и в палеогеографии, при восстановлении обстановок осадконакопления.

Опыт применения коэффициента вариации различных по гранулометрическому, петрографическому составу отложений описан в монографии В.Н. Шванова [1969], в работах Ю.Г. Симонова и О.А. Борсука [Симонов, Борсук, 1967; Борсук 1973] по щебнистым и галечным отложениям Забайкалья, автореферате В.Э. Калма [Калм, 1984] посвященном флювиогляциальным отложениям Эстонии, методическом руководстве по изучению новейших отложений [Карпухин, Судакова, 1976], в статье Р.Ц. Будаевой, Дергаусова [2011] по восстановлению условий осадконакопления Кривоярской свиты (Иволгино-Удинской впадины, Западное Забайкалье)

На примерах по изменению степени однородности современных русловых отложений на разнопорядковых реках Восточной Сибири, были получены с использованием коэффициента вариации ( $C_v$ ) на базе анализа крупности руслового аллювия (выборка более 600 рек) изменения значений  $C_v$  на реках от малы (первых порядков) до крупных – XII-XIII порядков – р.р. Лены и Алдана. Коэффициенты вариации ( $C_v$ ) средней крупности аллювия меняются по порядкам от 1.00–0.70 для малых и очень малых рек I-III порядков (выделение порядков производилось по системе В.П. Философова – А. Стралера по картам масштаба 1:300000) до 0.15–0.09 для рек XII-XIII порядков (р.р. Лена и Алдан)

Таблица 1.

*Коэффициенты вариации ( $C_v$ ) средней крупности руслового аллювия рек разных порядков (Восточная Сибирь)*

Порядок водотока	Коэффициент вариации
III	0.70
IV	0.36
V	0.65
VI	0.66
VII-VIII	0.67
IX-X	0.38–0.40
XI-XII	0.13–0.16
XII-XIII	0.09

Резкие изменения  $C_v$  на реках IV порядка связаны с началом активного руслового транзита, т.е. осреднения аллювия, его перемешивания, а на водотоках V-VIII порядков выделяются зоны перегибов продольного профиля, созданные прохождением волн регрессивной эрозии при врезании речных систем.

На реках Лена и Вилюй была исследована на 8 профилях аккумулятивная так называемая бестяхская терраса, высотой от 60 до 40 метров (от Якутска до устья р.Вилюй, а по Вилюю – от устья до пос. Кызыл-Сыр.

На реке Лене по всем разрезам песчаной бестяхской террасы  $C_v$  меняется от 0.06 до 0.09, а на реке Вилюй – от 0.12 до 0.14. Различия значимы. Очевидно, что при подобном анализе предполагается синхронность осадконакопления аллювиальных толщ, включая сходство в перемывах-размывах аккумулятивных толщ. Важно отметить, что порядок русел крупных рек находит отражение в изменении коэффициента вариации.

По ледниковым отложениям Подмосковья – Клинско-Дмитровской гряде и району Сатинского учебного полигона – была изучена вариабельность петрографического состава днепровской и московской морен. Для московской морены коэффициент вариации в петрографическом составе обломков (экзотов) – 0.73; в днепровской морене – 0.46 (по Сатинскому полигону МГУ), по Клинско-Дмитровской гряде наименьшие значения коэффициента вариации характерны для морены Калининского возраста – 0.32. Аномально неоднородность ( $C_v$ ) у морены московской – 0.85. Различия, возможно, связаны с положением ледника по отношению к краевой зоне района Сатино.

#### Литература:

- Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях. М.: Наука, 1973. 112 с.
- Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Галька – источник информации // Природа. 1967. № 3. С. 28–30.
- Карпухин С.С., Судакова Н.Г. Комплексный анализ обломков // Руководство по изучению новейших отложений М.: Изд. МГУ, 1976. С. 81–91.
- Кали В.Э. Состав, формирование и исследование в народном хозяйстве Эстонской ССР. Автор. дисс. Таллин, 1984.
- Коломиец В.Р., Будаев Р.Ц., Дергаусов М.Ч. Новые данные об условиях осадконакопления стратотипа Кривоярской свиты (Иволгино-Удинская впадина, Зап. Забайкалье) // Материалы Всес. литол. конф., Осадочные ..., Т. 2. Новороссийск, 2013. С. 155–157.
- Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения (распространение, структура, текстура). Л.: Недра, 1969. 248 с.

## ЛЕДОВЫЙ ЛИТОЛАНДШАФТОГЕНЕЗ И ЕГО ПРОЯВЛЕНИЕ В ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЧЕРНОЗЕМЬЯ

Быковская О.П., Михно В.Б., Горбунов А.С., Бевз В.Н.

Воронежский государственный университет, факультет географии, геоэкологии и туризма, *drumlina2012@yandex.ru*

Формирование ландшафтов Центрального Черноземья охватывает длительный отрезок времени, которому была присуща неоднократная перестройка инвариантности природно-территориальных комплексов. Особую роль в этом сыграли покровные оледенения. В период покровных оледенений проявился ледовый литогенез, предопределивший образование, специфику, развитие древних и современных ландшафтов рассматриваемого региона. С ледовым литогенезом связано накопление водно-ледниковых и ледниковых отложений, образующих литогенную основу многочисленных ПТК и часто выступающих в качестве ведущего фактора формирования своеобразных литогенных ландшафтов. В данном случае ледовый литогенез представляет собой одну из разновидностей литоландшафтогенеза – процесса, предопределяющего происхождение и развитие ландшафтных комплексов под воздействием литогенных факторов. Конечным результатом литоландшафтогенеза является возникновение литогенных ландшафтов [Михно, 1999].

В пределах Центрального Черноземья наибольшую ландшафтообразующую роль сыграло нижнеплейстоценовое Донское покровное оледенение. Граница Донского ледникового языка начинается на северной окраине Среднерусской возвышенности, затем идет к югу, огибает с запада г. Елец, далее по левобережью р. Олым на юг до г. Алексеевка, на юго-восток до долины р. Черная Калитва, по долине р. Черная Калитва до устья, по долине Дона до границы Воронежской области. По данным Б.В. Глушкова эта граница может быть отодвинута на 30–50 км к югу, основанием для чего стало существование южнее предложенной границы полей локальной морены и ледниковых форм рельефа [Глушков, 2001, Холмовой, 1999, Величко, 2002].

Донское оледенение непосредственно повлияло на природную обстановку Центрально-Черноземного региона и существенным образом изменило ландшафты территории. Оставленные им флювиогляциальные и моренные отложения, а также специфические формы рельефа в течение всего послеледникового периода играют значительную роль в формировании и развитии ландшафтов. Причем, комплексы, литогенной основой которых стали ледниковые отложения, довольно четко обособливаются на фоне соседних ПТК, что позволило нам выделить их в особую категорию – *ландшафтов ледниковых отложений*.

**Ландшафты ледниковых отложений** – это литогенные природно-территориальные комплексы, в формировании которых определяющую роль играют залегающие на поверхности или близко от нее породы, происхождение которых связано с плейстоценовыми оледенениями.

Термин предложен авторами на основании учета природной специфики территории, предопределенной сложным и многогранным воздействием на окружающую среду четвертичных ледниковых отложений. Правомочность введения данного термина оправдана еще и тем, что он отражает важную ландшафтообразующую роль субстрата, обращает внимание на то, что в основе генезиса и специфики данной разновидности ПТК лежит литогенный фактор со всеми его особенностями, присущими ледниковым песчано-глинистым отложениям. Эти отложения на обширной территории образуют нижний ярус ландшафтной сферы Земли, входят в современную кору выветривания [Михно, 2002]. В целом, результатом ледового литоландшафтогенеза явилось формирование трех основных литологических разновидностей ландшафтов: *зандровых, моренных, аллювиально-перегляциальных*. Морфолого-генетические различия и особенности ландшафтной структуры этих категорий природно-территориальных комплексов достаточно хорошо прослеживаются на местности. Наибольший по площади ареал зандровых ландшафтов приурочен к поверхности Воронежской флювиогляциальной гряды с искусственными насаждениями сосны обыкновенной, песчаными степями и развеваемыми бугристыми песками. В качестве примера моренных ландшафтов можно назвать междуречные недренированные местности с западинами и лугово-болотной

растительностью на лугово-черноземных и болотных почвах Верхнехавского района Воронежской области.

Донское оледенение существенно трансформировало геолого-геоморфологические условия и посредством этого коренным образом изменило структурную организацию предшествующих оледенению ландшафтов значительной части региона. В тех местах, где ледниковые отложения образуют литогенную основу ландшафтов, физико-географические компоненты наделены целым рядом признаков, не свойственных смежным территориям, лишенных такого рода субстрата. Специфические свойства компонентов указывают на развитие здесь качественно новых ПТК с явно выраженными аazonальными признаками.

Усиление аazonальности ландшафтов на территории, сложенной флювиогляциальными отложениями и мореной, вызвано, прежде всего, широким участием в составе их литогенной основы силикатов, что на общем (зональном) фоне лесостепных ландшафтов с карбонатным субстратом резко отличает рассматриваемую категорию природно-территориальных комплексов. Силикатный состав литогенной основы способствует проникновению в более южные районы Центрального Черноземья элементов таежной растительности. Примером тому является аazonальное распространение хвойных лесов на зандровых отложениях Воронежского оза, достигающих в условиях междуречий южной подзоны лесостепи [Михно, 2003].

В районах развития силикатных пород донского времени наблюдается также смещение ландшафтных рубежей физико-географических комплексов на уровне подзон и зон. Так, например, зональные ландшафты в условиях ледниковых отложений смещены к югу, а на меловом субстрате – к северу. Основной причиной несовпадения ландшафтных рубежей в данном случае является своеобразие физико-химических свойств субстратов. В частности, меловой субстрат иссушает почвы и снижает их теплоемкость, в то время как пелитовый силикатный субстрат обладает противоположными свойствами, что, естественно, отражается на ландшафтах.

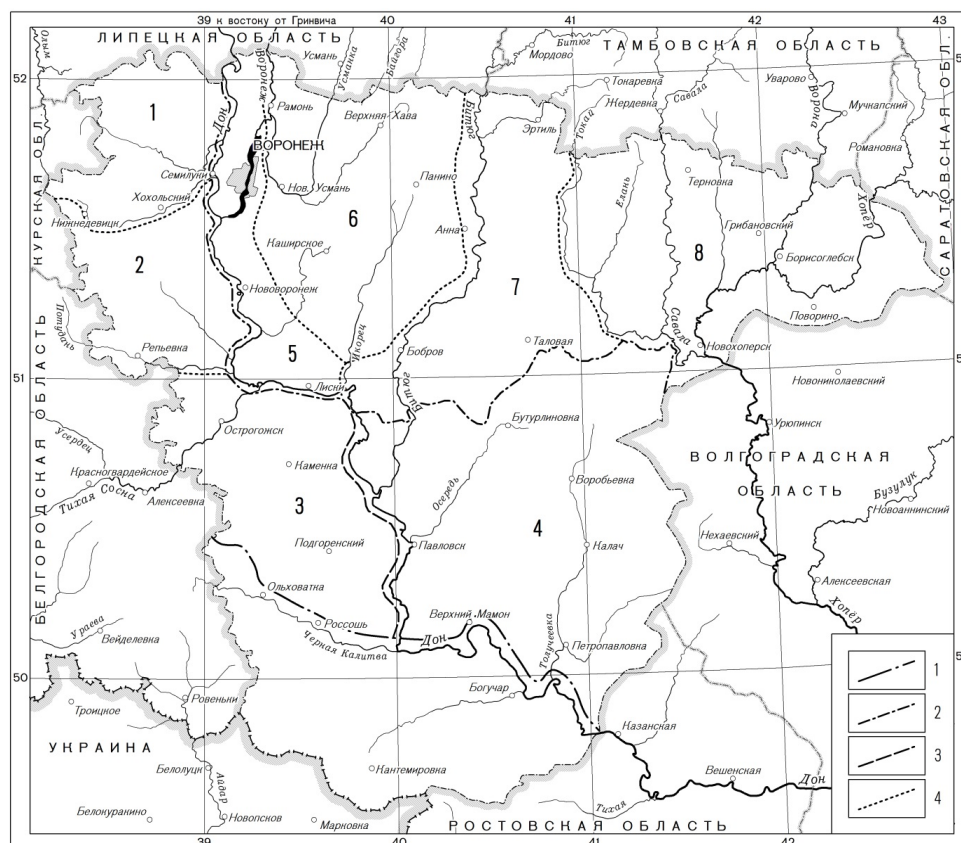
Таким образом, для дифференциации ландшафтов зоны Донского оледенения присущи свои закономерности. Они проявляются в характере зональности, аazonальности и вертикальной дифференциации ландшафтов. Пространственные различия в проявлении этих закономерностей свидетельствуют о природной неоднородности рассматриваемой территории. Здесь сформировались своеобразные региональные и типологические комплексы, несущие на себе печать воздействия ледниковых режимов и прежде всего накопившихся разнообразных по литологическому составу и физико-химическим свойствам флювиогляциальных и моренных отложений, принимающих участие в строении зандровых равнин, гряд, камов и озов.

Специфика структурной организации региональных комплексов наиболее полно прослеживается при анализе факторов их обособления и районирования. Особенность районирования данной категории ландшафтов заключается в том, что они не имеют сплошного ареала и носят явно выраженный характер аazonальности. Все это требует соответствующих приемов и методов районирования, и прежде всего соблюдения одновременного и равного учета зональных и незональных факторов, то есть принципа комплексности в понимании Н.А. Гвоздецкого.

В качестве основных таксономических единиц районирования ландшафтов ледниковых отложений в пределах Воронежской области нами избраны: область, провинция, округ, район. На исследуемой территории выделена одна – Донская ландшафтно-ледниковая область, соответствующая региону поверхностного и приповерхностного залегания отложений донского ледникового комплекса и субаэральных отложений донского лесса. Область подразделена на провинции – единицы, соответствующие крупным тектоническим структурам, в рамках которых наблюдаются относительно однородные условия залегания и перекрытости ледниковых отложений (Среднерусская, соответствующая Воронежскому кристаллическому массиву и Окско-Донская, приуроченная к Окско-Донской впадине). На основе учета относительной однородности геоморфологического строения и гляциодинамических особенностей проявления Донского оледенения вычленено три округа: Придонской правобережный, Калачский и Доно-Хоперский. В свою очередь округа разделены на районы – относительно однородные в литологическом отношении территории, характеризующиеся определенным сочетанием типологических ландшафтных комплексов, в формировании которых принимают участие ледниковые отложения (рис. 1).



Таким образом, структурная организация ландшафтов территории Центрального Черноземья, сложенной ледниковыми отложениями достаточно своеобразна. Донской ледник не только видоизменил рельеф, гидросеть и литогенную основу ландшафтов, но и предопределил образование и направленность развития качественно новых современных ландшафтов. Учет этого обстоятельства необходим при обосновании, проектировании и создании систем рационального природопользования, а также при прогнозировании и моделировании ландшафтно-экологических ситуаций Центрального Черноземья.



*Рис. 1. Районирование ландшафтов ледниковых отложений Воронежской области. Условные обозначения: границы: 1 – ландшафтно-ледниковой области; 2 – ландшафтно-ледниковых провинций; 3 – ландшафтно-ледниковых округов; 4 – ландшафтно-ледниковых районов. Цифрами на карте обозначены ландшафтно-ледниковые районы: Среднерусская провинция: Придонской правобережный округ: 1 – Сосниско-Девицкий; 2 – Осколо-Потуданский; 3 – Острогужский. Калачский округ: 4 – Битюго-Голучеевский. Окско-Донская провинция: Доно-Хоперский округ: 5 – Донской левобережный; 6 – Воронежско-Усманский; 7 – Битюгский; 8 – Вороно-Савальский.*

**Литература:**

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Подходы к реконструкции оледенений среднего плейстоцена Восточно-Европейской равнины // Пути эволюционной географии. М., 2002. С. 32–44.  
 Глушков Б.В. Донской ледниковый язык // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. 2001. Вып. 5. 166 с.  
 Михно В.Б., Быковская О.П. Ледовый литоландшафтогенез Центрального Черноземья // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География. Геоэкология. 2002. № 1. С. 35–44.  
 Михно В.Б. Литоландшафтогенез, его сущность и специфика // Вестн. Воронеж. отд. Рус. геогр. о-ва. 1999. Т. 1. Вып.1. С. 1–7.  
 Михно В.Б., Быковская О.П. Структурная организация ландшафтов Донского ледника // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География. Геоэкология. 2003. № 1. С. 20–29.  
 Холмовой Г.В. О стратиграфическом положении и структуре Донского криохрона // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. 1999. № 7. С. 86–91.

## РЕКОНСТРУКЦИИ ЛАНДШАФТОВ, ФОРМИРОВАВШИХСЯ НА ОКРАИНЕ СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В ПЕРИОД ЕГО ДЕГРАДАЦИИ (В ИНТЕРВАЛЕ ОТ МАКСИМУМА ПОХОЛОДАНИЯ ДО НАЧАЛА ГОЛОЦЕНА)

Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.

*Институт географии РАН, paleo\_igras@mail.ru*

Структура приледниковых ландшафтов (ледник, приледниковые бассейны и растительность) восстанавливается авторами для приледниковой зоны на юго-западной и южной (Приатлантический и Балтийский сектора), юго-восточной (континентальный сектор) и северо-восточной (Баренцевоморский сектор) окраинах покрова, начиная от максимума похолодания до голоцена. Составлены карты приледниковой растительности на три хронологических среза: максимум поздневалдайского похолодания, аллеред и поздний дриас. В основу карт положены опубликованные геолого-геоморфологические, палеоботанические, палеофаунистические, хронометрические исследования разрезов в приледниковой зоне Скандинавского ледникового покрова и палеоландшафтные реконструкции (Гричук В.П., Елина Г. А., Кабайлене М.В., Саарсе Л.А., Клейменова Г.И., Лаврова Н.Б., Лебедева Р.М., Малясова Е.С., Спиридонова Е.А., Пиррус Р.О., Субетто Д.А., Сапелко Т.В., Филимонова Л.В. Iversen J., Prentice H.C.). Важно отметить, что рассматриваемый период нашел отражение в ранних работах К.К. Маркова [Марков, 1933; 1935], внесшего огромный вклад в изучение истории Балтики и Карельского перешейка.

Во время последнего ледникового максимума в Европейском секторе Арктики сложились благоприятные условия для разрастания ледников, вызвавшие наибольший рост материкового Скандинавского ледникового покрова [Величко, Фаустова, 2009]. В максимум похолодания около 23 кал т.л.н. на севере Западной Европы были распространены формации типа субарктических лугов, равнинных кустарничковых тундр и березовых редколесий (рис.1). В Восточной Европе господствовали тундровые и степные сообщества с галофитными травянистыми группировками, местами в сочетании с островными участками лиственничного и березового редколесья, а в Балтийском секторе – с сосновым редколесьем. Осушенный шельф крайнего севера Восточной Европы занимала арктическая тундра. Первое потепление около 17 кал т.л.н., вызвавшее таяние ледникового покрова и повышение температуры поверхностного слоя воды в Северной Атлантике [Duplessy, Ruddiman, 1984], не проявилось в ландшафтах прибрежных районов. Но последующее время, характеризовавшееся частым чередованием потеплений межстадиального ранга со стадийными надвигами ледника, получило отражение в результатах исследования разрезов приледниковой зоны, а их глобальное проявление зафиксировано в ледяных ядрах Гренландии и Антарктиды.

К началу позднеледниковья, на фоне растущего потепления произошли изменения структурного плана Скандинавского ледникового покрова, что привело впоследствии к неравномерному сокращению его склонов и сказалось на характере приледниковой растительности. В *раннедриасовое похолодание*, начавшееся после 16900 кал. л.н. в Приатлантическом и на западном Балтийском секторах приледниковая растительность представляла собой субарктическую тундру. В Западной Европе (Дания и Северная Германия) похолодание отразилось в резком возрастании в спектрах пыльцы полыни, облепихи и появлении дриасовой флоры: *Dryas octopetala*, *Salix herbaceae*, *Armeria maritime*, *Selaginella selaginoides* и др. Среди древесных пород встречалась береза и ива. В Нидерландах отмечено господство степной растительности с преобладанием *Artemisia*, участием *Helianthemum*, *Hieracaceae* и др. В восточной части Балтийского сектора в более суровых условиях существовала тундра с представителями арктической флоры: *Salix polaris*, *S. herbaceae*, *Betula nana*, *Dryas octopetala*. У края юго-восточного склона в Приладожье и Прионежье большую территорию занимали поля мертвого льда. Здесь существовали ерничково-зеленомошные, ивовые и полынно-маревые ассоциации, а также растения оголенных субстратов. Во время *потепления беллинг* (G1-1e Гренландской кривой)– от 14700 до 14050 кал л.н. (от 12450 до 12100 <sup>14</sup>С л.н.)– в Приатлантическом секторе покрова (в Дании и Нидерландах) еще оставался мертвый лед. В условиях нестабильных почв преобладал пионерный тип растительности:

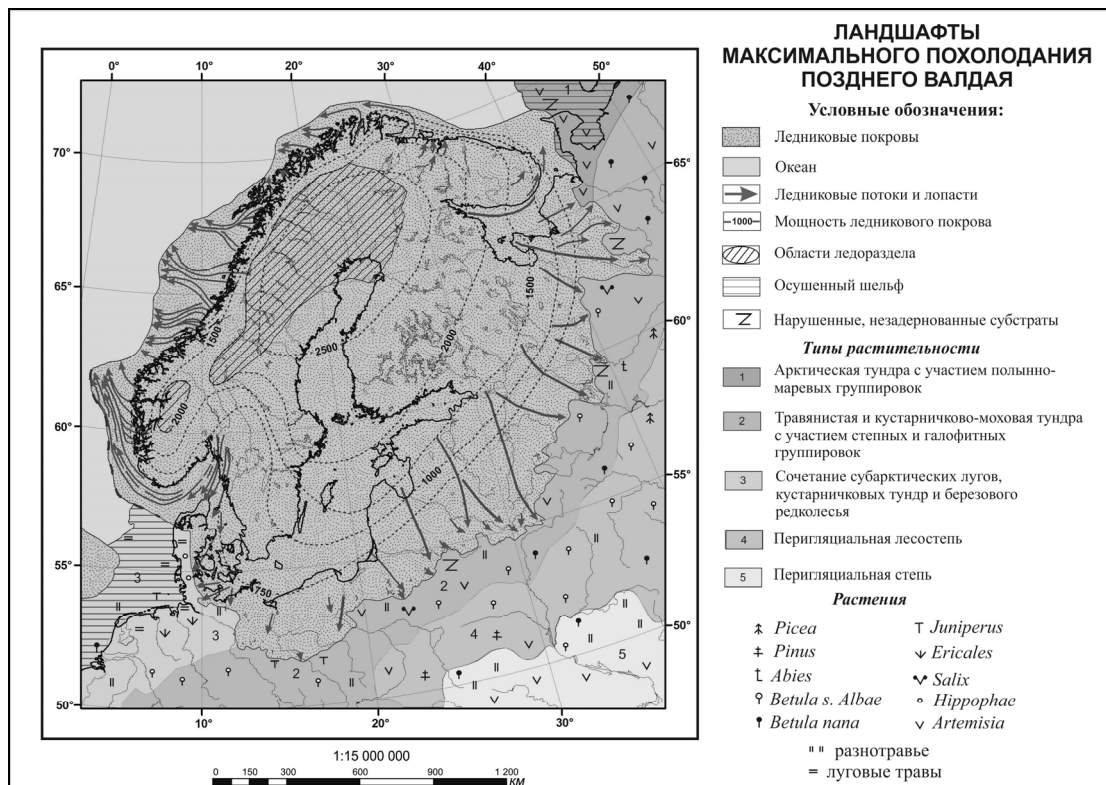


Рис. 1. Ландшафты максимального похолодания позднего валдая

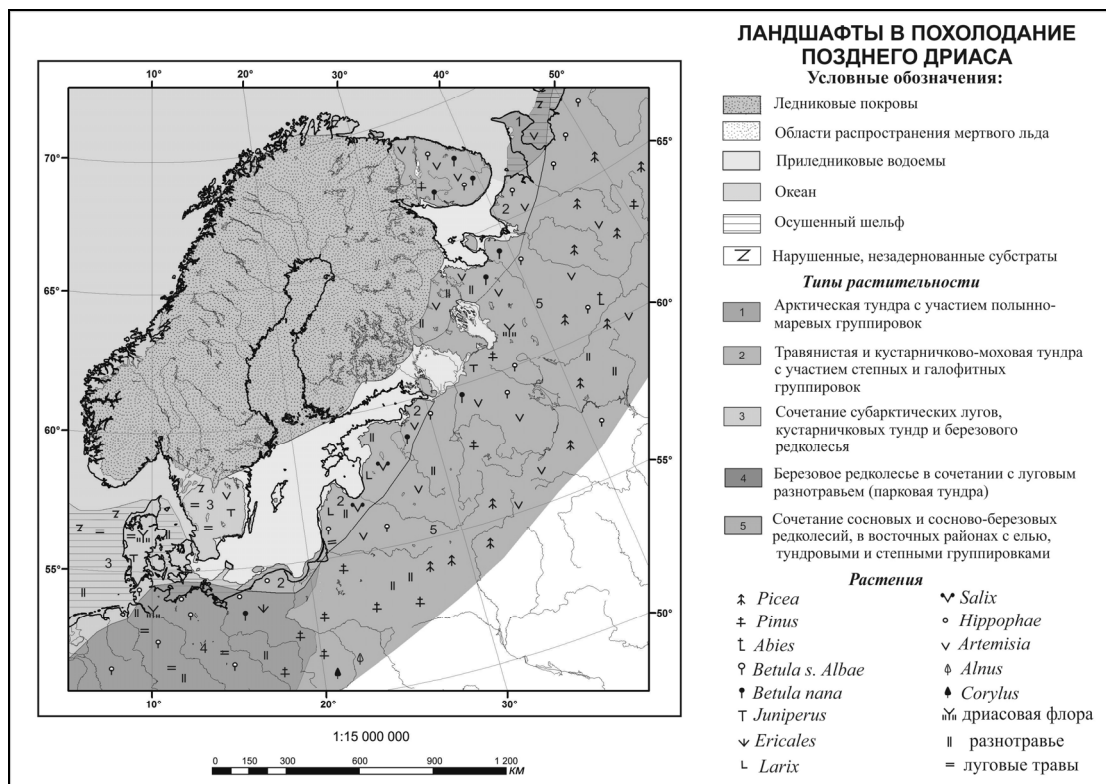


Рис. 2. Ландшафты в похолодания позднего дриаса

лишайники, мхи, однолетние травы, полукустарники. В оптимуме распространялась береза, позже сосна, а на открытых участках – полярные группировки, осоки и злаковые. В Балтийском секторе можжевельник сменился сначала березой с сопутствующими *Hippophae* и *Sorbus*, позднее появилась ель. Постоянно встречались ксерофиты и тундровые виды. На юго–

восточной окраине Скандинавского ледникового покрова уже в беллинге началось отступление льда из Ладожской и Онежской депрессий. Приледниковые ландшафты среднего дриаса были достаточно однообразными, но, если в западных районах часто встречались ерниковые и ивняковые заросли, то в восточных – преобладали полынь, маревые, эфедра.

Последующее потепление – *аллеред* (13900–12650 кал л.н.), наиболее продолжительное и сложное по структуре, соответствует на Гренландской изотопной кривой интервалу G1 – 1c, похолоданию во второй его половине G1 – 1b и заключительной теплой фазе G1 – 1a. Радиоуглеродный возраст аллереда находится в пределах 11900–10800 <sup>14</sup>C л.н. За это время произошла интенсивная деградация оледенения, в результате чего весь юг Скандинавии освободился ото льда, а лесная растительность распространилась от низменностей Северной Европы до Прибалтики. При этом в разных районах сменилось от трех до шести фаз в развитии растительности.

Климатические условия в похолодание *позднего дриаса*, длившегося согласно шкалам GRIP и гренландской GISP2, 1150–1200 лет и закончившегося 11.7 кал т.л.н. были наиболее суровыми (рис.2). Размеры Скандинавского покрова в максимальную стадию позднего дриаса и приледниковый ландшафт (рис. 2) значительно отличаются от таковых во второй половине похолодания –12.5 кал т.л.н., т.е. после 10.5<sup>14</sup> С т.л.н., когда льды ушли от максимальных позиций и произошел спуск Балтийского ледникового озера. В приледниковой зоне ледникового покрова в Приатлантическом секторе растительность характеризовалась сложным мозаичным строением. Произошла деградация лесной растительности и возросла роль полыни, осоковых, теневыносливых трав, встречались болотные и прибрежно-водные растения. Однако, сосна и береза полностью не исчезали. Юго-восточный склон Скандинавского покрова испытал в течение позднего дриаса наибольшее сокращение, отступив на запад почти к современной российско–финской границе. В юго-восточной Карелии в начале позднего дриаса существовала тундровая растительность с участием арктоальпийских и степных группировок. Значительную роль играли ерnikово-зеленомошные и травяно-кустарничково-зеленомошные ассоциации. Среди трав преобладали полыни и маревые. В межрядовых понижениях и долинах рек могли сохраниться березовые и ольховые редколесья [Филимонова, 2005]. Переход от позднего дриаса к раннему голоцену – пребореалу совпадает с окончанием стадии Сальпаусселькя и сменой холодного интервала позднего дриаса с резко континентальным климатом на потепление, более существенное, чем аллеред. Исследователи отмечают при этом метахронность изменения природных ландшафтов в конце позднего дриаса. На северо-западе России перестройка растительности произошла на 500 лет позднее практически совпадая с пребореал/бореальной границей [Субетто и др., 2003]. В пребореале происходила дальнейшая быстрая дегляциация. Особенно быстро сокращался восточный и северо–восточный фланг Скандинавского ледникового покрова. В бореальное время Скандинавский ледниковый покров занимал уже только горные районы Скандинавии, где располагались ледораздельные области, а окончательное разрушение Скандинавского ледникового щита завершилось 9000 кал. л.н.

#### Литература:

- Величко А.А., Фаустова М.А. Развитие оледенений в позднем плейстоцене (карта 15) // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. М.: ГЕОС, 2009. С. 32–41.
- Марков К.К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики // Тр. Ком. по изуч. четв. пер. 1933. Т. 4. Вып. 1.
- Марков К.К. О «третьей» морене на Карельском перешейке // Известия Ленгеологического треста. 1935. Вып. 1(б).
- Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В. и др. Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Изв. АН. Серия географ. 2003. № 5. С. 1–12.
- Филимонова Л.В. Динамика растительности среднетаежной подзоны Карелии в позднеледниковье и голоцене. Автореф. дисс. канд. биол. наук. ПетрГУ, 2005. 24 с.
- Duplessy J., Ruddiman W.F. La fonte des calottes glaciaires // La Recherche. 1984. V.15. № 156. P. 807–818.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ИНТЕРСТАДИАЛА (МИС 3) НА ОСТРОВЕ КИНГ ДЖОРДЖ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИКА)

Веркулич С.Р.<sup>1</sup>, Пушина З.В.<sup>1,2</sup> Дорожкина М.В.<sup>1</sup>, Меллес М.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург, [verkulich@mail.ru](mailto:verkulich@mail.ru), [musatova@mail.ru](mailto:musatova@mail.ru);

<sup>2</sup> ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург;

<sup>3</sup> Кельнский университет, Кельн, Германия, [mmelles@uni-koeln.de](mailto:mmelles@uni-koeln.de)

Плейстоценовые отложения морского генезиса в Антарктиде изучены крайне фрагментарно. Однако в некоторых районах сохранились отложения интерстадиала (МИС 3), изучение которых дает сведения о природных условиях, предвещающих развитие последнего ледникового максимума (ПЛМ). Одним из них является полуостров Файлдс – территория юго-западной оконечности острова Кинг Джордж (Южно-Шетландские острова). О наличии здесь, на высотных отметках около 24 м осадков с морскими раковинами и растениями возрастом 44000–38000 лет назад (л.н.) сообщалось ранее [Barsch, Mäusbacher, 1986].

На территории полуострова Файлдс нами было найдено и изучено 36 точек с присутствием отложений интерстадиала (Рисунок). В истинном залегании они обнаружены на мысах (5 точек) и на склонах долин шириной 50–150 м, выходящих к заливам (6 точек). На мысах естественные обнажения отложений видимой мощностью до 2.55 м вскрываются на склонах обрывающихся к морю клифов или вблизи бровок склонов в узких эрозионных ложбинах. Они сложены слоистыми песками, супесями, суглинками, глинами (иногда с включением обломочного материала размерностью от гравия до валунов), содержащими в разных разрезах обломки и целые створки раковин нескольких видов, прослойки остатков водорослей, кости морских животных довольно хорошей сохранности. Примерно таким же строением и обилием ископаемой флоры и фауны характеризуются отложения интерстадиала в обнажениях видимой мощностью до более 1.5 м на склонах долин. Они представляют собой фрагменты осадочной толщи, испытавшей значительное воздействие нивационных, эрозионных и склоновых процессов. В настоящее время большинство этих обнажений освобождается от снежников лишь к концу лета. Сохранив истинное залегание, отложения в склонах долин часто имеют оскольчатую текстуру, а целые створки раковин в них очень хрупки и распадаются при отборе (результат вторичного криолитогенеза).

Отложения, обнаруженные в истинном залегании, имеют морское происхождение. Кроме присутствия макро остатков морских организмов, на это указывают результаты изучения диатомовой флоры: в них выявлены морские комплексы диатомей *in situ*, которые богаты в видовом отношении (до 136 видов морских диатомей) и содержат от десятков тысяч до миллионов панцирей диатомей в грамме сухого осадка. В установленных диатомовых комплексах в отложениях МИС 3 преобладают холодноводные планктонные и бентосные виды диатомей, многие из них ледово-морские: *Thalassiosira antarctica* Comber, *Porosira glacialis* (Grunow) Jørgensen, *Fragilariopsis curta* (Van Heurck) Hustedt, *Pseudogomphonema kamtschaticum* (Grunow) Medlin, *Synedropsis recta* Hasle, антарктический эндемик *Actinocyclus actinochilus* (Ehrenberg) Simonsen. В соответствии с результатами радиоуглеродного датирования, эти отложения накапливались в пределах абсолютных высотных отметок 16–34 м примерно между 500000 л.н. и 19000 л.н.

Помимо указанных районов, фрагменты отложений интерстадиала найдены вблизи ледникового купола Беллинсгаузена. Один из них расположен примерно в 150 м от ледникового края на высоте 20 м (точка 53). Эти отложения представляют собой подковообразную в плане гряду длиной около 30 м и высотой 0.7 м, сложенные супесями, суглинками с прослоями остатков морских водорослей *Dismarestia* возрастом около 26600 л.н.; в диатомовом комплексе определено 15 морских видов диатомей. Судя по сохранности первичной тонкой слоистости этих рыхлых отложений, они испытали ледниковое воздействие лишь в виде сдвига на первые метры. Второй разрез морских отложений мощностью около 2 м включен в остаток глетчерного льда у края ледникового купола на высоте 51 м над у.м. (точка

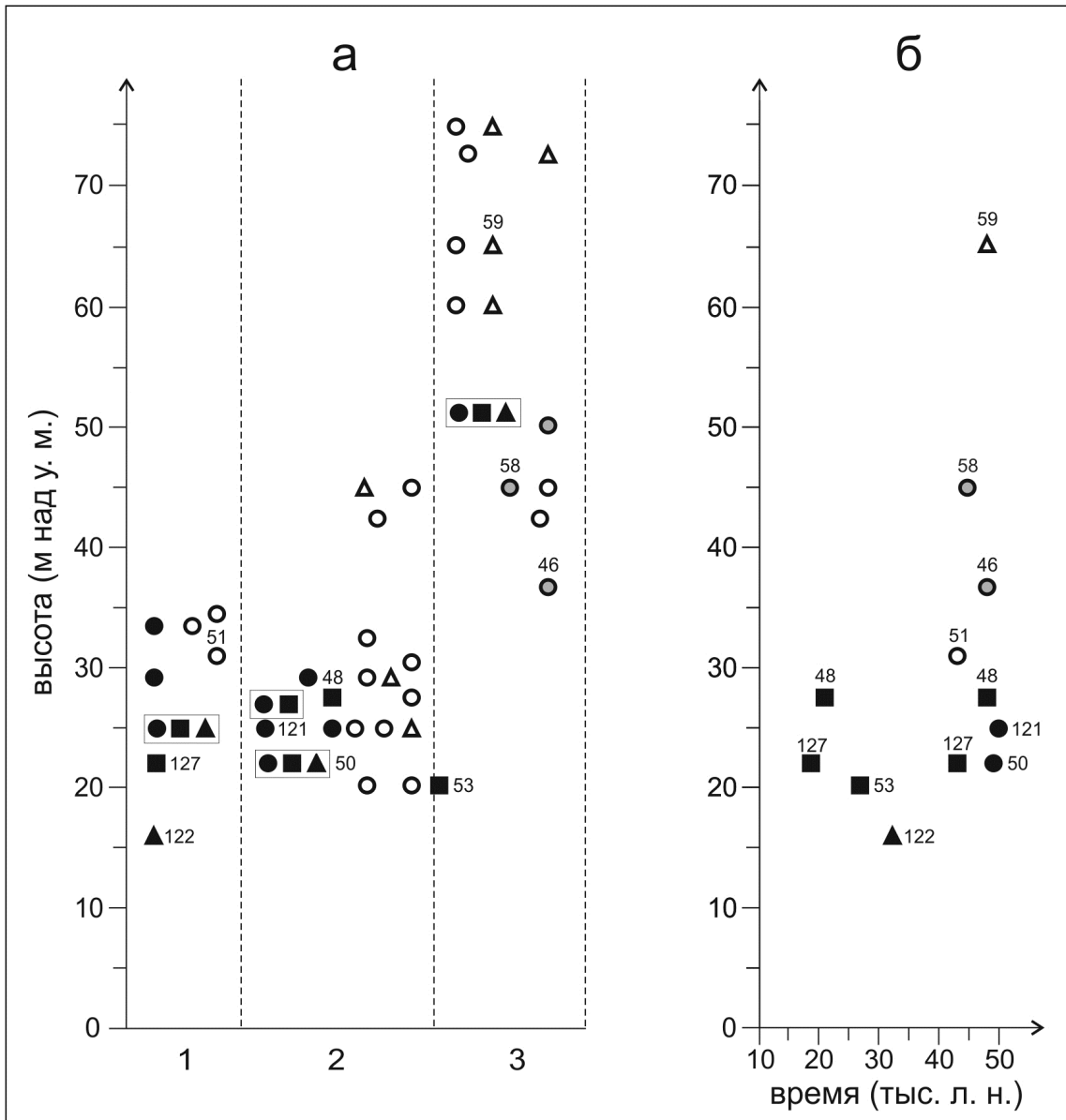


Рисунок. Распределение точек с обнаруженными отложениями интерстадиала по высоте (а), и соотношение высоты и радиоуглеродного возраста точек с находками отложений интерстадиала (б) (на рисунке: черный круг – отложения с ископаемыми раковинами; круг – обломки ископаемых раковин на поверхности; серый круг – обломки ископаемых раковин в голоценовых осадках; черный квадрат – отложения с ископаемыми морскими водорослями; черный треугольник – отложения с костными остатками; треугольник – костные остатки на поверхности; рамкой объединены разрезы отложений с совместным присутствием разных типов ископаемой флоры и фауны).  
 1 – точки на мысах; 2 – точки в долинах; 3 – точки вблизи и на моренном комплексе ледникового купола Беллинсгаузена

BE11). В переслаивающихся супесях, суглинках и глине, а также в осыпном материале у подножия разреза найдены слои макро остатков морских водорослей, раковины нескольких видов и зуб млекопитающего. Особенности залегания отложений (смятие в складки, ледяные прослой) говорят о том, что они были включены в ледниковое тело и перемещены.

Картину первичного распространения и последующего преобразования отложений интерстадиала на полуострове Файлдс дополняют остальные находки морских раковин и костных остатков. В точках 46, 58, BE8 в разрезах слоистых песков, супесей, суглинков

мощностью до 1.5 м содержатся мелкие обломки раковин (их возраст в точках 46 и 58 составляет 45000 л.н. и 48000 л.н., соответственно). Результаты диатомового анализа говорят о том, что формирование вмещающих раковины осадков шло с участием пресных вод, в речных долинах или озерах, т.е. о переотложении раковин. Расположение точек 58 и BE8 на морене подразумевает также последующее перемещение отложений ледником. В точке 46 (дно долины у ледника) водно-ледниковые осадки с обломками раковин перекрыты озерными осадками, накопившимися примерно с 9300 л.н. до 2500 л.н.

Высыпки обломков раковин и костные остатки найдены также на поверхности мысов, склонов долин, осыпей, морен. Большинство находок на поверхности мысов, на склонах долин и в осыпях попадают в интервал высот распространения отложений интерстадиала *in situ*; лишь в трех точках обломки раковин и кость кита расположены выше 40 м над уровнем моря (у. м.). На краевых моренах ледникового купола Беллинсгаузена обломки раковин и костные остатки обнаружены на высотах 42–75 м над у. м. Отнесение данных находок к периоду интерстадиала мы обосновываем несколькими соображениями. Высоты их местоположения превышают максимальный уровень подъема морских вод в ходе голоценовой трансгрессии (15–18 м над у. м. в соответствии с E.P. Watcham et al. [2011]). На мысах и в долинах высотное местонахождение большинства из обломков ископаемых организмов соответствует высотным положениям отложений интерстадиала. Наконец, первые полученные значения радиоуглеродных датировок обломков раковин с поверхности мыса и костных остатков с поверхности морены относятся ко времени интерстадиала (точки 51, 59).

Таким образом, в период интерстадиала (МИС 3) морские воды распространялись на острове Кинг Джордж минимум до современных высотных отметок 40 м; площадь острова и размеры его оледенения тогда заметно сокращались [Веркулич и др., 2013]. Условия накопления морских отложений интерстадиала были, по крайней мере, не холоднее и суровей, наблюдающихся в районе острова Кинг Джордж в настоящее время (в летнее время температура воды в бухте Potter около 2° [Al-Handal, Wulff, 2008]). Преобладание бентосных и эпифитных морских диатомей позволяет заключить, что развитие диатомовой флоры происходило в мелководных условиях (глубина <30 м) с нормальной морской соленостью. Развитие оледенения ПЛМ в районе острова Кинг Джордж началось довольно поздно; возможно, территория острова не была полностью покрыта льдом до 19000 л.н.

#### Литература:

- Веркулич С.Р., Дорожкина М.В., Пушина З.В., Татур А., Сухомлинов Д.И., Крылов А.В. Условия интерстадиала (МИС3) и характер оледенения последнего ледникового максимума на острове Кинг Джордж (Западная Антарктика) // Лед и Снег. 2013. № 1 (121). С. 111–117.
- Al-Handal A.Y., Wulff A. Marine benthic diatoms from Potter Cove, King George Island, Antarctica // Botanica Marina. 51. 2008. P. 51–68.
- Barsch D., Mäusbacher R. New data on relief development of the South Shetland Islands, Antarctica // Interdisciplinary Science Reviews. 1986. V. 11 (2). P. 211–218.
- Watcham E.P., Bentley M.J., Hodgson D.A., Roberts S.J., Fretwell P.T., Lloyd J.M., Larter R.D., Whitehouse P.L., Leng M.J., Monien P., Moreton S.G. A new Holocene relative sea level curve for the South Shetland Islands, Antarctica // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 3152–3170.

## ФАУНА КРУПНЫХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ИЗ АТЕЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО ФОССИЛЬНЫМ НАХОДКАМ С ТЕРРИТОРИИ АСТРАХАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Головачёв М.В.

ОГБУК «Астраханский музей-заповедник», [golovachev3066@gmail.com](mailto:golovachev3066@gmail.com)

Позднечетвертичные отложения юга Нижней Волги представлены морскими гирканскими, нижнехвалынскими и верхнехвалынскими слоями и ательской континентальной свитой. Ательская свита впервые была выделена П.А. Православлевым [1913]. Гирканские морские слои и лежащие на них ательские континентальные слои представляют собой трансгрессивную и регрессивную фазы одного этапа формирования осадков [Геология СССР, т. 46, 1970].

Ательские слои в основном представлены лёссовидными суглинками, реже супесями делювиального, аллювиально-делювиального и пролювиального генезиса. Отложения имеют, как правило, жёлто-бурую и палевую окраску и выделяются повышенной пылеватостью и карбонатностью пород. В отложениях прослеживаются следы автоморфного и гидроморфного почвообразования. Присутствие мерзлотных деформаций и клиньев свидетельствует о перигляциальных условиях в период осадконакопления [Москвитин, 1962]. Малакофауна ательских отложений представлена раковинами наземных и пресноводных моллюсков [Янина, 2012]. Мощность ательских слоёв в береговых обнажениях Волги обычно составляет 2—10 м. В качестве лектостратотипа ательской свиты А.А. Свиточ и Т.А. Яниной [2007] предложен разрез Нижнее Займище.

Многие исследователи плейстоценовых обнажений Нижнего Поволжья отмечают многочисленные костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса из ательских отложений. А.А. Свиточ и Т.А. Янина [2004] так же упоминают о мустьерской стоянке палеолитического человека (вероятно, имеется в виду палеолитическая стоянка Сухая Мечётка в Волгоградской области). В.М. Седайкин в своем отчёте [1988] пишет о находке Ю.М. Васильевым костей сусликов и позвонков и челюсти рыб из слабовыраженных погребённых почв в нижней части суглинков. В.К. Шкатова [1973] при этом отмечает наличие большого количества костей, в т.ч. и крупных млекопитающих, в погребённых почвах (Займищенский педокомплекс), но указывает на невозможность их определения из-за чрезвычайной хрупкости. Таким образом, никто из исследователей не приводит перечня видов, характерных для периода осадконакопления ательских отложений для Астраханского Поволжья. Вероятно, сбор териологического материала осложняется не только плохой сохранностью фоссилий, но также и труднодоступностью ательских слоев для исследования в виду их высокого стратиграфического положения над урезом воды в обнажениях. Видовой состав фауны крупных травоядных млекопитающих юга Нижней Волги для этого времени известен в основном по костным находкам с палеолитической стоянки Сухая Мечётка: бизон, лошадь, сайгак, шерстистый мамонт.

Верхнепалеолитический (= мамонтовый) териокомплекс разделен на два самостоятельных фаунистических комплекса: шкурлатовский (ранний) с видовым составом *Mammuthus primigenius* (ранняя форма), *Palaeoloxodon antiquus* (высокоразвитая форма), *Equus cf. latipes*, *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus* (длиннорогая форма), *Pantera (Leo) spelae*, *Ochotona* sp. и верхнепалеолитический (= сунгирьский, поздний) с видовым составом *Mammuthus primigenius* (поздняя форма), *Pantera (Leo) spelae*, *Ochotona* sp., *Equus latipes*, *E. (Asinus) hydruntinus*, *Rangifer tarandus*, *Saiga cf. tatarica*, *Bison* sp. [Алексеева, 1980]. При этом А.А. Хромов [Хромов и др., 2000] акцентирует, что для Поволжья поздний комплекс не характерен.

Немногочисленные стратиграфически привязанные находки из ательских отложений Астраханского Поволжья, сделанные за последние годы палеонтологической экспедицией Астраханского музея-заповедника позволяют несколько уточнить видовой состав. В коллекции Астраханского музея хранится около 30 черепов плейстоценовых *Bison priscus*, но только некоторые из них стратиграфически привязаны. Большая часть исследованных черепов относится к длиннорогим формам и происходит из сингильских отложений и хазарского аллювия. На их фоне выделяется череп из ательских суглинков (Ступино, 2010 г., б/н). Череп



относительно крупный, лобная поверхность плоская, основания роговых отростков находятся в одной плоскости с лобной. Роговые стержни относительно короткие (длина рогового стержня по прямой 370 мм, по максимальной дуге – 420 мм) массивные, слабоизогнутые. Характерная особенность данного черепа из ательских лёссов – короткие, зауженные *ossa nasalia* с шириной по середине 66 мм при длине 201 мм (для черепов *B. priscus*, происходящих из сингильских глин и хазарского аллювия ширина *ossa nasalia* по середине 80–101 мм, при длине 222–236 мм). Это свидетельствует об обитании в холодных климатических условия, т.к. позднеплейстоценовое время находилось под влиянием Вюрмского оледенения и характеризовалось максимальным развитием многолетней мерзлоты при незначительном ледниковом покрове, низкими температурами воздуха и иссушением климата [Величко, 1990]. Лопастеобразные выросты на передненааружном крае *intermaxillaria* не выражены, что свидетельствует, вероятно, о возросшей доле в рационе древесно-веточного корма [Головачев, Лозовская, 2013]. Цвет кости ржаво-песочный, кость хрупкая, легкая, выщелоченная. Такая сохранность кости типична для фоссилий, происходящих из ательских лёссовидных суглинков.

*Saiga tatarica* является типичным представителем териокомплексов среднего и позднего неоплейстоцена и голоцена, характерных для Нижней Волги. Фоссильные остатки сайги известны из всех костеносных слоев Волжских обнажений (в т.ч. и из ательских суглинков и супесей). Проведенная ревизия фоссильных остатков ископаемой сайги из коллекции музея на основе сравнительного анализа краниологических характеристик позволила отнести данные находки к одному виду *Saiga tatarica*, но каких либо существенных изменений характеристик роговых стержней для *S. tatarica* по линии сингиль-хазар-атель не выявлено. Все пропорции и размеры в пределах средних показателей. Можно отметить только некоторую тенденцию к увеличению кривизны стержней, но на столь малой выборке это утверждать преждевременно. Вероятно, увеличение выборки стратиграфически привязанных находок позволит выявить возможную изменчивость краниологических показателей ископаемой сайги, связанной с изменениями климатических и экологических ситуаций на протяжении плейстоцена [Golovachev et al., 2013].

В 2012 г на участке берега между Нижним и Соленным Займищами (Черноярский район) в ательских лёссовидных супесях, съехавших к урезу воды в результате оползня, обнаружены остатки скелета ископаемого верблюда: правая и левая лопатки, дистальная часть передней конечности с фалангами пальцев, пять рёбер, фрагменты зубов, фрагменты пястной кости, дистальная часть бедренной кости, два шейных и тринадцать грудных позвонков. На кафедре почвоведения АГУ был проведен почвенный анализ образцов с места захоронения, показавший идентичность отложений образцам, взятым из ательских слоёв стратиграфически залегающих в коренном обнажении. Размеры и некоторые пропорции отдельных костей не позволяют однозначно отнести данную находку к виду *Camelus knoblochi* и сближают её с *C. bactrianus*, являющимся прямым потомком *C. knoblochi*. Вероятно, данная находка представляет переходную форму от *C. knoblochi* к *C. bactrianus*. Видовое определение в связи с этим пока ограничено как *Camelus* sp. [Головачёв, Лозовская, 2014].

Из ательских суглинков так же известна находка грудного позвонка *Ursus* sp., найденного на размытой поверхности останца, венчающегося ательскими отложениями (урочище «Островок», Нижнее Займище). Эквиды представлены находками I и II фаланг *Equus* cf. *latipes* и пястной костью *E. cf. hydruntinus* (Нижнее Займище и урочище «Черный Рынок»). Достоверных находок представителей рода *Mammuthus* из ательских лёссов нами не выявлено.

Фауна из погребенных почв, залегающих в основании ательских супесей и суглинков (по находкам с территории Астраханской области), представлена *Bison priscus* (короткорогая форма), *Saiga tatarica*, *Camelus* sp., *Equus* cf. *latipes* и неопределимыми до видового уровня многочисленными фрагментами костей *Mammuthus* sp.

Таким образом, фауна из отложений времени ательской регрессии по находкам с территории Астраханской области представлена следующими видами: *Mammuthus* sp., *Bison priscus* (короткорогая форма), *Saiga tatarica*, *Camelus* sp. (вероятно переходная форма от *C. knoblochi* к *C. bactrianus*), *Equus* cf. *latipes*, *E. cf. hydruntinus*, *Ursus* sp.

Литература:

- Алексеева Л.И. Особенности териокомплекса последнего межледниковья Русской равнины // Млекопитающие Восточной Европы в антропогене / Тр. Зоол. Ин-та АН СССР Л., 1980. Т. 93. С. 68–74.
- Величко А.А. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии М.: Наука, 1990. 102 с.
- Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области. Калмыцкая АССР. М.: Недра, 1970. 650 с.
- Головачёв М.В., Лозовская М.В. Находка остатков скелета ископаемого верблюда *Camelus* sp. в ательских лёссовидных супесях близ с. Черный Яр Астраханской области // Астраханские краеведческие чтения: сборник статей / под ред. А.А. Курапова, Е.И. Герасимиди, Р.А. Тарковой. Астрахань: Издатель: Сорокин Роман Васильевич, 2014. Вып. VI. 650 с.
- Головачёв М.В., Лозовская М.В. Эколого-морфометрический анализ таксономического разнообразия *Bison priscus* среднего и начала позднего неоплейстоцена (по находкам с территории Астраханской области) // Естественные науки. 2013. № 2. С. 28–35.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геолог. ин-та АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
- Православлев П.А. Каспийские осадки по р. Уралу // Изв. Донского политех. ин-та. 1913. Отд. 2. Т. 2. С. 565–622.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Основные черты геологического строения и палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 58–61.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоплейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 95–112.
- Седайкин В.М. Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ, N 1594-B-88. 1988. 190 с.
- Хромов А.А., Архангельский М.С., Иванов А.В. Местонахождения крупных четвертичных млекопитающих Саратовского Поволжья. Саратов: Изд-во «Научная книга», 2000. 156 с.
- Шкатова В.К. Отчет по теме № 139 «Изучение опорных разрезов четвертичных отложений СССР с целью разработки местных стратиграфических схем» (Опорный разрез Западного Казахстана). ВСЕГЕИ. Ленинград, 1973.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 264 с.
- Golovachev M.V., Lozovskaya M.V., Akbar Hossain, Matveev A.V. Saiga Fossils in the Southern-Lower Volga of Astrakhan, Russia. Songklanakarin Journal of Science and Technology. 2014. V. 36 (1). P. 27–35.

## ОСНОВНЫЕ СОБЫТИЯ В РАННЕМ КВАРТЕРЕ (ГЕЛАЗСКИЙ ВЕК) ЮЖНОУРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Данукалова Г.А.

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа,  
Казанский федеральный университет, danukalova@ufaras.ru

В начале раннего квартера в зилим-васильевское время началась новая ингрессия акчагыльского моря, максимально развившаяся в аккумуляевское время, а затем кратковременно вновь пришедшая после регрессии на территорию Южного Предуралья в воеводское время. Характеристика событий гелазского века приведена по материалам работ В.Л. Яхимович с коллегами [1970; Плиоцен..., 1965; Антропоген..., 1965] и Г.А. Данукаловой [1996].

В зилим-васильевское время началось подтопление гидросети в связи с приближением второй максимальной фазы акчагыльской ингрессии. В это время происходило затопление мелких заболоченных участков, образование системы пресноводных озер, их слияние с образованием обширного лимана, пресноводного в начале и солоноватоводного в конце времени.

Согласно палинологическим данным и в результате изучения макрорастительных остатков [местонахождения Кумурлы, Липовка, Каран-Кишки, Карламан, Нагаево, Базилевка, Иглино, Балтика, Пятилетка, Муравей, Варяж, Ново-Кулево, Булан-Туган, Ямурзино, Гулюково, Тукаево, Крещенка: Плиоцен..., 1965; Яхимович и др., 1970] установлено, что флора этого времени отличалась от кинельской и была уже собственно акчагыльская таежного типа, близкая по составу к современной. Из доплиоценовых видов произрастали тсуга, *Sparganium palaeojaponicum* Dorof. и *Ranunculus sceleratoides* Nikit. На севере региона и на склонах гор господствовали таежные елово-пихтовые леса, на юге – еловые с тсугами и соснами. На склонах Общего Сырта произрастали хвойные (сосновые) леса с редкими елями, тсугой и широколиственными и бедным растительным покровом. В начале этого времени отмечается потепление с появлением сосновых и листопадных лесов и богатым травянистым покровом, а в конце времени – похолодание, приведшее к сокращению видового разнообразия древесных пород и к преобладанию среди травянистых маревых и полыней, а также к развитию в горах нагорной тундры с карликовой березкой и *Lycopodium pungens* La Pyl.

По остракодам [местонахождение Кумурлы: Плиоцен..., 1965] снизу вверх прослежено осолонение водоема с появлением эвригаллиных, а затем типичных акчагыльских солоноватоводных и морских форм. В кумурлинское время обитали *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* (Ramd.), *Cyclocypris laevis* (O. Müll.), *Cypria condonaeformis* (Schw.), *C. pseudoarma* M. Popova, *Candoniella schubinae* Mand., *C. albicans* Brady, *C. lacthea* (Baird), *Limnocythere chabarowskyi* M. Popova, *L. tenuireticulata* Suzin, *L. inderica* Sharap., разнообразные пресноводно-солоноватоводные кандоны и многочисленные *Cytherissa lacustriformis* M. Popova, *C. torulosa* M. Popova, многочисленные *Cyprideis torosa* (Jones) и типично солоноватоводно-морские локсоконхи *Loxococoncha varia* Suzin, *Leptocythere litica* Liv., *Mediocytherideis apatoica* (Schneider) и другие виды.

Комплекс моллюсков – пресноводный [местонахождение Кумурлы: Плиоцен..., 1965]: *Viviparus turritus* V. Bog., *Clessiniola utvensis* (Andrus.), *Micromelania* sp., *Caspia* sp., *Bithynia vucotinovici* Brus., *Lithoglyphus* aff. *acutus* Cob., *Valvata piscinalis* (Müll), *V. pulchella* Stud., *Pisidium supinum* A. Schm., *P. conventus* Cless., *Dreissena polymorpha* Pall. Присутствие клессиниол, микромеланий и каспий указывает на начавшееся осолонение водоемов. По литературным данным [местонахождение Шариповский: Яхимович и др., 1970] в конце зилим-васильевского времени обитали кардииды.

В начале аккумуляевского времени в Южном Предуралье существовали два обширных водоема с изрезанной береговой линией, солоноватоводные, являвшиеся заливами акчагыльского моря [Яхимович и др., 1970; Данукалова, 1996]. Один залив существовал на месте подтопленной гидрографической сети палео-Белой, другой – на месте Палео-Сакмары. Между ними находился Сакмаро-Бельский водораздел, представлявший собой восточные отроги Общего Сырта и возвышенность Накас. В пределах возвышенности существовали пресноводные озера. На месте Урала располагались низкие горы, на юг от них находилось низкое по сравнению с современными

отметками Зилаирское плато. В западной части характеризуемого региона располагалась высокая равнина (восточная часть Русской платформы) с возвышенностями на месте современного Уфимского плато, Белебеевской возвышенности, а прибрежная часть суши представляла собой низкую равнину. Основными областями денудации были Уральские горы и высокая западная равнина. В залив впадали реки, о существовании которых свидетельствуют дельтовые осадки [местонахождения Аккулаево, Султанаево: Яхимович и др., 1972; Фауна..., 1983].

По палинологическим и палеокарпологическим данным установлено, что флора была современного типа с небольшой примесью тсуги, с преобладанием ныне живущих видов и наличием форм соответствующих гелазскому веку [Яхимович и др. 1970; Danukalova et al., 2002]. Во время максимума акчагыльской ингрессии на территории Южного Предуралья были распространены темнохвойнотаежные леса с елью и пихтой. Растительность этого времени отражает несколько фаз похолоданий и потеплений.

Для аккумуляевского времени характерен комплекс разнообразных пресноводных моллюсков: вивипарид, битиний, литоглифов, разнообразных гладких и скульптурированных унионид и других, а также солоноватоводные и морские моллюски мактриды, кардииды, клессиниолы и наивысший для акчагыла расцвет морских и солоноватоводных остракод [Яхимович и др., 1970, 1992; Фауна..., 1983; Данукалова, 1996].

В это время обитали мелкие млекопитающие – насекомоядные, зайцеобразные, грызуны хапровского фаунистического комплекса. В этом комплексе преобладают грызуны, особенно полевки, представленные некорнезубыми формами рода *Mimomys*. Большинство видов обитали в приречных и лесных биотопах (древний бобр, выхухоль, полевки, заяц, лесная мышь), некоторая часть жила на открытых пространствах (хомяк) [Сухов, 1970]. По мнению А.С. Тесакова [Tesakov, 1993; Тесаков, 2004] аккумуляевская фауна включает следующие виды полевок: *Mimomys polonicus* Kow., *M. hintoni hintoni* Feifar, *Pitymimomys bashkiricus* (Suchov), *Borsodia novoasovica* (Topachevsky et Scorik), *Villania veterior* Kretzoi, принадлежит зоне MN16 и отвечает части эпохи Гаусс. Аккумуляевский разрез в целом не может быть древнее среднего акчагыла, поскольку начало среднего акчагыла приходится еще на зилим-васильевский горизонт кинельской свиты (ныне квартал), вскрываемый скважинами, возраст его определен достоверно [Плиоцен..., 1965]. В аккумуляевском аллювии присутствуют солоноватоводные раковины *Aktschagyliia ossoskovi* (Andrus.), что соответствует времени проникновения максимальной акчагыльской ингрессии в Южное Предуралье. Таким образом, костные остатки, вероятно, являются переотложенными. Практически отсутствуют сведения о крупных млекопитающих аккумуляевского времени – известна единичная находка рога антилопы [Яхимович и др., 1970].

В конце аккумуляевского времени в результате тектонических поднятий произошло сокращение акватории залива, и часть территории ранее занятой морем была осушена. Изолированные остаточные водоемы продолжали существовать в неровностях рельефа. В предгорьях западного склона Урала начала формироваться гидрографическая сеть.

Климат в это время предположительно был резко континентальным, сухим, более холодным.

На пространствах, открытых после ухода моря, произрастала бедная травянистая растительность – в основном маревые, полыни, гречишные, плюмбаговые (кермек) и др.

В конце гелазского яруса в воеводское время на территории Южного Предуралья вновь образовался ингрессионный кратковременный морской залив. Морские отложения воеводского времени отделены от аккумуляевских аллювиальными осадками.

Флора воеводского времени современная, растительность лесостепного типа, вверх переходящая в таежную, встречаются отдельные виды, филогенетически близкие современным, и виды, ныне имеющие более южные ареалы (ясень, лох). Растительность менялась от злако-разнотравных степей и лесостепей, ксерофитных степей с березово-сосновыми островными лесами к еловой тайге [Яхимович и др., 1970].

Видовой состав моллюсков [Фауна..., 1980; Данукалова, 1996] и остракод [Фауна..., 1980; Яхимович и др., 2000] воеводского времени содержит пресноводные, солоноватоводные и морские виды, которые не отличаются от аккумуляевского.

Климат был теплый континентальный, в конце времени отмечается похолодание.

В конце гелазского века на территории региона установился континентальный режим.

Литература:

- Антропоген Южного Урала. М.: Наука, 1965. 280 с.
- Данукалова Г.А. Двустворчатые моллюски и стратиграфия акчагыла. М.: Наука, 1996. 132 с. (Тр. ПИН РАН; Т. 265).
- Плиоцен Башкирского Предуралья (кинельская свита). М.: Недра, 1965. 316 с. (Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. 2. Ч. 2).
- Фауна и флора Воеводского (стратиграфия и палеонтология) / отв. ред. М.А. Камалетдинов, В.Л. Яхимович. Уфа: изд-во БФАН СССР, 1980. 81 с.
- Сухов В.П. Позднеплиоценовые мелкие млекопитающие Аккулаевского местонахождения в Башкирии. М.: Наука, 1970. 94 с.
- Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 554).
- Яхимович В.Л., Данукалова Г.А., Попова-Львова М.Г. и др. Опорные стратиграфические разрезы верхнего плиоцена и плейстоцена в Башкирском Предуралье. Уфа: Гилем, 2000. 76 с.
- Фауна и флора плиоцена и плейстоцена. М.: Наука, 1983. 152 с.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Латыпова Э.К. и др. Фауна и флора кайнозоя Предуралья и некоторые аспекты магнитостратиграфии. Уфа: БНЦ УО РАН, 1992. 132 с.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Попов Г.И. и др. Фауна и флора Аккулаево. Уфа: БФАН СССР, 1972. 144 с.
- Яхимович В.Л., Немкова В.К., Вербицкая Н.П. и др. Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в кайнозое. М.: Наука, 1970. 136 с. (Кайнозой Башкирского Предуралья. Т. 2. Ч. 3).
- Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., et al. Excursion Guide of the INQUA SEQS – 2002 conference, 30 June – 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS – 2002 conference “The Upper Pliocene – Pleistocene of the Southern Urals region and its significance for correlation of eastern and western parts of Europe”). Ufa: Dauria, 2002. 139 p.
- Tesakov A.S. Late Pliocene and Early Pleistocene small mammals from the south of Eastern Europe // Stratigraphy. Geological correlation. 1993. V. 1. № 3. P. 92–96.

## ИЗОТОПНЫЙ БАЛАНС ЧЕРНОМОРО-АЗОВСКОГО БАССЕЙНА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Дикарёв В.А., Николаев С.Д.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
dikarev@rambler.ru

Черноморо-Азовский бассейн является наиболее хорошо изученным изолированным водоёмом с точки зрения его изотопного и палеоизотопного состава. На его примере были отработаны основные методические вопросы и приёмы изотопно-палеогеографических исследований. Наиболее важным элементом в палеогеографических реконструкциях является изотоп кислорода, как наиболее распространённого элемента геосферы. Он имеет три стабильных изотопа:  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  и  $^{18}\text{O}$ . Обычно определяют соотношение  $^{18}\text{O}$  к  $^{16}\text{O}$  т.к. они наиболее распространены и имеют наибольшую разницу масс. В качестве эталона используется определённое в 1976 году отношение  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  для осреднённого состава океанической воды (SMOW, standard mean ocean water). Для всех остальных объектов изучения определяется отклонение от стандарта SMOW в промилле –  $\delta^{18}\text{O}$ . Например, средний современный изотопный состав Черноморского бассейна  $-2.3\text{‰}$  [Николаев, 1976].

Голоценовая история Черноморского бассейна (Понтийский этап) начинается с подъёма уровня Мирового Океана выше Босфорского порога и начала поступления солёных Средиземноморских вод в пресный Новозёвксинский бассейн [Янина, 2012]. В ходе этого процесса, который по данным некоторых исследователей носил катастрофический характер, изменился и изотопный состав вод Черноморско-Азовского бассейна, пока в ходе всей голоценовой истории не достиг современных значений. В нашем исследовании мы попытаемся определить, какие источники и в каких масштабах влияли на формирование изотопного состава вод моря в среднем и позднем голоцене.

Современный изотопный баланс Чёрного моря складывается из следующих составляющих:

### Приход

Речной сток – 338 км<sup>3</sup>/год

Атмосферные осадки – 238 км<sup>3</sup>/год

Приток Средиземноморских вод через Босфор – 176 км<sup>3</sup>/год

Приток Азовских вод через Керченский пролив – 50 км<sup>3</sup>/год

---

**Итого – 802 км<sup>3</sup>/год**

### Расход

Испарение – 396 км<sup>3</sup>/год

Сток через Босфор – 371 км<sup>3</sup>/год

Сток через Керченский пролив – 33 км<sup>3</sup>/год

---

**Итого – 800 км<sup>3</sup>/год** [Гидрометеорология, 1991]

Реками в Чёрное море ежегодно заносится 338 км<sup>3</sup> пресной воды. Из этого количества 86 % дают десять крупных рек: Дунай — 200 км<sup>3</sup> (57.5 %), Днепр — 43.5 км<sup>3</sup> (12.5 %), Риони — 13.37 км<sup>3</sup> (3.8 %), Днестр — 9.1 км<sup>3</sup> (2.6 %), Чорохи — 8.71 км<sup>3</sup> (2.5 %), Кызыл-Ирмак — 5.90 км<sup>3</sup> (1.7 %), Сакарья — 5.60 км<sup>3</sup> (1.6 %), Ешиль-Ирмак — 5.30 км<sup>3</sup> (1.5 %), Кодори — 4.17 км<sup>3</sup> (1.2 %) и Бзыби — 3.79 км<sup>3</sup> (1.1 %). Изотопный состав поступающих в море речных вод можно представить следующим образом:

Дунай (57.5%) –  $\delta^{18}\text{O}$  от -8.3‰ до -9.5‰.

Днепр (12.5%) –  $\delta^{18}\text{O}$  -5.6‰.

Риони (3.8%) –  $\delta^{18}\text{O}$  -11.6‰.

Днестр (2.6%) – (примерно равен Днепру),  $\delta^{18}\text{O}$  -5.6‰.

Остальные реки (23.6%) –  $\delta^{18}\text{O}$  в среднем -11.7‰ (Чорохи -11.5‰; Кодори -11.3‰; Мзымта -12.3‰) [Николаев, 1976].

Средневзвешенное значение рассчитывается по следующей формуле:

$57.5\% \times (-8.3\text{‰}) + 12.5\% \times (-5.6\text{‰}) + 3.8\% \times (-11.6\text{‰}) + 2.6\% \times (-5.6\text{‰}) + 23.6\% \times (-11.7\text{‰}) / 100 =$   
**-8.8‰** (при Дунае -8.3‰) или

$57.5\% \times (-9.5\%) + 12.5\% \times (-5.6\%) + 3.8\% \times (-11.6\%) + 2.6\% \times (-5.6\%) + 23.6\% \times (-11.7\%) / 100 = -9.5\%$  (при Дунае  $-9.5\%$ ), т.е. изотопный состав вод Дуная является определяющим для изотопного состава всего речного стока.

Значения  $\delta^{18}\text{O}$  для атмосферных осадков составляет  $-7\%$  [Ферронский, 1983] или  $-6.5\%$  [Ветштейн, 1982], приток из Босфора  $\delta^{18}\text{O} = +1.5\%$ , приток из Керченского пролива  $\delta^{18}\text{O} = -3.4\%$  (среднее для Азовского моря). Изотопные значения в расходной части баланса будут следующие: испарение  $\delta^{18}\text{O} = -9\%$  [Ветштейн, 1982], отток в Босфор  $\delta^{18}\text{O} = -2.3\%$  (среднее значения воды открытой части Черного моря), отток в Керченский пролив  $\delta^{18}\text{O} = -2.3\%$  [Николаев, 1976].

Составим изотопно-материальный баланс, приравняв приход к расходу:

$$(1) V_{\text{рекх}} \delta^{18}\text{O}_{\text{рек}} + V_{\text{атм.ос.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{атм.ос.}} + V_{\text{из.Аз.м.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Аз.м.}} + V_{\text{из.Ср.м.}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Ср.м.}} = V_{\text{сток в Босфх}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}} + V_{\text{исп.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{исп.}} + V_{\text{в.Аз.м.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}}$$

Это выражение справедливо для стабильного положения уровня моря, при котором приход примерно равен расходу, а излишек в виде нескольких кубокилометров, представляющих примерно  $0.5\%$  всего баланса, стекает через Босфор в Мраморное море. Далее мы проанализируем, как бы менялся изотопный состав Черного моря при изменении поступления Средиземноморских вод. Для этого введём в уравнение объем воды умноженный на среднее значение изотопного состава по кислороду:

$$V_{\text{Чер.м.х}} \delta^{18}\text{O} = 537000 \text{ км}^3 [\text{Суховой, 1986}] \times -2.3\% [\text{Николаев, 1976}]$$

Уравнение для изотопного состава моря примет в этом случае следующий вид:

$$(2) (V_{\text{Чер.м.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}} + V_{\text{рекх}} \delta^{18}\text{O}_{\text{рек}} + V_{\text{атм.ос.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{атм.ос.}} + V_{\text{из.Аз.м.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Аз.м.}} + V_{\text{из.Ср.м.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Ср.м.}} - V_{\text{сток в Босфх}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}} - V_{\text{исп.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{исп.}} - V_{\text{в.Аз.м.х}} \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}}) / V_{\text{Чер.м.}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}}$$

Вычислив расчетное значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}}$  мы получим  $-2.3001\%$ , т.е. расчетное значение с высокой точностью совпадает с известным нам. Теперь попробуем рассчитать, что происходило бы при падении уровня моря на 5 и 8 метров в период, так называемой, фанагорийской регрессии [Дикарев, 2011]. Босфорский порог имеет глубину 36 м. Допустим, что поток делится пополам: по  $\frac{1}{2}$  вода втекает в Черное море, по  $\frac{1}{2}$  – вытекает, т.е. 18 м. приходится на поступающие Средиземноморские воды. При падении уровня на 5 м на поступающие воды останется 13 м, а при падении на 8 м – 10 м. Иными словами, количество поступающих вод должно было бы уменьшиться на 28% и 45% соответственно от современных  $176 \text{ км}^3$ . Подставив коэффициенты в уравнение (2) к произведению поступающих вод Средиземного моря мы получим:

$$\text{При падении уровня на 5 м} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}} = -2.3002\%$$

$$\text{При падении уровня на 8 м} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}} = -2.3003\%$$

т.е. изменение изотопного состава под влиянием ограничения поступления Средиземноморской воды будет составлять ничтожно малую величину  $0.2-0.3\%$  за тысячу лет!

Даже если мы будем использовать при расчете не весь объем Черного моря, а 200 метровый слой, подставив соответствующие значения в уравнение (2), мы получим расчетное значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{Чер.м.}} = -2.3016\%$ . Оно соответствует изменению порядка  $1.6\%$  за тысячу лет, хотя и является явно завышенным.

Основной вывод, вытекающий из проделанных нами вычислений, следующий. После соединения Черноморо-Азовского бассейна со Средиземноморским, выравнивания их уровней и установления стабильного водообмена через Босфор, дальнейшие колебания уровня не могли являться причиной изменения изотопного состава воды в бассейне. Основной причиной изменения изотопии воды являлось изменение пресноводной составляющей баланса, т.е. изменение увлажненности климата, а не масштабы поступления Средиземноморских вод. В ходе дальнейшей работы мы попытаемся оценить изменение пресноводной составляющей в изотопном балансе Черноморо-Азовского бассейна в период после климатического оптимума голоцена и провести корреляцию с известными представлениями об изменении уровня моря в этот период.

Литература:

- Ветштейн В.Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. Л.: Недра, 1982. 216 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Черное море. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1991. Т. 4. Вып. 1. 429 с.
- Дикарёв В.А. О фанаторийской регрессии Черного моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2011. № 1. С. 35–40.
- Николаев С.Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: Изд-во ВНИРО, 1995. 127 с.
- Николаев С.Д., Гурский Ю.Н., Анисеев В.И. Изотопный состав кислорода иловых вод Черного моря // Новейшие отложения, неотектоника и человек. 1976. Вып. 6. С. 48–53.
- Суходей В.Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 288 с.
- Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы. М.: Наука, 1983. 277 с.
- Чижова Ю.Н., Добролюбов С.А. и др. Оценка влияния под малых рек на приповерхностные воды Чёрного моря по изотопным данным // Вестн. Моск. Ун-та Сер. 5. География. 2011. № 6.
- Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 264 с.



## СТРАТИГРАФИЯ ОСАДКОВ И ХРОНОЛОГИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

Зерницкая В.П., Матвеев А.В.

Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, [vzern@nature.basnet.by](mailto:vzern@nature.basnet.by)

Последнее оледенение, которое затронуло северную часть Евразии, началось приблизительно 28 000 кал. л. н. и достигло кульминации в диапазоне от ~ 22 000 до 19 000 кал. л. н. [Clark, 2009]. В течение гляциального максимума этого оледенения (позерского, валдайского, висленского) северо-западные и северные регионы Беларуси были покрыты ледниковым щитом. Возраст максимальной стадии (оршанской) поозерского оледенения датируется от 17 до 18 тыс. С<sup>14</sup> л. н. (~ 19.0–22.0 тыс. кал. л. н.) [Зименков, 1987; Санько, 1999]. Процесс дегляциации ледниковых покровов был тесно связан с климатическими и орографическими факторами, а также с географическим положением территории. В настоящее время на основе различных методов датирования (AMS, <sup>10</sup>Be, OSL, TL) осадочных пород получены новые данные, позволяющие уточнить хронологическую картину деградации ледника в восточной части Балтийского региона [Rinterknecht et al., 2006]. Как показали исследования, возраст максимальной стадии и фаз отступления ледника в различных областях оледенения не был синхронным. Вместе с тем, большинство исследователей придерживаются мнения о стадийных этапах таянья ледника [Марков, 1934; Зарина 1970; Zelčs et al, 2004; Guobytė, Satkūnas, 2011; Raukas et al, 2010; Karabanov, Matveyev, 211; Kalm, 2012 и др.].

Детальная хронология глобальных климатических событий позднеледниковья установлена в кернах Гренландского ледника [Rasmussen et al., 2006]. Для выявления синхронности/асинхронности этих событий и корреляции данных из различных континентальных архивов используют схему, в которой подразделения позднеледниковья [Mangerud et al., 1974] могут быть сопоставлены с событиями, установленными по изотопным кривым NGRIP, GRIP [Lowe et al., 2008], а именно: поздний дриас (DR-3/YD) может соответствовать событию GS-1 (гренландский стадиал – 1); аллередский интерстадиал (AL) – событиям GI-1a-1c (гренландский интерстадиал) с холодным эпизодом в интервале ~13050–13250 кал. л. н. (событие GI-1b, осцилляция Герцензее); средний дриас (DR-2/OID) – событию GI-1d; беллингский интерстадиал (BÖ) – событию GI-1e. Таким образом, в конце позднего плейстоцена выделено два стадиала (GS-1, GS-2) и один интерстадиал (GI-1) включающий потепление беллинг+аллеред с рядом холодных эпизодов (GI-1b, GI-1d и др.) внутри него.

На территории Беларуси аккумуляции верхнего плейстоцена представлены аллювиальными, озерными, болотными, источниковыми (туфы) и эоловыми отложениями. Традиционно при стратификации этих отложений использовалась схема, в которой основным репером при выделении аллередских осадков был так называемый «нижний максимум пыльцы ели». Новые палинологические и радиоуглеродные данные, полученные при послойном изучении (2–5 см) керна (таблица) позволили уточнить палиностратиграфическую схему позднеледниковья Беларуси [Зерницкая и др., 2005] и выполнить корреляцию региональных палинозон с глобальными событиями, установленными в гренландских кернах (рис.).

В течение последнего оледенения значительная часть территории Беларуси находилась в перигляциальной зоне с распространением вечной мерзлоты и тундро-лесостепных ландшафтов [Величко и др., 1989; Маркова и др. 2008; Гричук, Борисова, 2009]. Наиболее выраженные экологические изменения произошли в BÖ, что способствовало быстрому проникновению древесной растительности (сосна, береза) на север страны, в зону последнего оледенения. В конце плингляциала (GS-2/DR-1, ~15.0–16.0 тыс. кал. л. н.), когда положение ледника соответствовало северо-литовской (лужской) стадии, на севере Беларуси господствовали тундровые и лесотундра ландшафты, а южнее 54<sup>0</sup> с. ш. – лесостепь с элементами тундры (*Betula sec. Fruticosa*, *Alnus sec. Fruticosa*, *Salix herbacea*, редколесье с *Betula sec. Albae*, *Pinus sylvestris*, *Pinus sec. Strobus*, изредко *Picea obovata*, *P. abies*, *Larix*, *Rumex/Oxyria* type, *Dryas octopetala*, *Selaginella selaginoides*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, и др.). В течение интерстадиала (GI-1, BÖ-AL) растительный покров Беларуси не был идентичным. В беллинге и среднем дриасе (GI-1e – 1d/ BÖ и DR-2) на севере страны доминировали редколесья

Таблица. Разрезы с пыльцевыми и  $^{14}\text{C}$  данными использованные для стратиграфии осадков позднеледникового

Разрезы	Широта	Долгота	Источник
Церковное	56°02'	28°14'	Ракович В., Зерницкая В., 2004
Лозовики	55°15'	28° 7'	Зерницкая В. П. и др., 2001
Межузол	54°59'''	28° 4'	Зерницкая В.П., Колковский В.М., 2003
Кузьмичское	52°33'	28°02'	Зерницкая В., Кривальцевич Н., 2014
Иванисовка	52°15'	26° 2'	Зерницкая В. П. и др., 2010
Старое	52°53'	30°55'	Zernitskaya V. P. et al., 2014
Сергеевское	53°30'	27°45'	Махнач Н.А и др., 2009
Дворищанское	51°42'	23°59'	Zernitskaya V., Kolkovski V., 2008

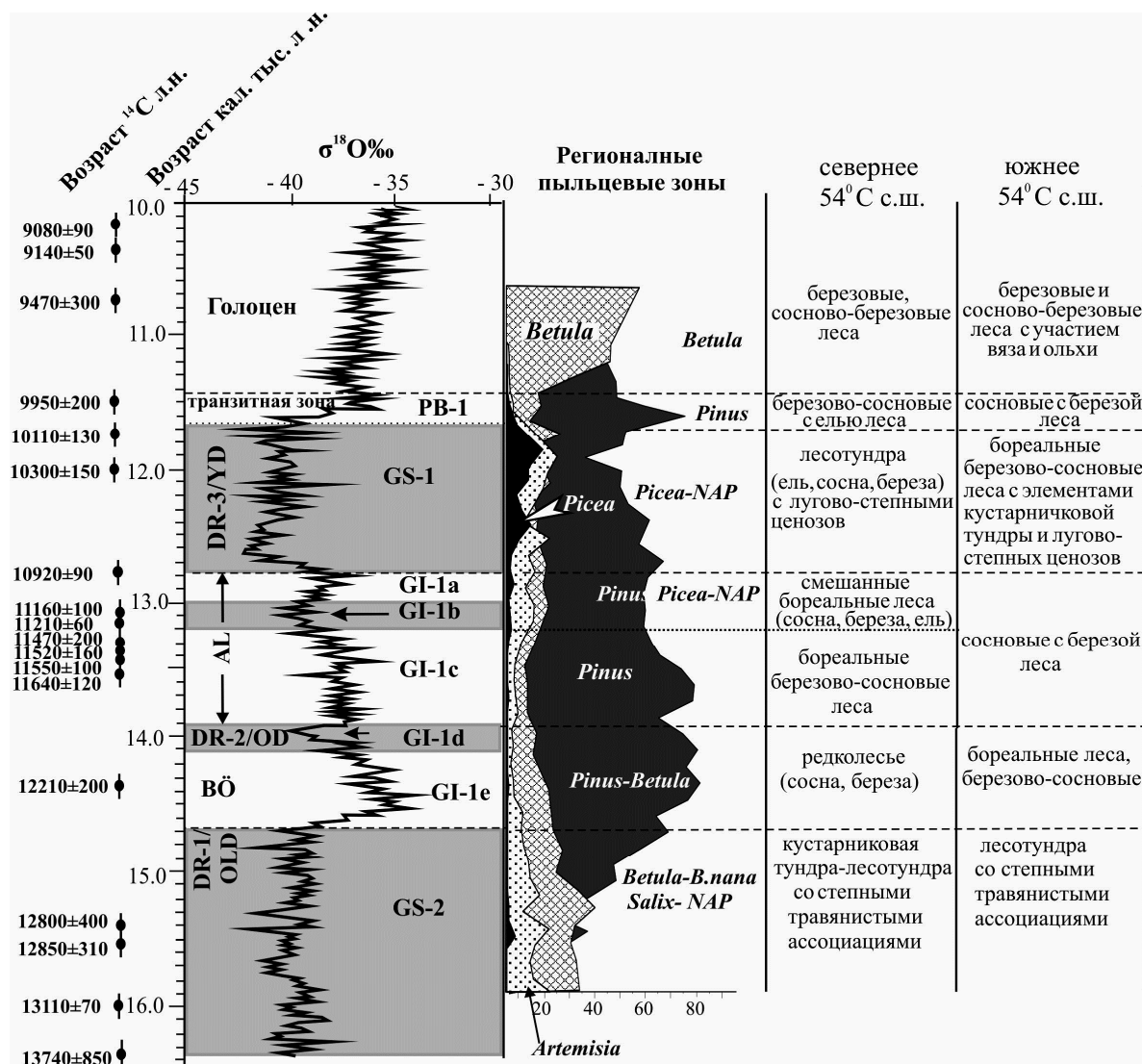


Рис. Корреляция региональных пыльцевых зон с климатостратиграфическими подразделениями позднеледникового и событиями, отраженными в изотопно-кислородной кривой Гренландского ледника [Mangerud et al, 1974; Lowe, et al., 2008]

из сосны и березы, в центральных и южных регионах бореальные редкостойные сосновые и березово-сосновые леса. В интервале от ~14.0 до 13.2 тыс. кал. л. н. (GI-1e/AL) сосновые северо-среднетаежные леса с участием березы оккупировали всю территорию Беларуси. Рост значений ели в лесном покрове северных, центральных и восточных регионов страны фиксируется около 13200 кал. л. н. и сопоставляется с осцилляцией Герцензее. Восстановление сосновых лесов во время теплого события GI-1a в этих регионах не отмечено. Похолодание

климата в позднем дриасе (GS-1/DR-3) создало благоприятные условия для дальнейшего распространения ели и степных сообществ. Содержание пыльцы *Picea* в северных разрезах колеблется от 20 до 60% (Межужол, Нарочь, Церковное), в центральных – падает до 10% (Судoble, Сергеевское), а в юго-восточных до 5% (Старое, Кузьмичское). В западных и юго-западных регионах по-прежнему доминировали сосновые и березово-сосновые леса, в бассейнах Немана и Припяти возросла роль ивы и лугово-степных ценозов. Переход от позднеледниковья к голоцену (около 11.5 тыс. кал. л. н.) четко регистрируется падением значений пыльцы ели и трав.

Литература:

- Величко А. А., Фаустова М. А. Оледенения восточно-европейского региона СССР // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 137–146.
- Гричук В. П., Борисова О. К. Поздний плейстоцен // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен и голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. С. 70–74.
- Зарина Е.П. Геохронология и палеогеография позднего плейстоцена на северо-западе Русской Равнины // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: 1970. С. 27–33.
- Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Махнач Н.А., Михайлов Н.Д. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси // Літасфера. 2005. 1(22). С. 157–165.
- Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Тимерева С.Н. История формирования болота Иванисовка (Белорусское Полесье) // Літасфера. 2010. 1 (32). С. 20–30.
- Зименков О.И. Геология и геохронология неоплейстоцена и голоцена Белоруссии: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Мн.: 1987. 22 с.
- Марков К.К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. комисс. по изуч. четв. периода АН СССР. 1934. Т. 4. Вып. 1. С. 5–70.
- Маркова А.К., Кольфсхотен Т. ван, Бохнке Ш. и др. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24 – 8 тыс. л. н.). 2008. Издательство КМК. 556 с.
- Махнач Н.А., Зерницкая В.П., Колосов И.Л. Стабильные изотопы углерода и кислорода и спорово-пыльцевые спектры в позднеледниково-голоценовых карбонатных осадках озера Сергеевского (Беларусь) // Літасфера. 2009. 1 (30). С. 103–114.
- Санько А.Ф. Фауна моллюсков гляциоплейстоцена и голоцена Беларуси. Мн.: 1999. 101 с
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D. 2009. The Last Glacial Maximum // Science. 325. P. 710–714.
- Guobytė R., Satkūnas J. Pleistocene Glaciations in Lithuania // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. (Eds) Jürgen Ehlers, Philip L. Gibbard, Philip D. Hughes. 2011. P. 232–246.
- Kalm V. Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 44. P. 51–59.
- Karabanov A. K., Matveyev A. V. The Pleistocene Glaciations in Belarus // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. (Eds) Jürgen Ehlers, Philip L. Gibbard, Philip D. Hughes. 2011. P. 29–36.
- Lowe J.J., Rasmussen S., Björck S., Hoek W. Z., Steffense J.B., Walker M.J.C., Yu Z.C. and the INTIMATE Group. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group // Quaternary Science Reviews. 2008. 27 (1–2). P. 6–17.
- Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // Boreas. 1974. № 3. P. 109–128.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M. et al. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination // Journal of Geophysical Research-Atmospheres 2006. V. 111. D06102.
- Raukas A., Stankowski W.T.J., Zelčs V., Šinkunas P. Chronology of the Last Deglaciation in the Southeastern Baltic Region on the Basis of Recent OSL Dates // Geochronometria. 2010. V. 36. P. 47–54.
- Rinterknecht V.R., Clark P.U., Raisbeck G.M. et al. The last deglaciation of the south-eastern sector of the Scandinavian ice sheet // Science. 2006. V. 311. P. 1449–1452.
- Zelčs V., Markots A. Deglaciation history of Latvia // Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part I: Europe. Elsevier, Amsterdam. 2004, P. 225–243.
- Zernitskaya V., Stančikaitė M., Vlasov B. et al. Vegetation pattern and sedimentation changes in the context of the Lateglacial climatic events: an approach from SE Belarus // Quaternary International. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.06.045>

## НОВОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ФЛОРЫ В МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Зюганова И.С.<sup>1</sup>, Новенко Е.Ю.<sup>2</sup>, Маккавеев А.Н.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт географии РАН, Лаб. эволюционной географии, *inna0110@gmail.com*;

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, *lenanov@mail.ru*;

<sup>3</sup> Институт географии РАН, Лаб. геоморфологии

Данные карпологического анализа, позволяющие установить вымершие виды в составе флоры, очень важны как для реконструкции изменений палеорастительности, так и для определения стратиграфической позиции изучаемых отложений. На территории Европейской России неоплейстоценовые карпологические комплексы известны из многочисленных разрезов погребенных озерно-болотных и аллювиальных отложений. Наиболее хорошо изучены ископаемые флоры, относящиеся к верхнему неоплейстоцену, в особенности – к микулинскому (ээмскому) межледниковью. Что касается среднего неоплейстоцена, то сравнительно полно охарактеризовано карпологическими данными только лихвинское (гольштейнское) межледниковье. Карпологические комплексы нижнего неоплейстоцена известны из немногих разрезов; стратиграфическая позиция некоторых из них пока что остается дискуссионной [Velichkevich, Zastavniak, 2008].

В данной работе представлены результаты палеоботанического изучения погребенных озерно-болотных отложений, вскрытых в береговом валу оз. Светлое, которое расположено в Павлово-Посадском районе на востоке Московской области (55°53'40" N, 38°41'40" E). Район исследований относится к Мещерской низменности (подзона южной тайги). Современная растительность представлена смешанными хвойно-мелколиственными лесами, широко распространены болота [Грибова и др., 1980].

Оз. Светлое расположено на флювиогляциальной равнине московского оледенения, имеющей высоты 120–140 м над у. м. Южная граница ледникового покрова московской стадии проходила всего на 100 км южнее озера [Velichko et al., 2011]. Котловина озера окружена песчаным валом шириной более 200 м и высотой 3–9 м над окружающей равниной. Максимальная глубина озера достигает 22 м, при этом размеры самого зеркала воды составляют 200×300 м. Котловина озера имеет карстовое происхождение и возникла до эпохи московского оледенения [Маккавеев, 2011].

Отложения вала были изучены в серии расчисток по берегам дренажной канавы, прорезающей вал с запада на восток. Непосредственно под почвенным слоем в обнажениях залегает горизонт разнозернистых песков, содержащий гравий, гальку и валуны преимущественно кристаллических пород. Мощность этого слоя составляет 0.2–0.5 м. Под ним залегает мощная толща слоистых песков и алевритов; ниже вскрыты темно-серые суглинки, супеси и глины видимой мощностью до 1.5 м. Кровля этих отложений неровная, контакт с вышележащим слоем резкий. В период наиболее низкого стояния уровня воды в озере в основании разреза под толщей песков и алевритов серией расчисток были вскрыты озерно-болотные отложения, представленные (сверху вниз) торфом (25 см) и обогащенным растительными остатками суглинком (вид. мощность 20–30 см). Эти отложения были изучены карпологическим и спорово-пыльцевым методами

Полученная семенная флора включает 28 растительных таксонов (Табл. 1). Макроостатки деревьев представлены немногочисленными семенами хвойных пород (*Larix* sp., *Pinus* sp., *Picea* sp.), а также плодами ольхи (*Alnus glutinosa*) и березы (*Betula* sect. *Betula*). Отмечены плоды кустарниковой березы (*Betula humilis*). В количественном отношении преобладают остатки болотных и прибрежных травянистых растений (плоды осок *Carex* cf. *rostrata* и *Carex* cf. *cespitosa*, семена вахты *Menyanthes trifoliata* и др.) Среди водных растений определены остатки *Potamogeton filiformis*, *Potamogeton* cf. *pusillus*, *Myriophyllum* sp. и др., а также оогонии харовых водорослей. Кроме того, были определены мегаспоры ныне гипоаркто-монтанного вида *Selaginella selaginoides*, произрастающего на влажных, мшистых участках.

В рассмотренной ископаемой флоре большинство видов являются эвритермными или

Таблица 1. Состав карпобогического комплекса разреза «Озеро Светлое»

	Таксон	Тип остатков	Количество остатков				Расчистка Светлое-2, суглинок 280–290 см
			Расчистка Светлое-1				
			Торф		Суглинок		
			1) 260–270 см	2) 270–280 см	3) 280–290 см	4) 290–300 см	
1	<i>Characeae gen. indet.</i>	оог	–	–	4		1
2	<i>Selaginella selaginoides</i>	мгс	–	2		8	3
3	<i>Larix sp.</i>	с	3	–	–	–	–
4	<i>Picea sp.</i>	с	1	+	–	–	+
5	<i>Pinus sylvestris</i>	с	–	–	–	–	1
6	<i>Batrachium sp.</i>	пл	–	–	–	–	1
7	<i>Ranunculus sceleratus</i>	пл	2	–	–	–	1
8	<i>Ranunculus cf. gmelinii</i>	пл	1	–	–	–	1
9	<i>Polygonum hydropiper</i>	пл	1	–	–	–	–
10	<i>Betula sect. Betula</i>	пл	26	2	3	–	1
11	<i>B. humilis</i>	пл	3	–	–	–	–
12	<i>Alnus glutinosa</i>	пл	–	–	–	–	2
13	<i>Rubus sp.</i>	энд	1	–	–	–	–
14	<i>Comarum palustre</i>	пл	35	–	–	–	1
15	<i>Menyanthes trifoliata</i>	с	3	2	–	–	1
16	<i>Myriophyllum sp.</i>	пл	–	–	–	–	1
17	<i>Hippuris vulgaris</i>	с	1	–	–	–	–
18	<i>Ajuga reptans</i>	пл	–	–	–	–	1
19	<i>Typha sp.</i>	тг	27	1	2	9	–
20	<i>Potamogeton filiformis</i>	энд	–	–	–	–	1
21	<i>Potamogeton cf. pusillus</i>	энд	–	–	–	–	1
22	<i>Potamogeton sp.</i>	энд	–	–	–	–	2
23	<i>Caulinia macrosperma</i>	с	–	–	–	–	5
24	<i>Schoenoplectus sp.</i>	пл	–	3	–	–	1
25	<i>Carex cf. cespitosa</i>	пл	490	37	–	–	2
26	<i>Carex cf. rostrata</i>	пл	28	4	1	–	5
27	<i>C. paucifloroides</i>	пл	–	–	–	–	1
28	<i>Calla palustris</i>	с	1	–	–	–	–

Сокращения: оог – оогонии, с – семена, пл – плоды, тг – тегмены, энд – эндокарпы. Глубины указаны от поверхности вала в месте расчисток.

холодостойкими. В то же время были определены остатки двух вымерших видов: *Caulinia macrosperma* и *Carex paucifloroides*. Семена *Caulinia macrosperma* встречается исключительно во флорах раннего неоплейстоцена; плоды *Carex paucifloroides* характерны для флор как раннего, так и среднего неоплейстоцена (лихвинское межледниковье) [Velichkevich, Zastavniak, 2008].

Поскольку в изученных образцах преобладают остатки интразональных водных и болотных растений, реконструкция изменений зональной лесной растительности была выполнена по данным спорово-пыльцевого анализа. Палинологические исследования позволили выделить две фазы развития растительного покрова. В первую фазу на изучаемой территории были распространены разреженные березовые леса с примесью сосны, лиственницы и ели. Большое количество пыльцы осок и спор сфагновых мхов свидетельствует о распространении болот и влажных лугов. Присутствие оогониев харовых водорослей и состав

вмещающих отложений (суглинок) указывает на существование водоема озерного типа. Находки микро- и мегаспор гипоаркто-монтанного вида *Selaginella selaginoides* могут свидетельствовать о сравнительно прохладном и влажном климате.

Во вторую фазу произошло распространение еловых и лиственнично-сосновых таежных лесов. Помимо лесов, в растительном покрове участвовали луговые сообщества и болота. В конце фазы ведущим видом-лесобразователем становится ель. По-видимому, такие изменения в составе растительности свидетельствуют о некотором потеплении климата, сопровождавшемся уменьшением эффективного увлажнения (осадки-испарение). Происходит обмеление озерного водоема, и на его берегах начинается накопление торфа.

Состав макроостатков древесных пород хорошо согласуется с палиногическими данными. Интересна находка семян *Larix* sp. На территории Восточно-Европейской равнины макроостатки лиственницы характерны для карпологических комплексов нижнего и среднего неоплейстоцена. Следует отметить, что лиственница являлась обычным элементом ранне- и среднеоплейстоценовых межледниковых флор [Velichkevich, Zastavniak, 2008]. В верхнем неоплейстоцене семена *Larix* sp. отсутствуют в отложениях микулинского (ээмского) межледниковья и найдены только в отложениях интерстадиала Брёруп и его аналогов в Восточной Европе [Velichkevich, Zastavniak, 2008]. Находки как семян, так и пыльцы лиственницы в изученных образцах свидетельствуют о ее существенной роли в лесной растительности.

Ископаемая флора разреза оз. Светлое, несмотря на сравнительное небольшое количество таксонов, имеет некоторые особенности, которые сближают ее с флорами раннего неоплейстоцена. В ней присутствуют вымершие виды, характерные для флор этого интервала: *Caulinia macrosperma* и *Carex paucifloroides*. Кроме того, карпологические и палинологические данные указывают на значительную роль лиственницы в составе лесов. Сочетание вымерших видов и холодостойких (ныне преимущественно аркто-бореальных) видов также характерно для флор межледниковий раннего неоплейстоцена [Velichkevich, Zastavniak, 2008]. Полученные палеоботанические данные позволяют реконструировать лесную растительность бореального типа, которая могла существовать в начальную или завершающую фазу межледниковья.

На территории Московской области карпологические комплексы раннего неоплейстоцена известны из отложений, относящихся к акуловскому, окатовскому и мучкапскому межледниковьям [Velichko et al., 2011]. К сожалению, в разрезе оз. Светлое не представлены отложения климатического оптимума, что не дает возможности уверенно отнести полученную ископаемую флору к одному из перечисленных межледниковий. Наиболее вероятно, что рассмотренная флора принадлежит к мучкапскому межледниковью.

Согласно палеоботаническим данным, в разрезе оз. Светлое погребенные озерно-болотные отложения значительно древнее перекрывающих их отложений песчаного вала. Возможно, они сформировались в раннеоплейстоценовом палеоводоеме, более древнем, чем котловина современного озера Светлое. Это хорошо согласуется с результатами геоморфологических исследований [Маккавеев, 2011], согласно которым, вал, окружающий озерную котловину, сформировался в период московского оледенения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 14-05-00620-а

#### Литература:

Грибова С.А., Исаченко Т.И., Лавренко Е.М. Растительность Европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. 236 с.

Маккавеев А.Н. Механизмы образования некоторых астроблемовидных озер на примере озера Светлое (Московская область) // Геоморфология. 2011. № 3. С. 61–73.

Velichkevich F.Yu., Zastavniak E. Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2. Herbaceous dicotyledons. Krakow: W. Szafer inst. of bot., 2008. P. 1–380.

Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. In Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.): Developments in Quaternary Science, 15. Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 337–359.

## ОСОБЕННОСТИ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ИСКОПАЕМЫХ КОСТНЫХ ОСТАТКАХ ИЗ РАЗРЕЗА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЕСТОВКА (НИЗОВЬЯ Р. КОЛЫМЫ)

Иванова В.В.<sup>1</sup>, Никольский П.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ФГУП ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга, Санкт-Петербург, v\_ivanova@rambler.ru

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, cervalces@mail.ru

На правом берегу р. Крестовка (низовья Колымы), в 4 км выше по течению реки от ее устья находится один из наиболее изученных разрезов верхнекайнозойских отложений приморских низменностей Северо-Восточной Якутии [Алексеев, 1968; Шер, 1971; Шер и др., 1977а, 1977б, 1979; Фролова, 1982; Минюк, 2006].

Здесь найдены многочисленные остатки млекопитающих, характерных для олёрского фаунистического комплекса Северо-Восточной Якутии.

В наиболее полном описании разреза [Шер и др., 1979] снизу вверх выделены: плиоцен–нижнеплейстоценовые отложения (галечники бегуновской свиты; слои кутуях; олерская свита); верхнеплейстоценовые пески. Олерская свита расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты, представлена алевритами, тонкозернистыми песками с прослоями торфа и гравия. Выявлено, что инверсия геомагнитного поля (Матуяма-Брюнес) проходит в самых верхах нижней подсвиты [Минюк, 2006].

В 2013 году авторами данной работы было проведено комплексное изучение четвертичных отложений местонахождения Крестовка. Была собрана коллекция остатков плейстоценовых млекопитающих (23 экземпляра отнесенных к 6 видам, табл.1), среди которых есть находки, представляющие значительный интерес для биостратиграфии, в том числе остатки мамонтоидных слонов вида *Archidiskodon-Mammuthus*. Часть находок была обнаружена *in situ*, часть собрана под обнажением. Изучен (ICP-MS) макро- и микроэлементный состав костных остатков и отложений, составляющих разрез.

Методика стратиграфической привязки костных остатков с учетом специфики полярного литогенеза апробирована нами на многих разрезах четвертичных отложений Арктической Сибири [Иванова, Никольский, 2005, 2007; Иванова, Никольский, Басилян, 2011; Иванова, 2012]. В качестве основного критерия, отражающего принадлежность фаунистических остатков к конкретному стратиграфическому горизонту, предлагается использовать величину тетрадного эффекта фракционирования лантаноидов, которая является индикатором фациальных и климатических условий осадконакопления и специфична для костных остатков и отложений, принадлежащим к различным стратиграфическим уровням.

Различный уровень накопления РЗЭ в образцах (табл.1) в пределах одного уровня разреза дает возможность сделать вывод о существенных изменениях физико-химических условий среды диагенеза и о возможности применения геохимических коэффициентов, отражающих фракционирование РЗЭ, для классификации выборки.

Анализ статистических характеристик распределения РЗЭ в костных остатках и породах показывает, что по уровню содержания РЗЭ кости значительно отличаются от пород, что является свидетельством их диагенетических преобразований. Вариабельность содержаний РЗЭ и значений геохимических коэффициентов, отражающих степень фракционирования, значительно выше в костных остатках, чем в породах. Низкая вариабельность параметров в породах может быть связана с наличием в выборке большого количества образцов из псевдоморфоз и грунтовых жил (перемешивание материала). Спектры РЗЭ (нормированные на NASC) показывают: в породах – преобладание легких РЗЭ (типично для аллювиальных отложений), отсутствие цериевой, отрицательную аномалию по празеодиму и положительную европиевую аномалию, наличие тетрадного эффекта W-типа.

В спектрах РЗЭ костных остатков выделяются образцы, обогащенные средними и тяжелыми РЗЭ (влияние физико-химических условий диагенеза). Большая часть проб имеет спектры кардинально (за исключением сильной положительной европиевой аномалии) похожие на спектры вмещающих пород. Наблюдается заметное фракционирование РЗЭ, что выражается в увеличении значений тетрадных эффектов. По характеру спектров РЗЭ костные остатки

Таблица 1. Характеристика палеонтологических образцов из сборов на р. Крестовка 2013 г.

Номер образца	Характеристика (вид, кость)	Привязка к разрезу	$\Sigma$ РЗЭ
KRS6-F8	слон, нижняя челюсть, обломок	пляж	16.5
KRS-61-F2	кость крупная неопр. обломок	H=12.4 м, линза гравия в нижнем олере <b>in situ</b>	11.4
KRS6-F3	слон, обломок кости	H=18.7 м, большая псевдоморфоза в кровле верхнего олера <b>in situ</b>	35.9
KRS6-F4	слон, обломок кости	H= 17.7 м, большая псевдоморфоза в кровле верхнего олера <b>in situ</b>	36.2
KRS6-F11	бизон, обломок лопатки	пляж	2.4
KRS6-F22	слон, зуб	пляж	25.5
KRS6-F25	волк, нижняя челюсть	пляж	13.8
KRS-61A	слон, бивень	H~20м, левая псевдоморфоза в кровле верхнего олера <b>in situ</b>	100
KRS-61B	слон, бивень	H~25м, основание едомы <b>in situ</b>	124
KRS-F21	слон, зуб верхний	пляж	2.3
KRS61-F6	обломок кости неопр.	H=12.5м, основание нижнего олера <b>in situ</b>	91.3
KRS-L3	слон, атлант	пляж	57.5
KRS-L2	лошадь, плечо	пляж	52.2
KRS-L4	лошадь, плечо	пляж	17.2
KRS6-F5	северный олень, бедро	H=20 м, едома или верх верхнего олера <b>in situ</b>	4
KRS6-F9	лопатка, обломок	пляж	2.1
KRS6-F10	сев. олень, обломок метаподии	пляж	39.7
KRS65-F14	мамонт, ребро	основание едомы <b>in situ</b>	27.6
KRS7	бизон, позвонок	пляж	7.7
KRS-L5	бизон, бедро	пляж	1.1
KRS-L1	северный олень, рог	пляж	3.5
KRS-62-F1	кость крупная неопр.	базальный олер, перемык кутуях/олер <b>in situ</b>	146
KRS61-F5	обломок кости неопр.	базальная линза нижнего олера, H=11.5m <b>in situ</b>	624

визуально разделяются на совокупности 1–4 (1-нижний олер; 2-верхний олер; 3-едома; 4-базальный олер (перемык кутуях/олер). По форме спектра от молодых до древних образцов наблюдается усиление деплетирования тяжелых РЗЭ (коэффициент ЛРЗЭ/ТРЗЭ изменяется от 0.87 до 1.49). Уровни накопления РЗЭ в пределах совокупностей различны.

Наличие почти 50% образцов, найденных *in situ*, дает возможность для классификации массива применять метод дискриминантного анализа на основе обучающей выборки. Метод позволяет выделить группу параметров, дающую оптимальное разделение между



предполагаемыми группировками (нижний олер, верхний олер, едома, базальный олер-зона перемыва).

Значимыми (вносящими максимальный вклад в достоверность разделения образцов), являются тетрадный эффект первой и третьей тетрады РЗЭ, величина диспрозиевой аномалии, отношения U/Th, Y/No ( $p < 0.05$ ). То есть основное значение имеет фракционирование легких и средних РЗЭ. Процент корректности разделения высок, 93%.

Таким образом все биостратиграфически важные, но обнаруженные не *in situ* фаунистические остатки, можно по косвенным данным отнести к определенным слоям разреза, исключив возможность их переотложения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-01128-а).

#### Литература:

- Иванова В.В., Никольский П.А. Использование РЗЭ для корректной датировки подъемного палеонтологического материала по стратиграфическим горизонтам типоморфных голоцен-плейстоценовых разрезов приморских низменностей Северной Якутии / Материалы Первой международной научной конференции «Геология, геохимия и экология Северо-Запада РФ». СПб, 2005. С. 121–128.
- Иванова В.В., Никольский П.А. Распределение редкоземельных элементов в ископаемых костных остатках как индикатор возраста // Международная мамонтовая конференция. Тезисы докладов. Якутск, 2007. С. 55.
- Иванова В.В., Никольский П.А., Басилян А.Э. Результаты комплексного изучения разреза четвертичных отложений местонахождения фауны млекопитающих «Тандинское» в низовьях р. Алдан (Центральная Якутия) // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты; СПб, 2011. Т. 1 (А–К). С. 227–229.
- Иванова В.В. Редкоземельные элементы в отложениях плейстоцена Центральной и Восточной Якутии. // Материалы конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов», Санкт-Петербург, 9–17 сентября 2012. С. 199–203.
- Минюк П.С. Граница хронов Матуяма-Брюнес и е биостратиграфическая характеристика в отложениях плейстоцена севера Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 3. С. 29–39.
- Фролова Г.Г. Мелкие млекопитающие опорного разреза плиоцен-четвертичных отложений на р. Крестовка (Колымская низменность) // Геология кайнозоя Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 46–58.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 312 с.
- Шер А.В., Вирина Е.И., Зажигин В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-четвертичной толщи в низовьях р. Колымы // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 5. С. 1171–1175.
- Шер А.В., Гитерман Р.Е., Зажигин В.С., Киселев С.В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 5. С. 69–83.
- Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. и др. Позднекайнозойские отложения Колымской низменности // Путеводитель экскурсии, тур XIV ТНК. М.: Изд-во АН СССР, 1979. 116 с.

## ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

Измайлов Я.А.

*Международный инновационный университет, Сочи, izmailov.yakub@mail.ru*

Исследование неоплейстоценовых отложений дна Керченского пролива имеет вековую историю, начало которой, как известно, связано с выдающимися работами Н.И. Андрусова [1918 и др.] по результатам буровых работ 1916–1918 годов (28 скважин по 4 створам). Если упоминать только самые крупные последующие события, нужно сказать, что изучение донных отложений здесь всегда лимитировалось проведением качественных буровых работ; с этапностью этих работ тесно связана и этапность исследовательской деятельности. Так, существенный объем бурения был выполнен «Трансмостпректом» в 1945 году под руководством С.С. Соколова (Чушкинский, Еникальский и Жуковский створы, частично Тузлинский створ). Стратиграфические материалы при этом, включая анализ моллюсковой фауны, обрабатывали А.Г. Эберзин, и Б.П. Жиженко; по неизвестной для нас причине материалы эти практически не опубликованы, часть их можно найти в архивах. Возможно, опубликованию помешал столь строгий в тот период режим секретности. Начиная, в основном, с семидесятых годов прошлого столетия, масштабные работы, также связанные с бурением скважин, проводит институт геологических наук АН УССР, объединение «Крымморгеология» и другие организации Украины [Шнюков и др. 1981]. Но наиболее крупные и детальные изыскательские работы проводились институтом «Гидропроект» им. С.Я. Жука в 1972–1975 годах в связи с проектированием мостового перехода в наиболее узкой части акватории пролива с выходом на косу Чушка. Почти одновременно с этим Северо-Кавказским геологическим управлением проводились съемочные работы масштаба 1:25000 восточного побережья пролива, сопровождавшиеся разбуриванием косы Чушка и других аккумулятивных форм на всю мощность неоплейстоценовых отложений. Последними двумя организациями из керна скважин был произведен согласованный массивный отбор биостратиграфического материала (до тысячи образцов только фауны моллюсков), исследованного в разных организациях. Исследования инициировал академик Г.И. Горецкий, который рассматривал Керченский пролив как средоточие проблем морской стратиграфии и палеогеографии, а полученный при отмеченных изысканиях огромный информационный массив, – как национальное достояние. Анализом стратиграфических материалов, помимо самого Г.И. Горецкого, занимались П.В. Федоров (ГИН), Г.И. Попов и Н.И. Супрунова (Новочеркасский политехнический институт), А.Б. Островский и Я.А. Измайлов (Северо-Кавказское геологическое управление), С.И. Скиба («Гидропроект»). В 1976 году были проведены экспедиционные исследования по изучению керна скважин и палеонтологического материала в полевых условиях в Керчи и Тамани. По многим проблемам при этом были выработаны согласованные точки зрения, но обнаружилась и существенные расхождения во взглядах. Большинство из результатов данных исследований были опубликованы в виде статей и разделов в монографиях [Федоров, 1978; Горецкий, 1982; Попов, 1983; и др.]. За прошедшие несколько десятилетий из-за незначительных объемов бурения мало что изменилось в познании четвертичной истории пролива, хотя и появились значимые публикации, прежде всего, по ураново-иониевой и радиоуглеродной хронологии и биостратиграфии неоплейстоценовых разрезов, расположенных на восточных и западных берегах. Большинство выявившиеся уже тогда дискуссионных вопросов никак не потеряли актуальности до настоящего времени.

1. Проблема морфологии днища переуглубления пролива. В наиболее разбуренной северной части пролива большинство скважин Жуковского, Еникальского и Чушкинского створов 1945 года, не говоря уже о скважинах, пройденных в семидесятые годы, достигли коренного днища пролива, сложенного миоценовыми и, в меньшей степени, плиоценовыми отложениями, смятыми в известную систему Керченско-Таманских складок. В южной части скважины редки, однако имеются сейсмоакустические профили объединения «Южморгеология». С использованием этих материалов была построена схематическая карта рельефа поверхности дочетвертичных отложений [Шнюков и др., 1981]. В целом, переуглубление имеет корытообразную форму с плоским дном и довольно крутыми

бортами, осложненными иногда долинообразными понижениями. В северной части абсолютные отметки днища имеют средние значения минус 60м. Лишь одна из скважин в дистальной части косы Чушка (№ 332 СКГУ) вскрыла коренные отложения на отметке почти минус 70м. Эта цифра требует подтверждения дополнительными данными, точно так же, как и наличие продольного уклона тальвега в южном направлении, который, предположительно, вырисовывается на указанной схематической карте. Кроме этого, остается не вполне ясным наличие ундуляций тальвега, которые в условиях активных поперечных складок должны были бы иметь место, если переуглубление достаточно древнее, скажем, относится к первой половине неоплейстоцена. Эти морфологические особенности могут иметь большое значение для диагностики генезиса и возраста ложа углубления. С данной проблемой тесно связана и следующая.

2. Проблема генезиса и возраста выстилающих днище отложений (чушкинских слоев). Эти отложения мощностью до 15 и более метров четко обособлены и распространены в пределах всей центральной плоской части углубления. Выдержанная последовательность их в нижней части представлена песками, в подошве гравелитистыми, сменяющимися вверх по разрезу светло-серыми алевритами, которые, в свою очередь, венчаются местами прослоем торфяника. Не вдаваясь в подробности, отметим, что палеонтологические остатки в них (в основном они связаны с песками), повсеместно представляют собой смесь морских, солоноватоводных и пресноводных элементов. Анализ их привел отмеченные группы исследователей к двум взаимоисключающим выводам. Г.И.Горецкий [1982], а за ним и Г.И. Попов [1983] констатировали морское происхождение и среднеплейстоценовый – узунларский возраст характеризуемых осадков. В отличие от них, А.Б.Островский, С.И.Скиба, Я.А.Измайлов, а также П.В. Федоров [1978 и др.] пришли к выводу об аллювиальном генезисе и позднеплейстоценовом (предголоценовом) их возрасте, предполагая переотложенный характер большинства фаунистических остатков. Здесь уместно сказать, что часто встречающаяся переотложенность палеонтологического материала, будь то фауна моллюсков, микрофауна или пыльца, является одной из самых характерных особенностей осадков пролива, вероятно, обусловленной своеобразием палеогидрологического режима. В последние годы мнение об эрозионном характере ложа пролива и предголоценовом возрасте отмеченных осадков становится преобладающим, однако считать устаревшими высказывания Г.И.Горецкого и Г.И.Попова без дополнительных исследований было бы, как нам представляется, преждевременным.

3. Проблема еникальских слоев. Эта проблема, также связанная с предыдущими, касается глинистой толщи, надстраивающей вышеописанную, достигающей мощности 20м и характеризующуюся только пресноводной фауной моллюсков и остракод. Пресноводно-лиманный характер их ни у кого из перечисленных исследователей не вызывал сомнений, но определение возраста также оказалось различным. Нам представлялось логичным считать эти слои частью позднеплейстоцен-голоценового седиментационного комплекса. С этим был согласен и П.В.Федоров [1978]. Но Г.И.Горецкий и Г.И. Попов пришли к выводу о послеузунларском, но докарангатском возрасте еникальских слоев, что и отражено в упомянутых выше публикациях.

4. Проблема сурожских (аланских, тарханкутских) слоев. В пределах восточного борта переуглубления при бурении на косе Чушка нами было обнаружено обособленное долинообразное понижение до отметки минус 45м, заполненное 30-метровой толщей осадков, разрез которых как бы повторял позднеплейстоцен-голоценовый разрез приосевой части пролива, но являлся отражением предыдущего, более древнего регрессивно-трансгрессивного цикла. Аллювиальные пески и супеси, залегающие в основании, вверх по разрезу переходят здесь в лиманно-морские глины. Смена ориктоценозов в последних также напоминает более молодой комплекс, с тем лишь отличием, что место новоэвксинских слоев с монодакнами занимают слои с очень мелкими и резко килеватыми тригоноидными дидакнами, весьма напоминающими по описаниям андрусовские морибунды. Верхняя же часть разреза характеризуется средиземноморской фауной, более солонолюбивой, чем голоценовая, с крупными *Parhia senescens* и др. (скв. 256, 257, 437 СКГУ, скв. 94 «Гидропроекта»). После получения по этим отложениям ураново-иониевых датировок в интервале 40.7–41.25 тыс. лет (ЛУ-449, 488) и радиоуглеродной – более 30.5 тыс. лет (ЛУ-366В) нам не оставалось ничего

другого, как считать, что данный седиментационный комплекс связан с сурожским этапом. Кроме того, было высказано предположение о возможности такой же оценки возраста залегающих на сходных гипсометрических отметках осадков западного, прикерченского борта переуглубления, традиционно считавшихся типичными карангатскими. Действительно ли отложения отмеченного седиментационного комплекса относятся к валдайскому времени (МИС 3–4) или к позднему карангату – вопрос остается открытым. С наличием сурожских отложений в проливе, хотя и не совсем в отмеченных границах, согласились в тот период Г.И. Попов и Г.И. Горецкий, но не согласился П.В. Федоров, который отнес верхнюю часть описанных отложений к карангату, а нижнюю – к древнеэвксину.

5. Проблема карангатских слоев. Геохронологические исследования карангатских обнажений на берегах пролива [Арсланов, Гей, Измайлов и др. 1983] показали высокую вероятность их принадлежности к разным субстадиям МИС 5, возможно, разделенных глубокими регрессиями. Сложность разреза этих отложений в углублении пролива также может свидетельствовать в пользу такой точки зрения. В северной части пролива, где сосредоточен основной объем бурения, известны террасовые разрезы как на западном (Жуковка), так и на восточном (основание косы Чушка) берегах. В последнем случае к типичной карангатской семиметровой террасе причленяется четко выраженная двухметровая лиманная терраса со смешаной средиземноморского и каспийского типа фауной (Карангат 2?, Гиркан?). Прослеживание этих осадков по скважинам в пределы переуглубленной части не дает пока однозначного ответа на поставленные выше вопросы.

6. Проблема древнеэвксинских слоев. «Классические» древнеэвксинские осадки донного углубления северной части пролива известны вдоль западного борта, где залегают непосредственно под карангатом [Федоров, 1978; Горецкий, 1982; Попов, 1983]. Совпадение «полю» их распространения с карангатскими отложениями всегда казалось нам непонятным. Усугубляли это ощущение следующие два обстоятельства: наличие переотложенных средиземноморских раковин в разрезе и постепенность палеонтологического перехода к вышележащим карангатским осадкам. Вполне уместна версия, предполагающая намного более молодой возраст этих осадков, возможно, отражающих условия солоноватоводного бассейна начальных фаз трансгрессии карангатского типа. При этом наличие древних раковин тоже может быть объяснено переотложением. Представительные разрезы древнеэвксинских отложений, из которых могут быть переотложены раковины, имеются на берегах пролива (основание косы Чушка, Малый Кут, Динской залив и др.).

Разумеется, приведенное изложение не претендует ни на исчерпывающий характер, ни на полный анализ каждого из поднятых вопросов, а скорее является субъективным их перечнем. В настоящее время начат новый крупный цикл экстренных инженерных изысканий донных отложений пролива в связи с очередным проектом строительства мостового перехода. Материалы их могли бы, при осознании их высокой научной ценности и целенаправленной организации соответствующих исследований, существенно продвинуть вперед решение хотя бы части обозначенных проблем. К сожалению, современная обстановка оставляет мало надежд на такое развитие событий.

#### Литература:

- Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. Акад. наук. 1918. Сер. 6. Т. 12. № 1. С. 23–28.
- Арсланов Х.А., Гей Н.А. Измайлов Я.А. и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднеплейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вестник ЛГУ. 1983. № 12. С. 69–80.
- Горецкий Г.И. Палео-потамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.
- Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 168 с.
- Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л. и др. Керченский пролив. Киев: Наукова думка, 1981. 160 с.

## ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ НА ОСНОВЕ АРХЕОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Каплин П.А., Поротов А.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет*

Реконструкция изменений уровня Черного моря в ходе голоценовой трансгрессии продолжает привлекать внимание исследователей как для оценки влияния климатических изменений голоцена на урвенный режим внутренних водоемов, так и для палеогеографического обоснования прогноза развития береговой зоны в условиях ожидаемых изменений климата. Согласно существующим представлениям после установления устойчивой двусторонней связи Азово-Черноморского бассейна со Средиземным морем около 8.5 тыс. л.н. черноморская трансгрессия развивается под влиянием послеледникового подъема уровня Мирового океана. При этом развитие голоценовой трансгрессии Черного моря было сложным и неравномерным процессом, определявшимся наложением на общий подъем уровня моря относительно короткопериодных фаз, во время которых происходило его замедление или даже относительное понижение. Наряду с представлениями о влиянии нисходящих неотектонических движений на высотное положение голоценовых береговых линий подобные осцилляции уровня связывают с климатически обусловленными эвстатическими циклами длительностью несколько тысяч лет. Однако надежных моделей изменений водного баланса Азово-Черноморского бассейна под влиянием малоамплитудных колебаний климатических условий в позднем голоцене до настоящего времени нет, поэтому вопрос о факторах, обуславливающих неравномерность подъема уровня, остается открытым.

Для различных районов побережья существующие данные о числе, возрастных границах и амплитудах трансгрессивно-регрессивных фаз уровня моря неоднозначны. Одна из причин этого заключается в ограниченности данных по возрасту древнебереговых образований и вынужденной компилятивности подобных кривых, включающих данные по сопредельным, иногда достаточно контрастным в тектоническом отношении, участкам побережья. В связи с этим одним из направлений в изучении изменений уровня Черного моря в голоцене является детализация геоморфологических, литолого-фациальных и историко-археологических данных для однородных в тектоническом отношении участков побережья, на основе которых возможно получение оценок относительной роли основных факторов (изменения климатических условий, неотектонические движения, постседиментационные изменения осадочной толщи и т.п.), определяющих региональные и локальные особенности изменения относительного уровня моря Азово-Черноморского бассейна.

В ходе проведенных археолого-геоморфологических исследований на северо-восточном побережье Черного моря и в дельте Кубани нами были получены новые данные по литолого-фациальному строению и геохронологии прибрежных отложений, которые использованы для детализации существующих реконструкции изменения уровня моря в голоцене. Для изучения литолого-фациального строения и геохронологии голоценовых отложений Черноморской дельты Кубани и Анапской пересыпи пробурены скважины глубиной 10–14 м, материал которых наряду с макроскопическим описанием использован для гранулометрического, малкофаунистического и палинологического анализов. Геохронологическая привязка литофациальных комплексов проводилась на основе  $^{14}\text{C}$ -датирования раковинного материала и органических остатков, выполненного в лаборатории геохронологии СПбГУ. Основной массив геохронологической информации основан на радиоуглеродных определениях возраста, выполненных для разных типов органического материала (раковины, древесина, торф). Возможные отклонения между радиоуглеродными датами по морской и терригенной органике могут составлять от 100 до 450 лет, что определяло для корректного сопоставления датировок калибровку исходного массива радиоуглеродных датировок. Калибровка радиоуглеродных дат проводилась на основе программы IntCal09, величина резервуарного эффекта для голоцена Черноморского бассейна принята в 450 лет. Для коррекции радиоуглеродных дат проводилось определение изотопно-геохимического состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ).

Необходимость связана также с тем, что геохронологическая основа существующих кривых включает, как правило, выделение трансгрессивных фаз, устанавливаемых по

раковинному материалу из древних береговых валов, а регрессивных фаз основано на изучении погребенных горизонтов торфяников. Реконструкция изменения уровня моря в позднем голоцене основывается на результатах анализа гипсометрического положения геоморфологических и литолого-фациальных индикаторов положения уровня моря (фации древнебереговых валов, погребенные прослои торфяников), датированных радиоуглеродным методом, а также на материалах о гипсометрическом положении и возрасте культурных слоев поселений античного и средневекового времени, присутствующих на побережье северо-восточного Причерноморья.

Результаты изучения прибрежных отложений на побережье Черного моря показали, что в их строении отчетливо прослеживаются следы неравномерной голоценовой трансгрессии, которые в трансгрессивных прибрежно-шельфовых нижнеголоценовых отложениях выражены в виде серии древнебереговых образований, а в низовьях речных долин – в ритмичном чередовании аллювиальных, озерных, лиманно-морских и субаэральных фаций, связанных с неоднократной ингрессией морских вод. Возникновение нескольких генераций реликтовых аккумулятивных форм рельефа на шельфе связывают с неравномерным подъемом уровня моря в ходе голоценовой трансгрессии. Обобщение данных о радиоуглеродном возрасте голоценовых береговых линий на шельфе Черного моря показало, что их формирование относится к интервалам 8.3–8.1; 7.3–7.0; 6.2–5.9 тыс. л.н., т.е. образует последовательность с периодом, близким к тысяче лет.

Значительно детальнее следы неравномерности развития голоценовой трансгрессии на побережье Черного моря выражены в строении рельефа и прибрежных отложений позднего голоцена. В рельефе приморских аллювиально-морских равнин и аккумулятивных террас выделяется несколько генераций береговых валов, формирование которых относится к трем основным возрастным интервалам: 5.5–4.8 и 4.0–2.8 и 1.5–1.2 тыс. л. н. В ходе отдельных трансгрессивно-регрессивных фаз амплитуда изменения относительного уровня моря не превышала 2–3 м, что, тем не менее, отразилось в изменении условий осадконакопления в лиманах, дельтах и в эволюции береговых аккумулятивных форм.

В целом развитие голоценовой трансгрессии Черного моря характеризуется 7-ю фазами увеличения темпа трансгрессии, разделяемые интервалами замедления и относительной стабилизации уровня, что определяет в целом квазипериодичный характер изменения уровня с периодом, близким к 1.2–1.4 тыс. лет. Во время отдельных трансгрессивных фаз на морфодинамическое развитие береговой зоны воздействовали и межвековые колебания штормовой активности, которые вызывали изменения условий миграции наносов, сопровождавшиеся сменой аккумулятивного режима на эрозионный режимы в развитии береговых аккумулятивных форм. Это отразилось в возникновении перерывов между различными генерациями древних береговых валов и их несогласное причленение друг к другу. Подобные черты в строении рельефа аллювиально-морских террас отмечаются в дельте Кубани, Пицундского и Сухумского полуостровов, а также ряда других крупных аккумулятивных форм Азово-Черноморского побережья. Следует отметить, что в строении рельефа береговых аккумулятивных форм и морского края дельт выявлены следы более молодой генерации, возраст которой составляет 0.6–0.5 тыс. л., формирование которой, видимо, связано с изменениями штормовой активности под влиянием климатических изменений в XVI-XVII вв. н.э.

Сопоставление радиоуглеродного возраста прибрежно-морских, лиманных и дельтовых отложений показало, что возрастные интервалы формирования различных генераций древнебереговых валов отчетливо разделяются с возрастными интервалами накопления прослоев погребенных торфов, но совпадают (в пределах точности радиоуглеродного метода датирования) с периодами накопления отдельных линз ингрессионных илов в строении дельтовых отложений. Такие возрастные взаимоотношения между различными фациальными типами подтверждают предположение о неравномерном ходе голоценовой трансгрессии Черного моря, связанном с наложением на общий подъем уровня моря нескольких фаз его замедления или стабилизации. Продолжительность фаз стабилизации и (или) относительного понижения уровня моря для последних 5.0 тыс. лет не превышает 300–400 лет.

Амплитуды изменения уровня отдельных трансгрессивно-регрессивных фаз не превышали 1–2 м. На различия между высотным положением отдельных генераций береговых

валов и хронологически разделяющих их прослоев погребенных торфяников могли оказать влияние не только дифференцированные неотектонические движения, но и постседиментационное уплотнение илистых и обогащенных органикой отложений, что усиливает эффект колебательного характера уровня моря. Оценка эффекта уплотнения тонкодисперсных осадков представляет собой самостоятельную задачу исследований и согласно немногочисленным опубликованным оценкам может составлять до 20–40% от общей мощности слоев.

Комплекс археологических данных для Таманского побережья показывает, что во второй половине I тысячелетия до н.э. относительный уровень моря располагался на отметках 4.5–5.0 м ниже современного. Особенности локализации античных поселений в пределах активных в тектоническом отношении участков побережья допускают существенное влияние на эти величины нисходящих неотектонических движений. Присутствие следов раннесредневековых керамических комплексов в пределах затопленных частей городищ косвенно указывает на относительно позднее начало развития последнего трансгрессивного ритма, которое можно отнести к VIII–IX вв. н.э.

Полученные материалы по побережью северо-восточного Причерноморья, а также обзор результатов исследований по другим районам побережья Черного моря показывают, что в рельефе и строении прибрежно-морских отложений отчетливо выражены следы ритмичности, отражающие прерывистый ход развития голоценовой трансгрессии, которые выявлены на различных участках, расположенных в контрастных структурно-тектонических участках побережья.

Подобная неравномерность в развитии трансгрессии нашла отражение в формировании слоистости дельтовых отложений (появление промежуточных торфяников) и стадийности в развитии береговых террас, образуемых несколькими генерациями береговых валов. При этом отмечается хорошее согласование во времени «трансгрессивных» и «регрессивных» этапов для различных морфогенетических типов берега.

Неравномерность в развитии трансгрессии и эволюции рельефа морского побережья рассматривается как результат короткопериодных климатических колебаний, которые определяли не только изменение темпов подъема уровня, но и весь комплекс факторов, определяющих поступление осадочного материала в береговую зону и его переработку волнениями и течениями, т.е. контролировали изменения бюджета наносов.

На амплитуду и продолжительность короткопериодных колебаний уровня моря, определяемых изменениями водного баланса Азово-Черноморского бассейна, существенное влияние оказало общее неотектоническое погружение побережья, определившие контрастные различия в степени проявления различных трансгрессивно-регрессивных ритмов.

Выделяемая ритмичность в морфо-седиментационном развитии Азово-Черноморского побережья характеризуется синхронностью общеклиматическим изменениям позднего голоцена и этапам в развитии рельефа береговой зоны на побережьях Средиземного, Балтийского и Северного морей и Атлантического побережья Европы.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ЭПОХИ ПОХОЛОДАНИЙ И ОЛЕДЕНЕНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Каревская И.А.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Inessa.karevskaja@yandex.ru*

Детализация неоплейстоценовой истории развития ледниковых ландшафтов как континентальных, так и прибрежно-морских районов по субмеридиану Дальнего Востока России (от Индигиро-Колымского среднегорья, северо-западного Приохотья, восточных и южных отрогов Джугджур до нижнего Приамурья) до настоящего времени является сложной и нерешённой проблемой в палеогеографии. К.К.Марков ещё в 60-х годах прошлого столетия писал об асинхронности плейстоценовых оледенений Северо-востока России и Восточной Европы [Марков и др., 1965], однако, как в унифицированных, так и в рабочих дальневосточных стратиграфических схемах [Решения Межведомств. стратиграфич. совещания...,1987] понятие и объём ледниковых и холодных эпох полностью совпадают. До настоящего времени слабо аргументированы представления о существовании раннеоплейстоценовых оледенений в горных районах исследуемого региона.

Реконструкции зональных типов палеораствительности и палеоклиматов опирались на данные спорово-пыльцевого анализа аллювиальных отложений, спектры которых наиболее осреднённо и интегрально отражают растительный покров территории исследования [Каревская, 1999]. Эпохи похолодания на Дальнем Востоке резко различались между собой как во времени, так и в пространстве. Раннеоплейстоценовые холодные полуритмы по своим фитоценотическим и климатическим характеристикам были значительно теплее средне-, а тем более позднеоплейстоценовых. Из всего разнообразия перигляциальной растительности, существовавшей на территории Дальнего Востока в холодные эпохи неоплейстоцена, можно выделить несколько зональных типов (табл.1). К ним относятся: 1- средне-таежные леса с участием бореальных широколиственных растений; 2- северо-таёжные леса с единичным присутствием темнохвойных и широколиственных таксонов; 3- лиственнично-березовые леса и редколесья с широким поясом зарослей кедрового стланика и ольховника; 4- крупнокустарниковые ольховниковые и кедрово-стланиковые тундры; 5- арктические ивнячково-осоково-зеленомошные тундры; 6- тундро-степи с криоксерофитными группировками [Каревская, 1972; Каревская, 1979; Стратиграфия четв. отл..., 1984].

Горное обрамление верхнего течения р. Колымы между её притоками Детрином и Кюель-Сиеном, предгорья хр. Анначаг, бассейн р. Эльгени, Охото-Кухтуиская депрессия и её горное обрамление в северо-западном Приохотье, Лантаро-Немуйская депрессия и восточные отроги хребта Джугджур в юго-западном Приохотье характеризуются резко-расчленённым среднегорным и низкогорным (в Приохотье) рельефом и несут на себе хорошо выраженные следы деятельности четвертичных ледников [Ананьев и др.,1969].

На фоне особенностей климата разновозрастных похолоданий гляциальные процессы протекали различно. Во второй половине среднего плейстоцена от низкогорий Лантаро-Немуйской депрессии до среднегорий Колымо-Индигирского региона имели место ледники полупокровного и сетчатого типа. В позднем плейстоцене из-за резкой континентализации климата и уменьшения снежности зим преобладали значительно меньшие по масштабу долинные и карово-долинные ледники [Ананьев и др.,1969; Решения Межведомств. стратиграфич. совещания...,1987].

Благодаря близости ледниковых образований к речным террасам, регионы удобны для корреляции аллювиальных и ледниковых отложений. Сравнительный анализ результатов комплексного изучения аллювиальных, моренных и флювиогляциальных отложений позволяет определить фитоклиматические условия (фазы растительности), время максимального продвижения и длительность существования древних ледников. Представления об условиях и времени существования оледенений получены по результатам спорово-пыльцевого анализа отложений конечно-моренных гряд. В отличие от аллювиальных, спектры гляциальных отложений в значительной степени локальны, поскольку содержат малолетучие микрофоссилии растений, произрастающих вблизи тела ледника и на поверхности абляционной



Табл. 1 Палинологическая характеристика зональных типов растительности холодных эпох неоплейстоцена на Дальнем Востоке России.

Таксоны	Средне- таёжные леса	Сев.- таёжны е леса	Листв- берзовые леса и редколесья	Крупно- кустарник овые тундры	Арктиче ские тундры	Тундро -степи
	%	%	%	%	%	%
Пыльца деревьев и кустарников, в т.ч.	47	50-55	45-65	40-50	10-15	1-10
Древовидные формы	53	5-10	3-6			
Пыльца трав и кустарничков	30	27-30	10-15	5-10	15-20	50-75
Споры	20	18-20	20-25	40-55	50-60	10-15
<i>Mirica</i>		1				
<i>Ulmus</i>	5	1				
<i>Tilia</i>	2	1				
<i>Picea s. Omorica</i>	5	1				
<i>P. s. Eupicea</i>	1	1	Ед.			
<i>Cupressaceae</i>	1			1-2		
<i>Larix</i>		1-2	1	Ед.		
<i>Pinus s.g. Diploxylon</i>	6	1-2	1-2			
<i>P. s.g. Haploxylon</i>	5	1-2	10-20	1-3		
<i>P. koraiensis</i>	1					
<i>Pinus pumila</i>	5	20-35	20-50	30-40		10-15
<i>P. sibirica</i>		1-2				
<i>Betula s.</i>	16-20	4-10	1-4	Ед.		
<i>Albae</i>						
<i>B. s. Costatae</i>	5	0-1				
<i>Betula midd.</i>	20-25	10-25	15-30	10-20	3-5	10-15
<i>et B. s. Fruticosae</i>						
<i>Betula exilis</i>	5	40-50	10-20	20-25	40-45	55-65
<i>Alnus</i>	7-10	1-2	1-2			
<i>Alnaster</i>	15-20	25-30	10-15	15-20	20-30	12-18
<i>Salix</i>		1-2	2-5	1-3	10-20	1-5
<i>Urticaceae</i>	7 - 10	1				
<i>Ericales</i>	20 - 25	15-25	45-75	20-75	20-30	1-10
<i>Gramineae</i>	10	10-20	2-5	5-10	25-35	4-6
<i>Artemisia</i>	0-5	3-6	1-4	2-5	7-10	25-35
<i>Bryales</i>	0-12	65-90	5-10	5-8	60-95	10-20
<i>Sphagnum</i>	0-20	5-15	35-85	25-50	10-30	20-25
<i>S. sibirica</i>		1-5	2-5	2-5	2-3	50-95

морены. Однако, наряду с локальной составляющей, в спорово-пыльцевых спектрах моренных и флювиогляциальных образований горно-долинных ледников присутствует пыльца древесных и кустарниковых пород, принесённая ветром. Она даёт представление о растительных сообществах нижележащих склонов и речных долин, что позволяет судить о региональном и даже зональном типе растительного покрова, синхронного времени существования ледника.

Сравнительный анализ ископаемых спектров разновозрастных аллювиальных и гляциальных отложений, изученных в разных районах Дальневосточного региона, позволил сделать следующие выводы:

1. Нижние горизонты конечных морен среднего плейстоцена и обеих стадий позднеплейстоценового оледенения характеризуются сходными спорово-пыльцевыми спектрами (палинозонами или фазами растительности) и, следовательно, накапливались в одинаковых палеогеографических условиях. Для времени, когда горные ледники достигали своего максимального развития, реконструируются одинаковые фитоценоотические и климатические характеристики: перигляциальные территории относились к субарктике – к подзоне северных лиственных и берёзово-лиственных лесов и редколесий (с участием берёзы плосколистной) с широким поясом зарослей кедрового стланика и ольховника. В долинах рек росли ольшаники. На слабо дренируемых поверхностях террас с близким слоем вечной мерзлоты и на выположенных склонах были широко развиты сфагново-ерниковые, травяно-сфагновые и гипномоховые сообщества. Высокий процент в ископаемых спорово-пыльцевых спектрах пыльцы кедрового стланика, необходимым условием выживания которого в суровых условиях современной субарктики является значительная высота снежного покрова, указывает на относительную мягкость климата и повышенную снежность зим.

2. Поскольку в течение неоплейстоцена шло общее нарастание суровости и, главное, континентальности климата, зафиксированное аллювиальными палиноспектрами, фаза растительности, соответствующая нижним горизонтам конечных морен, занимала разное положение в разновозрастных климатических ритмах неоплейстоцена. В среднем неоплейстоцене она соответствовала началу холодной эпохи, а в позднем плейстоцене эта же фаза растительности отвечала уже концу первого позднеплейстоценового потепления и затем – середине последнего неглубокого потепления неоплейстоцена, что подтверждает представления К.К.Маркова об асинхронности ледниковых эпох на востоке и на Европейской части России.

3. Анализ ископаемых спорово-пыльцевых спектров из осадков раннего неоплейстоцена в разных районах Дальнего Востока показал, что раннеплейстоценовые похолодания климата повсеместно (за исключением конца раннего неоплейстоцена в Колымо-Индибирском регионе) характеризовались значительно более тёплыми условиями по сравнению с фазами растительности и климата времени формирования нижних горизонтов конечных морен средне- и позднеплейстоценового возраста. Кроме того, выводы о раннеплейстоценовых оледенениях в северо-западном и юго-западном Приохотье [Решения Межведомств. стратиграфич. совещания ..., 1987] базируются на описании валунно-галечных отложений, ледниковый генезис которых не был доказан. Это ставит под сомнение представления о существовании в Дальневосточном регионе древних раннеплейстоценовых оледенений и требует дополнительных палеогеоморфологических и палинологических исследований.

#### Литература:

- Ананьев Г.С., Дорт-Гольц Ю.Е., Ананьева Э.Г., Каревская И.А. Морфология и основные черты строения древнеледниковых образований центральных районов Колымы // Геоморфология. 1969. Вып. 2. С. 35–40.
- Каревская И.А. История развития растительности плейстоцена верховий р. Колымы в связи с проблемами палеогеоморфологии. Автореф. дисс. канд. геогр. наук М: Изд. МГУ, 1972. 34 с.
- Каревская И.А. Характеристика современных спорово-пыльцевых спектров отложений различного генезиса в низовьях рек Кухтуя, Урак и Охота // Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР. Владивосток: Изд. ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 87–90.
- Каревская И.А. Спорowo-пыльцевой анализ при палеогеографических и геоморфологических исследованиях. М.: МГУ, 1999. 113 с.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. М: Изд. МГУ, 1965. С. 236–300.
- Палеогеографические методы исследования. М: Изд. МГУ, 2012. 199 с.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР // Тр. Межведомственного стратиграфического комитета СССР. Магадан: Наука, 1987. С. 150–184.
- Стратиграфия четвертичных отложений Индигино-Колымского среднегорья. М: Изд. МГУ, 1984. 63 с.

## ВОДНЫЕ ПАЛИНОМОРФЫ В ОСАДКАХ ВОСТОЧНО-АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, t.klyuvitkina@mail.ru

В практике реконструкций палеогидрологических обстановок в шельфовых морях Арктики большое значение имеет анализ водных палиноморф, которые включают в себя, в первую очередь, цисты морских видов динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли. Его важные преимущества – повсеместное распространение динофлагеллат в Арктических морях и хорошая сохранность их цист в осадках, в отличие от микроорганизмов, обладающих кремниевым панцирем или карбонатной раковиной, которые традиционно используются для палеореконовструкций, однако в высоких широтах могут быть подвержены растворению.

Обобщение и стандартизация методик обработки образцов для целей анализа водных палиноморф в начале 90-х годов XX в. сделало возможным создание баз данных водных палиноморф в современных донных осадках для различных регионов Земного шара. Благодаря повсеместным исследованиям и возрастающему вниманию к этой микропалеонтологической группе на сегодняшний день получены данные по всем морям Северного полушария, за исключением Восточно-Сибирского и западной части Чукотского моря. Поэтому изучение проб из этих регионов представляет особый интерес.

Материалы настоящего исследования – пробы современных донных осадков восточной части Восточно-Сибирского моря и западной части Чукотского моря, полученные в экспедициях Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и других организаций в прибрежно-шельфовой зоне арктических морей России в 1978–1984 гг.

Для целей анализа водных палиноморф в НИ Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена географического факультета МГУ выполнена лабораторная обработка образцов. На начальной стадии в образец (5–6 г. сухого осадка) добавлялись таблетки, содержащие споры *Lycopodium clavatum* (серия № 938934) согласно методике определения концентраций палиноморф [Stockmarr, 1971]. Далее для растворения карбонатов и кремнесодержащих частиц использовались сначала соляная (HCl), затем фтористоводородная (HF) кислоты. Для удаления из образцов пелитовых частиц на каждой стадии химической обработки препараты фильтровались через сито с диаметром пор 7–10 мкм при помощи ультразвуковой установки «Сапфир-1.3». На заключительной стадии готовый осадок был помещен в пробирку объемом 10 мл и разбавлен глицерином для последующего приготовления временных препаратов. Постоянные препараты подготовлены с использованием глицерин-желе и парафина по общепринятой методике [Barss, Williams, 1973; Phipps, Playford, 1984 и др.].

Анализ препаратов проводился на микроскопах *NEOVAR 2* и *JENAVAL (Carl Zeiss)* с увеличением 400× и 1000× с идентификацией в каждом образце как минимум 100 цист динофлагеллат.

В восточной части Восточно-Сибирского моря зафиксированы типичные для арктических морей низкие концентрации водных палиноморф, которые варьируют от 1360 до 4350 экз./г. В состав ассоциаций водных палиноморф входят цисты динофлагеллат, зеленые водоросли, акритархи, органические остатки скелетов фораминифер и других водных микроорганизмов. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Максимальные концентрации диноцист зафиксированы в проливе Лонга на ст. 281–286, т.е. в районах, подверженных отепляющему (0.5–1.0°) влиянию берингоморских вод, и соленость в которых превышает 24. Наибольшее количество пресноводных зеленых водорослей отмечено в приустьевых районах р. Колымы и в Чаунской губе.

Анализ видового и количественного состава водных палиноморф восточной прибрежной части Восточно-Сибирского моря позволил выделить две ассоциации. Различия их видового состава обусловлены, главным образом, градиентами солености и температуры поверхностных вод.

Первая ассоциация водных палиноморф характерна для района между Чаунской губой и проливом Лонга (соленость 27–29). Здесь зафиксировано относительно высокое содержание

водных палиноморф – до 4350 экз./г. Концентрации цист динофлагеллат варьируют от 2120 до 3731 цист/г, что особенно интересно, так как данный район Восточно-Сибирского моря характеризуется наиболее суровой ледовой обстановкой на шельфе арктических морей и низкими температурами поверхностных вод. Здесь определены 11 видов диноцист. Наряду с такими холодноводными арктическими видами, как *Islandinium minutum*, *I.? cesare* s.l., *Echinidinium karaense* в видовом составе диноцист характерно относительно высокое содержание (до 250 цист/г) *Operculodinium centrocarpum* и цист *Pentaparsodinium dalei*. Кроме того, единично встречаются относительно тепловодные *Spiniferites elongatus*, распространение которых в восточном секторе Арктики ограничено водами беринговоморского течения. Зеленые водоросли представлены видами *Pediastrum boryanum*, *P. kawraiskii* и *Botryococcus* cf. *braunii*, характерными для рек Сибири. Их суммарное количество крайне невелико и составляет в среднем 125 экз./г. Также в этом районе отмечено высокое содержание органических остатков фораминифер – до 411 экз./г.

По полученным данным выполнена оценка распределения значений АН-критерия и CD-критерия, которые в настоящее время находят все более широкое применение в палеореконструкциях гидрологических условий в арктических морях [Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2000; Mudie, Rochon, 2001]. В поверхностных осадках Восточно-Сибирского моря значения критериев находятся в четкой зависимости от параметров поверхностных водных масс и речного стока. CD-критерий представляет собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат [Matthiessen et al., 2000; Ключевиткина, Баух, 2006]. Его значения в этом регионе крайне низкие и составляют в среднем 0.04, что подтверждается относительно низким поступлением в этот район моря пресных вод. АН-критерий представляет собой отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат (видов порядка *Gonyaulacales*, а также цист *Pentaparsodinium dalei*) к цистам гетеротрофных видов [Mudie, 1992; Mudie, Rochon, 2001]. Значения АН-критерия в этом районе моря достигают 0.2, что несомненно указывает на присутствие некоторого тепляющего влияния беринговоморских вод в этой части Восточно-Сибирского моря.

Вторая ассоциация водных палиноморф характерна для прибрежных районов р. Колымы и Чаунской губы, где соленость поверхностных вод не превышает 24. Здесь содержание водных палиноморф снижается и составляет в среднем 2321 экз./г. Концентрации диноцист составляют 1220 цист/г, и резко снижается их видовое разнообразие. В видовом составе диноцист преобладают характерные для арктических морей цисты гетеротрофных холодноводных эвригаллиных видов динофлагеллат *Islandinium minutum*, *I.? cesare* s.l., *Echinidinium karaense*. Эти виды адаптированы к условиям низкой солености поверхностных вод и характерны для полярных и субполярных широт северного и южного полушарий. Обычно их высокое процентное содержание в осадках характерно для районов с продолжительным ледовым покровом (более 9–10 месяцев в году) и летними температурами, редко превышающими 7°C [Rochon et al., 1999; De Vernal et al., 2001; Marret, Zonneveld, 2003]. Концентрации пресноводных зеленых водорослей, напротив, возрастают и составляют здесь в среднем 503 экз./г. Их высокая численность, а также высокое содержание акритарха *Radiosperma corbiferum* (400 экз./г) объясняется обильным речным стоком и его опресняющим воздействием на прибрежные воды.

Значения CD-критерия в этом районе моря в результате опреснения повышаются и составляют в среднем 0.39. АН-критерий, напротив, не превышает 0.02, что указывает на отсутствие влияния беринговоморских вод и преобладание в составе диноцист холодноводных гетеротрофных видов.

В поверхностных осадках Чукотского моря водные палиноморфы также включают цисты динофлагеллат и зеленые водоросли, а также органические остатки скелетов фораминифер. Среди водных палиноморф как по видовому составу, так и по численности доминируют цисты динофлагеллат. Отмечено уменьшение концентраций диноцист по направлению с юга на север и с востока на запад. Во всех изученных образцах преобладают цисты автотрофных видов динофлагеллат, в отличие от морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Практически во всех образцах доминируют *Operculodinium centrocarpum* (арктический подвид) и цисты *Pentaparsodinium dalei*, однако присутствуют и такие виды, как *Spiniferites*

*elongatus* s.l., *Brigantedinium* spp., *Selenopemphix nephroides*, *S. quanta* и *Spiniferites ramosus*. Характерной особенностью ассоциаций цист динофлагеллат Чукотского моря является присутствие в них вида *Polykrikos kofoidii*. Данный вид, согласно предшествующим исследованиям, характерен для Северной Пацифики [Matsuoka, 1992], и, в частности, для Берингова моря [Radi et al., 2001]. Таким образом, его обнаружение в осадках Чукотского моря может свидетельствовать о поступлении сюда относительно теплых беринговоморских вод.

Установленные особенности формирования ассоциаций диноцист в поверхностных осадках и значения основных критериев могут служить методической основой для выполнения палеогеографических реконструкций при изучении верхнечетвертичных осадков восточного сектора Арктики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-08497а).

#### Литература:

- Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.
- Barss M.S., Williams G.L. Palynology and nanofossil processing techniques // Geol. Surv. Can. 1973. Paper 73–26. 1–25.
- De Vernal A., Henry M., Matthiessen J., et al. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new ‘n= 677’ data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction // Journal of Quaternary Science. 2001. V. 16 (7). P. 681–698.
- Marret F., Zonneveld K.A.F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // Review of Palaeobotany and Palynology. 2003. V. 125. P. 1–200.
- Matsuoka K. Species diversity of modern dinoflagellate cysts in surface sediments around the Japanese islands // Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, 1992. P. 33–53.
- Matthiessen J., Kunz-Pirring M., Mudie P.J. Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. № 89. P. 470–485.
- Mudie P.J. Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, 1992. P. 347–390.
- Mudie P.J., Rochon A. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // Journal of Quaternary Science. 2001. V. 16(7). P. 603–620.
- Phipps D., Playford G. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments // Papers Geol. Univ. Queensland. 1984. V. 11. P. 1–23.
- Radi T., de Vernal A., Peyron O. Relationships between dinoflagellate cyst assemblages in surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas // Journal of Quaternary Science. 2001. № 16(7). P. 667–680.
- Rochon A., de Vernal A., Turon J.-L., Matthiessen J., Head M.J. Recent dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series. 1999. V. 35. 146 p.
- Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen and Spores. 1971. V. 13. P. 616–621.

## ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПАЛЕОКЛИМАТЫ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ ПАЛЕОПОЧВ)

Коломиец В.Л.<sup>1,2</sup>, Будаев Р.Ц.<sup>1</sup>, Андреева Д.Б.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bscnet.ru;

<sup>2</sup> Бурятский государственный университет, Улан-Удэ;

<sup>3</sup> Институт общей и экспериментальной биологии СО РАН, Улан-Удэ

Ведущим направлением исследования развития процессов аридизации современного климата и климатов недавнего геологического прошлого является изучение прямых показателей этих процессов – субаэральные образования, наиболее полно и достоверно отражающих природную обстановку эпох опустынивания. Они представляют собой парагенез лессов, почв, эоловых песков и эоловых форм рельефа. В эпохи аридизации происходило формирование дефляционных форм рельефа и аккумуляция лессов и эоловых песков, образующих покровы, дюны и другие положительные формы рельефа. В гумидные и семиаридные стадии происходило образование почв и аквальных осадков.

В Усть-Селенгинской впадине ветровой эрозии подвержены речные и озерно-речные террасовые комплексы. Древние эоловые формы рельефа позднеплейстоценового возраста распространены на левобережье р. Селенга на поверхности высокой озерно-речной террасы, в районе сел Степной Дворец, Истомино и Исток. Значительно большие площади они занимают на правобережье р. Селенга, восточнее сел Шергино, Кудара и Оймур, где эоловым процессам подверглись поверхности высоких озерно-речных уровней и даже низкогорья.

На левобережье Селенги, в окрестностях с. Степной Дворец дефляционными процессами охвачена вторая надпойменная терраса Селенги высотой 8–10 м, где развиты котловины выдувания шириной от первых метров до 50–80 м и глубиной до 3–4 м, а также бугры навевания. На террасе произрастает разреженный сосновый лес, но остепненные участки подвержены эоловым процессам. В типичном разрезе «Бараний Мыс» одного из останцов террасы ниже современного почвенно-растительного слоя залегает покровный эоловый слой, представленный коричневато-серым мелкозернистым неслоистым песком мощностью до 0.4 м. Он перекрывает погребенную почву темно-серого цвета, обогащенную гумусом и обугленными растительными остатками. Погребенная почва, в свою очередь, подстилается слоем, состоящим из светло-коричневого мелкозернистого неслоистого песка мощностью до 0.4 м. Ниже залегают переслаивающиеся светло-коричневый тонкозернистый и серый мелко-среднезернистый хорошо промытые пески слабонаклонной и субгоризонтальной текстуры. Подобное строение имеют бугры навевания на левобережной 8–10-метровой террасе в окрестностях сел Творогово и Малое Колесово. Из погребенной почвы нами была получена радиоуглеродная дата 855±65 лет (СОАН-7676). В климатостратиграфической шкале голоцена этому времени соответствует окончание Средневекового теплого периода (1600–900 л. н.). Затем произошел этап похолодания (Малый ледниковый период, 880–350 л. н.), с которым, вероятно, связан следующий этап активизации эоловых процессов исследованного района.

В приустьевой части р. Кабанья распространены песчаные дюны высотой 8–9 м, осложняющие поверхности низких террас р. Селенга, в отдельных разрезах которых отмечаются до четырех горизонтов погребенных почв (разрез «Нюки»). Из этих почв получены радиоуглеродные даты: 5010±90 (граница атлантического и суббореального периодов голоцена, СОАН-8115), 2125±55 (субатлантический период, СОАН-8114), 780±60 (СОАН-8113) и 300±50 лет (СОАН-8112). Третья дата подтверждает почвообразование в Средневековом теплом периоде и наступившим позднее этапе аридизации климата. Четвертая дата свидетельствует о кратковременности холодного периода, сменившегося периодом потепления и увлажнения: в начале XVIII в. климатические условия района изменились – стало значительно холоднее и суше, вновь активизировались дефляционные процессы.

В антецедентном отрезке долины р. Селенга, между Усть-Селенгинской и Иволгино-Удинской впадинами, на возвышенной террасе правого берега изучен разрез «Бурдуково». Глубина его около 5 м, он сложен аллювиальными и глинистыми наносами с пятью погребенными почвами, под нижним слоем обнаружен горизонт с большим количеством раковин моллюсков. Нами получены радиоуглеродные датировки всех погребенных почв,

пересчитанные в системе CalPal (1800, 2800, 3600, 7100 и 15700 калиброванных лет). Поверхностная почва относится по классификации почв WRB к файозему, нижние слои имеют разную степень накопления гумуса и плотность, что свидетельствует о неравномерном процессе почвообразования. Слои сероватых песков с прослоями мощных гумусовых горизонтов свидетельствуют об интенсивном накоплении растительной биомассы в чередовании с эоловыми процессами в данном районе: в настоящее время на меридиональном отрезке р. Селенга между г. Улан-Удэ и с. Татаурово часты сильные ветра. Наши суждения подтверждаются данными по гранулометрическому составу почв, именно в сероватых слоях высока доля песка. Соотношение размера частиц в грансоставе четко коррелирует с данными стабильного изотопа  $\delta^{18}\text{O}$ . Впервые получены результаты стабильного изотопа  $\delta^{18}\text{O}$  гемицеллюлозы, которые показали сильные отклонения в моносахаридах ксилозы и арабинозы в эоловых слоях исследуемых палеопочв. Известно, что изотопный состав кислорода контролируется двумя основными факторами: температурой и изотопным составом воды (осадками), в равновесии с которой они формируются. Соответственно можно сделать вывод о том, что во время накопления песчаных осадков климат был сухим и холодным и неблагоприятным для развития растительности. Во всем профиле содержание органического углерода (ТОС) варьирует с глубиной. Все значения по изотопам  $\delta^{13}\text{C}$  находятся в диапазоне СЗ растения.

Данные по изотопу  $\delta^{13}\text{C}$  выражены в виде сильно ломанной кривой и указывают на дифференцированную интенсивность процесса минерализации органического вещества в почвенном профиле. Алкановые исследования показали, что в исследуемом профиле насыщенные углеводороды представлены идентичными гомологическими рядами n-алканов. Это обстоятельство свидетельствует о единых механизмах их накопления в почве. Однако их долевые отношения интересны тем, что в процессе почвообразования в четвертом погребенном слое наблюдается всплеск сигнала С31, указывающий на высокий вклад органического материала травянистой растительности.

В Иволгино-Удинской впадине изучена верхняя часть толщи стратотипа кривоярской свиты до глубины 14 м в уступе высокого надпойменного уровня р. Селенга в районе ул. Прямой (г. Улан-Удэ). Особенностью этой части разреза является мощная, не менее 13.5 м, ветровая его переработка. Прерывистость эоловой деятельности зафиксирована наличием шести горизонтов погребенных почв на интервалах 0.65–0.70 (радиоуглеродная дата  $890\pm 45$  лет; СОАН-8368), 0.9–1.0 ( $1340\pm 50$  лет; СОАН-8369; субатлантик), 3.10–3.25 ( $2735\pm 75$  лет; СОАН-8370; финал суббореала), 8.50–8.65 ( $5060\pm 155$  лет; СОАН-8371; рубеж суббореала и атлантика), 10.30–10.45 ( $7620\pm 180$  лет; СОАН-8372; начальная фаза атлантического периода) и 11.2–11.8 м ( $9870\pm 245$  лет; СОАН-8373; бореальный период голоцена).

В этой впадине в 1.5 км к юго-западу от пос. Силикатный (юго-западная промышленная зона г. Улан-Удэ) до глубины 4.3 м изучен подгорный шлейф, содержащий от пяти до семи горизонтов погребенных почв, которые характеризуются невыдержанным простиранием. Из двух самых устойчивых по мощности и залеганию (1.0–1.4; 3.0–3.6 м) слоев получены радиоуглеродные датировки  $1695\pm 95$  лет (СОАН-8375),  $6195\pm 20$  лет (СОАН-8374), указывающие на их формирование в субатлантический и атлантический периоды голоцена.

Венчающий разрез 15-метровой террасы р. Уда (разрез «Онохой») на интервале до 2.0 м горизонт представляет собой ветровое образование, состоящее из средне-мелкозернистого песка со слоем погребенной почвы (0.8–1.1 м) темно-коричневого цвета, обогащенной гумусом и древесным углем, образовавшейся в начале субатлантического периода ( $2440\pm 45$  лет, СОАН-8376).

В верхней части толщи 20-метровой надпойменной террасы р. Брянка (разрез «Заиграево») имеют место два горизонта погребенных почв на интервалах 1.1–1.5 и 2.2–2.75 м. Нижняя почва, по всей видимости, сформировалась на заключительном этапе речного осадкообразования, а верхняя почва – в субэразальных условиях после эрозионного расчленения террасы.

Разрез «Старая Брянь» расположен в долине р. Большой Атхатай, в 1 км к юго-востоку от с. Старая Брянь. У подножья правого борта долины сохранились фрагменты 10–12 и 5–7 м надпойменных террас. Низкая терраса прислонена к более высокой. 10–12 метровая терраса сложена промытым тонко-мелкозернистым, мелкозернистым песком светло-коричневого цвета

с прослоями и линзовидными скоплениями средне-крупнозернистого песка, отдельными линзами разноразмерного гравия. Текстура преимущественно субгоризонтальная. Генезис осадков – аллювиальный, с примесями фаций пролювиального происхождения. 5–7 метровая терраса выполнена светло-коричневым слабо промытым тонкозернистым песком с прослоями крупно-грубозернистого песка с гравием. До глубины разреза 2.5 м толща содержит 3 горизонта погребенных почв (интервалы 0.85–1.0, 1.25–1.45 и 2.3–2.45 м).

Террасовидную поверхность в 1.5 км к юго-западу от пгт. Иволгинск пересекает древний лог глубиной 8 м, в среднюю и нижнюю часть которого врезан современный, растущий 6-метровый овраг. В вершинном перепаде оврага в подмытой стенке наблюдается 16 горизонтов погребенных почв (разрез «Иволгинск», первый профиль). Здесь же при проходке шурф-расчистки на глубине 0.6–0.7, 1.0 и 1.1 м обнаружены костные остатки млекопитающего, которые по заключению А.М. Клементьева (ИЗК СО РАН) принадлежат голоценовой лошади. Второй профиль этого разреза был исследован в конусе выноса данной эрозионной формы.

В университете г. Байройт (Германия) получены следующие радиоуглеродные датировки: профиль-I (10-слой, глубина 340 см – 4325±35 лет, 12-й слой на глубине 510 см – 5201±65 лет); профиль-II: первый слой (верхний) на глубине 115 см – 930±35 лет и (нижний) на глубине 170 см – 1591±46 лет, второй слой на глубине 235 см – 6496±58 лет.

Гранулометрический состав почвенных горизонтов показал преобладание на протяжении всего почвенного профиля фракции песка (63–2000 мкм) от 60 до 90%, 5% приходится на глинистую фракцию. Содержание общего органического углерода (ТОС) варьирует по слоям от 0.34 до 1.94%.  $\delta^{13}\text{C}$ -значения изменяется между 25.42‰ на поверхностных почвах (каштановые почвы по российской классификации) и 33.04‰ в погребенных слоях. Почвы, сформировавшиеся во время голоценового оптимума 6496 BP и 5201 BP, имеют следующие значения ТОС: 0.74 и 1.13%;  $\delta^{13}\text{C}$  – 27.72 и 26.69‰;  $\delta^{15}\text{N}$  – 4.94 и 5.52‰;  $\text{N}_{\text{общ}}$  – 0.044 и 0.08%. Поэтому можно предположить, что климат того времени был приближен к современному, поскольку по проведенным ранее нашим исследованиям изотопного состава имеется схожесть. Алкановый анализ также подтвердил полученные результаты, пики сигналов древесной растительности приходятся на погребенные почвы 12-го слоя. Там же во время раскопа профиля были обнаружены древесные угольки.

Таким образом, на основании изучения разрезов рыхлых отложений в бассейне нижнего течения рек Селенга и Уда, главным образом эолового происхождения, содержащих горизонты погребенных почв, установлены многократные вариации климата в голоцене. Данный процесс имел, несомненно, циклический характер, наиболее ярко проявившийся в субатлантическом периоде (до пяти смен этапов аридизации стадиями увлаженности). Впервые для Байкальского региона восстановлена хронология эпизодов активизации эоловой деятельности вследствие усиления иссушения климата. Литологический состав изученных разрезов свидетельствует о перекрытии почв песчаным и пылевато-песчаным материалом эолового генезиса. Радиоуглеродное датирование серий погребенных гумусовых горизонтов позволяет выделить и скоррелировать временные интервалы климатического потепления и увлаженности 780–930, 1300–1400, 1600–1700, 2100–2400, 2700–2800, 4300–4400, 5000–5200, 6200–6500, 7100–7600 и 9600–10200 л. н. Следовательно, эти данные являются региональными показателями палеоклиматического отклика природной среды юга Байкальской Сибири на глобальные процессы ландшафтно-климатических изменений в Центральной и Северной Азии.

Несомненно, изучение осадочных комплексов Прибайкалья и Забайкалья с применением междисциплинарных подходов и современных методов исследований имеет дальнейшие перспективы для осмысления характера климатических изменений и палеоландшафтных условий региона.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 12-05-98071 «Исследование характера почвообразования в неоплейстоцене и голоцене Байкальского региона» и Проектом 4.15. Президиума РАН «Изменение условий увлаженности и естественное опустынивание в позднем кайнозое Северной и Центральной Азии».



# ЛИТОЛОГИЯ, ГЕНЕЗИС И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ТЕРРАСОВОГО КОМПЛЕКСА УБУКУНО-ОРОНГОЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Коломиец В.Л.<sup>1,2</sup>, Будаев Р.Ц.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, kolom@gin.bsnet.ru

<sup>2</sup>Бурятский государственный университет, Улан-Удэ

Убукуно-Оронгойская впадина расположена в юго-западной части Гусиноозерско-Удинской цепи межгорных котловин Селенгинского среднегорья (Западное Забайкалье). Она окружена хребтами Хамбинским и Хамар-Дабан с северо-запада и Моностойским хребтом – с юго-востока. Для познания истории развития осадкообразования и природной среды в квартере наибольший интерес представляют образования аквального генезиса террасового комплекса р. Оронгой (20 и 15-метровые надпойменные уровни).

Осадочная толща 20-метровой террасы изучена в карьере на правобережье р. Оронгой, в 4 км к юго-западу от с. Оронгой. Ее отложения, состоящие из пяти литологически неоднородных слоев, в общей массе являют собой субгоризонтально- и слабонаклонно-слоистые разнозернистые пески с содержанием от 8 до 45% алевритово-тонкозернистого матрикса и включениями (от 1 до 13%) псефитового материала.

Под современным почвенно-растительным покровом мощностью 0.6 м до глубины разреза в 1.65 м (первый литологический горизонт) залегает слабо промытый, карбонатизированный преимущественно грубо-крупно-среднезернистый песок (средневзвешенный размер частиц,  $x=1.63$  мм) со значительной примесью линзовидных скоплений крупностью до мелкого щебня. Слоистость не ясно выражена, ее падение ЮВ  $150^\circ \angle 2-4^\circ$ . По стандартному отклонению такие отложения характеризуются полным отсутствием сортировки ( $\sigma=3.55$  мм), что свидетельствует о незначительном расстоянии транспортировки субстрата перед его осаждением, подтверждением чему является недостаточная окатанность минеральных зерен. Статистический коэффициент асимметрии  $\alpha > 1$  со сдвинутой модой в сторону крупных частиц и, соответственно с их лучшей обработкой, определяет энергетику среды накопления отложений как высокую. Для эксцесса, констатирующего чуткость реакции среды осадконакопления на изменения динамичности живых сил седиментации и особенности протекания тектонических явлений на данной территории, числовые значения не превышают первых десятков единиц ( $\tau=40.17$ ). Следовательно, формированию этой части разреза была присуща меньшая событийная насыщенность, проявившаяся в стабилизации тектонических и экзогенных процессов. Значения коэффициента вариации осадков ( $v=2.18$ ) находятся вне поля образований водного происхождения и устанавливают неаквальный склоновый характер аккумулятивного бассейна.

На интервале 1.65–2.70 м распространение получили субгоризонтально-слоистые крупно-средне-мелкозернистые пески ( $x=0.55-0.99$  мм) с прослоями и линзами мощностью до 0.1 м грубозернисто-песчаных (4–12%) и гравийных (1.4–9.5%) частиц. Осадки подвергались лучшей трансформации, вплоть до появления умеренной сортированности ( $\sigma=0.65-1.95$ ), что указывает на удлинение пути их перемещения в бассейне аккумуляции при его относительно высоком энергетизме ( $\alpha=2.41-5.23$ ) и устоявшемся неотектоническом фоне ( $\tau=7.16-43.03$ ). Значения коэффициента изменчивости ( $v=1.26-1.96$ ) совпадают с полем постоянных водотоков речного облика с сезонным колебанием водности. Динамика осаждения характеризовалась переменчивостью – от турбулентного ( $x > 1.0$ ) до переходного ( $0.1 < x < 1.0$ ), между турбулентным и ламинарным режимом, типами. По палеогидрологическим данным, палеорека имела средние уклоны водного зеркала – 1.57–3.21 м/км, скорости доставки частиц 0.38–0.45 м/с, придонные скорости аккумуляции 0.24–0.29 м/с, поверхностные скорости течения 0.57–0.72 м/с, максимальные глубины на плесах 4.7–6.6 м и ширину потоков на стадии их полного заполнения водой 27–153 м. Слабоподвижного характера ( $\phi$ -критерий менее 100 единиц) водотокам по числу Фруда был присущ как полугорный ( $Fr=0.13$ ), так и в большей степени горный грядовой тип ( $Fr=0.21-0.22$ ) стабильных, хорошо оформленных русел с водосборной площадью  $> 100$  км<sup>2</sup>. В фациальном отношении осадки принадлежат речной макрофации (главным образом русловой группе).

Второй литологический слой на глубине разреза 2.7–3.0 м подстилается крупно-средне-мелкозернистым песком ( $x=0.73$  мм), отороченным сверху и снизу прослоями древесно-мелкощепнистого материала слабонаклонного залегания (ЮВ  $160^\circ \angle 2^\circ$ ). Осадкам пролювиально-склонового происхождения ( $v=2.34$ ) свойственна плохая сортировка ( $\sigma=1.71$ ), высокая динамика среды формирования наносов ( $\alpha=6.26$ ) со стабильным характером эндогенеза ( $\tau=44.26$ ).

Третий литологический слой (интервал 3.00–7.65 м) выполнен крупно-средне-мелкозернистыми, средне-мелкозернистыми, алевритисто-средне-мелкозернистыми песками ( $x=0.43$ – $0.77$  мм). Текстура слабонаклонная, многочисленны тонкие слойки естественного шлиха. Значения коэффициента сортировки песков ( $\sigma=0.37$ – $0.88$ ) характеризуют осадки как умеренно и недостаточно сортированные, что указывает на увеличение длины транспортировки перед их отложением. Коэффициент асимметрии  $\alpha > 1$  определяет смещение модального параметра в сторону крупнозернистых частиц и тестирует динамику среды осадконакопления как повышенную. Положительный эксцесс ( $\tau=7.8$ – $57.7$ ) свидетельствует о непрерывном поступлении вещества в седиментационный бассейн и относительно спокойном тектоническом фоне. Показатели коэффициента изменчивости  $v$  соотносятся с диапазоном 0.84–1.52, принадлежащим полю стабильных однонаправленных речных потоков. Малоподвижные ( $\phi$ -критерий  $< 100$  единиц) русла полугорного типа ( $F_r=0.10$ – $0.18$ ) с площадью водосбора  $> 100$  км<sup>2</sup> этих водотоков находились в естественных, благоприятных условиях состояния ложа со свободным течением воды. Они имели поверхностные скорости течения 0.51–0.59 м/с, срывающие скорости 0.35–0.39 м/с, придонные скорости отложения 0.23–0.25 м/с, уклоны водного зеркала 1.06–1.85 м/км, глубины: в межень – 0.25 м, половодье – 2.95–6.22 м, и ширину русел 10.5–46.8 м. На интервале 6.3–6.5 м в толще этого слоя залегает линза разнозернистого песка пролювиального генезиса ( $v=2.21$ ), обогащенного древесно-мелкощепнистыми обломками.

Четвертый литологический слой (интервал 7.65–12.70 м) состоит из переслаивающихся, мощностью от 1–2 до 8–10 см, алевритисто-средне-мелкозернистых, реже – алевритово-мелко-среднезернистых и крупно-средне-мелкозернистых песков ( $x=0.33$ – $0.55$  мм) с добавками не более 1% гравийных включений. Слоистость субгоризонтальная, слабоволнистая и слабонаклонная (Ю  $190^\circ \angle 6^\circ$ ). Псаммитам свойственна умеренная и недостаточная сортировка ( $\sigma=0.26$ – $0.59$ ), асимметричность с доминантным модальным сдвигом в сторону крупных частиц ( $\alpha > 1$ ), плюсовой эксцесс и значения коэффициента вариации ( $v=0.80$ – $1.13$ ), совпадающие с сектором речного генезиса. Процесс седиментации осуществлялся блуждающими водотоками равнинного ( $F_r=0.07$ – $0.09$ ) и полугорного ( $F_r=0.10$ – $0.13$ ) типов с естественными стабильными руслами. Им был свойствен не столь значительный уклон продольного профиля 0.65–1.56‰, скорость транспортировки частиц 0.33–0.38 м/с, придонная скорость отложения 0.21–0.24 м/с, скорость течения воды 0.46–0.56 м/с, минимальная глубина 0.25 м при росте высоты столба полых вод до 3.94 м и ширине в 38–157 метров на момент максимального заполнения водой.

Слабонаклонные с мощностью слоев от 1–2 до 10 см, алевро- и алевритово-средне-мелкозернистые пески ( $x=0.21$ – $0.32$  мм) образуют пятый слой на интервале 12.7–15.1 м. Сортировка материала хорошая ( $\sigma=0.16$ – $0.26$ ), мода осадка имеет левостороннюю асимметрию в сторону крупных частиц ( $\alpha > 0$ ), эксцесс характеризуется знаком «+», коэффициент вариации  $v$  находится в пределах от 0.69 до 1.02 единиц и указывает как на смешанное озерно-речное происхождение осадков (глубина разреза 13.35–13.75; 14.15–14.50; 14.75–15.10 м) в неглубоком (1.9–2.6 м) лимническом водоеме, так и аллювиальное стационарными слабоподвижными потоками равнинного типа ( $F_r=0.04$ – $0.07$ ) со скоростями течения 0.40–0.44 м/с, плесовыми глубинами 2.1–2.3 м и шириной водотоков 133–157 м.

В 1 км к юго-востоку от с. Оронгой, у подножья горы Гуран сохранился останец 15-метровой надпойменной террасы р. Оронгой. В строении террасы принимают участие три толщи, последовательно наращивающие геологический разрез снизу вверх и характеризующие различные фациальные обстановки осадконакопления: русловые гравийно-песчаные отложения вскрытой мощностью до 2.5 м; речные средне-мелкозернистые, мелкозернистые и тонко-мелкозернистые пески с наклонной, косой и субгоризонтальной слоистостью мощностью 6.6 м; неслоистые субаэральные мелко-среднезернистые пески мощностью 3.8 м.

Бестекстурные, слабо карбонатизированные осадки эолового генезиса состоят из алевритово- и алевро-мелкозернистых песков с примесью до 10–15% средне-крупнозернистых песчаных частиц и 1–1.5% мелких псефитовых зерен ( $x=0.26–0.30$  мм). Характеризуются умеренно-плохой сортировкой ( $\sigma$  равно 0.54–3.48), определяющей малые расстояния переноса частиц в бассейне седиментации. Модальность распределения сдвинута в сторону крупных частиц – коэффициент асимметрии  $\alpha$  положителен в пределах первого десятка единиц, что устанавливает повышенный энергетический потенциал осадкообразовательного процесса. Параметры эксцесса  $\tau$  имеют большие показатели – от 62.2 до 128.1, указывающие на стабильный характер тектонического фона данной территории. Коэффициенту вариации  $v$  свойственны значения, превышающие 2.0, подтверждающие субаэральное происхождение покровной толщи.

Отложения из средней части толщи являют собой субгоризонтальное, слабонаклонное и косое переслаивание различных литологических разностей – от тонко-мелкозернистых, мелкозернистых, мелко-среднезернистых, среднезернистых, средне-крупнозернистых песков ( $x=0.52–0.87$ ) до гравийно-дресвяно-песчаных смесей ( $x=1.63–2.20$  мм). Слабо и практически не сортированное ( $\sigma=1.55–4.63$ ) вещество имеет локальное происхождение, насыщение толщи обломками осуществлялось с близлежащего горного массива, вследствие чего они транспортировались водным потоком на небольшие расстояния и не успевали приобрести хорошую окатанность. Уменьшение параметров коэффициента асимметрии ( $\alpha=2.35–6.73$ ) устанавливает более низкие энергетические уровни живых сил седиментации (сокращение скоростей и объемов водной среды). Переменчивой была неотектоническая составляющая осадкообразовательного процесса – от более (значения эксцесса в пределах первых десятков единиц) до менее (значения эксцесса в пределах первого десятка единиц) спокойной, подобных изменений зафиксировано до пяти эпизодов ( $\tau=51.35; 5.95; 26.43; 8.49; 46.69$ ).

Значения коэффициента вариации ( $v=1.45–1.99$ ) соответствуют области флювиального генезиса с сезонными колебаниями водности. Динамике палеопотоков был присущ турбулентный режим осаждения ( $x>1.0$ ), меньше – переходный между турбулентным и ламинарным режимами аккумуляции ( $0.1<x<1.0$ ). По палеогидрологическим данным водотоку был свойствен горный с развитыми грядовыми русловыми формами рельефа (число Фруда,  $Fr > 0.3$ ), реже полугорный ( $Fr=0.1–0.3$ ) тип устойчивых, хорошо разработанных галечных русел рек в нижнем течении с площадью водосборного бассейна  $>100$  км<sup>2</sup>. В фациальном отношении осадки соответствуют нестрежневой аллювиальной макрофации.

Залегающая в основании разреза толща речного происхождения состоит из субгоризонтально- и слабонаклонно-переслаивающихся псаммитовых частиц средней, тонкой и мелкой размерности ( $x=0.18–0.31$  мм). На интервале 10.4–11.0 м толщу подстилают промытые гравийно-песчаные отложения ( $x=1.47$  мм) с редкой мелкой галькой наклонной и косою текстуры. Сортировка – хорошая, а также умеренная ( $\sigma=0.13–0.32$ ), мода сдвинута в сторону крупных частиц ( $\alpha>0$ ). Осадки имеют плюсовой эксцесс и значения коэффициента вариации ( $v=0.64–1.50$ ), принадлежащие сектору аллювиального генезиса с изменением водности по сезонам года. Слабоподвижные ( $\varphi<100$ ) равнинные ( $Fr<0.1$ ) и полугорные русла ( $Fr>0.1$ ) этих водотоков находились в естественных, благоприятных условиях расположения ложа со свободным поступлением воды при приближении потоков к конечному водоему.

Кроме того, в средней части разреза, в аллювиальных песках найдены кости крупных млекопитающих: *Bison* sp., *Bos* sp., *Ovis* sp., *Capra* sp. В покровной толще, в субаэральных отложениях были обнаружены костные остатки земноводных: *Bufo* cf. *raddei*.

Возраст осадков средней части толщи 20-метровой террасы по данным РТЛ-датирования  $38000\pm 4000$  лет, что соответствует каргинскому времени позднего неоплейстоцена и сопоставляется с таковым аналогичных образований приустьевой части р. Селенга [Перевалов, Резанов, 1997]. Песчаные отложения каргинского времени Убукуно-Оронгойской впадины имеют также сходные с ними литологические характеристики и относятся к единой минералогической провинции. Формирование 15-метровой надпойменной террасы в долинах Западного Забайкалья произошло во второй половине позднего неоплейстоцена [Базаров, 1986].

Литература:

- Базаров Д.-Д.Б. Кайнозой Прибайкалья и Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.  
Перевалов А.В., Резанов И.Н. Первый опыт радиотермоллюминесцентного датирования антропогенных отложений Юго-Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 7. С. 1245–1251.

**ДИНАМИКА ОСЕННЕГО ФИТОПЛАНКТОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ  
В 2008–2013 ГОДАХ И ЕГО РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ТАФОЦЕНОЗОВ  
ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ**

**Крюкова И.М.<sup>1</sup>, Ключиткина Т.С.<sup>2</sup>, Полякова Е.И.<sup>2</sup>, Кассенс Х.М.<sup>3</sup>,  
Холеманн Й.<sup>4</sup>, Абрамова Е.Н.<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Москва, *kryukova.irina88@yandex.ru*;

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
*t.klyuvitkina@mail.ru, ye.polyakova@mail.ru*;

<sup>3</sup>Центр океанических исследований им. Гельмгольца ГЕОМАР, Киль, Германия;

<sup>4</sup>Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия;

<sup>5</sup>Усть-Ленский государственный природный заповедник, Тикси

В связи с наблюдаемыми в последнее время климатическими изменениями в Арктике [Polyakov et al., 2005; Comisco et al., 2008, Yamamoto-Kawai et al., 2009] и планируемого интенсивного экономического освоения арктического шельфа мониторинг полярных морских экосистем приобретает особую значимость и актуальность.

Основными задачами нашего исследования являлись выявление особенностей видового состава и количественных характеристик фитопланктонных сообществ в море Лаптевых в конце вегетативного сезона (сентябрь) и анализ влияния абиотических факторов на пространственное распределение микроводорослей. Также был проведен сравнительный анализ полученных результатов с данными по составу микроводорослей (диатомеи, цисты динофлагеллат, зеленые водоросли и др.) из поверхностного слоя донных осадков в море Лаптевых для того, чтобы оценить роль фитопланктона в формировании тафоценозов.

Материалом для изучения послужили сетные ловы фитопланктона, собранные в ходе российско-германских экспедиций ТРАНСДРИФТ в осенние сезоны 2008–2013 гг. Пробы были отобраны и обработаны по общепринятой методике [Радченко и др., 2000]. За рассматриваемый период установлены значительные изменения в атмосферной циркуляции в лаптевоморском регионе, ледово-гидрологических условий и речного стока. Так, летне-осенний период 2008 года характеризовался антициклонической атмосферной циркуляцией, что определило распространение линзы речных вод далеко на северо-восток от дельты р. Лены [Dmitrenko et al., 2010]. Осенью 2009, 2010 и 2013 гг., в отличие от 2008 г., в арктическом регионе сохранялась циклоническая атмосферная циркуляция. Как результат, в восточной части моря Лаптевых пресные воды р. Лены распространялись в восточном и юго-восточном направлениях [отчет об экспедициях "ТРАНСДРИФТ-ХVI", "ТРАНСДРИФТ-ХVII", "ТРАНСДРИФТ-ХХI"].

В 2008 году основным районом исследования являлась восточная часть моря Лаптевых, наиболее подверженная влиянию стока р. Лены [Dmitrenko et al., 2005]. Общая численность фитопланктона изменялась в пределах от  $0.01 \times 10^3$  до  $1.3 \times 10^3$  кл/л, общая биомасса – от 0.02 до 2.41 мкг С/л. Максимумы этих показателей были зафиксированы к северо-востоку от дельты р. Лены, в зоне распреснения (соленость 5–10 psu), а также в юго-восточной части моря, в районе Янского залива и пролива Дмитрия Лаптева. В составе фитопланктона были найдены представители динофитовых, диатомовых, зеленых водорослей и силикофлагеллат. Состав доминирующих комплексов фитопланктона имел значительные региональные отличия. Так, к северу и востоку от дельты р. Лены в формировании общей численности и биомассы значительна была доля гетеро- и миксотрофных динофлагеллат (*Dinophysis acuminata*, *Protoperdinium pallidum*, *P. pellucidum*, *P. granii*, *Gonyaulux alaskensis*). Среди диатомовых водорослей в этих районах доминировали солоноватоводно-морские неритические виды *Thalassiosira baltica*, *T. hyperborea*, *T. nordenskioldii*. В зоне распространения речных вод в составе фитопланктона спорадически встречались пресноводные диатомеи *Aulacoseira granulata*, *A. italica* и зеленые водоросли (*Pediastrum* sp.). Однако их вклад в общую численность и биомассу фитопланктона, также как и силикофлагеллат *Dictyocha speculum* был незначительным. В северо-восточной части моря Лаптевых к северу от Новосибирских островов, где соленость была значительно выше (25–30 psu) и наблюдались более низкие температуры (0–2°C), для доминирующего комплекса фитопланктона были характерны

морские неритические виды диатомей *Chaetoceros furcellatus*, *C. debilis*, *C. constrictus* и их споры.

В западной части моря Лаптевых, где в 2009, 2010 и 2013 гг. был также проведен пробоотбор фитопланктона, гидрологические условия являлись результатом взаимодействия пресноводного стока рек Хатанга, Анабар и Оленек, арктических водных масс, поступающих с севера, процессов таяния льда и атмосферных процессов.

В осенний сезон 2009 г. общая численность фитопланктона была относительно низкой ( $<0.5 \times 10^3$  кл/л), за исключением отдельных станций, где этот показатель превышал 2000 кл/л. Такая высокая численность была отмечена в северо-восточном районе моря Лаптевых, где в сообществах доминировали морские неритические и панталассные виды диатомей *Chaetoceros decipiens*, *C. socialis*, *C. borealis*, *C. concavicornis*, *C. diadema*, а также к северо-востоку от дельты р. Лены, где в формировании общей численности была значительна доля *Thalassiosira nordenskioldii*, *Chaetoceros wighamii*, *C. socialis*. В этих же районах отмечена максимальная биомасса фитопланктона ( $>0.2$  мкг С/л). Остальной район исследований (центральная часть шельфа моря Лаптевых) характеризовалась низкими показателями общей биомассы. Основу комплексов фитопланктона составляли гетеротрофные и миксотрофные динофитовые водоросли (*Protoperidinium pallidum*, *P. pellucidum*, *Dinophysis acuminata*) и холодноводные, в основном эвригалитные планктонные диатомеи *Thalassiosira hyperborea*, *T. baltica*, *T. gravida*.

Для осеннего фитопланктона 2010 и 2013 гг. характерны те же черты, что и для осеннего сезона 2009 г. Общая численность и биомасса были относительно невысокими ( $<1000$  кл/л для обоих сезонов;  $<1$  мкг С/л для 2010 г.,  $<0.2$  мкг С/л для 2013 г.).

Следует отметить, что в 2010 г. в северо-восточном районе моря Лаптевых, севернее Новосибирских островов главную роль в формировании численности и биомассы фитопланктона играли панталассные виды *Rhizosolenia hebetata f. hebetata* и *R. hebetata f. semispina*, что не наблюдалось в 2008 и 2009 гг. В северных районах моря Лаптевых в составе фитопланктона часто встречались автотрофные панталассные виды динофлагеллат *Ceratium arcticum* и *Ceratium longipes*, являющиеся индикаторами атлантических водных масс [Околюдов, 2000]. Это было характерно для всех осенних сезонов.

В целом, можно сказать, что в планктонных сообществах в конце вегетативного сезона в море Лаптевых наблюдается доминирование гетеро- и миксотрофных видов динофлагеллат и морских холодноводных видов диатомовых водорослей (преимущественно *Chaetoceros* и *Thalassiosira*). Силикофлагеллаты и зеленые водоросли встречаются эпизодически, преимущественно в прибрежных районах и на внутреннем шельфе. Проведенный экологический анализ флоры относительно солености показал преобладание морских видов в планктонных сообществах. Доля солоноватоводных и пресноводных видов незначительна, они в основном встречаются в восточной части моря Лаптевых, в районе распространения речных вод. В фитогеографическом плане облик флоры моря Лаптевых определяют виды с аркто-бореальным, аркто-бореально-тропическим и космополитным типами ареала.

Анализ видового состава и количественного распределения диатомей в поверхностных осадках [Cremer, 1998, 1999] позволил выделить несколько типов доминирующих комплексов в разных районах моря Лаптевых. В центральной части внутреннего шельфа в поверхностных осадках встречаются в основном ледовые диатомовые водоросли. Ассоциации спор разных видов *Chaetoceros* преобладают в восточной и юго-восточной частях моря Лаптевых. Для района континентального склона характерны комплексы, где доминирует *Thalassiosira antarctica*. Пресноводные виды диатомей доминируют в поверхностных осадках в прибрежных районах моря Лаптевых, подверженных влиянию речного стока.

Согласно работам Kunz-Pirrung [1998, 1999] в поверхностных осадках моря Лаптевых выделяют три типа ассоциаций диноцист (внутреннего шельфа, восточной части внешнего шельфа и континентального склона), в которых различия видового состава и количественного содержания видов связаны с изменениями глубин моря, градиентами солености и температуры поверхностных вод. В районе внутреннего шельфа доминирующими являются типичные полярные виды *Islandicum minutum* и *Polykrikos?* sp. Донные ассоциации диноцист в восточной части внешнего шельфа характеризуется преобладанием *Brigantedinium* spp.. В районе континентального склона значительная доля принадлежит *I. pallidum* и *Nematosphaeropsis labyrinthus* с небольшим содержанием *Operculodinium centrocarpum* и *I. Minutum s.l.*

*Nematosphaeropsis labyrinthus* и *Operculodinium centrocarpum* рассматриваются как индикаторы распространения атлантических вод в Арктике [Matthiessen et al., 2005].

Виды динофитовых водорослей, цисты которых были наиболее распространены в поверхностных осадках моря Лаптевых, не являлись доминирующими в планктонных сообществах в периоды наших наблюдений. Вероятно, это объясняется тем фактом, что стадия цистообразования присутствует только у некоторых видов динофлагеллят (15%) [Dale, 1983].

Расчеты АН-критерия (отношения содержания цист автотрофных видов динофлагеллят к цистам гетеротрофных видов) для моря Лаптевых показали, что цисты гетеротрофных динофлагеллят преобладают в низкосолёных прибрежных районах моря Лаптевых, а на внешнем шельфе и континентальном склоне возрастает доля цист автотрофных динофлагеллят в составе ассоциаций [Клювиткина, 2007]. Схожая картина была нами отмечена и в планктонных сообществах: по мере удаления от дельты р. Лены, где наблюдается явное доминирование гетеро- и миксотрофных видов динофитовых водорослей, в северных районах моря Лаптевых доля автотрофных видов в комплексах фитопланктона увеличивается.

Также в прибрежных районах моря Лаптевых, находящихся под влиянием речного стока, в поверхностных осадках велико содержание пресноводных зелёных водорослей (в основном *Pediastrum* spp. и *Botryococcus* cf. *braunii*) [Kunz-Pirrung, 2001]. Зелёные водоросли *Pediastrum* spp. присутствовали в составе фитопланктона в районе дельты р. Лены.

#### Литература:

Клювиткина Т.С. Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей. Дисс. канд. геогр. наук. 2007.

Радченко И.Г., Капков В.И., Федоров В.Д. Практическое руководство по сбору и анализу проб морского фитопланктона. М.: Мордвинцев, 2010. 60 с.

Comiso J.C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // *Geophysical Research Letters*. 2008. doi:10.1029/2007GL031972

Cremer H. Diatoms in the Laptev Sea (Arctic Ocean): Taxonomy and biogeographic distribution // *Reports on Polar Research*. 1998. № 260.

Cremer H. Distribution patterns of diatom surface sediment assemblages in the Laptev Sea (Arctic Ocean) // *marine Micropaleontology*. 1999. № 38. С. 39–67.

Dale B. Dinoflagellate resting cysts: "benthic plankton" // *Survival strategies of the Algae*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1983.

Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Eicken H., Markova N. Wind-driven summer surface hydrography of the eastern Siberian shelf // *Geophysical Research Letters*. 2005. № 32(14).

Dmitrenko I.A., Kirillov S.A., Tremblay L.B., Kassens H., Anisimov O.A., Lavrov S.A., Razumov S.O., Grigoriev M.N. Recent changes in shelf hydrography in the Siberian Arctic : potential for subsea permafrost instability // *Journal of Geophysical Research-Oceans*. 2011. DOI 10.1029/2011JC007218

Kunz-Pirrung M. Rekonstruktion der Oberflächenwassermassen der östlichen Laptevsee im Holozan anhand von aquatischen Palynomorphen // *Reports on Polar Research*. 1998. № 281. С. 1–117.

Kunz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, Eastern Arctic Ocean // *Land-ocean systems in the Siberian Arctic: Dynamics and history*. Lecture notes in earth science. Berlin: Springer, 1999.

Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relationship to hydrographic conditions // *Journal of Quaternary Science*. 2001. № 16 (7), С. 637–649.

Matthiessen J., de Vernal A., Head M., Okolodkov Y., Angel P., Zonneveld K., Harland R. Modern organic-walled dinoflagellates cysts in Arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance // *Paläontologische Zeitschrift*. 2005. № 79(1). С. 3–51.

Okolodkov Y.B. Dinoflagellates (Dinophyceae) of the Eurasian Arctic Seas. Doctoral Thesis, Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia, 2000.

Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A. One more step toward a warmer Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2005. doi: 10.1029/2005GL023740

Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C., Nishino S., Shimada K., Kurita N. Surface freshening of the Canada Basin, 2003–2007: river runoff versus sea ice meltwater // *Journal of Geophysical Research*. 2009. doi: 10.1029/2008JC005000

## КРУПНЫЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ИЗ НОВОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ХАЗАРСКОГО ФАУНИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА В САРАТОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Кузнецова Т.В.<sup>1</sup>, Первушов Е.М.<sup>2</sup>, Сельцер В.Б.<sup>2</sup>, Стародубцева И.А.<sup>3</sup>, Тесаков А.С.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, *tatkuz2012@mail.ru*;

<sup>2</sup>Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского;

<sup>3</sup>Государственный геологический музей имени В.И. Вернадского, Москва;

<sup>4</sup>Геологический институт РАН, Москва

В 2012 году благодаря стараниям одного из краеведов, жителя Пугачевского района Саратовской области в Региональный музей землеведения геологического факультета Саратовского университета (СГУ) поступили новые находки млекопитающих Хазарского фаунистического комплекса. Осенью этого же года сотрудниками СГУ были произведены предварительное обследование местонахождения и сборы остеологического материала.

В левобережном Саратовском Поволжье находки ископаемых млекопитающих четвертичного возраста известны еще с первой половины XX века. Обширный остеологический материал представлен в экспозиции краеведческого музея г. Пугачева [Хромов и др., 2000]. Однако в связи с образованием Волгоградского водохранилища большая часть известных местонахождений была утрачена. Находка нового, богатого фаунистическими остатками местонахождения важно для позднекайнозойских фаунистических и палеогеографических реконструкций территории Поволжья.

Новое местонахождение приурочено к долине реки Большой Иргиз и расположено, вблизи границы Балаковского и Пугачевского административных районов. Было установлено, что и ранее местные жители, в основном школьники, находили косные останки ископаемых животных, которые передавались в музей.

Остеологический материал, собранный во время рекогносцировочного маршрута, представлен фрагментами черепа и нижней челюстью мамонта раннего типа, фрагментами посткраниального скелета бизона, нижней челюстью крупного бобра, нижними челюстями и большим количеством костей конечностей носорога – эласмотерия. Большое количество костей, в особенности крупные кости конечностей (бедренные, плечевые, локтевые кости), несут следы погрызов крупных хищников.

Основную часть коллекции составляют остатки *Elasmotherium sibiricum*. Сибирский эласмотерий является самым молодым представителем подсемейства *Elasmotheriinae*, и входит в состав хазарского фаунистического комплекса, характерного для среднего неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины [Громов, 1948; Лазуков, 1965; Верещагин, 1977]. Однако некоторые исследователи ограничивают его распространение более древними тираспольским и сингильским фаунистическими комплексами [Швырева, 1995]. По данным А. А. Хромова *Elasmotherium sibiricum* входит и в верхнепалеолитический фаунистический комплекс. В небольшом количестве остатки эласмотериев встречаются в Среднем Поволжье в составе мамонтовой фауны [Хромов, 1999; 2001; Хромов и др., 2000].

Предварительное определение остатков ископаемых млекопитающих из Иргизского местонахождения указывает на принадлежность новой фауны к хазарскому фаунистическому комплексу. Разрозненные находки млекопитающих этого возраста на юго-востоке Европейской части России связаны с аллювиальными образованиями и, несмотря на длительную историю исследований, изучены слабо. Находка нового богатого остатками местонахождения хазарского фаунистического комплекса, по-видимому, образовавшегося в пределах древней старицы и озер в пойменной долине, имеет огромное значение. Важнейшими задачами исследования Иргизского местонахождения являются: комплексное изучение геологического строения местонахождения, а также сбор, изучение и выявление эволюционного уровня фауны позвоночных, состава палеобиоценозов и реконструкции их экологической структуры.

Проведенные предварительные сборы и полевые наблюдения в левобережной части Саратовской области, указывают на обнаружение уникального захоронения континентальных млекопитающих среднего-позднего неоплейстоцена.



Литература:

- Верещагин Н.К. Некоторые проблемы формирования териофауны // Труды ЗИН АН СССР. 1977. Т. 63. С. 6–17.
- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит) // Труды ГИН АН СССР. Сер. геол. 1948. Т. 64(17). 501 с.
- Лазуков Г.И. Четвертичная фауна млекопитающих, ее стратиграфическое и палеогеографическое значение // Четвертичный период. Т. 2. М.: Изд-во МГУ, 1965. 272 с.
- Хромов А.А. Палеогеографическое распространение рода *Elasmotherium* в эоплейстоцене и плейстоцене на территории Восточной Европы // Палеонтологический журнал. 1999. № 2. С. 76–82.
- Хромов А.А. Зуб эласмотерия с нетипичной морфологией из среднеплейстоценовых отложений Саратовского Поволжья // Материалы II Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск. 2001. С. 534-535.
- Хромов А.А., Архангельский М.С., Иванов А.В. Местонахождения крупных четвертичных млекопитающих Саратовского Поволжья. Саратов: Научная книга, 2000. 188 с.
- Швырева А.К. Ископаемые носороги эласмотерии. Ставрополь: АРС-дизайн, 1995. 104 с.

## ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ НА КАРЕЛЬСКОМ БЕРЕГУ БЕЛОГО МОРЯ

Лаврова Н.Б.<sup>1</sup>, Корсакова О.П.<sup>2</sup>, Колька В.В.<sup>2</sup>, Шелехова Т.С.<sup>1</sup>, Толстоброва А.Н.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ИГКарНЦ РАН, Петрозаводск, lavrova@krc.karelia.ru;

<sup>2</sup> ГИ Кольского НЦ РАН, Анатумы, korsak@geoksc.apatity.ru, kolka@geoksc.apatity.ru

Карельский берег Белого моря расположен в северо-карельской части Прибеломорской низменности. Здесь на протяжении нескольких лет проводятся научно-исследовательские работы по изучению относительного перемещения уровня Белого моря в позднеледниковье и в голоцене [Колька и др., 2005; Колька и др., 2012; Колька и др., 2013 и др.]. Используются метод изолированных бассейнов [Donner et al., 1997], геологические, микропалеонтологические, радиоуглеродные данные, получаемые из донных осадков в котловинах малых озер. Ранее эти котловины были неровностями дна приледникового пресного или морского водоема. Стратифицированная толща донных отложений из таких озерных котловин соответственно формировалась в разных палеоэкологических условиях в приледниковом пресноводном (фация I) и морском (фация III) бассейнах, позже – в пресноводном континентальном (фация V). При осолонении приледникового озера накапливались осадки транзитной фации II, а при переходе от морского бассейна к озерному – осадки фации IV [Колька и др., 2005]. Положение береговой линии моря в разрезах соответствует осадкам транзитной фации IV. Их изучение в связи с подстилающими и перекрывающими отложениями позволило выделить литологические, геохимические, палинологические и микроальгологические индикаторы, дающие возможность определить древнее положение береговой линии моря при отчленении котловин от основного бассейна, которое происходит из-за изостатического подъема берега. Отчленение котловины от морского бассейна происходит через стадию лагуны, в которой на некоторое время создаются меромиктные условия, когда более плотные соленые воды накапливаются в придонной части, а поверхностный слой воды опреснен [Лисицын и др., 2013]. Такая стратификация водной толщи способствует периодическому появлению низкоокислородных условий в придонной части, что отражается в седиментационной последовательности донных отложений в виде их листоватой или тонкой слоистости. На начальных стадиях отчленения озера от моря, когда еще существует постоянный (за счет приливно-отливных явлений) или эпизодический (во время штормов) водообмен с морем при накоплении осадков транзитной фации IV на фоне слоистости могут образовываться пятнистые, или муаровые, текстуры, связанные со взмучиванием материала или с биотурбациями. Такие условия седиментации имеют и некоторые геохимические индикаторы. Резкое отличие их связано с ничтожным содержанием или отсутствием  $Fe_2O_3$  и высоким содержанием FeO. Также в них выявлены скопления и кристаллы аутигенного пирита [Толстобров и др., 2011]. О сероводородной среде в придонном слое отчленяющегося водоёма-лагуны косвенно свидетельствует и увеличение содержания V, Cr, Ni, Cu и Mo, осаждающихся на сероводородном барьере [Корсакова и др., 2014].

Палинологические данные свидетельствуют о палеоэкологических условиях, существовавших на прилегающей суше при накоплении соответствующих разнофациальных осадков. В осадках фации I и II всегда низкая концентрация пыльцы и спор, в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) преобладает пыльца *Artemisia* и *Chenopodiaceae* (фация I) или *Syringaceae* и *Roaceae* (фация I), а также отмечается нарастание доли пыльцы *Betula sect. Albae* (фация II). Здесь же присутствуют и галофиты (*Salsola kali*, *Atriplex nudicaulis*, *Salicornia herbacea*), что может свидетельствовать о влиянии на прибрежную полосу уже осолоненного приледникового бассейна. Состав СПС исследованных осадков фаций III, IV, V имеет свои особенности в зависимости от климатических показателей определенного периода голоцена. Спектры древесных пород и кустарников характеризуют зональную и региональную растительность. Локальные компоненты СПС осадков фаций III и IV, включающие пыльцу трав и споры, отражают состав растительности приморской полосы. В СПС палинозон, соответствующих морским отложениям (фация III) отмечены высокие значения пыльцы *Syringaceae* и *Roaceae*. Многие виды растений из этих семейств являются облигатными и факультативными галофитами. Присутствует пыльца *Atriplex nudicaulis*, *Salicornia herbacea*, *Plantago maritima*, *Aster-type*. Обусловлено это тем, что продуцирующие их виды являются

облигатными галофитами. Пыльца Asteraceae по своим морфологическим особенностям соответствующая типу Aster, по нашему мнению, принадлежит галофиту *Tripolium vulgare*. Для подтверждения этого были использованы атласы-определители, эталонная коллекция Института геологии КарНЦРАН, а также пыльца, полученная из гербарного материала Института леса КарНЦРАН. В настоящее время на побережье Белого моря *Tripolium vulgare* произрастает в зоне ежедневного заливания морскими водами на глинистых, опесчаненных и каменистых осушках. Кроме того, были изучены спорово-пыльцевые спектры из поверхностных отложений зоны, затопляемой во время прилива. Не останавливаясь на подробном описании палиноспектров, отметим, что в некоторых образцах зафиксировано до 20 пыльцевых зерен, соответствующих Aster-type.

Особенностью, свойственной СПС переходных зон от морских к озерным осадкам (фация IV) в изученных разрезах, является изменение кривых пыльцы *Atriplex nudicaulis*, *Salicornia herbacea*, *Plantago maritima*, Aster-type, выклинивающихся к верхней границе палинозон. Значительные изменения происходят с пыльцой Сурерасеae и Роасеae. В СПС переходной зоны большинства изученных разрезов наблюдается увеличение количества пыльцы этих таксонов. Таким образом, в спорово-пыльцевых спектрах палинозон, характерных для осадков фации IV, находят отражение первые этапы естественного процесса образования озер на территории, постепенно освобождающейся от моря. Регрессия моря сопровождается появлением новых местообитаний и расселением галофитов из семейств Сурерасеae, Роасеae, что обуславливает увеличение пыльцы этих таксонов в спектрах. При опреснении водоемов постепенно уменьшается засоленность грунтов, делая местообитания непригодными для галофитов. Полная изоляция котловин определяется по появлению пыльцы водных и прибрежно-водных видов растений пресных водоемов, спор *Isoetes*, а также колоний водорослей *Pediastrum*.

Надежными индикаторами отделения водоемов от моря являются диатомовые комплексы. В отложениях приледниковых озер, в которые проникали морские воды, как правило, в небольшом количестве содержатся мелкие фрагменты морских форм *Caloneis schrödery* Hust., *Coscinodiscus* sp., *Chaetoceros holsaticus* (Schütt.), *Navicula* sp., *Pinnularia quadratarea* A.S. В некоторых разрезах встречаются единичные обломки как морских (*Thalassiosira exentrica*), так и пресноводных видов (*Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa*, *Aulacoseira distans*). Среди солоноватоводных единичных видов также необходимо отметить *Hyalodiscus radiatus* (O'Meara) Grun., *Melosira moniliformis* (Mull.) Ag., *Paralia sulcata* (Ehren.) Cl., *Campilodiscus hibernicus* Ehr., *Campilodiscus noricus* Ehr.

В морских осадках (фация III) выявлены полигалобы (*Thalassiosira* Cl. sp., (*Thalassiosira exentrica*), *Diploneis* sp., *Navicula ammophila* Grun., *N. palpebralis* Breb., *N. bottnica* (Grun.), мезогалобы (*Opephora marina* (Greg.) Petit, *Mastogloia grevilei* W. Smith, *M. smithi* var. *lacustris* Grun., *M. elliptica* (Ag.) Cl., *M. pumilla* (Grun.) Cl. *Amphora* sp., (*Amphora proteus*), *Caloneis* sp., *Coscinodiscus* sp., *Navicula scopulorum* (Breb.) Kutz., *Navicula rostellata* (Kutz.), *Navicula rhombica* Greg., *Navicula costulata* Grun., *Nitzschia trybrionella* (Hantz.), *Nitzschia commutata* Grun., *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl. *M. smithi* (Thw.), галофилы (*Epithemia sorex* Kutz., *Navicula rhyncocephala* Kutz., *N. hungarica* Grunov, *Nitzschia* Hass. sp., *Rhopalodia gibba* var. *ventricosa* (Ehr.) (Kutz.), *Rhoicosphaenia curvata* (Kutz.), Grun., *Gyrosigma* sp.) с незначительным участием чисто пресноводных индифферентов.

Осадки фации IV представлены в основном мезогалобами – *Diploneis smithi* (Breb.) Cl., *Diploneis smithi* var. *pumilla* (Grun.) Hust., *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cl., *Mastogloia smithi* Thwaites, галофилами *Cocconeis placentula* Ehr., *Cyclotella meneghingiana* Kutz., *Epithemia sorex* Kutz., *Navicula rhyncocephala* Kutz., *Navicula cryptocephala* Kutz., *Sellaphora pupula* (Kutz.) Mer., *Navicula radiosa* Kutz., *Navicula halophila* (Grun.) Cl., *N. laterostrata* Hust., *Gyrosigma* sp. *Anomoeoneis sphaerophora* (Pfitz). Вверх по разрезам их количество резко снижается, они вытесняются пресноводными комплексами, указывая на отделение водоемов от моря, что и фиксирует положение береговой линии.

Типично озерные осадки (фация V), перекрывающие переходную зону, представлены разнообразным сочетанием различных сообществ: планктонные формы возглавляют виды родов *Aulacoseira*, *Cyclotella*, реже к ним присоединяются *Stephanodiscus*; формы обрастаний (эпифиты) более многочисленны и включают виды родов *Fragilaria*, *Tetracyclus*, *Symbella*, *Tabellaria*, *Achnanthes*, *Eunotia*, *Gomphonema* и др. Как правило, в составе донного сообщества

многочисленны виды родов *Navicula*, *Pinnularia*, *Stauroneis*, *Diploneis*. Однако, пресноводные озерные осадки могут содержать до 10% легких галофилов, иногда в них присутствуют единичные, возможно случайно попавшие в водоем поли- и мезогалобы (*Thalassiosira Cl. sp.*, *Coscinodiscus sp.*, *Mastogloia sp.*).

Литература:

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 15–25.

Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.

Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, северная Карелия) // Докл. АН. 2013. Т. 449. № 5. С. 587–592.

Корсакова О.П., Колька В.В., Алексева А.Н., Толстобров Д.С., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С. Элементный состав разнофациальных осадков из малых озёрных котловин побережья Белого моря (северная Карелия, район Чупа) // Геохимия литогенеза: Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 121–124.

Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П., Буданцева Н.А., Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Филиппов А.С., Чижова Ю.Н. Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // Докл. АН. 2013. Т. 449. № 4. С. 467–473.

Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П. Рудные минералы в различных фациях донных отложений озёрных котловин на побережье Белого моря // Успехи современного естествознания. 2011. № 7. С. 55–59.

Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103–128.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВЕРХНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ЛИПОВКА)

Ларин С.И.<sup>1</sup>, Ларина Н.С.<sup>2</sup>, Лаухин С.А.<sup>3</sup>, Максимов Ф.Е.<sup>4</sup>, Гусельников В.Л.<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Тюменский государственный университет, Институт наук о Земле, *silarin@yandex.ru*,  
*vlguselnikov@mail.ru*;

<sup>2</sup> Тюменский государственный университет, Институт Химии, *nslarina@yandex.ru*;

<sup>3</sup> Институт криосферы СО РАН, Российский государственный геологоразведочный  
университет, Москва, *valvolgina@mail.ru*;

<sup>4</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, *maksimov-fedor@yandex.ru*;

Исключительное значение для хроностратиграфии позднего неоплейстоцена Западной Сибири имеют исследования опорного 20-метрового разреза Липовка (57°55', Яркковский район, Тюменская область). Этот разрез за последние 75 лет изучали практически все ведущие исследователи плейстоцена Западной Сибири А.Г. Бер, И.А. Волков, В.С. Волкова, В.А. Зубаков, А.Ф. Каплянская, В.Д. Тарноградский, Н.В. Кинд, С.К. Кривоногов и др. В 2008 г на этом разрезе работали С.А. Лаухин и Ф.Е. Максимов. Тогда они занимались изучением палеоклиматов позднего плейстоцена бореальной зоны Западной Сибири Первые результаты этих исследований были опубликованы [Арсланов и др., 2009]. Несмотря на длительную историю изучения этого разреза, он и сейчас имеет исключительно важное палеогеографическое значение, поскольку в его толще фиксируются следы не менее пяти эпох криогенеза. В обнажении представлено строение двух морфологических элементов: останца палеогеновой пластовой равнины и прислоненной к нему речной террасы позднеплейстоценового возраста. В разрезе террасы выделяются речные слои, перекрытые сверху сложно построенным покровом субазральных отложений. Наибольшее внимание нами было уделено средней и верхней обрывистой части этого уникального разреза, расположенной на 2.0 м ниже «пневого» горизонта и выше его, до современной поверхности. С.А.Лаухин, изучая позднее похолодание каргинского времени в этом разрезе, пришел к выводу, что к нему относится пнёвый горизонт и приуроченная к нему погребенная тундровая глеевая почва (т.н. почва «с»). В ходе исследования усовершенствованным <sup>14</sup>С методом датирования были получены даты, имеющие возраст около 32.6 тыс.лет назад (ЛУ-6026-6028). Выше «пневого» горизонта, нами фиксируются четыре горизонта небольших грунтовых жил размером 40–50см и 3–4 погребенные почвы, деформированные криогенными процессами. В целом по разрезу глубина положения верхней и нижней границы жил находится в интервале 5.6–6.1; 6.9–7.3; 10.3–10.6; 13.7–14.1 м, а горизонтов погребенных почв 12.04–12.1; 12.8–12.9 (в основании почвы на глубине 12.9–13.0 найдена небольшая кость млекопитающего. По предварительному заключению к.б.н. В.В.Титова (Институт аридных зон ЮНЦ РАН, Ростов-на-Дону) она, возможно, принадлежит лосю-?); от 13.1–13.2 (вниз по стенке разреза деформирована до 13.6м); 15.1–15.3 («пневый горизонт, почва «с» в его основании от 15.1 до 15.3; 16.0–16.2; 16.44– 16.58 м поверхности разреза. На глубине 12.5–12.6 м выделяется еще один очень слабогумусированный горизонт. Не исключено, что это остатки еще одной погребенной почвы. Несмотря на большие трудности, связанные с отбором проб из указанных очень маломощных погребенных почв, по углю и древесине из погребенной почвы «а», расположенной ниже «пневого» горизонта, нами была получена радиоуглеродная дата 30840±360 л.н. (ЛУ-7190). Калиброванный возраст этой даты составил 35990±320 л.н. Хроноинтервал между полученными нами радиоуглеродными датами 30840 и 21400 л.н. составляет около 9400–9500 лет. Судя по стратиграфии, эта часть разреза включает все шесть погребенных почв, в том числе почву с «пневым» горизонтом и один ярус псевдоморфоз. Почвы (снизу вверх) 1,2,4 и 5 имеют явные следы криогенного воздействия. Часть разреза, расположенная выше даты 21400 л.н., очевидно соответствует сартанской фазе похолодания. С ней связаны три маломощных криогоризонта с небольшими псевдоморфозами.

Из средней и верхней толщи разреза Липовка, расположенной на два метра ниже «пневого» горизонта и выше, до дневной поверхности, авторами были отобраны 175 проб. Интервал отбора составил 10 см. По всей изученной 15 метровой толще разреза определены

зольность, рН и электропроводность (510 анализов). В Западной Сибири, в результате исследования почв и осадочных пород, в качестве геохимических индикаторов климатических изменений, предложены такие элементы или их соотношения как Br, Sr/Fe, Sr/Rb, Sr/Ba, Fe/Mn, Ti/Zr [Сысо, 2007]. В настоящее время ведется работа по их определению.

График изменчивости зольности показывает ее общее постепенное увеличение снизу вверх по разрезу от 87.38% в основании покровной толщи до 97.67% в верхней части. На общем фоне видны также снижение или увеличение ее содержания на отдельных участках, особенно в средней части графика. В интервале глубин от 14.9 м до 11.8 м, наблюдается устойчивый тренд увеличения зольности от 87.38% (обр.20) до 93.37% (обр.52). В стратиграфическом отношении этот интервал отчетливо совпадает с нижней частью покровного комплекса, где прослеживается до шести маломощных гидроморфных ископаемых почв. Профили почв сильно нарушены процессами солифлюкции, за исключением той части почвы (почва «с» по [Тарноградский и др., 1974], где встречаются пни деревьев. Возраст «пневого» горизонта определен радиоуглеродным методом в пределах 31300±800 – 30200±60 л.н. (радиоуглеродные даты: 31300±800 (СОАН-41) [Фирсов и др, 1972], 31265±285 (СОАН-2274) [Кривоногов, 1998], 30700±300 (ГИН-126) [Кинд, 1974] 30540±240 (ЛГ-37) [Зубаков, 1967], 30200±60 (СОАН-40) [Фирсов и др, 1972]. Из самой верхней маломощной погребенной почвы данного разреза, расположенной выше «пневого» горизонта на 3.0–3.05 м, нами получена дата, показавшая радиоуглеродный возраст 21400±290 (ЛУ-7259) л.н. Ее калиброванный возраст составил 25600±400 л.н. Судя по имеющимся радиоуглеродным датировкам, продолжительность характеризуемого интервала составляет около 10 тысяч лет.

Средняя часть разреза представлена чередованием различных по морфологии пачек отложений. Снизу вскрывается пачка сизых алевроитов мощностью 1.0 м. которая перекрыта песчаной пачкой мощностью около 2.4 м, в которой на глубине 10.3–10.6 м от поверхности встречена небольшая грунтовая жила мощностью 0.3 м. На глубине 8.5 м проходит резкая граница с вышележащей пачкой мелкозернистых желтых и сизовато-желтых слоистых, в том числе горизонтально-слоистых песков. Эта пачка в целом является верхней частью покровного комплекса разреза. Абсолютные значения зольности в средней части разреза составляют около 96–97%. На общем фоне видны три волны пониженного содержания зольности (около 92–93%), разделенные тремя кратковременными периодами повышенного содержания (около 96–97%). Судя по верхней радиоуглеродной датировке 21400±290 л.н. из нижележащего горизонта, эта часть разреза соответствует сартанскому криохрону. Вероятно, поэтому здесь вскрыты два яруса небольших грунтовых жил, индицирующих холодные условия. В литологическом отношении жилы приурочены к верхней и нижней части хорошо выраженного буро-коричневого, вязкого, пластичного горизонта тяжелого суглинка-глины в интервале 5.6–7.26 м. На графике этот стратиграфический уровень хорошо выражен в виде заметного снижения значений зольности до 92.27%.

Значения зольности в верхней части разреза, с глубины 5.5 м, изменяются в очень небольшом диапазоне и составляют около 97–98%. Поэтому верхняя часть графика представляет фактически прямую линию с небольшим понижением в двух случаях, в приповерхностной части (94.92% и 95.17%). В литологическом отношении эта часть разреза представлена желтым слоистым песком. С глубины 2.9 м от поверхности слоистость представлена чередованием буро-коричневых песчаных слоев и светлых мелкозернистых желто-коричневых песков. На глубине 3.8–4.0 м в общей желтой песчаной слоистой пачке вскрывается небольшой прослой песка сизоватого с буро-коричневым оттенком.

График изменчивости рН достаточно отчетливо делится на две части- нижнюю с более высокими значениями и верхнюю с более низкими. Граница между ними хорошо выражена и проходит на глубине 7.26–7.3 м в основании слоя буро-коричневого, вязкого, пластичного горизонта тяжелого суглинка-глины.

Нижняя часть характеризуется плавным нарастанием значений рН от 7.8 до максимума 8.33 и затем плавным снижением до 8.08. На этом фоне имеются два небольших снижения значений на глубине около 13.0 м (обр.39 рН равно 7.27) и 11.6 м (обр.55 рН 7.39). Верхняя часть графика в целом характеризуется небольшими колебаниями значений рН, не выходящими за пределы коридора от 6.72–7.74. На общем фоне этой части графика заметна повышенная волна значений на глубине около 4.4 м (обр.126, рН 7.74). Судя по следующему очень низкому

резкому (единичный образец) снижению значения рН до 5.88 (обр.128) вероятно здесь проявляется литолого-геохимическая граница между слоями. Визуально она не проявляется.

График изменчивости значений электропроводности также как и предыдущий, отчетливо делится на две части. Граница между ними проходит на глубине около 12.2–12.3 м, чуть ниже погребенной почвы, датированной  $21400 \pm 290$  (ЛУ-7259) л.н. Судя по имеющимся радиоуглеродным датировкам, нижняя часть графика электропроводности, соотносится с интервалом около 31–21 тыс.л.н. и имеет продолжительность порядка 10 тыс. лет. В этом отношении она совпадает с охарактеризованной выше нижней частью графика изменчивости зольности.

Анализ нижней части графика изменчивости электропроводности характеризуется наличием двух хорошо выраженных пиков с максимальными значениями соответственно до 130.3 (обр.23, чуть выше «пневого» горизонта) и 106.5 (обр.41 из погребенной почвы) мкСм/см. Они разделены провалом на графике со значением до 39.7 (обр.29 из слоя с псевдоморфозой) мкСм/см. Верхняя часть графика, соотносимая с сартанским криохроном и последующим периодом, выражена сначала слабонаклонной, с небольшим всплеском значений на уровне 39.8–35.1 мкСм/см (обр.62–71, слой с псевдоморфозой) затем почти прямой линией, с небольшим переломом на уровне 6.6м от поверхности (обр.104). Этот уровень, как и на графиках зольности и рН, приурочен к горизонту тяжелого суглинка-глины. В целом значения электропроводности в верхней части графика не выходят за пределы 11.2–16.3 мкСм/см по максимальным значениям и 5.6–7.7 мкСм/см по минимальным значениям.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 14-05-00956 и 13-05-00854

#### Литература:

- Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Савельева Л.А., Чернов С.Б., Тертычная Т.В., Жеребцов И.Е. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с.Липовка) // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода.- Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 2009. С. 44-46.
- Зубаков В.А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Наука, 1972. 310 с.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Нижний и средний плейстоцен низовьев Иртыша Ленинград: Недра, 1974. 160 с.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Кривоногов С.К. Стратиграфия и палеогеография Нижнего Прииртышья в эпоху последнего оледенения (по карпологическим данным). Новосибирск: Наука, 1988. 232 с.
- Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 277 с.
- Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Радиоуглеродные даты Лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 1972. № 38. С. 190–197.

**О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ  
КАРГИНСКОГО ГОРИЗОНТА (МИС-3)  
СО СЛЕДАМИ БЛИЗКОГО К СОВРЕМЕННОМУ  
И ТОЛЬКО «БОЛЕЕ ХОЛОДНОГО» КЛИМАТА В СЕВЕРНОЙ АЗИИ**

**Лаухин С.А.**

*Российский государственный геологоразведочный университет им. С.Орджоникидзе,  
Московский государственный строительный университет, Москва, valvolgina@mail.ru*

Согласно К.К.Маркову, палеоклиматы межледниковья были близки современному климату или отличались от него климатом более тёплым или/и более мягким. В океанской изотопно-кислородной кривой чётные стадии отвечают оледенениям, а нечётные – межледниковьям. Эта кривая создавалась преимущественно в тропиках и с палеоклиматами континентов северного полушария, особенно на их севере, у стадий этой кривой имеются некоторые несовпадения. Но, в целом, и на севере континентов межледниковые слои соответствуют нечётным, а ледниковые – чётным стадиям. Ещё задолго до появления этой кривой на севере Азии отложения казанцевские и каргинские были выделены в качестве межледниковых [Сакс, 1948, 1953], гораздо раньше, чем они окончательно были сопоставлены с МИС-5 и МИС-3 [Архипов, 1997]. Однако уже в 60-е годы было известно, что во многих частях Европы и Северной Америки отложения, по возрасту соответствующие МИС-3, формировались в условиях климата далеко не межледникового. Да и на севере Азии были разрезы этого возраста не содержавшие слоёв со следами межледникового климата [Сакс, 1948]. Так что «каргинская проблема» насчитывает уже около 70-и лет. Здесь обсудим только возможные причины распределения разрезов со следами межледникового климата и не содержащих таких следов; и только в пределах Северной Азии.

Объём статьи не позволяет остановиться на обсуждении методик реконструкции палеоклиматов позднего плейстоцена. Отметим только, что в Северной Азии наиболее широко применяются палеоботанические, особенно палинологические, методы, т.к. растительность наиболее чуткий индикатор климата, а палинология в этом регионе имеет наиболее массовый материал для анализа. Однако и здесь надо учитывать некоторые особенности каргинского времени. С самого начала применения в Сибири <sup>14</sup>C-датирования стало ясно, что каргинский палеоклимат меняется во времени. Н.В. Кинд [1974] показала, что каргинское время было 50–22 тыс. лет назад (тлн) и имело 3 потепления, разделённые 2-я похолоданиями. Позднее похолодание было наиболее глубоким, а позднее потепление – наименее значительным. Начиная с 70-х годов <sup>14</sup>C даты в Северной Азии неоднократно ревизовались [Кинд, 1974; Шер, Плахт, 1988; Астахов и др., 2005; Лаухин и др., 2006 и мн. др.]; менялась продолжительность, часто интенсивность палеоклиматических событий. Время проявления, основанное на <sup>14</sup>C-датах, и названия палеоклиматических событий тоже менялось [Кинд, 1974; Архипов, 1997; Волкова и др., 2003; Ложкин и др., 2010 и мн. др.], но в полных разрезах каргинского горизонта везде выделялись эти пять (или больше) палеоклиматических событий.

Разрезы каргинского горизонта со следами климата близкого современному или/и более мягкого, выявляются просто. Достаточно иметь следы такого климата в слоях какой то части каргинского времени. Полнота разреза значения не имеет. Труднее выявить разрезы не несущие таких следов. В этих случаях необходимо иметь полные разрезы горизонта, не содержащие перерывов осадконакопления (а «скрытые» перерывы выявлять обычно трудно), т.к. в противном случае есть возможность, что в отсутствующей(их) части(ях) разреза могут быть скрыты следы «тёплого» климата. Тем более, что палеоклиматических событий в каргинское время может быть больше «привычных пяти» [Сухорукова, 1998; Лаухин и др., 2006; Пушкарь, Черепанова, 2008; Ложкин и др., 2010 и мн. др.]. Но и с несомненно полными разрезами возникает ряд проблем. Так некоторые исследователи относят к каргинским отложениям не все слои, сформировавшиеся 50–22 тлн, а лишь часть их. Так, А.А. Величко [2009] предлагал выделять малохетское межледниковье, оставляя каргинскому времени слои со следами климата только более холодного, чем современный. Выделение липовско-новосёловского межстадиала [Арсланов и др., 2009] также игнорирует возможность «межледниковых слоёв» в каргинском горизонте. Близкое мнение высказывал А.А. Галанин [2012] и т.д. Наконец, Н. Шеклтон, ещё в



60-е годы, предложил считать последним в плейстоцене межледниковьем эмское (микулинское, казанцевское, сангамонское), относя все последующие потепления (в т.ч. в интервале МИС-3) к межстадиалам. Авторитет Н. Шеклтона так велик, что и теперь некоторые палинологи относят палиноморфы из каргинских слоёв к переотложенным только потому, что спектров, отражающих потепление близкое к нынешнему, в слоях аналогичных МИС-3, не может быть потому, что «этого не может быть никогда». По этим причинам разрезов каргинского горизонта, которые несомненно не содержат слои, со следами климата близкого к современному, известно так мало и так много разрезов со следами «тёплого» климата. Но важно не то, что много разрезов, содержащих следы климата близкого современному, а важно, что существуют разрезы, в которых несомненно нет слоёв с такими следами. Всё это надо учитывать при обсуждении распределения разрезов каргинского горизонта со следами «тёплого» климата и без этих следов.

Сделана попытка реконструировать палеоклиматы каргинского времени по широтным «транссектам»: севернее Полярного круга (около  $70^{\circ}$ с.ш.), в районе  $60^{\circ}$ с.ш. и южнее  $58^{\circ}$ с.ш.

К западу от Оби, на Ямале в районе Марре-Сале, палиноспектры последнего потепления каргинского времени отражают тундровую растительность менее теплолюбивую, чем современная [Andreev et al., 2006]. Более ранние потепления разрезом не вскрыты. Но на близкой широте на мысе Шпиндлера мёртвый лёд имеет AMS возраст 44-45 тлн [Manley et al., 2001]. Это, если только лёд не пластовый, позволяет предполагать здесь разрез каргинского горизонта без следов климата близкого современному, хотя южнее, около  $65^{\circ}$ с.ш., (Золотой Мыс) палиноспектры раннего и среднего потеплений отражают растительность близкую современной [Лаухин и др., 2006]. К востоку от Обской губы до Лены многочисленные разрезы с большими сериями  $^{14}\text{C}$  дат (оз.Лабаз, разрезы к северу от хр. Прончищев и Чекановского и т.д.) содержат слои со следами климата близкого современному даже в последнее потепление. Разрез Быковского п-ва в дельте Лены дискутируется [Лаухин, 2012]. В устье Яны и восточнее, в каргинских слоях известны следы климата более теплого, чем современный. На Колымской низменности 4-я погребённая почва (50–39 тлн) имеет признаки почвообразования близкого современному [Губин, Занина, 2014]. На той же низменности в это время леса были севернее современных в разрезах Шадринского мамонта и Бол.Хомус-Юрях. Восточнее Колымы от руч.Дальний до севера Чукотского п-ва известно несколько разрезов со следами климата теплее современного. Только в разрезе оз.Эльгыгытгын ( $67^{\circ}$ с.ш.) раннее потепление имело июльские температуры близкие современным, но январские ниже современных [Матросова, 2009]. Более поздние потепления не достигали параметров современного климата. Здесь, как и к западу от Обской губы, можно считать, что в каргинское время климат был «холоднее» современного.

«Транссекта» около  $60^{\circ}$ с.ш. слабо обеспечена полными разрезами каргинского горизонта.

Полный разрез Кирьяс ( $60^{\circ}57'$ с.ш.) находится в центре Западно-Сибирской равнины. Выявлено 4 «потепления» и 3 похолодания. Во время последних растительные зоны смещались более чем на 800 км, а во время потеплений – на 600–300 км к югу от современного положения и нет оснований предполагать перерывы осадконакопления [Лаухин и др., 2006]. Далее к востоку около  $60^{\circ}$ с.ш. разрезы с надёжной реконструкцией палеоклиматов каргинского времени редки и малоинформативны. Ближайший полный разрез Эликчан в Приохотье, находится около 4000 км восточнее Кирьяса. Сходство в последовательности палеоклиматических событий позволяет коррелировать эти разрезы методом Мейена-Гексли, адаптированного [Пушкарь и др., 2013] к палеоклиматической ритмике. В разрезе Эликчан также выделено 4 потепления, во время которых климат был «суровее, чем современный» [Ложкин и др., 2010, с.65]. В соседнем разрезе Алут выделено 5 изменений климата. В потеплениях между 45 и 25.6 тлн климат был более суров, чем современный [Ложкин и др., 2010]

Южнее  $58^{\circ}$ с.ш. распределение разрезов со слоями, несущими следы «тёплого» климата и лишённые их несколько хаотичнее. Однако анализ расположения каждого разреза со следами «тёплого» климата в каргинское время, показывает, что такие разрезы приурочены к рефугиумам. Почти все они были известны и раньше [Лаухин, 2005].

Предполагается, что относительно более высокие температуры потеплений каргинского времени севернее Полярного круга имеют орбитальные причины. Южнее  $58^{\circ}$ с.ш. эти причины полностью пропадают. Насколько закономерен относительно холодный климат около  $60^{\circ}$ с.ш.

покажет будущее изучение полных разрезов в этой полосе Северной Азии; пока же о закономерности здесь говорить преждевременно.

Литература:

- Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новосёловского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с. Липовка) // *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 44–47.
- Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е. и др. Возраст межледникового торфяника на нижней Оби // *Доклады АН*. 2005. Т. 401. № 1. С. 95–99.
- Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38. № 12. С. 1863–1884.
- Величко А.А. Средневалдайский, зыряно-сартанский мегаинтерстадиал и климатический ранг его оптимума // *Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований*. Новосибирск: СО РАН, 2009. С. 107–109.
- Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: ГЕО, 2003. 247 с.
- Галанин А.А. Каргинский (МИС-3) возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии // *Известия РАН. Серия географ*. 2012. № 3. С. 81–93.
- Губин С.В., Занина О.Г. Изменение почвенного покрова в ходе формирования отложений ледового комплекса на Колымской низменности // *Криосфера Земли*. 2014. № 1. С. 77–82.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Лаухин С.А. Новые данные о каргинском времени Сибири // *Квартер-2005*. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 217–218.
- Лаухин С.А. Некоторые особенности палеоклимата Яно-Индибирского Заполярья во время МИС-3 // *Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов*. СПб.: СПбГУ, 2012. С. 88–291.
- Лаухин С.А., Шилова Г.Н., Величквич Ф.Ю. Палеоботаническая характеристика и палеоклиматы каргинского времени на Западно-Сибирской равнине // *Вестник археологии, антропологии и этнографии*. 2006. № 7. С. 203–225.
- Ложкин А.В., Андерсон П.М., Браун Т.А. и др. Новая летопись изменений климата и растительности Северного Приохотья в течение изотопных стадий 4-1 // *Вестник СВНЦ ДВО РАН*. 2010. № 1. С. 63–70.
- Матросова Т.В. Климат и растительность Анадырского нагорья за последние 350 тыс. лет (палинологическая характеристика осадков озера Эльгыгытгын). Автореф. канд. дисс. М. 2009.
- Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2008. 174 с.
- Пушкарь В.С., Черепанова М.В., Лихачёва О.Ю. Совершенствование зональной диатомовой шкалы плиоцена и квартера Северной Пацифики // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32. № 5. С. 52–66.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. АНИИ. 1984. Т. 201. 134 с.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА. 1953. Т. 77. 627 с.
- Сухорукова С.С. Каргинско-сартанская климатическая запись и 40700-летний геологический ритм // *Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири*. Новосибирск: ИАЭТ СО РАН, 1998. С. 277–283.
- Шер А.В., Плахт И.Р. Радиоуглеродное датирование и проблемы стратиграфии плейстоцена низменностей Северо-Востока СССР // *Изв. АН СССР. Серия геологическая*. 1988. № 8. С. 17–33.
- Andreev A.A., Forman S.L., Ingólfsson Ó et al. Middle Weichselian environments on western Yamal Peninsula, Kara Sea, based on pollen records // *Quaternary Research*. 2006. V.65. P. 275–281.
- Manley W.F., Lokranz H., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shplindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // *Global and Planetary Change*. 2001. V. 31. P. 239–254.

## СКОРОСТИ СЕДИМЕНТАЦИИ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 130 ТЫС. ЛЕТ

Левитан М.А.

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва,  
m-levitan@mail.ru*

В Северном Ледовитом океане основными методами определения «абсолютного» возраста четвертичных осадков являются изотопные методы: радиоуглеродный метод (особенно в модификации ускорительной масс-спектрометрии – AMS  $^{14}\text{C}$ ), определения  $^{127}\text{Cs}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ . Кроме того, используются методы, связанные с люминесценцией, а также с рацемизацией аминокислот. Более косвенными являются методы изотопно-кислородной стратиграфии,  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ , магнитостратиграфии и биостратиграфии. Для стратиграфического расчленения и корреляции используются также данные по изменению вещественного состава и физических свойств осадков, привязанные к датировкам возраста.

Р. Штайн и М.А. Левитан собрали и опубликовали в 2007 г. известные к тому времени данные по скоростям седиментации в Северном Ледовитом океане в течение каждой из последних пяти МИС (морских изотопных стадий) [Левитан и др., 2007]. Средние скорости для всей толщи, чей возраст составляет 130 тыс. лет, не вычислялись. В 2009 г. Л. Поляк с соавторами опубликовал данные по средним скоростям седиментации для последних пяти МИС в Западной Арктике, основываясь на результатах исследования, главным образом, собственной коллекции осадков, собранных в экспедиции HOTRAX [Polyak et al., 2009]. Р. Штайн с коллегами опубликовал такого же рода материалы для Американо-Северного бассейна [Stein et al., 2010], базируясь, в основном, на собственных данных по колонкам донных осадков, поднятых на борт НИС «Поларштерн» (Германия).

В данном обзоре объединены все вышеуказанные данные. При этом рассчитаны средние скорости для последних пяти МИС по приведенным нами ранее данным и добавлены материалы из отдельных статей отечественных и иностранных исследователей, опубликованных до 2014 г. включительно.

Нами составлена схема расположения использованных в данном обзоре колонок донных осадков, для которых известно стратиграфическое расчленение сверху вниз вплоть до границы МИС 5/МИС 6. Степень обоснованности такого расчленения в различных колонках различна. Батиметрической основой послужила известная карта GEBCO 2004 г. в полярной стереографической проекции масштаба 1:25000000 по  $75^\circ$  с.ш.

Обращает на себя внимание неравномерность изучения Северного Ледовитого океана: не приведены данные по шельфам; очень мало колонок в море Бофорта и в целом в глубоководных котловинах; довольно редки колонки на континентальных склонах и подножьях. Относительно многочисленны изученные разрезы на подводных хребтах Нортвинд, Ломоносова, на поднятии Менделеева. Отсюда следует, что при указанной степени изученности сделанные в статье выводы об особенностях распределения средних скоростей седиментации для последних пяти МИС с неизбежностью носят предварительный характер.

Схематическая карта такого распределения будет показана в докладе. Скорости седиментации откартированы на всей площади Северного Ледовитого океана за пределами шельфов и выражены изолиниями от 1 до 4 см/тыс. лет. Кроме того, рядом с точками, соответствующими положению изученных колонок, приведены значения средних скоростей седиментации с точностью до одной десятой.

Средняя скорость седиментации для последних пяти морских изотопных стадий является довольно сложным параметром, чья величина и особенности распределения обусловлены множеством факторов. Рассмотрим наиболее важные из них в предельно кратком виде.

**Климатические изменения.** В течение изучаемого отрезка времени (последние 130 тыс. лет) в Арктике чередовались условия оледенений и межледниковий. К межледниковьям относится так называемое последнее межледниковье (МИС 5.5) и голоцен (МИС 1). Между ними существовало оледенение позднего неоплейстоцена, имеющее сложную структуру, со стадиями и интерстадиями (МИС 5.4 – МИС 2).

Большое значение имеет фациальная принадлежность рассматриваемого разреза в зависимости от геологической истории. Например, мы показали [Levitan, Lavrushin, 2009], что на гляциальных окраинах Северного Ледовитого океана в течение МИС 5 – МИС 1 средние скорости седиментации изменялись прямо пропорционально объему льда Северного полушария, а для глубоководного ложа океана характерна обратная тенденция. История скоростей седиментации на негляциальных окраинах не подчинялась ни одной из отмеченных закономерностей.

Нельзя не отметить, что с эпохами оледенений связано накопление на глубоководном ложе повышенных количеств материала ледового разноса (IRD) за счет интенсивной его поставки айсбергами. Таким образом, в эти эпохи относительная роль айсбергов сильно возростала по сравнению с морским льдом и флювиальным питанием осадочным веществом.

**Структура твердого стока с континентов.** Изучаемые осадки в вещественно-генетическом отношении относятся к терригенной группе. При рассмотрении данных по скоростям седиментации обращают на себя внимание, прежде всего, две особенности их распределения: циркумконтинентальная зональность и асимметрия распределения. Как правило, на континентальных склонах скорости седиментации выше, чем на глубоководном ложе, и далее уменьшаются по направлению к центру океана. Вполне очевидно, что такая циркумконтинентальная зональность, прежде всего, связана с поставкой терригенного материала с окружающих океан континентов. В то же время рассматриваемая зональность асимметрична: со стороны Евразии и Северной Америки наблюдаются заметно более высокие скорости седиментации, чем со стороны Гренландии и Канадской Арктики. Представляется, что именно структура твердого стока (на примере современной эпохи) прежде всего и определяет отмеченные особенности распределения средних скоростей седиментации для последних пяти морских изотопных стадий.

**Агенты транспортировки и аккумуляции терригенного осадочного материала. Водная толща.** Поступающее за счет абразии берегов терригенное вещество в основном накапливается на площади шельфов, а подавляющая часть (до 93%) твердого флювиального материала в современную эпоху задерживается в зонах смешения речных и морских вод, приуроченных к внутренним шельфам. Оставшаяся часть терригенного вещества переносится и аккумулируется под действием весьма обширного набора течений в различных горизонтах водной толщи, а также морского льда и айсбергов. Здесь следует указать со всей определенностью, что исходя из существующих данных по скоростям (и абсолютным массам) современной седиментации, доминирующая часть осадочного материала оседает на шельфах.

«Приевразийская» часть хребта Ломоносова выделяется повышенными значениями средних скоростей седиментации по сравнению с окружающими котловинами. Основной причиной этого явления, на наш взгляд, является ее близкое положение к стрежню течения Полярной ветви Трансполярного дрейфа, которое далее направляется в сторону пролива Фрама. Воды этого течения обогащены терригенным материалом, в основном, из моря Лаптевых. Ближе к спрединговому хребту Гаккеля проходит другая ветвь Трансполярного дрейфа – Сибирская, и именно поэтому и средняя скорость седиментации здесь ниже, чем на хребте Ломоносова, и средние химические составы осадков на обоих хребтах также различаются. По нашим данным, средний химический состав верхнеплейстоценовых осадков хребта Гаккеля практически совпадает со средним составом глинистых сланцев протерозойских складчатых поясов (в данном случае – Северной Земли), а средний химический состав одновозрастных осадков хребта Ломоносова близок к составу глинистых сланцев мезозойско-кайнозойских складчатых поясов (в данном случае – Верхоянско-Колымского складчатого пояса).

С точки зрения автора, весьма важную роль в транспортировке и аккумуляции осадочного материала играет система циркуляции глубинной и, особенно, придонной водной массы, а также перемещение осадков гравитационными процессами на более низкие батиметрические уровни. В целом речь идет, в основном, о склоновых процессах, включающих в себя каскадинг плотных холодных вод, образующихся при осеннем льдообразовании с шельфов на большие глубины; потоки турбидных вод (мутьевые течения), иловые потоки, зерновые потоки, обломочные потоки, во время оледенений – ледовые потоки, а также подводные оползни и обвалы. Все эти процессы приурочены, главным образом, к

континентальным склонам, а также к склонам подводных хребтов и возвышенностей, однако мутьевые течения способны распространяться далеко за пределы склонов, проникая на сотни километров вглубь глубоководных котловин. Кроме склоновых процессов здесь следует иметь в виду и вдольсклоновые течения водных масс (в том числе контурные), осуществляющих транспортировку, аккумуляцию осадочного материала и эрозию морского дна (в зависимости от скорости течения и других факторов).

Немногочисленные данные о взвешенном веществе в водной толще над глубоководным ложем свидетельствуют о существовании трехслойной структуры, с повышенными концентрациями в поверхностном и, особенно, придонном слое и пониженной концентрацией в среднем слое. При этом для поверхностного максимума характерно повышенное содержание биогенных частиц, а для придонного – минеральных (в том числе – ресуспензированных).

При рассмотрении упомянутой выше карты GEBCO бросается в глаза существенно более высокое положение поверхности дна в глубоководной котловине Нансена, чем в котловине Амундсена. С нашей точки зрения, это явление объясняется заполнением котловины Нансена направленным к северу потоком терригенного материала в придонном слое с континентального склона Евразии, ограниченным с севера «порогом» невысокого (несколько сот метров над дном котловин) срединного хребта Гаккеля. Расположенная к северу от хребта Гаккеля глубоководная котловина Амундсена такого потока практически лишена.

Эти соображения свидетельствуют в пользу важного значения придонного (нефелоидного) слоя в распределении скоростей седиментации. Средний слой водной толщи в этом плане играет, скорее всего, незначительную роль, хотя с точки зрения климата, переноса тепла и солей его значение очень велико. Наконец, необходимо отметить также существенное значение поверхностного слоя водной толщи в распределении осадочного вещества по площади Северного Ледовитого океана и ведущую его роль в дрейфе морского льда и айсбергов. Ранее автор уже высказывал мнение о доминировании в современной Арктике латерального переноса осадочного материала морскими течениями, каждое из которых обладает своей средней концентрацией взвешенного вещества с его характерными минеральным и химическим составами.

Морской лед и айсберги. О геологической роли льда в осадкообразовании в Северном Ледовитом океане написано очень много, особенно в последние годы. Автор придерживается точки зрения о незначительности этой роли в современную эпоху, а также во время последнего межледниковья, и существенном возрастании ее значения во время оледенений позднего неоплейстоцена.

Наконец, нельзя обойти вниманием и четвертичные тектонические подвижки, которые локально изменяют рельеф дна, приводят к подводным осыпям, обвалам и оползням и, тем самым, влияют на рассчитываемые скорости седиментации.

**Заключение.** Проведенное исследование показало, что средние скорости седиментации для последних пяти МИС (130 тыс. лет) в Северном Ледовитом океане являются параметром, отражающим множество факторов. Вероятно, на первом месте по своему значению находятся циркумконтинентальная зональность и асимметричность поставки терригенного материала реками и абразией берегов. Второе место занимает система течений в водной толще океана, причем наиболее важна циркуляция в поверхностной и придонной водных массах. Третью по важности роль играет ледовая система океана, значение которой резко возрастало в периоды оледенений (особенно их максимумов). Существенный вклад в исследуемую проблему вносит система подводного рельефа. Наконец, совершенно необходимо учитывать и историко-геологические аспекты формирования изучаемых разрезов в различных фациальных областях.

Литература:

- 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.  
Levitan M.A., Lavrushin Yu.A. Sedimentation history in the Arctic Ocean and Subarctic Seas for the last 130 kyr. Berlin-Heidelberg: Springer, 2009. 387 p.  
Polyak L., Bischof J., Ortiz J.D. et al. Late Quaternary stratigraphy and sedimentation patterns in the western Arctic Ocean // *Global Planet. Change*. 2009. V. 68. P. 5–17.  
Stein R., Matthiessen J., Niessen F. et al. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. V. 79 (2). P. 97–121.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ХРОНОЛОГИИ ДРЕВНЕЙШИХ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СЛОЕВ КОСТЕНКОВСКО-БОРЩЕВСКОГО РАЙОНА РУССКОЙ РАВНИНЫ (РЕЗУЛЬТАТЫ МУЛЬТИДИСЦИПЛИНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

Левковская Г.М.<sup>1</sup>, **Аникович М.В.**<sup>1</sup>, Лисицын С.Н.<sup>1</sup>, Платонова Н.И.<sup>1</sup>, Хоффекер Дж.Ф.<sup>2</sup>, Шумиловских Л.С.<sup>3</sup>, **Попов В.В.**<sup>4</sup>, Дудин А.Е.<sup>4</sup>, Пустовалов А.Ю.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, ggstepanova@yandex.ru;*

<sup>2</sup> *Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, USA, John.Hoffecker@colorado.edu;*

<sup>3</sup> *Mediterranean Institute of Marine and Terrestrial Biodiversity and Ecology, Aix-en-Provence, France; Department of Palynology and Climate Dynamics, Georg-August-University of Göttingen, Göttingen, Germany, shumilovskikh@yahoo.com; Лаборатория биогеохимических и дистанционных методов мониторинга окружающей среды, Национальный исследовательский Томский государственный университет;*

<sup>4</sup> *Государственный археологический музей-заповедник «Костёнки», Воронеж*

Археологические и стратиграфические [Аникович и др., 2005; Аникович, Попов, Платонова, 2008], а также палинологические [Левковская и др., 2005] данные показывают, что стоянка Костенки 12 является ключевым разрезом для понимания стратиграфии, палеопедологии, палеоклимата геологических и культурно-исторических процессов наиболее раннего этапа верхнего палеолита Костенковско-Борщевского района и Русской равнины в целом. Древнейшие культурные слои региона – это слои K12/V (палеолит), K12/IV (верхний палеолит) и K12/III (ранняя фаза костенковско-стрелецкой культуры по М.В. Аниковичу).

В последние годы были выполнены детальные междисциплинарные исследования разрезов стоянки Костенки 12 – исследования археологические, палеозоологические (традиционные и детальные тафономические, а также изучены древние моллюски), палинологические (традиционные, СЭМ-палинологические, статистические палинотератные), палеомагнитные, палеопедологические (традиционные и детальные микроморфологические). Была также получена большая серия IRSL/OSL дат в лаборатории Чикагского университета. Палинологические материалы по Костенкам были сконцентрированы в созданном Г.М. Левковской Археолого-палеоботанико-палинологическом банке данных по стоянкам с территории бывшего СССР (см. литературу).

Впервые хронологические выводы основаны на оценке IRSL/OSL дат, а также <sup>14</sup>C калиброванных и <sup>14</sup>C некалиброванных датировок в контексте хронологии глобальных климатемов, соответствующих культурным слоям V, IV, III Костенок12, которые древнее 40 тысяч лет, так как залегают под тефрой извержения CI/Y5 в Италии. Они коррелируются с интерстадиалами Глинде (слой K12/V), Моерсхоофд (слой K12/IV) и (слой K12/III) с нестабильным этапом резкого ухудшения климата после интерстадиала Моерсхоофд. По палинологическим [Левковская и др., 2005] и тафономическим палеозоологическим данным [Hoffecker et al., 2005], низы слоя K12/III формировались в условиях перигляциальных степей и господства лошади в палеозоологическом комплексе, а верхи – в обстановке перигляциальной еловой лесотундры и господства северного оленя. Подпепловые слои Костенок 12 соответствуют ранней поре MIS3 и датируются 54-42 тыс. л.н. Имеется аналогия в климатостратиграфии древнейших подпепловых почв Костенок 12 (палеопочва D) и Борщево 5. Обе связаны с этапом максимального распространения в районе вязовых лесов.

Спорово-пыльцевые диаграммы, опубликованные для Костенок14 (Маркина гора), показывают, что низы подпепловых отложений этой стоянки в планиграфически разных разрезах формировались в безлесный этап перигляциальных степей [Величко и др., 2009] и в этап господства в районе хвойных еловых лесов [Спиридонова, 2002]. Подпепловые отложения Костенок 14 с культурными слоями K14/IVb, K14/IVa и слой в пепле, изученные А.А. Сеницыным [Сеницын, 2002, 2012, 2013, 2014], формировались после «вязового» мегаэтапа развития природной среды. Они являются ключевыми для отложения более позднего хронологического интервала, связанного с этапом перигляциальных степей и первой половиной

хвойного мегаэтапа развития природной среды верхнего палеолита региона, – 42–40 тысяч лет назад.

Результаты супрарегиональных корреляций показывают, что наиболее древний палеолитический слой K12/V, связанный с палеопочвой D, формировался в период максимального распространения в палеолите района вязовых лесов. Он коррелируется со второй половиной оптимума интерстадиала Глинде – 51–48 тыс. л.н. – и с DO14 изотопной Гренландской шкалой GISP2, а также с DO14 сталагмитовой шкалы Вилар, полученной для пещеры Вилар во Франции [Behre, van der Plicht, 1992; Johnsen et al., 2001; Genty et al., 2003], и с наиболее значительным максимумом пыльцы широколиственных пород (дуба) в разрезе черноморской скважины M72/5-25-GC1, зафиксированным ниже тefры CI/Y5 и экскурса Лашамп [Nowaczyk et al., 2012; Shumilovskikh et al., 2012].

Наиболее ранний верхнепалеолитический слой K12/IV был связан с этапом сосуществования в регионе вязовых лесов и влажных лугов. Он начал формироваться во время второй половины оптимума интерстадиала Моерсхоофд – ~46–44 тыс. л.н., который коррелируется с DO12 перечисленных выше изотопных  $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$  и  $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$  шкал. Формирование этого культурного слоя закончилось в период, соответствующий термогигратической стадии межстадиала Моерсхоофд. Палеопочва А и слой III (первая фаза костенковско-стрелецкой культуры) начали формироваться после резкого окончания интерстадиала Моерсхоофд (~43.5 тыс. л.н.).

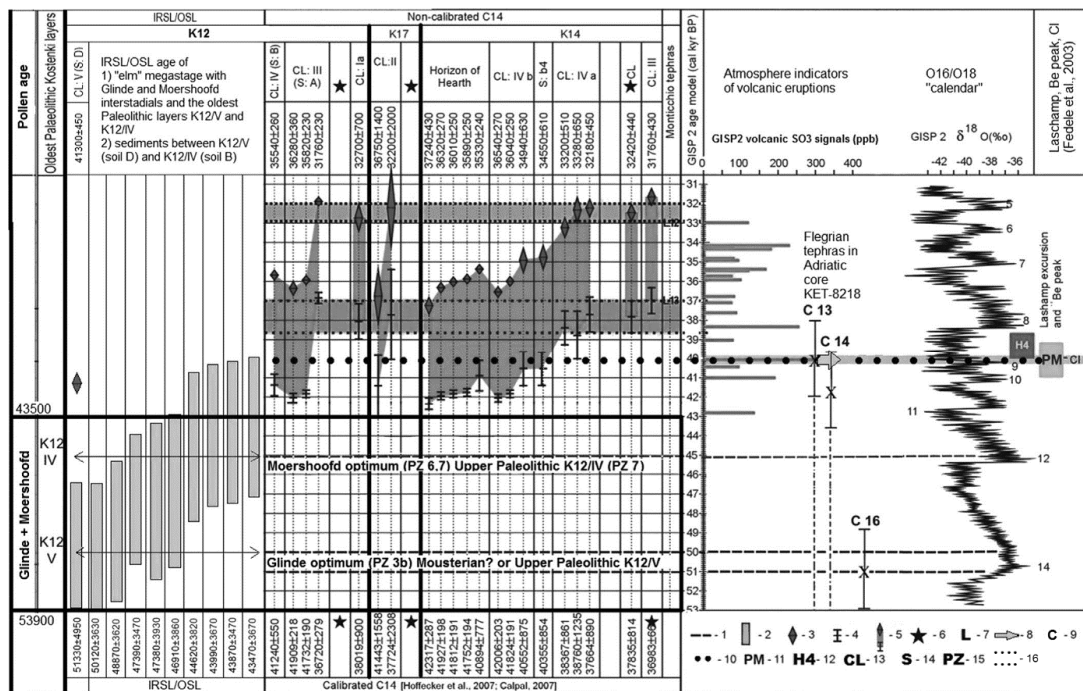


Рисунок 1. Хронология (IRSL/OSL,  $^{14}\text{C}$  и корреляционная) подпепловых палеолитических слоев стоянок Костенки 12 (V, IV, III), Костенки 14 (IVa, IVb и слой в тefре) и Костенки 17 (II).

На рисунке 1 приведены различные типы датировок ( $^{14}\text{C}$  калиброванные и некалиброванные, IRSL/OSL, корреляционные и тefхронологические), которые опубликованы (см. примечание к рис. 1) для подпепловых отложений и связанных с ними разнокультурных палеолитических слоев на стоянках Костенки 12 (V – средний (?) или верхний палеолит, IV – верхний палеолит, III – ранний этап костенковско-стрелецкой культуры), Костенки 17/II (спицынская культура) и Костенки 14 (верхнепалеолитические слои IVb, IVa и слой в пefле). Рисунок показывает, что OSL хронология хорошо согласуется с датировками отложений, основанными на результатах корреляции древнейших палеолитических слоев региона (K12/V и K12/IV) с оптимумами межстадиалов Глинде и Моерсхоофд. Но радиоуглеродные некалиброванные и калиброванные датировки этих же слоев значительно моложе. Данные по Костенкам 12 показывают, что верхний палеолит начался на Русской равнине ~45 тыс. л.н., а возможно и ранее.

Ссылки на источники пп.1–16 (рис. 1) и детальная библиография приведены в обобщающей публикации по Костенкам [Levkovskaya et. al., 2014].

**Условные обозначения к рисунку:** 1. оптимумы интерстадиалов Глинде и Моерсхоофд; 2. IRSL/OSL датировки; 3. некалиброванные  $^{14}\text{C}$  датировки; 4. калиброванные  $^{14}\text{C}$  датировки; 5. различия между калиброванными и некалиброванными датировками; 6. трахитовая тефра, коррелируемая с извержением CI/Y5 в районе Флегрейских полей на юге Италии, которая около 40 тысяч лет назад перекрыла отложения с древнейшими палеолитическими слоями Костенковского региона и хорошо датированные осадки Черноморской скважины M72/5-25-GC1 с экскурсом Лашамп и двумя наиболее значительными в пределах MIS3 максимумами пыльцы широколиственных древесных пород (дуба), коррелируемыми с интерстадиалами Глинде и Моерсхоофд; 7. уровни пеплов различных извержений в палеоозерном палинологическом эталоне Монтиккио из Южной Италии; 8.  $\text{SO}_3$  сигналы вулканических извержений в атмосфере, выявленный по данным Гренландского разреза GISP2; 9. датировки трех слоев тефры трахитового состава, найденных в Адриатическом море в скважине KET-8218; 10. хроносрез около 40 тысяч л.н., соответствующий максимальному (в пределах хроносреза 53–31 тысячи лет назад) сигналу  $\text{SO}_3$ , извержению CI/Y5, геомагнитному экскурсу Лашамп и пику Ве в разрезе GISP2 (корреляция по Fedele et al., 2003); 11. геомагнитный экскурс Лашамп (около 41 тысячи лет назад); 12. H4 событие; 13. культурные слои стоянок K12 (V, IV, III), K14 (IVa, IVb, слой в пепле) и K17 (II); 14. подпепловые палеопочвы: K12 (D, имеющая аналогию в разрезе Борщево5, B, A), K14 (b4); 15. пыльцевые зоны Костенок12; 16. доверительные периоды  $^{14}\text{C}$  датировок углей из верхнепалеолитического «слоя в тефре» Костенок14: датировки некалиброванные (верхний уровень) и калиброванные (нижний уровень), указывающие на время обитания человека перед выпадением пепла.

**Примечание к рисунку:** библиографические ссылки на материалы, использованные на рисунке 1 (разделы 1–16 легенды), опубликованы в следующих статьях: 1. van der Hammen et al., 1967; Kolstrup, Wijmstra, 1977; Behre, van der Plicht, 1992; Zagwijn, 1996; Ran, 1998; 2. Аникович и др., 2005; Forman, 2006; Holliday et al., 2007; Hoffecker et al., 2008; 3–5. Синицын, Праслов, 1997; Аникович и др., 2005; Housley et al., 2006; Hoffecker et al., 2008 (см. лабораторные номера радиоуглеродных датировок, их доверительные интервалы и результаты калибровок  $^{14}\text{C}$  дат по программе Calpal, 2007, которые сходны с результатами калибровок по Fairbanks et al., 2005); 6. Мелекесцев и др., 1984; Fedele et al., 2003; Лисицын, 2005; Pyle et al., 2006; Douka et al., 2010; Nowaczyk et al., 2012; Shumilovskikh et al., 2012; 7. Watts et al., 1996; 8. Zielinski et al., 1996; 9. Paterne, 1992; Paterne et al., 1988; 10. Zielinski et al., 1996; Fedele et al., 2003; Johnsen et al., 2001; 11. дискуссии об экскурсе Лашамп: 1) его возрасте ~41 тыс.л.н.: Laj, Channell, 2007; Nowaczyk et al., 2012; или его длительном развитии между 45–40 тыс.л.н.: Langereis et al., 1997; Pospelova, 1997; 2) сложности его обнаружения в разрезах Костенок 12: Пospelова и др., 2005; и Костенок 14: Синицын, 2002; Løvlie, 2006; 13. Рогачев, 1955; Борисковский, 1973; Праслов, Рогачев /ред./, 1982; Синицын и др., 2002; 2006; 2012; 2013; 2014; Аникович и др., 2004, 2005; 2007; 2008; 14. Holliday et al., 2007; Седов и др., 2010; Aparin, Platonova, 2013; Sinitsyn et al., 2013; 15. Левковская и др., 2005; Levkovskaya et al., 2015; 16. Haesaerts et al., 2004; Hoffecker et al., 2008; Douka et al., 2010.

#### Литература:

Археолого-палеоботанико-палинологический банк данных по стоянкам раннего и среднего палеолита (BARPP-A), позднего палеолита (BARPP-B), и некоторым стоянкам неолита (BARPP-C) с территории бывшего СССР: [www.gml.spb.ru](http://www.gml.spb.ru)

Levkovskaya G.M., Shumilovskikh L.S., Anikovich M.V. et al. Supra-regional correlations of the most ancient paleosols and Paleolithic layers of Kostenki-Borschevo region (Russian Plain) // *Quaternary International*. 2014. P. 1–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.043>

Stepanov Y., Levkovskaya G., Anikovich M. et al. The Archaeology-Palaeobotany-Palynology Database on the Palaeolithic, Mesolithic and Early Neolithic Sites of the Former USSR Area // *Archaeological Informatics: Pushing the Envelope CAA 2001. Computer Applications and Quantitative Methods in Archaeology. Proceedings of the 29th Conference, Gotland*. Eds. G. Barenhult and J. Arvidsson. BAR International Series 1016. Oxford: Archaeopress. 2002. P. 491–493.



## ИСТОРИЧЕСКИЙ МЕТОД В ФИЗИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ И ЕГО РЕАЛИЗАЦИЯ В УЧЕБНЫХ ПЛАНАХ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ

Лефлат О.Н.

*Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, географический факультет,  
onl38@mail.ru*

Наследие Константина Константиновича Маркова многогранно. В круг его интересов входили проблемы геоморфологии и четвертичной геологии, позднее – проблемы общей физической географии. С послевоенного времени и до конца жизни Константин Константинович Марков работал в Московском Университете, в том числе с 1945 по 1955 года был деканом географического факультета. Не является преувеличением, что система преподавания на географическом факультете МГУ создана в значительной степени им самим и в дальнейшем развивалась в соответствии с научными идеями К.К.Маркова его учениками и последователями.

В 1948 году в сборнике «Вопросы географии» была опубликована статья К.К.Маркова «Исторический метод в физической географии», одним из главных положений которой было следующее: «Познание географических процессов не мыслимо без анализа их развития... Но и развитие явлений всегда связано с определённым местом и само приобретает местную своеобразную окраску. Итак, путь к познанию сущности географических явлений – в сочетании обоих методов – исторического и пространственного» [Марков, 1986].

Следует отметить, что на протяжении всей второй половины XX века формирование учебных планов в преподавании физической географии прямо или косвенно следовало принципам, сформулированным в вышеприведённой цитате. Во-первых, увеличивалось количество кафедр на географическом факультете, что расширяло спектр изучаемых географических явлений. По инициативе К.К.Маркова с 1945 г. были открыты новые отраслевые кафедры, такие как климатологии, почвоведения, биогеографии, океанологии. Во-вторых, в начале 60-х годов была преобразована научная кафедра Общего земледования в кафедру Общей физической географии и палеогеографии, заведующим которой и стал К. К. Марков. Ещё ранее он писал о самоорганизации небольшой группы исследователей, занимающихся вопросами применения исторического метода в физической географии (Л.С.Берг, С.Д. Муравейский, В.Н.Сукачёв). Об этом времени написано «...разработке исторического метода в физической географии стали специально посвящать свои работы отдельные исследователи-географы. ...Мы именуем себя обычно палеогеографами, хотя термин этот мало удачен». И далее ... «Отрасль физической географии, не совсем удачно названная «палеогеографией», пользуется довольно большим распространением. Немало написано работ, носящих это наименование, созывались палеогеографические конференции, существует палеогеографический отдел в одном из институтов и палеогеографическая кафедра в одном из университетов. Эти первые успехи...-это успехи исторического метода в физической географии и устранение одного из изъянов в географическом мировоззрении» [Марков, 1986, стр.15].

Развитие исторического метода обеспечило введение в учебные планы факультета поточные курсы сначала «Палеогеография» и позднее «Стратиграфия и палеогеография плейстоцена», которые читались, сменяя друг друга в периодически меняющихся учебных планах. Эти дисциплины преподавались на третьем курсе для большинства кафедр физико-географического направления почти вплоть до настоящего времени. На кафедре же Общей физической географии и палеогеографии (оборотная сторона учебного плана) преподавались многочисленные курсы, посвящённые частным разделам палеогеографии, такие как «Эволюция растительного покрова», «Эволюция фауны млекопитающих» и другие.

В 1968 году была создана лаборатория, получившая название «Лаборатория новейших отложений и палеогеографии плейстоцена», которая объединила научный состав кафедры, были привлечены специалисты, обеспечившие обогащение набора аналитических методов, сформировался комплексный (сопряжённый) анализ новейших отложений. К концу 70-х годов в период оптимального развития лаборатории в ней было 80 научных сотрудников. Лаборатория позволила преобразовать учебную работу: значительный объём учебного плана

составлял курс «Методика изучения новейших отложений». В его реализации принимали участие главным образом научные сотрудники лаборатории, на базе лаборатории выполнялись курсовые и дипломные работы, студенты частично участвовали в научной работе. Палеогеографическое крыло в составе кафедры с названием кафедра Общей физической географии и палеогеографии было гораздо мощнее, чем общегеографическое и это беспокоило Константина Константиновича. На последние годы жизни К.К.Маркова пришлось наиболее полное развитие исторического метода в физической географии и его реализация в учебных планах географического факультета.

В середине восьмидесятых годов произошли значительные изменения в кафедральной структуре географического факультета: была образована кафедра рационального природопользования, которая сначала включала в себя палеогеографическое направление. В дальнейшем это направление было присоединено к кафедре геоморфологии, получившей свое современное название-кафедра геоморфологии и палеогеографии. Это решение было принято в то время, когда заведующим кафедрой геоморфологии был профессор Олег Константинович Леонтьев, которого после его кончины сменил профессор Лев Георгиевич Никифоров. Кафедра геоморфологии и палеогеографии взяла на себя курсы по палеогеографии для всего физико-географического потока и ввела курсы по палеогеографии в свой учебный план (оборотная сторона), т.е. стала преемницей кафедры общей физической географии и палеогеографии в сохранении и развитии исторического метода в физической географии в системе географического образования на нашем факультете. В дальнейшем стали расширяться объёмы курса «Методы геоморфологических и палеогеографических исследований» [Методы палеогеографических реконструкций, 2010]. В выполнении программы по этому курсу постепенно всё большее участие принимали научные сотрудники лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена.

Большую роль в обучении всегда играло развитие связей с отделом палеогеографии Института географии РАН. Сотрудники отдела, нередко, выпускники географического факультета, были руководителями курсовых и дипломных работ, руководителями производственных практик студентов. По инициативе Л.Г.Никифорова с конца 80-х годов кафедра организовала чтение лекционных курсов с участием опытных географов-сотрудников Института географии АН. Таким образом, появилась возможность в ходе учебных занятий обсуждать актуальные научные проблемы напрямую учёными, которые их разрабатывали, и студентами. Таковыми были курсы «Избранные главы геоморфологии» и «Избранные главы палеогеографии». Надо отметить также, что в этот промежуток времени для обозначения исторического направления в физической географии появился новый термин вместо не совсем удачного по К.К.Маркову термина «палеогеография». Автором нового термина «эволюционная география» стал Андрей Алексеевич Величко, заведующий отделом палеогеографии Института географии АН СССР, предложивший этот термин в статье в 1985 году. Постепенно термин «приживался», он вошёл в некоторые официальные наименования. В 1991 году отдел палеогеографии преобразовался в лабораторию эволюционной географии Института географии во главе с заведующим – профессором, доктором географических наук А.А.Величко.

Таковы были основные ступени развития исторического метода в преподавании на географическом факультете во время действия образовательного стандарта пятилетнего обучения на географическом факультете МГУ, которое ныне (в 2014-2015 учебном году) завершается [<http://standart.msu.ru/>].

В настоящее время заканчивается введение нового образовательного стандарта. Главное его отличие заключается в двух ступенях высшего географического образования: бакалавриата (4 года) и магистратуры (2 года) вместо прежнего пятилетнего обучения. Одновременно изменилась структура географического факультета, в котором появилось несколько отделений (потоков). Образовательный стандарт МГУ (ОСМ), разработанный учебно-методической комиссией факультета, содержит курсы по палеогеографии на двух потоках: «География» и «Экология» (лицевая сторона учебного плана) и ряд курсов собственно кафедральных в вариативной части бакалавра и в вариативной части магистра.

На потоке «Экология» для студентов трёх кафедр: биогеографии, геоэкологии и физической географии материков и рационального природопользования – читается курс «Палеогеография» с самого начала их специализации по кафедрам: на втором курсе зимой (3

семестр). В программу курса входят наиболее общие вопросы происхождения и развития нашей планеты в целом и её частных геосфер (оболочек), показаны различия в темпах их развития и глубокая исторически обусловленная взаимосвязь между ними. Заключительная часть курса посвящена несколько более подробному описанию четвертичного периода и его наиболее изменчивой эпохи – плейстоцену.

На потоке «География» для студентов трёх кафедр: геоморфологии и палеогеографии, криолитологии и гляциологии и ландшафтоведения и физической географии – читается лекционный курс «Палеогеография позднего кайнозоя и новейшие отложения» на втором курсе весной (4 семестр). Студенты этих кафедр, в отличие от таковых отделения «Экология», уже прослушали курс исторической геологии на геологическом факультете. Основной задачей курса «Палеогеография позднего кайнозоя и новейшие отложения» является подготовка к учебным практикам по специализации, поскольку на всех трёх кафедрах программа учебной практики предполагает понимание особенностей развития природы в новейшее время. Принципиально правильно и название курса, поскольку предусматривается показать специфику всего новейшего времени и в нём особое внимание уделяется наиболее изменчивому интервалу – плейстоценовой эпохе. Подразделение этого интервала, а также проблема нижней границы квартала в настоящее время – предмет дискуссий, о чём необходимо знать будущим специалистам.

Новый образовательный стандарт в части сохранения прежних потоковых курсов представляется логичным, поскольку он учитывает специфику вновь созданных отделений.

Следует очень кратко остановиться на обзоре внутрикафедральных курсов по палеогеографии на кафедре геоморфологии и палеогеографии.

В вариативной части бакалавра вышеназванный курс «Палеогеография позднего кайнозоя и новейшие отложения» является единственным теоретическим курсом по палеогеографии. При этом большой объём времени приходится на курс «Методы геоморфологических и палеогеографических исследований», в котором доля палеогеографических методов значительна.

Вариативная часть магистра содержит два теоретических курса в разделе «Эволюционная география»: лекционный курс «Общая палеогеография» и спецсеминар «Палеогеография голоцена». Есть палеогеографическая тематика и в разделе «Методология и современные методы в геоморфологии» – это лекционный курс «Избранные главы геоморфологии и палеогеографии» с привлечением научных сотрудников Института Географии РАН, а также научных сотрудников Лаборатории новейших отложений и палеогеографии и преподавателей с кафедр географического факультета.

Пока трудно оценить, насколько полно и достаточно представлена эволюционная география в новом образовательном стандарте, чтобы усвоились принципы исторического метода. На первый взгляд курсы по этому направлению не могут нормально усваиваться в силу того, что студентам очень рано (второй курс!) приходится знакомиться с ними. Не хватает времени для приобретения исторического взгляда на развития природы. Однако именно в этом и состоит слабость двухступенного обучения в высшей школе – 4 года бакалавриата недостаточны для законченного высшего образования. Однако с удовлетворением можно отметить, что при всех реформах и перестройках исторический метод в физической географии удалось сохранить и развить.

Литература:

Марков К.К. Исторический метод в физической географии // Избранные труды. Проблемы общей физической географии и геоморфологии. Москва.: Наука, 1986. С. 12–20.

Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие. М. Изд-во МГУ, Географический ф-т. 2010. 430 с.

<http://standart.msu.ru/> – образовательные стандарты МГУ.

## ДОЛЯ РУСЛОБРАЗУЮЩИХ ОБЛОМКОВ КАК КРИТЕРИЙ СТЕПЕНИ ВОДНОЙ ПЕРЕРАБОТКИ АЛЛЮВИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ПРИМЕНЕНИЯ

Ликутов Е.Ю.

Тюменский государственный университет, likutov@front.ru

В результате геоморфодинамических исследований долин малых рек севера Амуро-Зейской равнины на площади около 1500 км<sup>2</sup> выявлены важные и, главное, конкретные характеристики их формирования [Ликутов, 1993]. Целая серия их относится к слагающим долины рыхлым образованиям (далее – РО). Одна из них – **доля руслообразующих обломков** (далее – **ДРО**) аллювия и близких ему по генезису РО.

Теоретическая основа её исследований – положение о руслообразующих наносах – крупных (для каждого отдельного горизонта РО) обломках аллювия, содержание которых в его механическом составе значительно – разработанное Н.И. Маккавеевым [1955]. Методические основы исследований – гранулометрический анализ, сопряжённый с анализом строения РО, морфологии, петрографического и минерального состава обломков – с последующим построением графиков грансостава, определением наличия (отсутствия) руслообразующих обломков, их размеров и доли в грансоставе РО. Именно системное содержание методики получения ДРО позволяет не только достоверно определить её, но и применить её для выявления различных морфодинамических и генетических характеристик РО, слагающих долины, и самих долин [Ликутов, 1993, 2011], в частности – степени водной переработки аллювия.

Смысл её критерия: доли руслообразующих обломков – складывается из следующих фактов и закономерностей, получаемых при системном грананализе РО.

1. Если в грансоставе РО есть руслообразующие фракции и вместе с этим обломочный материал имеет различный петросостав (а в случае наших исследований – еще и экзотический – по отношению к петросоставу пород, слагающих бассейны изученных рек), все руслообразующие обломки окатаны или окатанные резко преобладают над неокатанными, то достоверна водная переработка РО.

2. Если руслообразующие обломки и РО в целом – сероцветные (или имеют естественный цвет пород, какими они представлены), то РО формируются в восстановительной геохимической обстановке. Если руслообразующие обломки покрыты гидроокислами железа (ожелезнены) – полностью или частично, то слагаемый ими аллювий формируется в окислительной геохимической обстановке. Частичное ожелезнение обломков позволяет выявить такую тонкую их характеристику, как их положение в толще аллювия. – Верхние, открытые при осадконакоплении потоку и, следовательно, содержащемуся в нём кислороду, части поверхности обломков ожелезнены, нижние – нет.

3. Если обломочный материал: руслообразующие обломки и заполнитель (в понимании Е.В. Шанцера [Шанцер, 1966]) – залегает слоями, то по результатам грананализа обнаруживается высокая-средняя степень водной переработки, если гнёздами (а в разрезе – пятнами) – низкая, реже – средняя.

4. Распределение полезного компонента россыпей (далее – ПК) – струйчато-гнездовое при низкой степени водной переработки РО, гнездово-струйчатое – при средней, струйчатое – при высокой.

5. Главное. Чем больше ДРО и чем меньше доля заполнителя (особенно – тонкообломочного материала), тем выше степень водной переработки РО.

Изученным РО свойственна **низкая – 19–35%, средняя – 40–55% и высокая – 62–80% ДРО и так же оцениваемая степень водной переработки**. Низкая степень водной переработки – у отложений элювиально-аллювиального, пролювиально-элювиально-аллювиального, аллювиально-пролювиального, аллювиально-склонового генезиса; средняя и высокая – у отложений пролювиально-аллювиального и аллювиального генезиса.

**Увеличение ДРО** в ходе формирования долин может происходить вследствие: 1) увеличения или разнонаправленных изменений транспортирующей способности потоков; в том числе – и в связи в увеличением степени неравномерности стока; 2) поступления в сферу деятельности водного потока местных обломков руслообразующих фракций. Уменьшение

транспортирующей способности потока и степени неравномерности стока, а также отсутствие упомянутых поступлений обломочного материала, ведёт к **уменьшению ДРО**. Эти взаимосвязи подтверждаются нашими фактическими данными [Ликутов, 1993].

ДРО вместе с другими свойствами и характеристиками РО (с помощью грананализа и других методов исследований РО) применена и при установлении их генезиса, гораздо более разнообразного и сложного, нежели выявленный ранее аллювиальный [Лазарев, Пиотровский, 1949; Билибин, 1959] и позднее – также озёрный [Зубков, 1972; Геоморфология..., 1973; Шиханов, 1982; и др.].

Аллювий, естественно, наиболее часто и мощно слагает речные долины. Для него – в русловой фации – характерны: **высокая**, реже – **средняя ДРО**, минимальное присутствие тонкообломочного материала, повсеместно преобладание окатанных экзотических обломков в составе крупнообломочного матери, сложная диагональная или волнистая слоистость.

Довольно широко распространены РО сложного – аллювиального и пролювиального – генезиса. Аллювиально-пролювиальные отложения отличают **низкая ДРО**, весьма высокая плотность, значительная доля тонких частиц, особенности их залегания (гнездами); струйчато-гнездовое распределение ПК. Пролувиально-аллювиальные отложения лучше переработаны водным потоком: **ДРО** в них – **средняя (редко – высокая)**, плотность – меньшая, чем у аллювиально-пролювиальных отложений, гнездово-струйчатое распределение ПК.

Элювиально-аллювиальные отложения отличаются не только **низкой ДРО**, но и местным петросоставом обломков и небольшими (до 2 мм) размерами их в руслообразующей части, а так же – слоистой текстурой.

Пролувиально-элювиально-аллювиальные отложения, кроме **низкой ДРО** и незначительных (фракций песка и гравия) размеров руслообразующих обломков, обладают как слоистой, так и пятнистой текстурой; в их петросоставе отмечаются не только местные, но и (пусть редко) экзотические породы и вместе с неокатанными обломками – окатанные (подчинённо).

Аллювиально-склоновые отложения характеризуются **низкой ДРО**, преобладанием неокатанных (зачастую – обтёртых [Ликутов, 1993, 2011]) обломков местного петросостава.

Таким образом, применение ДРО – в сочетании с другими свойствами и характеристиками РО – позволяет получить морфодинамические и тонкие генетические характеристики их, определить сложный и разнообразный генезис РО любого возраста точно и достоверно. Исследования ДРО в качестве критерия водной переработки аллювия и близких ему по генезису РО, безусловно, необходимо продолжить. Строение и формирование речных долин в целом и слагающих их РО, русел, днищ долин, надпойменных террас, россыпей – вот только главные направления его применения.

#### Литература:

Билибин Ю.А. К тектонической характеристике Нижнезейской депрессии // Избр. тр. Т.2. М., 1959. С. 479–487.

Геоморфология Амура-Зейской равнины и низкогогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч.1. 275 с.; Ч.2. 97 с.

Зубков В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXVII: Объяснительная записка. М.: Недра, 1972. 60 с.

Лазарев А.З., Пиотровский М.В. Предварительный отчёт экспедиции НИГРИЗолото о работе в Зейском и Бурейском районах. Пр. Октябрьский, 1949. 184 с.

Ликутов Е.Ю. Особенности строения и закономерности формирования долин малых рек центральной части междуречья Зеи и Селемджи / АмурКНИИ ДВО РАН. Благовещенск, 1993. 230с. Деп. в ВИНТИ 04.03.93, № 531–В93.

Ликутов Е.Ю. Результаты увеличения возможностей метода при системном подходе к гранулометрическому анализу рыхлых образований // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем: материалы XXXI Пленума Геоморфологической Комиссии РАН (5–9 октября 2011 г.). Ч.II. Астрахань: «Техноград», 2011. С.52–56.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. 174 с.

Шиханов В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Амуро-Зейская. Лист N-52-XXVIII: Объяснительная записка. М., 1982. 92 с.

## СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА В МОРСКИХ АКВАТОРИЯХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Матуль А.Г., Казарина Г.Х., Смирнова М.А.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, gkazarina@mail.ru

Проведены детальные микропалеонтологические исследования (диатомовый анализ) верхнеплейстоценовых и голоценовых осадков серии колонок, полученных на международных проектах KALMAR и IMAGES в различных районах Северо-Восточной Пацифики: на хр. Ширшова в Беринговом море (ст. SO201-2-101KL), в Центральной части Охотского моря (ст. LV55-12-3), на континентальном склоне Восточной Камчатки (ст. SO201-2-12KL), на поднятии Детройт в открытой части океана (ст. MD01-2416) (рис. 1).

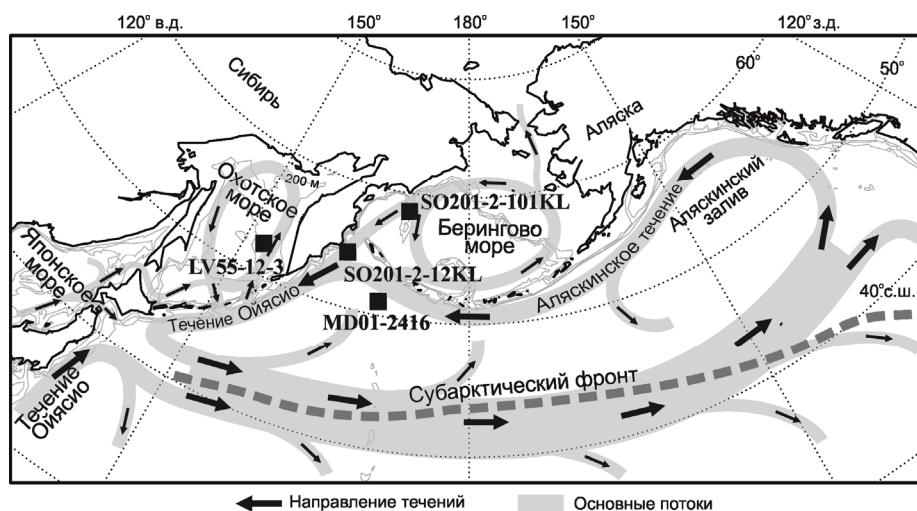


Рис. 1. Положение исследованных станций.

В высоких широтах эволюцию климата и океаническую циркуляцию определяют изменения температуры поверхностной воды и условий образования льда. Ископаемые диатомовые водоросли позволяют успешно восстанавливать эти палеоокеанологические параметры [Жузе, 1962; Жузе и др., 1969; Kazarina, Yushina, 1999; Ren et al., 2014]. Необходимая для выполнения реконструкций с высоким временным разрешением хроностратиграфическая основа была получена благодаря возрастными моделям, разработанным зарубежными исследователями [Max et al., 2012; Sarnthein et al., 2006]. По данным численности и видовой изменчивости комплексов ископаемых диатомей для последних 20 тыс. лет (т.л.) в указанных регионах описаны и сопоставлены наиболее резкие и регионально по-разному проявившиеся природные изменения следующих палеоклиматических событий: конец последнего оледенения 20–15 тыс. лет назад (т.л.н.), произошедшие на переходе от последнего оледенения к голоцену потепление бёллинг-аллерёд 15–13.3 т.л.н. и похолодание поздний дриас 13.3–11.9 т.л.н., а также климатические флуктуации в голоцене 11.9–0 т.л.н.

Установлено, что в конце последнего оледенения в окраинных Беринговом и Охотском морях, был широко распространен блокирующий развитие флоры ледовый покров, о чем свидетельствует почти полное отсутствие диатомей в соответствующих по возрасту стратиграфических интервалах разрезов. В районе континентального склона восточной Камчатки в осадках этого времени фиксируются моновидовые ассоциации диатомей с постоянным во времени доминированием *Th. trifulta*. Развитие подобных ископаемых комплексов диатомей ассоциируется с устойчивой палеоэкологической обстановкой в приповерхностном слое и четкой вертикальной стратификацией в толще воды, что типично для конца оледенения [Sancetta, Silvestri, 1986]. Потепление бёллинг-аллерёд на хр. Ширшова привело к образованию высокопродуктивной краевой ледовой зоны с заметным участием *Chaetoceros spp.* В Охотском море также формировались высокопродуктивные условия, но уже

с более ярко выраженным доминированием *Thalassiosira gravida-antarctica*. У восточной Камчатки в это время зафиксированы открытоокеанические условия с преобладанием аляскинских водных масс и преимущественным развитием *Coscinodiscus marginatus* и *Neodenticula seminae*. Во время последнего сильного похолодания в хронозоне поздний дриас на севере хр. Ширшова и в Охотском море продолжала существовать ледовая зона. На континентальном склоне восточной Камчатки в это время выявлена резкая смена палеоэкологической обстановки. Во второй половине позднего дриаса сюда распространялся зимний ледовый покров. Продвижение к югу границы сезонных льдов здесь подтверждено оценками биомаркера IP25 (липидный изопреноид) и хорошо согласуются с палеотемпературными изменениями поверхностных вод, восстановленными по алкенам немецкими исследователями (рис. 2). Похолодание в позднем дриасе на континентальном склоне Камчатки могло быть самым значительным за последние 20 т.л. В начале голоцена в дальневосточном регионе ярко проявились сезонно контрастные условия.

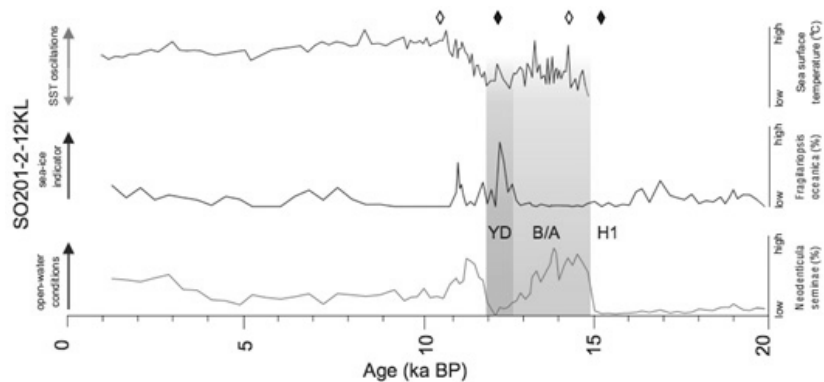


Рис. 2. Колонка SO201-2-12KL. Сопоставление палеотемпературы поверхностной воды с распределением диатомей *Fragilariopsis oceanica* (индикатор ледовых условий) и *Neodenticula seminae* (индикатор условий открытого океана). Выделены интервалы потепления бelling-аллеред В/А и похолодания поздний дриас YD. Черные ромбы маркируют холодные интервалы события Хейнриха 1 и YD, где биомаркер IP25 обнаружен; белые – теплые интервалы В/А и ранний голоцен, где биомаркер отсутствует [Max L., ..., Smirnova M.A., Matul A., et al., 2012].

В открытой океанической части СЗ Пацифики на поднятии Детройт (ст. MD01-2416) флора диатомей, отвечающая интервалу времени 12–5.6 тыс. лет назад, выявила последовательный переход от относительно холодноводных композиций диатомей с преобладанием *Thalassiosira trifluta* в конце плейстоцена (поздний дриас, 12–10.2 тыс. лет назад) к тепловодным комплексам голоцена с доминированием *Neodenticula seminae* и субдоминированием *Thalassiosira oestrupii* (рис.3).

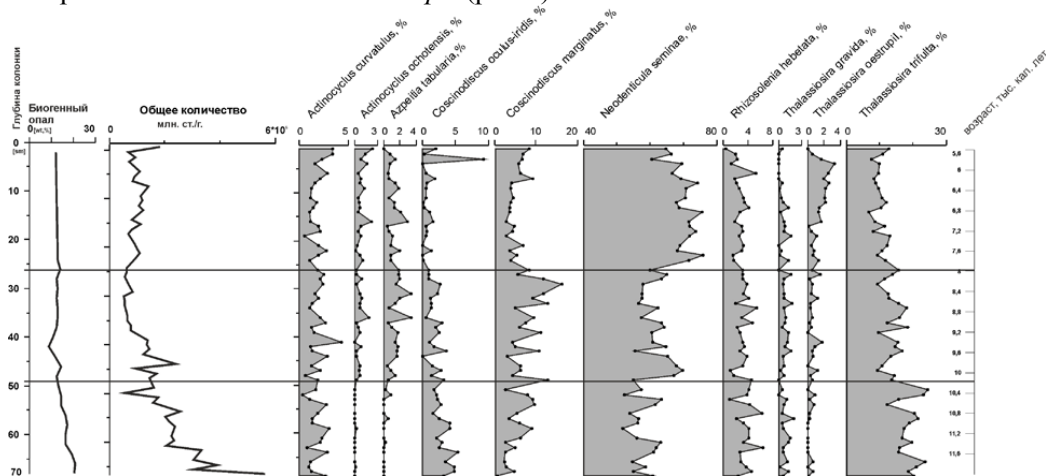


Рис. 3. Распределение диатомей в осадках колонки MD01-2416.

В раннем голоцене (10.2–8.0 т.л.н.) здесь наблюдаются непрерывные колебания процентных соотношений холодноводных и тепловодных комплексов с периодичностью в 0.5–1.0 т.л., свидетельствующие об еще достаточно неустойчивой тенденции к потеплению. В среднем голоцене (8.0–5.6 т.л.н.) происходит существенная перестройка и в составе диатомей устойчиво преобладает *Neodenticula seminae*, с субдоминированием тепловодной *Thalassiosira oestrupii*. Этот период отличается стабильностью условий. Вероятно, позже 8.0 т.л.н. произошла активизация Аляскинского течения, вызванная усилением и стабилизацией восточного переноса над всей северной Пацификой. Сопоставление результатов диатомового анализа в достаточно удаленных друг от друга районах СВ Пацифики выявили временные и региональные отличия в реакции флоры на палеоокеанологические сигналы. Так, установлено, что общий переход к потеплению произошел у восточной Камчатки приблизительно на 290 лет раньше, чем в Беринговом море (рис.4).

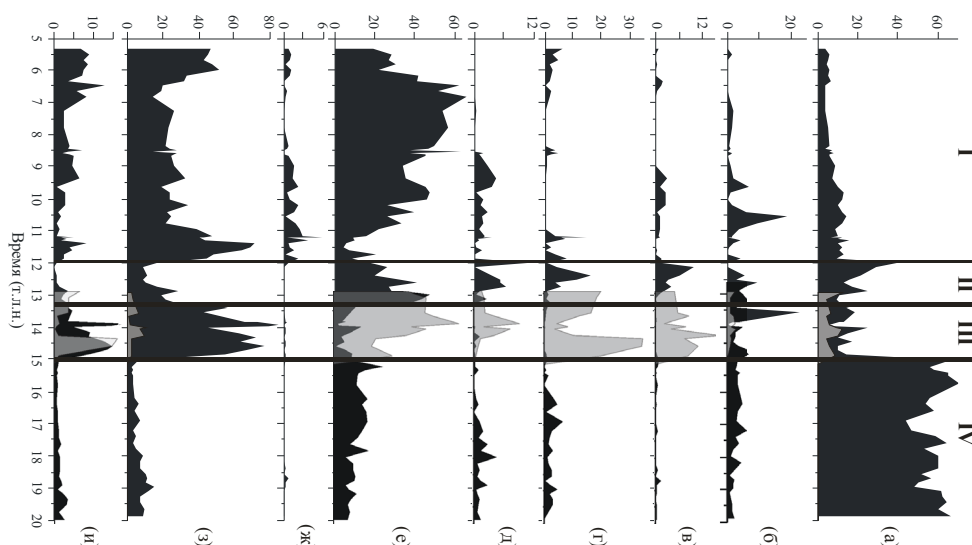


Рис. 4. Распределение диатомей колонках SO201-2-12KL (черный цвет) и SO201-2-101KL(серый цвет). Горизонты и палеоклиматические интервалы: I – ранний голоцен, II – поздний дриас, III – бёллинг-аллерёд, IV – конец последнего оледенения. Относительное содержание основных видов (%): (а) – *A. curvatus* + *Th. trifulta*, (б) – *C. marginatus*, (в) – *Chaetoceros* spp., (г) – *F. cylindrus* + *F. oceanica*, (д) – *P. sulcata*, (е) – *Th. gravida*, (ж) – *Th. oestrupii*, (з) – *N. seminae*. Общая численность диатомей (и) измеряется в  $N \cdot 10^6$  экз./г. Так, установлено, что общий переход к потеплению произошел у восточной Камчатки приблизительно на 290 лет раньше, чем в Беринговом море.

#### Литература:

- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. Изд-во АН СССР, 1962. С. 260.
- Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г. Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое осадков Тихого океана // Тихий океан. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 6–47.
- Kazarina G.K., Yushina I.G. Diatoms in recent and Holocene sediments of the North Pacific and the Bering Sea // Berichte zur Polarforschung. 1999. V. 306. P. 134–148.
- Max L., Riethdorf J.-R., Tiedemann R., Max L., Smirnova M.A., Lembke-Jene L., Fahl K., Nürnberg D., Matul A., Mollenhauser G. Sea surface temperature variability and sea-ice extent in the subarctic Northwest Pacific during the past 15.000 years // Paleoclimatology. 2012. V. 27, PA3213, doi:10.1029/2012PA002292
- Sancetta C., Silvestri S.M. Pliocene-Pleistocene evolution of the North Pacific ocean-atmosphere system, interpreted from fossil diatoms // Paleoclimatology. 1986. V. 1. P. 163–180.
- Ren J., Gersonde R., Esper O., Sancetta C. Diatom distributions in northern North Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2014. V. 402. P. 81–103.



## ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ, ХРОНОЛОГИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕПЛЫХ И ХОЛОДНЫХ ЭТАПОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ИНТЕРВАЛЕ ОТ 100 ДО 30 ТЫСЯЧ ЛЕТ НАЗАД (ПО ДАННЫМ РАЗРЕЗА ВОКА НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ФИНСКОГО ЗАЛИВА)

Молодьков А.Н.<sup>1</sup>, Болиховская Н.С.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> НИЛ геохронологии четвертичного периода, ИГ ТТУ, Таллинн, [anatoli.molodkov@ttu.ee](mailto:anatoli.molodkov@ttu.ee);

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, [natbolikh@mail.ru](mailto:natbolikh@mail.ru)

Поздний плейстоцен – наиболее изученный этап в четвертичной истории геологического развития Северной Евразии. Тем не менее, остается ещё много вопросов относительно возраста, продолжительности и ландшафтно-климатических особенностей теплых и холодных интервалов разного ранга, реконструируемых для последних 130 тыс. лет. Особенно противоречивы представления о ходе климатических изменений и продолжительности последнего (микулинского) межледниковья. Существуют несколько точек зрения (от взаимоисключающих до принципиально несовпадающих) на эту проблему. Согласно одной из них [Mangerud 1989; Svendsen et al., 2004], сформировавшейся, очевидно, под влиянием концепции отражения глобального климата стадиями изотопно-кислородной кривой [Shackleton 1969], большая часть территории Северной Евразии во второй половине морской изотопной стадии (МИС) 5 (примерно от 117 до 70 тысяч лет назад /тыс. л. н./) находилась в зоне первого позднеплейстоценового оледенения, а межледниковые позднеплейстоценовые отложения формировались лишь в течение относительно непродолжительного периода времени (около 13 тыс. лет), сопоставляемого с подстадией МИС 5e (~130–117 тыс. л. н.). Соответственно этим взглядам, по примеру Я. Мангеруда [Mangerud 1989], многими исследователями были приняты следующее деление и корреляции стратиграфических единиц позднего плейстоцена: московско-валдайское (микулинское, эмское) межледниковье (МИС 5e, ~130–117 тыс. л. н.) и валдайская (вейхсельская) ледниковая эпоха с периодами раннего (МИС 5d-5a, 117–70 тыс. л. н.), среднего (МИС 4 – МИС 3, 70–25 тыс. л. н.) и позднего (МИС 2, 25–10 тыс. л. н.) валдая.

Тогда как по результатам наших исследований в интервале примерно от 145–140 до 70 тыс. л. н., сопоставимом с завершающей фазой МИС 6 и со всей МИС 5, на севере Евразии происходило накопление трансгрессивных морских осадков, что на внутриконтинентальных территориях могло отвечать микулинскому межледниковому горизонту [Болиховская, Молодьков, 1999, 2002; Molodkov, Bolikhovskaya, 2002, 2006]. Установлено, что климаторитмика микулинского межледникового этапа была сложной: как по наиболее полным палинологическим данным континентальных разрезов [Болиховская, 1995, 2007], так и по кластерам ЭПР датировок морских трансгрессивных осадков [Molodkov, Bolikhovskaya, 2009] выделяются несколько термических максимумов, разделенных внутримежледниковыми (эндотермальными) похолоданиями. Причём 82% всех находок раковин морских моллюсков и ЭПР датировок по ним приходится на интервал 110–70 тыс. л. н. (МИС 5d-5a), что предполагает существование наиболее благоприятных климатических условий в интервале МИС 5.

Очевидные разногласия, существующие в понимании особенностей эволюции природной обстановки межледниковых и перигляциальных сукцессий позднего неоплейстоцена, а также в определениях возраста и продолжительности теплых и холодных интервалов разного ранга, несомненно требуют дальнейших исследований с целью получения детальных хронологических и палеоботанических результатов по достаточно представительным позднеплейстоценовым разрезам.

К непосредственному решению дискуссионной проблемы МИС 5, т.е. возраста последнего плейстоценового межледниковья и его соотношения с изотопно-кислородной кривой, нам удалось приступить лишь в последнее десятилетие, когда были получены новые результаты абсолютного датирования отложений разреза Вока, расположенного в юго-восточной части побережья Финского залива (59°24.9' с.ш., 27°35.9' в.д.) вблизи одноимённого

посёлка Вока (рис. 1). Геологическое строение разреза и геолого-геоморфологическая характеристика изучаемой территории подробно освещались нами в публикациях 2005–2011 гг.

Предшествующие исследователи, базировавшиеся на геолого-геоморфологических данных и литологических особенностях горизонтов этого разреза, а также динамике отступления последнего ледника на территории Эстонии, предполагали, что здесь вскрываются позднеледниковые осадки Балтийского приледникового озера [Miidel 2003; Miidel et al., 2006; Raukas, Stankowski, 2005], существовавшего в интервале от 14.4 до 12.2 тыс. л. н.

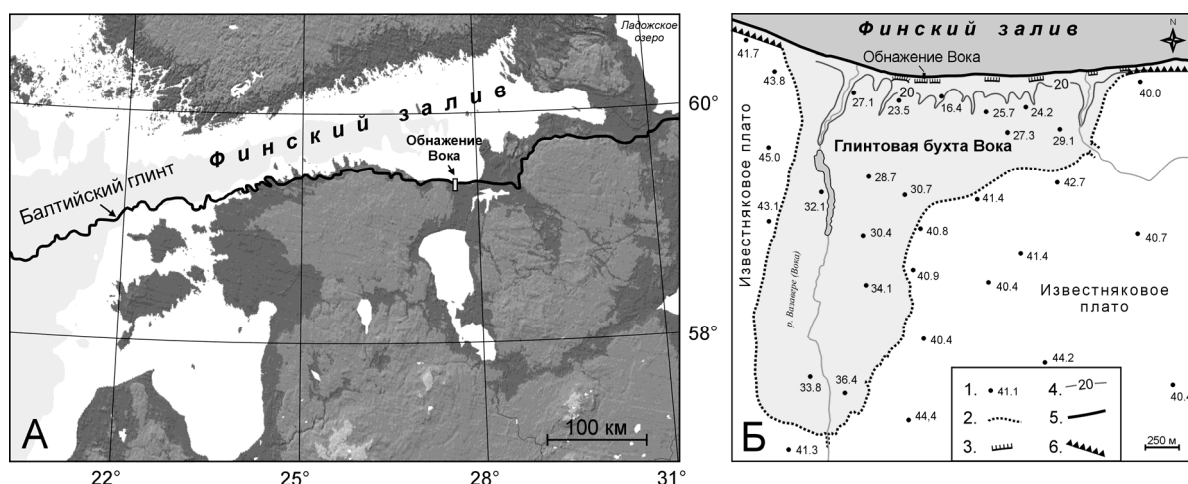


Рис. 1. Местоположение обнажения Вока (А) и схема глинттовой бухты Вока (Б): 1 – отметки абсолютных высот; 2 – граница глинттовой бухты Вока; 3 – обнажение; 4 – 20-метровая изолиния; 5 – береговая линия; 6 – глинт

Серии абсолютных датировок, полученных А.Н. Молодьковым с помощью метода оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции (ИК-ОСЛ) по представительной коллекции образцов из 22-метровой толщи отложений, вскрытых в обнажении у пос. Вока, свидетельствуют, что разрез сложен значительно более древними позднеплейстоценовыми осадками. Как показали наши исследования, эти отложения имеют возраст в интервале примерно от 100 до 30 тыс. л. н. (рис. 2) [Molodkov, 2007; Molodkov et al., 2007; Болиховская, Молодьков, 2007]. Такие разрезы, охватывающие столь длительный период позднего неоплейстоцена в Северо-Западном регионе Восточно-Европейской равнины крайне редки. Эта уникальная находка побудила авторов приступить к детальному изучению разреза с целью определения динамики изменений растительности и климата в различные этапы примерно 70-ти тысячелетнего интервала, включающего, как оказалось, период значительной части последнего (микулинского) межледниковья и ранне-средневалдайских интервалов вплоть до времени наступания на исследуемую территорию ледника последнего (МИС 2) оледенения [Болиховская, Молодьков, 2009, 2013; Bolikhovskaya, Molodkov, 2007, 2014].

Для всего региона Финского залива палинологическим и диатомовым методами детально анализировались морские и пресноводные отложения микулинского межледниковья разрезов Мга, Синявино, Рыбацкое, Красносельское и др. (О.М. Знаменская, Е.А. Черемисинова, В.П. Гричук, М.П. Гричук, М.А. Лаврова, Л.Ф. Соколова, Е.С. Малясова, Е.М. Вишневская и др.), Суур-Прангли (Э. Лийвранд), Пески и Пыхья-Ухтыю (А. Miettinen, К. Rinne, Н. Haila, Н. Huvarinen, М. Eronen, I. Delusina, Е. Kadastik, V. Kalm, Р. Gibbard). Выделены региональные палинозоны, соответствующие палинозонам микулинских отложений Центра и Севера Восточно-Европейской равнины. Однако данные по абсолютному возрасту микулинских отложений этих разрезов до недавнего времени отсутствовали.

В ходе исследований разреза V3-05, проведенных в 2003–2005 гг., нами на основании репрезентативных спорово-пыльцевых спектров 45 образцов и данных ИК-ОСЛ-датирования были выполнены реконструкции изменений растительности и климата периода от 39 до 33 тыс. л. н. Изученные средневалдайские отложения отвечают четырем стратиграфическим подразделениям. Реконструированы два интервала, характеризовавшиеся суровым климатом с господством тундро-степи и тундро-лесостепи (37.6–36.8 тыс. л. н.) и перигляциальной

лесотундры (35.3–32.6 тыс. л. н.), а также два интервала интерстадиального ранга с заметным смягчением климатических условий. Во время потепления, идентифицированного в диапазоне 38.6–37.6 тыс. л. н., господствовали перигляциальные лесотундры с участками елово-сосновых (с участием *Larix* и *Pinus sibirica*) редколесий, а в следующий теплый интервал (36.8–35.3 тыс. л. н.) господство перигляциальной лесотундры с участками елово-сосновых редколесий дважды сменялось фазами более влажного и более теплого климата и широкого распространения северо-таежных лесных сообществ [Bolikhovskaya, Molodkov, 2007; Болиховская, Молодьков, 2009].

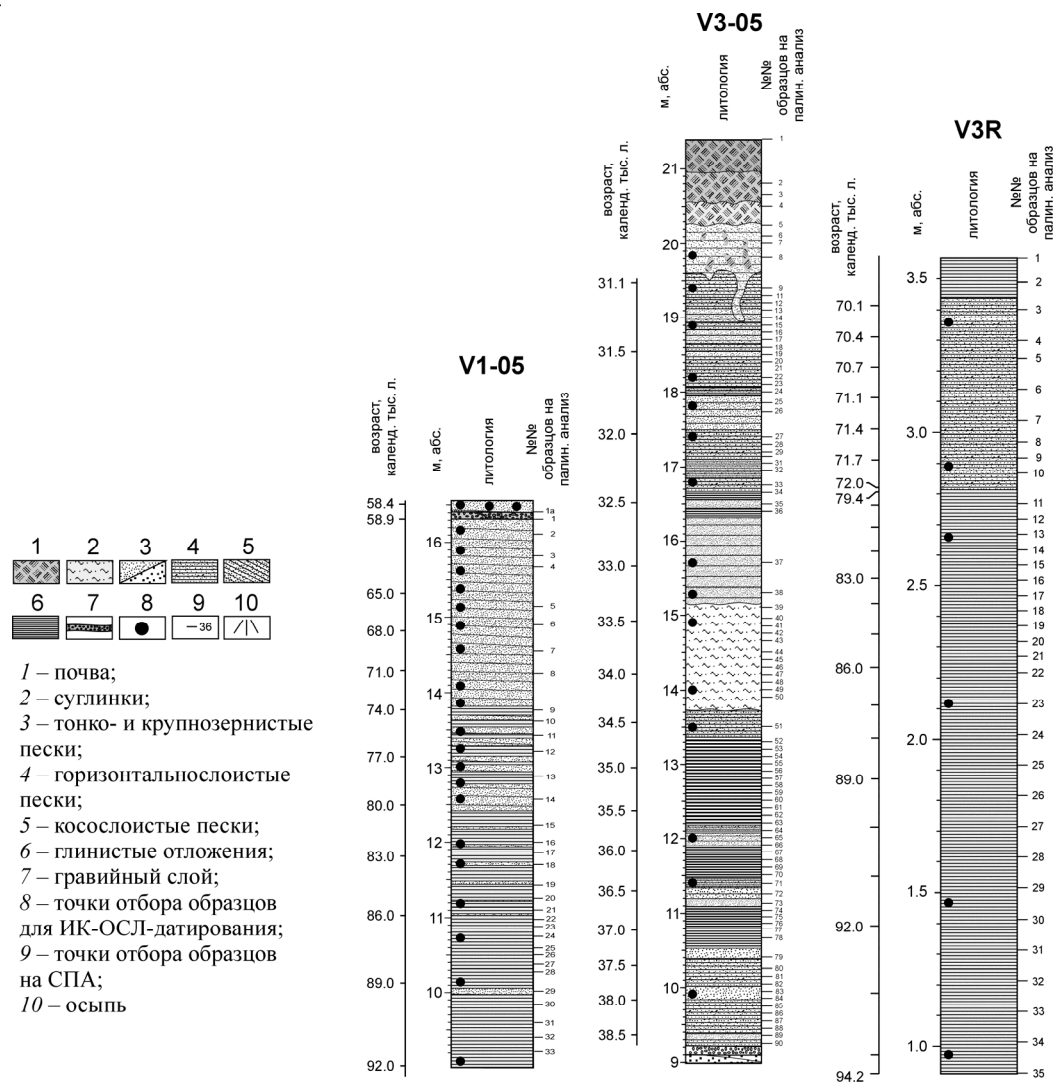


Рис. 2. Схема строения и абсолютный возраст отложений в изученных разрезах обнажения Вока

В 2010–2012 гг. были выполнены исследования отложений нижней половины разреза Вока, формировавшихся в довольно обширном пресноводном водоеме. Более подробно палинологическими данными 34 образцов охарактеризована 7-метровая толща, подстилающая «маркерный» гравийно-галечный слой в восточном крыле обнажения. Эта вскрытая в профиле V1-05 толща (см. рис. 2), сложенная мелко- и среднезернистыми песчаными и супесчаными отложениями с чередующимися глинистыми прослоями, накапливалась в период от ~ 92 до 59 тыс. л. н. Климато-фитоценотические реконструкции и хронология палеоклиматических событий второй половины микулинского межледниковья и ранневалдайского времени, происходивших в течение этого интервала, опубликованы в статьях и материалах конференций [Молодьков, Болиховская, 2011; Болиховская, Молодьков, 2012, 2013].

В 2013–2014 годах для пополнения состава палинофлоры, контроля и корректирования полученных климато-хроностратиграфических реконструкций были проведены новые

исследования отложений разреза. Выполнен детальный палинологический анализ 35 образцов близких по возрасту осадков, формировавшихся в более глубокой части палеоводоема на протяжении интервала от ~ 94 до 69 тыс. л. н. Они вскрыты расчисткой V3R, расположенной в 120 м к западу от профиля V1-05 на абсолютных высотах 0,8–3,6 м, где представлены пачкой однородных глинистых осадков мощностью 2 м и перекрывающим их 0,8 метровым горизонтом переслаивающихся суглинков и песков (см. рис. 2). Новые результаты позволили подтвердить сукцессии межледниковой растительности и климата и уточнить абсолютную хронологию выделенных фаз и подфаз в развитии растительности и климата для периода ~ 94 – 69 тыс. л. н., т.е. интервала от МИС 5с до границы МИС 5/МИС 4 включительно [Bolikhovskaya, Molodkov, 2014].

Последовательности спорово-пыльцевых спектров отложений, формировавшихся в течение периода от ~ 94 тыс. л. н. до ~ 71 тыс. л. н., отвечают здесь стандартным палинозомам М6, М7 и М8 микулинского межледниковья и характеризуют особенности развития растительности и климата изучаемого района во вторую половину межледниковья.

О межледниковых климатических условиях и геологическом возрасте осадков наглядно свидетельствует присутствие в автохтонном комплексе пыльцы характерных таксонов микулинской дендрофлоры (*Juglans regia*, *Carpinus betulus*, *Tilia cordata*, *T. tomentosa*, *T. cf. dasystyla*, *Quercus robur*, *Q. petraea*, *Corylus avellana*, *Alnus glutinosa*, *A. incana* и др.).

Периоду 94.2–81.6 тыс. л. н. соответствует палинозона М6 (*Carpinus-Tilia-Quercus-Ulmus-Corylus-Pinus* *Нарлохylon* type). Эта палинозона подразделяется на подзоны М6а-М6е, отражающие некоторую изменчивость межледникового климата в указанный период времени и последовательные смены в развитии господствовавших лесных формаций: М6а – широколиственно-хвойные леса с господством сосны и граба; М6б – грабовые леса с примесью липы, дуба, ясеня, вяза и хвойных деревьев; М6с – широколиственно-хвойные леса с преобладанием сосны, граба и заметным участием березы; М6д – грабовые леса с примесью дуба, липы и вяза и хвойных деревьев; М6е – широколиственно-хвойные леса с господством кедровидной сосны, ели, граба и возросшей ролью сосны обыкновенной и березы. В рассматриваемом интервале зафиксировано 2 эндотермальных (внутримежледниковых) похолодания 94.2–91.0 и 89.0–86.5 тыс. л. н.

Отложения, датируемые интервалом 81.6–71.6 тыс. л. н. отвечают палинозоне М7 (*Picea-Quercetum mixtum-Pinus* *Нарлохylon* type), характеризующей фазу преобладания кедрово-еловых и сосново-елово-широколиственных лесов. Интервал 71.6–71.4 тыс. л. н. представляет палинозона М8 (*Pinus Нарлохylon* type-*Pinus Диплохylon* type-*Betula*), спектры которой свидетельствуют о составе растительного покрова заключительной фазы межледниковья. В завершающую фазу в рассматриваемом районе господствовали березово-сосново-кедровые леса и редколесья с *Pinus sibirica* в качестве доминанта, а также лугово-болотные сообщества.

В период 71.4–58.4 тыс. л.н., как указывают спорово-пыльцевые спектры ранневалдайских отложений в обоих изученных профилях, в рассматриваемом районе доминировали перигляциальные тундровые и лесотундровые ландшафты с преобладающей ролью ерниковых и ольховниковых (*Betula nana*, *Alnaster fruticosus*) кустарниковых сообществ, лугово-болотных формаций и участков редколесий из сосны обыкновенной, сибирского кедра и ели. Реконструированы не менее 5 фаз изменения растительности и климата ранневалдайского времени.

Таким образом, по результатам ИК-ОСЛ датирования и палинологического изучения отложений опорного разреза Вока установлены хронологические границы палинозон и соответствующих им фаз в развитии климата и растительности исследуемого района на юго-западном побережье Финского залива, реконструированы флористические и фитоценотические особенности изученных палеоклиматических этапов позднего неоплейстоцена, определена их хронология и продолжительность.

Литература:

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

- Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2007. Т. 4. № 32. С. 2–28.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР датирования // Актуальные проблемы палинологии на пороге третьего тысячелетия. М.: Изд. ИГиРГИ, 1999. С. 25–53.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Реконструкция развития палеоклиматических событий плейстоцена по данным палинологических и ЭПР исследований на территории Северной Евразии // Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск, 2002. Вып. 2 (10). С. 2–21.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Эволюция растительности и климата на юго-восточном побережье Финского залива в интервале 39–33 тыс. л. н. // Вестник Моск. ун-та. Серия Геогр. 2009. № 6. С. 46–53.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Изменения растительности и климата в период от 100 до 30 тыс. л. н. по данным палинологического и хроностратиграфического (ИК-ОСЛ) анализов опорного разреза Вока (юго-восточное побережье Финского залива) // Геоморфология и палеогеография полярных регионов. Материалы международной конференции (Санкт-Петербург, СПбГУ, 9–17 сент. 2012 г.). СПб, 2012. С. 257–260.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Ландшафтно-климатические особенности, хронология и корреляция теплых и холодных интервалов периода от 100 до 30 тыс. л. н. по данным палинологического и ИК-ОСЛ анализов опорного разреза Вока (юго-восточное побережье Финского залива) // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Сборник статей. Ростов-на-Дону. 10–15 июня 2013 г. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. С. 75–77.
- Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Позднеплейстоценовый межледниково-ледниковый климатический переход (МИС 5/МИС 4) по данным палинологического анализа и ИК-ОСЛ датирования отложений опорного разреза Вока на юго-восточном побережье Финского залива // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Апатиты. С.-Петербург: Геологический ин-т КНЦ РАН, 2011. Т. II. С. 99–102.
- Bolikhovskaya N., Molodkov A. Pollen and IR-OSL evidence for palaeoenvironmental changes between ca 39 kyr to ca 33 kyr BP recorded in the Voka key section, NE Estonia // Journal of Geological Survey of Finland, Special Paper. 2007. V. 46. №. X-XX. P. 103–112.
- Bolikhovskaya N.S., Molodkov A.N. Chronology and climatic peculiarities of the period between ca. 94 and 70 ka (MIS 5b – 5a) inferred from palynological and IR-OSL analyses of the Voka reference section (south-eastern coast of the Gulf of Finland) // The Quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records. International conference INQUA-SEQS 2014. Ekaterinburg, UrFU. 2014. P. 20–22.
- Mangerud J. Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy // Quaternary International. 1989. V. 3/4. P. 1–4.
- Molodkov A. IR-OSL dating of uranium-rich deposits from the new late Pleistocene section at the Voka site, North-Eastern Estonia // Quaternary Geochronology. 2007. № 2. P. 208–215.
- Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia // Sedimentary Geology. 2002. V. 150. P. 185–201.
- Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S. Long-term palaeoenvironmental changes recorded in palynologically studied loess-palaeosol and ESR-dated marine deposits of Northern Eurasia: implication for sea-land correlation // Quaternary International. 2006. № 152–153. P. 37–47.
- Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess-palaeosol records // Quaternary International. 2009. V. 201. P. 67–76.
- Molodkov A., Bolikhovskaya N., Miidel A., Ploom K. The sedimentary sequence recovered from the Voka outcrops, North-Eastern Estonia: Implications for late Pleistocene stratigraphy // Estonian Journal of Earth Sciences. 2007. V. 56. № 1. P. 47–62.
- Miidel A. Stop 14. Voka outcrop. In: Excursion Guide and Abstracts of the International Symposium on Human Impact and Geological Heritage. Tallinn, 2003. May 12–17. P. 33–35.
- Miidel A., Raukas A., Tavast E., Vaher R. Influence of the bedrock topography on oil shale mining in North-East Estonia // Oil Shale. 2006. 23(4). P. 313–327.
- Raukas A., Stankowski W. Influence of sedimentological composition on OSL dating of glaciofluvial deposits: examples from Estonia // Geological Quarterly. 2005. № 49. P. 463–470.
- Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // Proceedings of the Royal Society. London. 1969. Series B 174. P. 135–154.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.L. et al. The Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

## **К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЗАПОЛНЕНИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПЕРЕУГЛУБЛЕНИЙ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ (АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ)**

**Мысливец В.И., Поротов А.А.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет*

Для побережья Азово-Черноморского бассейна одним из наиболее характерным типом устьевой области является долинный залив (лиман или устьевая лагуна), в вершине которого формируется дельта выполаживания. Возникновение данного типа устьевых областей является связано с эволюции побережий в ходе послеледниковой трансгрессии океана, в ходе которой море ингрессировало в низовья крупных эрозионно-тектонических понижений, произошло превращение речных долин превратились в ингрессионные заливы, в вершинах которых началось формирование устьевых зон впадавших в лиманы водотоков. Глубина ингрессии морских вод определялась уклонами в низовьях речных долин и характером неотектонических движений побережья.

Результаты многочисленных исследований речных дельт на побережьях Мирового океана показали, что они не только одним из наиболее быстро реагирующих прибрежных систем на изменения климата и антропогенного воздействия, но и представляют собой природный архив, содержащий информацию о подобных изменениях в прошлом, благодаря чему представляют один из наиболее привлекательных объектов палеогеографических исследований. Возросший интерес в последние десятилетия к изучению эволюции деловых областей определяется, в частности, в связи с задачей палеогеографического обоснования прогноза развития устьевых зон ре в условиях отмечаемых с середины прошлого века изменениями климатических условий.

Проведенный обзор результатов исследований строения и условий формирования осадочной толщи устьевых областей речных долин на побережье северного Причерноморья в позднем плейстоцене и голоцене, дополненный материалами проводимого нами изучения строения осадочной толщи голоценовых отложений Керченского пролива и дельты Кубани направлен на оценку роли урванного режима Азово-Черноморского бассейна в голоцене на процессы осадочного заполнения эрозионных переуглублений. Среди основных задач, представляющих интерес, следует выделить:

- уточнение временных границ различных фаз в развитии морфо-седиментогенеза устьевых областей в ходе голоценовой трансгрессии;
- определения роли основных факторов (неотектонических движений, динамика климатических условий и эвстатические изменения уровня моря) в процессе формирования осадочной толщи переуглубленных долин.

Формирование осадочной толщи в приустьевых областях речных долин определяется рядом факторов, среди которых выделяют направленность и темпы изменения уровня моря, изменения климата и антропогенная активность в речных бассейнах, интенсивность поступления осадочного материала, определяемая в первую очередь объемами твердого стока, интенсивностью воздействия волнения открытого моря, а также гидродинамической активностью в зонах речных авандельт, структурно- геоморфологическими условиями побережья, определяющими характер рельефа и поверхностных отложений, слагающих прилегающие к устьевой области участки коренной суши. При анализе роли отдельных факторов в процессах осадочного заполнения эрозионных переуглублений в позднем голоцене особая роль отводится изменениям уровня моря в ходе голоценовой трансгрессии океана, которые в условиях внутренних морей под влиянием колебаний климатических условий приобретают неравномерный ускоренно-замедленный характер, на который дополнительно накладываются региональные особенности неотектонических движений, определяющие в итоге различия в возрастных границах и амплитудах проявления отдельных трансгрессивных стадий голоценовой трансгрессии.

Для Азово-черноморского бассейна голоценовая трансгрессия следуя общей тенденции изменения уровня Мирового океана подразделяется на трансгрессивный этап, характеризующийся ускоренного подъема уровня моря с интервале 9.0 – 6.0 тыс. л.н. и второй

– квазистационарный этап, охватывающий последние 6.0 тыс. лет, в ходе которого уровень моря медленно поднимался к его современному положению [Балабанов, Измайлов, 1988; Балабанов, 2009]. При этом в ходе всей голоценовой трансгрессии уровенный режим моря характеризовался неравномерным характером, который определялся либо как ускоренно-замедленный [Невесский, 1967], либо как колебательный, трансгрессивно-регрессивный [Балабанов, Измайлов, 1988; Балабанов, 2009]. На основе анализа литолого-фациального строения толщ прибрежных отложений Азово-Черноморского бассейна [Воскобойников, Ротарь, 1982; Палатная, 1982; Геология шельфа УССР. Лиманы, 1984; Измайлов и др., 1989; Измайлов, 2005; Зайцев, Зеленщиков, 2013; Мысливец и др., 2014] отчетливо выделяются следы ритмичности в строении дельтовых отложений, которая рассматривается как отражение неравномерного, ускоренно-замедленного подъема уровня моря. Проведенные реконструкции изменения уровня для последних 8.0 тыс. показывают 5 основных фаз ускоренного повышения уровня, приуроченных к следующим временным интервалам: 6900–6200, 5500–4500, 3500–2800, 2200–1100 л. н. и за последние 600 л. При этом отмечается [Балабанов, 2009], что кривая изменения уровня на основе данных по изучению строения дельтовых отложений сравнительно хорошо сопоставляется с аналогичной кривой для открытых аккумулятивных участков берега. Наблюдаемые слабые отличия между реконструкциями изменения уровня по различным типам индикаторов и в различных обстановках осадконакопления [Kelterbaum et al., 2011; Поротов, 2013] отражает влияние локальных отрицательных неотектонических движений с средними скоростями 0.7–1.8 мм/год [Никонов и др., 1994; Горячкин и др., 2009], и влиянием уплотнения тонкодисперсных илистых отложений.

Литолого-фациальный анализ и стратиграфические корреляции материалов бурения дельтовых отложений позволили провести реконструкции условий осадконакопления в ходе различных стадий голоценовой трансгрессии. В частности, каждый этап ускоренного подъема уровня характеризуется отчетливым трансгрессивным горизонтом в основании осадочной серии, представленный, как правило, прослоями ила мощностью от 0.5 до 3.0 м:

- миграция пересыпей в виде захоронения отдельных генераций с их частичным размывом и формированием новых генераций на меньших глубинах;
- отступление устьевых зон в вершинах лиманов;
- формирование и расширение обширных лиманов и заливов на месте внешних частей дельт.

Последующее замедление темпов трансгрессии сопровождалось выполнением сформированных ранее лиманов и заливов:

- активизацией выдвигания дельт, сопровождавшееся накоплением в лиманах относительно более крупнозернистых песчано-алевритовых садков
- разрастание береговых аккумулятивных барьеров, частично или полностью отгораживающих лиманы от моря.

Присутствие литолого-фациальных признаков неравномерного подъема уровня моря в строении всей толщи голоценовых отложений ингрессионных заливов-лиманов свидетельствует о сохранении ритмичного характера трансгрессии как для начального (трансгрессивного) этапа, так и для второго (квазистационарного) этапа. Отличия в условиях осадконакопления в ходе каждой из них проявляется в постепенном уменьшении влияния морских факторов. Это, в первую очередь, связано с постепенным уменьшением амплитуды колебаний уровня, а так же благодаря возникновению на рубеже 5.0–4.0 тыс. л. н. аккумулятивных барьеров – пересыпей, что привело к частичной или полной изоляции лиманов от моря и прекращения непосредственного воздействия волнения в трансгрессивные стадии.

Согласно существующим данным по геохронологии прибрежно-морских отложений северного Причерноморья и Азовского моря, возникновение наиболее древних генераций аккумулятивных барьеров – пересыпей относят к возрастному рубежу около 4.5 тыс. л.н. как северо-западного Причерноморья [Геология шельфа УССР. Лиманы, 1984], так и для Анапской пересыпи [Измайлов, 2005] и Азовской дельты Кубани [Измайлов и др., 1989].

С этим возрастным рубежом связано замедление темпов подъема уровня Азовского и Черного морей и начало выполнения внутренних участков ингрессионных лиманов и заливов, сопровождавшееся выдвиганием внутренних дельт, развивавшихся по по одному из типов дельт-выполнения [Коротаев, 2006]. Хотя некоторые исследователи и интерпретируют

отмечаемую ритмичность в строении дельтовых и лиманных отложений как отражений колебаний уровня моря, представляется более обоснованной точка зрения, рассматривающая подобную литолого-фаціальную изменчивость как следствие ритмичных изменений климатических условий голоцена. В отличие от этого, в строении толщи дельтовых отложений позднего голоцена влияние изменений уровня часто маскируются влиянием изменений в твердом стоке рек и относительными неотектоническими движениями. Цикличность в дельтовых отложениях вероятно связана с автохтонными чертами седиментации (колебания речного стока и потока аллювиального материала) вне прямой связи с колебаниями уровня моря или на фоне их слабых флуктуаций с амплитудой  $\leq 0.5$  м.

Динамика дельтовых проток обуславливала формирование локальных комплексов фаций, которые при массовом радиоуглеродном датировании оказываются существенно разновременными и не имеют хроностратиграфического значения для палеогеографических реконструкций.

#### Литература:

- Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития Черноморского побережья Кавказа Москва-Владивосток: Дальнаука, 2009. 352 с.
- Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режимов Черного и Азовского морей за последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54–62.
- Воскобойников В.М., Ротарь М.Ф., Конилов Е.Г. Связь ритмичности строения голоценовых отложений Причерноморских лиманов с колебательным режимом уровня Черного моря // Изменения уровня моря. Изд. МГУ, 1982. С. 264–274.
- Геология шельфа УССР: Лиманы. Киев. Наукова Думка. 1984. 174 с.
- Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь: ЭКОСИ-геофизика, 2006. 210 с.
- Зайцев А.В., Зеленщиков Г.В. Голоцен дельты Дона // Сб. статей VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы квартера и основные направления дальнейших исследований. Ростов-Дон, 2013. С. 124–126.
- Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 175 с.
- Измайлов Я.А., Арсланов Х.Ф., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Реконструкция и датирование голоценовых береговых линий моря в дельте Кубани (Восточное Азово- Черноморье). Вестник ЛГУ. Сер. 7. 1989. Вып. 3 (21). С. 61–69.
- Коротаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы: морфология, эволюция и современная динамика / Современные глобальные изменения природной среды. Т.2. М.: Научный мир, 2006. С. 122–136.
- Мысливец В.И., Поротов А.А. Особенности развития рельефа побережья Керченского пролива в позднем голоцене (по данным геoarхеологических и сейсмоакустических исследований). Вестн. МГУ. Сер. География. 2014. № 2. С. 41–48.
- Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне море. М.: Наука, 1967. 255 с.
- Никонов А.А., Энман С.В., Мишин А.В. Современные вертикальные движения земной коры на побережьях Черного и Азовского морей (по уровнемерным данным) // Докл. РАН. 1997. Т. 357. № 6. С. 818–822.
- Палатная Н.Н. Влияние колебаний уровня Черного моря на формирование донных осадков в лиманах северного Причерноморья // Изменения уровня моря. Изд. МГУ, 1982. С. 279–285.
- Поротов А.В. Изменение уровня Черного моря на основе геoarхеологических индикаторов статья в журнале Вестник Московского университета. 2013. Серия 5. География. № 1. С. 76–82.
- Kelterbaum D. Fouache E., Lericolais G., Bruckner H., Porotov A. New perspectives on the Phanagorian Regression (Black Sea) // Quaternary International. 2012. V. 266. 1,3/0,3. P. 162–174.



## ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ЗА 15 000 ЛЕТ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ШЕЛЬФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Найдина О.Д.

Геологический институт РАН, Москва, [naidina@ilran.ru](mailto:naidina@ilran.ru)

В результате морских и наземных изысканий последних десятилетий установлено, что регион моря Лаптевых – уникальный природный комплекс, не имеющий аналогов в мире [Кассенс и др., 2009]. Судя по AMS<sup>14</sup>C-датировкам, полученных в ходе российско-германских проектов [Vauch et al., 2001], на рубеже позднеледниковья и голоцена произошло катастрофическое изменение в соотношении суши и моря: воды Арктического океана вторглись в пределы суши и образовали акваторию моря Лаптевых [Лаврушин, 2007].

Изучение донных осадков весьма важно для реконструкции поздне-последледникового климата Арктики, когда происходили таяние ледников и последнее глобальное потепление. Четвертичные отложения со спорово-пыльцевыми индикаторами широко используются для ландшафтно-климатических реконструкций [Andreev et al., 2011]. Оболочки пыльцы и спор хорошо сохраняются как в континентальных, озерных, так и в морских осадках. Поэтому спорово-пыльцевые спектры создают основу для палеореконструкций природных условий.

Пыльца и споры наземных растений, впервые обнаруженные в позднеледниковых осадках скважин, свидетельствуют о том, что начинающееся потепление в интервале времени 15.7–10.7 тыс. лет назад (календарный возраст) сопровождалось кратковременными похолоданиями. В растительном покрове побережья моря Лаптевых при похолодании доминировали осоковые и разнотравные фитоценозы. Потепление климата способствовало распространению кустарниковых березовых тундр. Таксономический состав органикостенного фитопланктона и низкое значение АН-критерия свидетельствуют о холодноводных условиях с высокой продолжительностью ледового покрова на море. После 10.7 тыс. лет назад на внешнем шельфе появляются теплолюбивые виды диноцист и повышается АН-критерий, что является признаком активного проникновения на шельф относительно теплых североатлантических вод [Клювиткина, Баух, 2006; Найдина, 2006; 2009]. На основании сопоставления полученных результатов сделан вывод о частых изменениях климата региона и среды восточной части моря Лаптевых во время дегляциации.

Отложения первой половины голоцена были подробно изучены в разрезах колонок из восточной части внешнего шельфа моря Лаптевых. Впервые для раннего голоцена по разрезам морских осадков получена достаточно полная пыльцевая летопись [Найдина, 2013; 2014; Naidina, Vauch, 2011]. По спорово-пыльцевым данным на рубеже плейстоцена и голоцена преобладала тундровая растительность в условиях климата близкого к современному. Доминировала кустарниковая растительность с *Betula sect. Nanae* и *Duschekia fruticosa*. В группе трав обычны представители Cyperaceae и Poaceae. Отмечены Caryophyllaceae, Asteraceae, Rosaceae, а также *Rumex*, *Thalictrum*, *Plantago*, *Saxifraga*, *Valeriana*, *Epilobium*. Споровые растения характеризуются различными мхами и холодолюбивыми плаунами. Затем до 9.6 тыс. лет назад развивалась начальная стадия трансгрессии, о чем свидетельствует возрастание роли пыльцы древесных и кустарниковых в составе спектров. По данным спорово-пыльцевого анализа морских осадков установлено, что начиная с 9.5 тыс. лет назад и почти до 7.7 тыс. лет назад климат был теплее современного. В это время развивалась максимальная стадия трансгрессии моря, а на суше тундровая растительность заменялась лесотундровой, продвигавшейся к побережью моря Лаптевых.

Осадки наиболее изученного и представительного разреза накапливались с 9.4 тыс. лет по ныне. Таксономический состав пыльцы и спор типичен для растительности северо-востока Сибири. Среди древесных растений характерны пыльцевые зерна *Picea*, *Pinus pumila*, *Larix*, *Salix*, *Betula sect. Nanae* и *Duschekia fruticosa*. Травянистые растения представлены пыльцой Ericaceae, Poaceae, Cyperaceae, Asteraceae, Chenopodiaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae и некоторыми другими видами тундрового разнотравья. Споры мхов принадлежат Bryales, *Sphagnum* и плаунам *Selaginella sibirica*.

Возрастание количества пыльцы древесных растений после 7.3 тыс. лет назад свидетельствует о северной экспансии границы леса. Относительное обилие региональной пыльцы *Pinus pumila* около 5.0 тыс. лет назад может указывать на расширение ареала произрастания кедрового стланика в климатический оптимум. В интервале времени с 5.5 по 2.7 тыс. лет назад регистрируется наибольшее количество древесной пыльцы. После этого промежутка времени и по ныне сокращается количество пыльцы деревьев и кустарников; начинают господствовать арктические пустыни и тундры с преобладанием мхов, злаков и осок.

Таким образом, по результатам спорово-пыльцевого анализа осадков моря Лаптевых выявлено два термических оптимума голоцена. В 8.9 тыс. лет назад отмечается первый максимум древесной пыльцы в морских осадках, что свидетельствует о развитии лесотундры на суше и о термическом оптимуме раннего голоцена. Второй максимум древесной пыльцы около 5.5 тыс. лет назад совпадает со среднеголоценовым термическим оптимумом. Выявленные два максимума древесной пыльцы могут свидетельствовать о постепенном потеплении и увлажнении климата прибрежных областей в результате неравномерного хода трансгрессии моря. Предполагается, что в наиболее теплое время древесная растительность продвигалась к северу в среднем на 400 км.

#### Литература:

- Кассенс Х., Лисицын А.П., Тиде Й. и др. Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009. 608 с.
- Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 6. С. 911–921.
- 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.
- 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.
- Найдина О.Д. Изменения палеосреды восточного шельфа моря Лаптевых в позднеледниковье // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2009. Т. 17. № 5. С. 95–108.
- Найдина О.Д. Природные условия северо-восточного региона моря Лаптевых в раннем послеледниковье // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2013. Т. 21. № 4. С. 124–136.
- Найдина О.Д. Пыльца из послеледниковых осадков моря Лаптевых как биоиндикатор // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2014. Т. 22. № 3. С. 115–124.
- Andreev A.A., Schirmermeister L., Tarasov P.E. et al. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia) during Late Quaternary inferred from pollen record // *Quaternary Sci. Rev.* 2011. V. 30. P. 2182–2199.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planet. Change*. 2001. V. 55. № 3. P. 125–139.
- 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.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ ГЛИНИСТОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ МОРЕН РУССКОЙ РАВНИНЫ

Немцова Г.М.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
paleo@inbox.ru*

Изучение вещественного состава ледниковых отложений с целью решения различных палеогеографических и литостратиграфических задач на современном этапе весьма актуально. Исследование глинистой составляющей морен в этом плане представляется перспективным наряду с другими литологическими методами.

Аллотигенный генезис комплексов глинистых минералов в ледниковых отложениях плейстоцена подтверждается прежде всего сложным составом этих комплексов, нередко включающих одновременно гидрослюда, каолинит, хлорит, смектит, галлуазит, палыгорскит, вермикулит и другие минералы, парагенез которых безусловно исключен. Формирование этих специфических комплексов тонкодисперсных минералов обусловлено прежде всего ассимиляцией подстилающих пород на всем пути движения ледников от центров оледенений до района исследования. Установление связи комплексов глинистых минералов с составом пород питающих провинций является главной предпосылкой для дальнейших палеогеографических, корреляционных, литостратиграфических построений по тонкодисперсным компонентам. При этом следует учитывать, что минералогия морен в любой точке ледниковых областей обусловлена суммарным влиянием дальнепринесных, транзитных и местных подстилающих пород, ассимилированных ледником на всем пути от центра оледенения до рассматриваемого участка, например, в Центральном регионе Русской равнины на водоразделе рек Москвы и Оки.

Для выяснения генезиса глинистого вещества морен большой интерес представляют данные по минералогии тонкодисперсной составляющей коренных пород, подстилающих ледниковые комплексы. Из анализа геологических материалов по центру Русской равнины следует, что ледники Скандинавского центра оледенения от границ Балтийского щита до московоречко-окского водораздела (включая его) пересекают 3 основных поля коренных пород – 100–200 км девона, 300–400 км карбона, 100–200 км мезозойских отложений (триасовых и юрских). Данные по минералогии глинистого материала дочетвертичных пород, суммированные по литературным источникам и материалам автора, показывают, что в пределах Балтийского кристаллического щита источником глинистой составляющей морен являлась неогеновая кора выветривания гидрослюдистого типа [Евзеров, 1978]. Примесь каолинита в тех же моренах связана, по-видимому, с ассимиляцией мезозойской каолиновой коры выветривания Фенноскандии [Афанасьев, 1972]. В доледниковых корах выветривания Балтийского щита отмечается также присутствие целого ряда других глинистых минералов – вермикулита, хлорита, галлуазита, что, по-видимому, объясняет примесь этих минералов в ледниковых отложениях Балтийского щита и его склонов. В районах распространения осадочных пород на Русской равнине тонкодисперсная фракция ледниковых отложений существенно пополняется минералами, свойственными местным подстилающим породам. К руководящим глинистым минералам пород палеозоя (девона, карбона, перми) относится гидрослюда с локальными проявлениями преобладания каолинита или палыгорскита и с подчиненными значениями смектита. Напротив, ведущим тонкодисперсным компонентом мезозойского комплекса (породы триаса, юры, мела) является смектит с эпизодическими проявлениями доминирующего каолинита или гидрослюда [Немцова, Судакова, 1981].

Связь ассоциаций тонкодисперсных минералов с подстилающими коренными породами отчетливо прослеживается на примере морен центра Русской равнины, по профилю Можайск – Боровск – Таруса. В Можайском районе морены среднего плейстоцена сформированы ледниками, пересекавшими за пределами Балтийского щита лишь поле палеозойских пород, и потому в глинистом спектре существенно преобладает гидрослюда (до 60 – 70 %). На юге рассматриваемой территории, в районе г. Таруса, в дочетвертичном осадочном чехле преобладают мезозойские отложения, и это заметно отражается здесь на составе глинистого спектра основных морен. Доля смектита в моренах здесь возрастает до 40 – 50 %. Таким

образом, данные глинистой минералогии морен, соотнесенные с минералогией коренных пород, можно использовать для заключения о питающих провинциях и пути движения ледника.

Пространственная изменчивость глинистого спектра мелкозема морен, как уже отмечалось, обусловлена в значительной мере сменой минералогии подстилающих коренных пород. Наиболее отчетливо в общем плане Русской равнины это прослеживается при движении с запада на восток, от Ржевского Поволжья к Ярославскому. В этом направлении в комплексе глинистых минералов морен отчетливо наблюдается снижение гидрослюдистой составляющей (от 70 до 40–50 %) и заметное возрастание содержания смектита (от 10 до 30 – 40 %). Резкое преобладание гидрослюды в моренах западных районов связано с преимущественной ассимиляцией подстилающих палеозойских пород в сумме с гидрослюдистым материалом Балтийского щита. Максимальное содержание смектита в моренах восточных районов обусловлено ассимиляцией широко развитых здесь мезозойских смектит-содержащих глинистых отложений.

Соотношение ведущих минералов глинистого спектра морен – гидрослюды, смектита, каолинита – не остается постоянным и в пределах одного, например, верхнего моренного горизонта в бассейне р. Протвы. Ярко выраженное непостоянство ассоциаций глинистых минералов в морене рассматриваемого района связано с расположением его в краевой зоне московского оледенения. В моренах напора этой зоны по сравнению с основной мореной на одних участках возрастает содержание каолинита, на других – смектита, что может быть связано с неравномерным захватом и слабой ассимиляцией отдельных блоков подстилающих пород, в которых преобладает тот или иной из указанных компонентов. Отмеченные резкие колебания количественных соотношений руководящих глинистых минералов в морене на незначительных расстояниях – в палеогеографическом аспекте могут служить фаціальным признаком напорных краевых образований.

Влияние локального фактора затрудняет удаленные межрегиональные корреляции по глинистым компонентам, так же как и по большинству других литологических показателей. Однако в пределах отдельных, иногда довольно обширных регионов тонкодисперсные минералы морен приобретают местное корреляционное значение. Таким образом, использование тонкодисперсных минералов морен для дальних межрегиональных корреляций существенно затруднено значительным влиянием местных подстилающих пород, а также гляциодинамическим фактором. С другой стороны, учет этих двух факторов служит методической предпосылкой для местных стратиграфических корреляций, и с этой точки зрения изучение глинистой составляющей ледниковых отложений представляется весьма перспективным.

Возрастная перестройка состава глинистой фракции морен также обусловлена в значительной мере особенностями ассимиляции подстилающих пород ледником. Снизу вверх по разрезу отмечается ослабление роли подстилающих пород в связи с последовательным экранированием нижних горизонтов более молодыми отложениями, вследствие чего в поле развития мезозойских отложений содержание смектита, максимальное в нижних горизонтах морен, вверх по разрезу падает, что компенсируется относительным увеличением количества дальнеприносной гидрослюды в верхних горизонтах морен. Таким образом, в глинистых спектрах нижних горизонтов морен максимально отражена связь с местными подстилающими породами, тогда как в верхних – с удаленной Скандинавской питающей провинцией.

Следует отметить также, что резкое изменение глинистых ассоциаций в моренах по вертикали разреза может служить четким признаком смены центров оледенений и направления движения ледников в разные эпохи. Весьма наглядно это прослеживается на примере московской (вычегодской) и днепровской (печорской) морен бассейна р. Вычегды. Печорская морена в этом районе представлена высоким содержанием смектита, который был захвачен ледником из подстилающих мезозойских пород при движении с северо-востока, со стороны Новой Земли и Полярного Урала, что подтверждается также другими литологическими показателями [Немцова, 1980, 1981]. Верхняя же морена среднего плейстоцена (вычегодская) в бассейне Вычегды определяется резким преобладанием гидрослюды, ассимилированной из Скандинавских кор выветривания и транзитных пермских пород на пути движения ледника с северо-запада, из Фенноскандии. Существенное различие глинистых спектров вычегодской и

печорской морен в Северодвинско-Вычегодско-Мезенском регионе наряду с другими литологическими показателями используется в корреляционно-стратиграфических целях.

Таким образом, минералогия глинистой составляющей морен, имеющей аллотигенный генезис, может использоваться как четкий индикатор при реконструкции особенностей строения и динамики ледниковых покровов областей древнего материкового оледенения. Она может быть также эффективна при местных корреляционно-стратиграфических построениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00222.

Литература:

Афанасьев А.П. Типы кор выветривания Балтийского щита, их вероятный возраст и направление поисков в них полезных ископаемых // Вопросы методологии фанерозоя Кольского полуострова. Л., 1972.

Евзеров В.Я. Роль древних кор выветривания в формировании антропогенных отложений и связанных с ними месторождений северо-восточной части Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 50–58.

Немцова Г.М. Минералогический состав мелкозема основных морен бассейна Северной Двины и Вычегды // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 4. С. 89–96.

Немцова Г.М. Связь петрографического состава и морфологии крупнообломочного материала основных морен с динамикой ледника // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1981. № 51. С. 158–164.

Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Палеогеографическое значение питающих доледниковых провинций Центра и Севера Русской равнины // Вестник Москов. ун-та. Сер. геогр. 1981. № 1. С. 28–38.

## МАТЕРИАЛ ЛЕДОВОГО РАЗНОСА В ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ ХРЕБТА МЕНДЕЛЕЕВА

Николаев С.Д.<sup>1</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Рекант П.В.<sup>2</sup>, Гусев Е.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, cdnik@yandex.ru, etaldenkova@mail.ru;*

<sup>2</sup> *ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, rekant@mail.ru;*

<sup>3</sup> *ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru*

Повышенное количество крупнозернистого материала ледового и айсбергового разноса (IRD) поступало в осадки Арктического бассейна в периоды оледенений, резко увеличиваясь во время разрушения щитов и дегляциации, когда ледовый покров океана был менее сплоченным, чем во время оледенений, но в то же время, края континентальных ледниковых щитов находились вблизи бровки шельфа, поставляя большое количество айсбергов в условиях подъема уровня моря [Spielhagen et al., 2004; Knies et al., 1999, 2001; Svendsen et al., 2004; Polyak et al., 2004]. Наиболее характерными индикаторными породами ледово-айсбергового разноса среди обломков в глубоководных осадках Арктики являются карбонатные породы (доломиты) из палеозойских отложений Канадского Арктического архипелага, характерные для Американо-Арктического сектора и свидетельствующие о разгрузке Лаврентийского ледникового щита, и различные кластические породы и кварц, характерные для его Евразийской части, поставлявшиеся из восточной части Баренцево-Карского ледника [Phillips, Grantz, 2001; Darby et al., 2006]. По последним данным, появление доломитов в колонках из Американо-Арктического бассейна датируется временем морской изотопной стадии МИС 16, а наиболее ярко выраженные бело-розовые и белые прослои приурочены к основанию изотопной стадии МИС 8, стадии МИС 5d и МИС 3 [Stein et al., 2010], или стадиям МИС 8/7, МИС 5e, МИС 5a, и концу стадии МИС 3 [Adler et al., 2009]. При этом в колонках из центральной части хребта Ломоносова эти обогащенные карбонатными обломками слои не зарегистрированы [Sellen et al., 2008]. Необходимо отметить, что появляется все больше свидетельств существования шельфовых ледников и максимальной активности гигантских айсбергов во время оледенения стадии МИС 6 и последующей дегляциации, оставивших следы своего присутствия не только в виде прослоев крупнообломочного материала, но и борозд выпаживания и других гляциогенных форм на подводных хребтах и возвышенностях [Polyak et al., 2001; Kristofferssen et al., 2004; Jakobsson et al., 2010].

Нами исследовано распределение количества и петрографического состава крупнозернистых обломков пород и минералов из фракции >500 мкм в осадках двух колонок с восточного склона подводного хребта Менделеева. Колонка AF07-31 получена в 2007 г. в ходе рейса н/с «Академик Федоров» с глубины 2280 м (78°37.82' с.ш. и 171°56.87' з.д.), а колонка КД12-03-10С в 2012 г. в ходе рейса н/с «Капитан Драницын» с глубины 2200 м (79°27.75' с.ш. и 171°55.08' з.д.). Длина колонок составила 355 см и 575 см, соответственно. Пробы на анализ крупнозернистого материала были отобраны, в основном, с интервалом 5–10 см, и только верхние 30 см разреза колонки КД12-03-10С исследованы непрерывно. Количество зерен выражено в экз. на 100 г сухого непромытого осадка. Для формализации множества разнообразных по петрографическому составу обломков горных пород, удобства обобщения полученных результатов и сопоставимости их с результатами других авторов и по другим акваториям Северного Ледовитого океана, все обломки были разделены на 12 групп: 1) кварц; 2) кластические породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3) известковые породы (известняки, мраморы, доломиты, доломитизированные известняки); 4) гранитоиды и гнейсы (сами граниты и прочие кислые и средние интрузивные породы, а также сильно метаморфизованные породы кислого состава); 5) габброиды (все интрузивные породы основного состава); 6) кристаллические сланцы (метаморфические породы, не содержащие калиевого полевого шпата, обычно с пониженным количеством кварца, метаморфизованные в средних и высоких степенях регионального метаморфизма); 7) слюдистые сланцы (слюдисто-кварцевые сланцы с плагиоклазом средних степеней метаморфизма, сюда же включались зеленые сланцы, особенно если в их составе появлялась роговая обманка); 8) филлиты (сланцы, метаморфизованные в условиях низших степеней регионального метаморфизма, не выше низов

зеленосланцевой фации); 9) кварциты (кварциты любых степеней метаморфизма); 10) вулканические породы (любые эффузивные породы, обычно, базальты, стекла и пр., сюда же относились долериты и диабазы); 11) полевые шпаты (калишпаты и плагиоклазы в виде отдельных зерен); 12) неопределимые обломки.

В обеих колонках выделено несколько пиков содержания IRD, – десять в колонке AF07-31, и шесть в колонке КД12-03-10С. Максимальное содержание IRD в обеих колонках достигает 5000–6000 зерен на 100 г осадка. В колонке AF07-31 – это пики 8 и 9 на глубинах 220–260 см и 290–330 см, между которыми содержание IRD крайне низкое. В колонке КД12-03-10С – это пики 3 и 5 на глубинах 110–185 см (с двумя максимумами на 110–120 см и 160–185 см) и 300–350 см. В колонке КД12-03-10С глубже 450 см IRD практически отсутствует, и осадок в целом представлен однородным коричневым алевропелитом, в то время как осадки, содержащие IRD, в обеих колонках приурочены к ледниково-межледниковой толще, представляющей собой чередование коричневых и серых слоев, в целом, соответствующих межледниковьям и оледенениям, соответственно. Наиболее четко эти прослой выделяются в верхних частях разрезов. Пики IRD приурочены, в основном, к переходным частям между коричневыми и серыми слоями, в то время как наиболее выраженные серые прослой практически не содержат материала ледового разноса.

Осадки колонки КД12-03-10С, в которой вскрыты однородные алевропелиты, подстилающие ледниково-межледниковые слои, очевидно древнее осадков, вскрытых колонкой AF07-31. Об этом же свидетельствуют и микропалеонтологические данные, так, например, в колонке AF07-31 не вскрыт переход к бентосной фауне агглютинированных фораминифер с *Succammina* sp., который приурочен к МИС 7-9 и древнее [Cronin et al., 2008; 2014], в ней отсутствует слои с комплексом планктонных фораминифер, в котором доминирует вид *Turborotalita egelida*, характерный для МИС 11 [Cronin et al., 2013, 2014]. В колонке КД12-03-10С соответствующие микропалеонтологические реперы обнаружены на глубинах около 200 см (появление агглютинированных фораминифер) и 240–310 см (МИС 11 с *T. egelida*).

По составу пород в обеих колонках преобладающими являются известняки, различные метаморфические породы и, в некоторых интервалах, кварц. Так, например, содержание кварца велико в составе обломков пиков 9 и 4 в колонке AF07-31 и в составе обломков верхней части пика 3 и интервала, предшествующего пику 1, в колонке КД12-03-10С. В последней колонке содержание кварца также велико в составе обломков самого древнего пика 6 на глубине 430–450 см, где много и кластических пород при незначительном участии известняков. Содержание известняков в составе этого пика невелико, но постепенно растет вверх по разрезу колонки КД12-03-10С, достигая уровня в 30–40% в слоях, предшествующих МИС 11. Выше по разрезу содержание известняков составляет 40–50% и выше, за исключением двух вышеупомянутых интервалов преобладания кварца. Таково же содержание известняков (40–50% и выше) по разрезу колонки AF07-31. Первое появление известняков в колонке КД12-03-10С в составе материала IRD пика 6, судя по вышеуказанным стратиграфическим реперам, скорее всего соответствует МИС 16 [Stein et al., 2010]. В дальнейшем этот материал преобладал в колонках с восточной части хребта Менделеева, что свидетельствует о преимущественном поступлении материала, поставлявшегося Лаврентийским ледниковым щитом и поступавшего в исследуемый регион с течением Бофорта.

Наиболее выраженные пики IRD (8 и 9) у основания колонки AF07-31 соотношены нами с началом и окончанием оледенения МИС 6. По размеру пика и по преобладанию кварца пик 9 колонки AF07-31, скорее всего, может быть сопоставлен с пиком 3 колонки КД12-03-10С, что для последней колонки подтверждается также распределением стратиграфически значимых видов бентосных фораминифер. Возможно, смена доминантных пород в составе IRD во время роста оледенения МИС 6 была связана с преобладающим влиянием системы течений Трансполярного дрейфа, сместившимся на восток и поставкой айсбергового материала Баренцево-Карского щита. Хотя не исключена и ранее высказанное предположение, что это был результат преимущественной поставки материала одним из языков Лаврентийского щита, который двигался не по массиву палеозойских известняков Канадской Арктики [Stein et al., 2010].

Помимо ледниково-климатической цикличности, не исключено заметное влияние мутьевых потоков и поступление определенного количества эдафогенного материала.

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497.

Литература:

- Adler R.E., Polyak L., Crawford K.A., Grotoli A.G., Ortiz J.D., Kaufman D.S., Channell J.E.T., Xuan C., Sellen E. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // *Glob. Planet. Change*. 2009. V. 68. P. 18–29.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F., O'Regan M., King J. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography*. 2008. V. 23, PAIS18, doi:10.1029/2007PA001484
- Cronin T.M., Polyak L., Reed D., Kandiano E.S., Marzen R.E., Council E.A. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 157–167.
- Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L., Caverly E.K., Poore R.Z., Brenner A., Rodriguez-Lazaro J., Marzen R.E. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // *Marine Micropal.* 2014. V. 111. P. 118–133.
- Darby D.A., Polyak L., Bauch H.A. Past glacial and interglacial conditions in the Arctic Ocean and marginal seas – A review // Wassman P. (Ed.) *Structure and function of contemporary food webs on Arctic shelves – A Pan-Arctic comparison*. Progress in Oceanography. 2006. V. 71. P. 129–144.
- Jakobsson M., Nilsson J., O'Regan M., Backman J., Lowemark L., Dowdeswell J.A., Mayer L., Polyak L., Colleoni F., Andersson L.J., Bjork G., Darby D., Eriksson B., Hanslik D., Hell B., Markussen C., Sellen E., Wallin A. An Arctic Ocean ice shelf during MIS6 constrained by new geophysical and geological data // *J. Quat. Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 3505–3517.
- Knies J., Vogt C., Stein R. Late Quaternary growth and decay of the Svalbard/Barents Sea ice-sheet and paleoceanographic evolution in the adjacent Arctic Ocean // *Geo-Mar. Lett.* 1999. V. 18. P. 195–202.
- Kneis J., Kleiber H.-P., Matthiessen J., Müller C., Nowaczyk N. Marine ice-rafted debris records constrain maximum extent of Saalian and Weichselian ice-sheets along the northern Eurasian margin // *Global and Planet. Change*. 2001. V. 31. P. 45–64.
- Kristoffersen Y., Coakley B., Jokat W., Edwards M., Brekke H., Gjengedal J. Seabed erosion on the Lomonosov Ridge, central Arctic Ocean: A tale of deep draft icebergs in the Eurasia Basin and the influence of Atlantic water inflow on iceberg motion? // *Paleoceanography*. 2004. V.19. PA3006, doi:10.1029/2003PA000985
- Phillips R.L., Grantz A. Regional variations in provenance and abundance of ice-rafted clasts in Arctic Ocean sediments: implications for the configuration of late Quaternary oceanic and atmospheric circulation in the Arctic // *Mar. Geol.* 2001. V. 172. P. 91–115.
- Polyak L., Edwards M.H., Coakley B.J., Jakobsson M. Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms // *Nature*. 2001. V. 410. P. 453–457.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2004. V. 203. P. 73–93.
- Sellen E., Jakobsson M., Backmann J. Sedimentary regimes in Arctic's Amerasian and Eurasian basins: clues to differences in sedimentation rates // *Glob. Planet. Change*. 2008. V. 61. P. 275–284.
- Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H., Nowaczyk N.R., Nørgaard-Pedersen N., Vogt C., Weiel D. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1455–1483.
- Stein R., Matthiessen J., Niessen F., Krylov A., Nam S-il, Bazhenova E. Towards a better (litho-) stratigraphy and reconstruction of Quaternary paleoenvironment in the Amerasian Basin (Arctic Ocean) // *Polarforschung*. 2010. V. 79. No 2. P. 97–121.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of eastern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229–1271.



## РАЗРЫВНЫЕ КЛИНОВИДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ): ФЕНОМЕНОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС В АЛЬТЕРНАТИВНОМ РАССМОТРЕНИИ

Никонов А.А.<sup>1</sup>, Шварев С.В.<sup>1</sup>, Русаков А.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, [nikonov@ifz.ru](mailto:nikonov@ifz.ru), [shvarev@ifz.ru](mailto:shvarev@ifz.ru);

<sup>2</sup> Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, [a.rusakov@spbu.ru](mailto:a.rusakov@spbu.ru)

На составленной К.К. Марковым в 1930 г. «Карте развития рельефа северо-западной части Ленинградской области» [Марков, 1931; 1955], охватившей пространство от Нарвского залива до Ладожского озера, среди других образований показаны конечные морены и «поперечные озы» (последние отлично от «продольных озв»). Наиболее крупным, единственным таким по размерам и сложности площадного рисунка образованием на всей охваченной картой площади является массив к югу от прибрежной полосы Финского залива между гг. Ломоносов и Петродворец. Его контур в плане представляет неправильный ромб размером 12x10 км, слабо вытянутый в СЗ направлении. В виде отдельных гряд особо выделяется вытянутые к СЗ-345° полосы по ЮЗ и СВ ограничениям, длиной 4 и 12 км, соответственно. Гряды достигают высот 60 м н.у.м. первая и 84 м н.у.м. вторая, а относительная высота 30 м первой и 40–44 м вторая. В тексте книги описание комплекса отсутствует. А на опубликованной значительно позднее «Геоморфологической карте-схеме окрестностей Ленинграда» О.М. Знаменской отсутствует и сам необычный комплекс. Между тем, именно он открывает возможность выяснения нескольких, принципиальных вопросов палеогеографии региона. Один из них, отраженный в заголовке, и служит предметом доклада.

В среде работающих на Русской равнине специалистов по четвертичной геологии, палеогеографии и близким направлениям практически безраздельно господствует убеждение в наличии прямой связи нарушений и деформаций в отложениях с климатическими факторами, в первую очередь, с криогенезом. Имеются в виду формы нарушенного залегания (по сравнению с законами последовательного седиментогенеза) геологических тел: гляциодислокации, ледниковые отторженцы, криогенные перемятия слоев и горизонтов, псевдоморфозы по ледяным жилам и другие мерзлотные нарушения. Клиновидные структуры – это, несомненно, прежде всего, структуры разрыва сплошности среды, большей частью вертикальные и субвертикальные. Для инвариантной идентификации запечатленных в разрезах нарушений, простого сходства совершенно недостаточно. Заключение о них (определения генезиса наблюдаемых форм как таковых) обычно делается по аналогии, на основе способа актуализма, а подчас по понятиям («так принято», «иначе быть не может» и т.п.) В основе актуалистического подхода лежит сравнение. Но, как известно, сравнение – не доказательство. Чтобы сравнение (аналогия) стало доказательством, оно, как минимум минимумом, не должно ограничиться констатацией чисто визуального, по сходной форме, подобности обнаруженных ископаемых образований с современными и/или ископаемыми, но в совершенно иных природных условиях. Как минимум, необходимо знать, какие процессы в геологической среде и на поверхности Земли могут приводить к сходным и подобным, вплоть до изоморфизма, результатам. Это правило сплошь и рядом не соблюдается при интерпретации разного рода нарушений и деформаций, в данном случае применительно к разрывным, клиновидным структурам, да и к пликативным, складкам и смятиям.

Ледяные жилы и ледяные клинья возникают в настоящее время и возникали в прошлом в арктических условиях, при наличии вечной мерзлоты. Клиновидные структуры возникают и, нет оснований сомневаться, возникали и в прошлом, в обычном бореальном, умеренном климате, где бывают сильные морозы и замерзание грунта сезонное или совсем кратковременное [Никонов, 2010]. Но клиновидные образования, опять-таки морфологически вполне подобные на первый взгляд, возникают и при землетрясениях, в том числе на плоских равнинных пространствах и при некоторых условиях не только сильных, но даже при вполне умеренных по силе землетрясениях, начиная с VI-VII баллов [Никонов, 1993; 2004].

Исследователи с географическим образованием и работающие в рамках климатической парадигмы, незнакомы с рядом фактов и установленных в последние десятилетия обобщений по структурной геологии, геодинамике и, тем более, по сейсмологии. К.К. Марков 85 лет назад

не случайно в своей книге выделил тезис «безусловные тектонические формы рельефа в нашем районе отсутствуют» [Марков, 1931, 1955, стр. 37]. Таково тогда было общее убеждение, но и десятилетия спустя царило представление о полном тектоническом покое и асейсмичности Русской плиты, да и Балтийского щита. Ныне знания и обобщения специалистов по геодинамике региона совершенно иные [Никонов, 2013; Никонов, Шварев, 2014]. Применительно к обсуждаемому вопросу выделим следующие позиции, без учета которых рассмотрение и трактовка клиновидных структур в регионе остается сугубо однобокой и невалидной.

1. Разрывные нарушения возникают в результате не только морозобойных процессов, но и как образования тектонические, порождая внешне сходные (аналогичные и внешне подобные) формы и структуры. 2. В области последнего оледенения, и внутренней и периферийной, в немалом числе случаев зафиксированы сеймотектонические нарушения и разрывы, заведомо порожденные сильными землетрясениями, определяемыми по комплексу независимых признаков (помимо обсуждаемых). 3. Пояс максимальных деформаций земной поверхности и коры (фактор гляциоизостазии) мигрировал перед и вслед за краем ледникового покрова, поэтому и пояс максимальных сейсмонарушений мог смещаться сопряжено во времени и пространстве. Этот тезис резонно распространять и на ранние ледниковые щиты (эпохи). 4. Для всей Фенноскандии и ее периферии ныне доказано, что число и сила сейсмических событий прошлого значимо уменьшались от времени дегляциации к середине и концу голоцена, но не сошли на нет. Резонно (с осторожностью) это правило распространить и на соответствующий этап дегляциации Русской равнины, т.е. признать там возможность прошлых сейсмических воздействий (а не только вечной мерзлоты и гляциодислокаций).

В свете этих научных положений и конкретных фактов в обозначенном регионе альтернативное рассмотрение генезиса клиновидных структур стало императивом. Именно этим путем свыше десятилетия идут авторы с охватом мировой и по региону литературы по геодинамике, структурной геологии, сейсмогеологии и палеосейсмологии и с учетом соответствующего опыта многих десятилетий первого соавтора.

Среди специфических, присущих процессу сейсмогенного трещинообразования явлений и признаков по мировому опыту наблюдений последствий сильных землетрясений выделяются следующие. 1. Вертикально-боковой вектор смещений поверхности и приповерхностных отложений при ударе землетрясения, в том числе с выбросом, перебросом и иногда даже с переворотами в воздухе фрагментов грунта, обломков, предметов, тел и отбросом их вбок на 0.5–5 м. 2. Наибольшие по размерам и величине перемещения тел из такого рода смещений возникают при сотрясениях от VIII-IX до XI баллов, причем они сосредотачиваются вблизи сейсмогенных разломов, в том числе вскрывшихся, на расстояниях до нескольких км от них. 3. В ходе землетрясений нередко отмечалось не только раскрытие трещин и щелей в грунтах, но и их закрытие (схлопывание, иногда с погребением в глубине попавших в них тел), не говоря о случаях закрытия возникавших полостей спустя часы или дни. В общем случае это соответствует известному сейсмологам явлению сжатия и растяжения (и наоборот) среды при прохождении продольной волны. 4. Вследствие землетрясения растрескивание с образованием клиновидной полости в немалом числе случаев сопровождается воздыманием одного из бортов на десятки см и более, случается, что клиновидная структура возникает на месте существовавшего или одновременно возникающего (по одновременно возникающему) вертикального разрыва со смещением крыльев последнего. 5. При возникновении крупных трещин-щелей известны случаи протяжения противоположных бортов разной в продольном и поперечном сечениях формы. Один борт может быть ровным и вертикальным (как «ножом срезанным»), а другой узорчатым, бахромой с отрывами в плане и неровно-ступенчатым в поперечном разрезе. С этого борта рыхлый материал сыпается, сталкивается в полость при землетрясении (его афтершоках). 6. При сильных землетрясениях (в их эпицентральных областях), случается, возникают рвы с проседанием осевых частей. Известны случаи одновременного возникновения просадок разной в плане формы до округлой (без сейсмических воздействий). 7. На низменных поверхностях возникающие при землетрясениях рвы, оставаясь открытыми, могут заполняться (частично) какое-то время водой и водно-глинистой суспензией с осаждением в дальнейшем минерального субстрата на в (суб)горизонтальной позиции. 8. Большинство возникающих трещин-разрывов в рыхлых отложениях у поверхности при

сильных землетрясениях обычно располагается эшелонировано в плане, будучи направлены закономерно по отношению к местным разломам.

В докладе внимание сконцентрировано на опорном участке развития серии клиновидных структур у пос. Низино на южном побережье Финского залива [Никонов и др., 2005; Никонов, Русаков, 2010; Русаков, Никонов, 2010]. Участок между городами Петергоф на севере и Ропша на юге выделяется не только по геоморфологическим особенностям, но и по геолого-структурным признакам [Янишевский, 1922]. Здесь обнаружены прямые и косвенные свидетельства древних и молодых разрывов и пликативных деформаций с общей северо-западной ориентировкой. Они распределены и ориентированы так, что намечают систему кулисных нарушений в палеозойских породах и в залегающем на них маломощном моренном покрове. Это открывает возможность связывать и позднеледниковые клиновидные структуры на участке Низино с молодыми тектоническими (сейсмотектоническими) нарушениями, тем более, что ни один из обычных признаков в системе характерных для областей вечной мерзлоты нигде в регионе не обнаружен (полигонально-ячеистый рельеф, бугры пучения, криогенные смятия, солифлюкционно-грядовые образования, термокарстовые воронки и др.).

В результате работ 2002–2004 гг., а затем 2014 года была задокументирована серия (пучок из 15 единиц) однонаправленных глубиной свыше 3 м и шириной 0.7–1.0 до 2.5 м в верхней части клиновидных структур, сходные по внутреннему строению. Клинья развиты в песчано-гравийных отложениях, перекрывающих ленточные глины Балтийского ледникового озера [Никонов и др., 2005; Никонов, Русаков, 2010]. Обнаружены следующие общие черты клиновидных структур. 1. Простираие всех клиньев (включая крупные, глубиной свыше 3 м и мелкие) колеблется в пределах 310–320°. 2. Клинья во всех изученных случаях асимметричны, что проявляется либо: в наклоне (с падением плоскости клиньев на северо-восток), либо в преимущественном одностороннем заваливании слоев песчано-гравийной вмещающей толщи в полость клина с северного борта с парагенетическим развитием разрывных нарушений на том же борту. 3. Во всех случаях с обнаруженными разрывами они представляют собой микровзбросы (с амплитудой в первые см) на фоне западения вниз внутрь клина слоев на десятки см или сброса (единичного) с такой же амплитудой, что свидетельствует о последовательности растяжение – раскрытие клина – заполнение с бортов с заваливанием или просадкой (единично по сбросу) – сжатие – закрытие клина с микровзбросами. 4. Заполнение клиньев одномоментное для каждого клина и одновременное для основных крупных клиньев: нет следов многократного раскрытия – частичного заполнения. 5. Осевая часть всех клиньев заполнена единообразно супесчано-суглинистой гомогенной массой, проникшей в раскрытый клин на глубину от 0.8 до 1.8 м, а в клиньях с захороненными внутри фрагментами древнего почвенного профиля и до глубины 2.5–3 м. 6. Проникновение супесчано-суглинистого материала в осевую часть клина местами произошло в состоянии разжижения, о чем свидетельствует затечно-каплевидная форма заполнения. 7. Верхняя часть (супесчано-суглинистая) всех крупных клиньев срезана и несогласно перекрыта песчано-гравийным или галечным слоем мощностью около 0.2–0.6 м.

Уникальными являются находки фрагментов, раннеголоценовых погребенных почв в теле нескольких клиновидных структур. Формирование погребенных почв происходило на озерно-ледниковых суглинистых отложениях, т.е. на совершенно другой литогенной основе по сравнению с вмещающей и перекрывающей педореликты слоистой гравелисто-песчаной толще. Этим определяется чужеродность погребенной почвы вмещающим отложениям и моментальность попадания почвенных реликтов в них. Все исследованные палеопочвы с профилем Agb–Gb классифицированы как дерново-глеевые, что резко контрастирует с автоморфными альфегумусовыми почвами на современной поверхности.

Принципиальным является то, что профили погребенных почв находятся в перевернутом состоянии, с инверсией горизонтов; при этом профили в теле клиновидных структур (на макро- и мезоуровне) сохранились без видимых механических разрушений и разрывов (в том числе многочисленные растительные макроостатки и детрит), наблюдается лишь заметное сжатие с боков трещин. Фиксированная внутри двух крупных клиньев необычная позиция цельных (до 1.5 м в длину) фрагментов погребенных почв в одинаково обращенном (палеоглеевым горизонтом вверх) положении не поддается иному истолкованию кроме как за счет переброса (вверх и вбок) на несколько метров с площадки СВ борта в раскрывшуюся щель, в которой

сразу же после этого и оказалась с тех пор зажатой. Неизвестно, чтобы подобные наблюдались или фиксировались в захороненном состоянии при морозобойных явлениях, но именно такие проявления многократно отмечались в разных странах при землетрясениях интенсивностью  $\geq$  VIII-IX [Никонов, 1993].

Согласно полученным датировкам по  $^{14}\text{C}$  образование захороненных внутри клиньев в перевернутом состоянии фрагментов палеопочв происходило в течение аллерада (возможно, и ранее) и позднего дриаса, а захоронение – в позднем дриасе и пребореале. Древняя почва в первичном залегании на террасе не сохранилась, будучи смыта последующим бассейном. Синхронная, судя по радиоуглеродным датировкам и спорово-пыльцевым спектрам, в нормальном залегании *in situ* почва, переходящая в торфяник, обнаружена только в 16 км восточнее на более низком гипсометрическом уровне (известный Гореловский торфяник), но клиновидных структур, ни здесь, ни вообще на южном побережье Финского залива больше не выявлено [Никонов, Русаков, 2010].

Альтернативное рассмотрение выявленных особенностей клиновидных структур на участке и реконструируемая на этом основании последовательность событий, точнее непосредственно одна за другой следовавших фаз возникновения полостей, их заполнения и захоронения внедренных в них отложений при попытке объяснения в рамках схемы развития псевдоморфоз по ледяным жилам встречает трудности и непреодолимые противоречия. Как видно из перечисленных особенностей, достаточно единообразных, они не совпадают с теми наблюдениями и реконструкциями, которые обычно предстают в трудах палеогеографов и мерзлотоведов, но вполне соотносятся с признаками сейсмического возникновения (см. выше).

К.К. Марков отнесся бы новым материалам и разработкам с вниманием.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-04-00894а).

#### Литература:

- Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области / Тр. ГГРУ ВСНХ СССР. Вып. 117. М.-Л. 1931. То же: Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз. 1955. С. 28–156.
- Никонов А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. 2010. № 3. С. 79–96.
- Никонов А.А. Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // ДАН. Сер. Геофизика. 2013. Т. 450. № 4. С. 465–469.
- Никонов А.А. Сейсмогенные разрывы и смещения на Фенноскандинавском щите (обзор документированных наблюдений XX в.) // Техногенная сейсмичность при горных работах: модели очагов, прогноз, профилактика: Тезисы докл. Междунар. совещ. Апатиты–Кировск, 14-16 апр. 2004 г. CD-ROM. С. 41–42.
- Никонов А.А. Явления выброса грунтов и предметов при сильных землетрясениях // Вопр. инж. сейсмологии. М.: Наука, 1993. Вып. 34. С. 115–123.
- Никонов А.А., Русаков А.В. Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 1. С. 1–12.
- Никонов А.А., Русаков А.В., Коркка М.А., Спиридонова Е.А. Находка реликтовой раннеголоценовой почвы на южном побережье Финского залива и ее палеогеографическое значение // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 106–111.
- Никонов А.А., Шварев С.В. Активные разломы и сейсмолинеаменты Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. Материалы XIX научно-практической конференции 07–10 октября 2014 г. Москва. Воронеж: «Научная книга», 2014. С. 275–279.
- Русаков А.В., Никонов А.А. Характеристика реликтовых позднеплейстоценовой и раннеголоценовой почв в клиновидных структурах на южном побережье Финского залива // Почвоведение. 2010. № 7. С. 1–13.
- Янишевский М.Э. Окрестности Петергофа // Путеводитель экскурсий Первого Всероссийского геологического съезда. Петроград, 1922. С. 9–15.

**ДЕГЛЯЦИАЦИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОМ ФЛАНГЕ ПОСЛЕДНЕГО  
ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА:  
В ТРУДАХ К.К. МАРКОВА И 85 ЛЕТ СПУСТЯ**

**Никонов А.А.**

*Институт физики Земли РАН, Москва, nikonov@ifz.ru*

К.К. Марков, как известно, уделял процессу дегляциации на Северо-Западе большое внимание [Марков, 1931; 1955]. Хронология событий в позднеледниковый период (готигляциал, финигляциал, по Г. Де Гееру 13–10 тыс. л.н. и 10–8 тыс. л.н., соответственно) в пределах Ленинградской области была построена К.К. Марковым в сопряжении с разработками шведских и финских исследователей с опорой на выделение климатических фаз (по результатам СПА) и варвометрических коннексий со скандинавской шкалой (по ленточным глинам). Но конечно-моренных поясов, стадий, остановок (лужская, невская) он не выделял. При том уровне знаний, который существовал 85 лет назад, этого сделать было невозможно. Им тогда были собраны две группы фактов. Во-первых, это подсчет по ленточным глинам сроков центростремительного отступления края ледникового тела, т.е. установление его позиции на местности по варво-годам (в районе Невской губы и Лужской губы). Второе – это отражение на карте масштаба  $\approx 1:300$  тыс. форм рельефа и образований, *принимавшихся* за краевые. Принимаемые ныне (с разногласиями в рисовке) стадии отступления (стояния) ледникового края в виде поясов выделялись позднее.

К.К. Марков же фактически наметил, с перерывами в пространстве (где не было коннексий или они не получились), положение края льда в относительных годах. Причем на его карте эти позиции или не обеспечивались, или не согласовывались с выделенными краевыми образованиями. И сами эти краевые образования, к которым, помимо конечных морен, были отнесены и «поперечные озы», лишь в нескольких, разрозненных и небольших участках фиксированные, только в редких небольших местах могли фиксировать временные задержки (остановки) процесса отступления ледникового края. На остальных, огромных, пространствах формы были малых размеров, также разрознены, а при скоплениях не образовывали линейных поясов, которые можно было бы принимать за краевые. Наконец, как отражено в специальном разделе книги «Конечные морены» [Марков, 1931], в ряде мест, в том числе опорных (Кургаловский п-ов, между дер. Керново и Перново, у пос. Лебяжье, между Ораниенбаумом и Бол. Ижорой) многие гряды оказывались «с огромным содержанием валунов» или «почти сплошные валуны». Ясно, что такие гряды не могут считаться собственно конечно-моренными, тем более напорными, это образования флювиогляциальные, возможно, с обработкой позднеледниковыми бассейнами и вовсе необязательно в местах региональной (при)остановки сокращающегося ледникового покрова.

В публикации 1955 года К.К. Марков подтвердил вывод свой 30-х годов о начале дегляциации в средней по широте части Ленинградской области 12 тыс. л.н. во время 1-го БЛО в условиях арктического климата.

Через 20 лет в сводке материалов по Северо-Западу известным исследователем Л.Р. Серебряным [1974], уже с учетом ранних радиоуглеродных датировок и в связи со стадиями отступления края ледникового покрова, устанавливаются следующие рубежи. Лужская стадия – в интервале 13300–12650 лет назад с максимумом  $\sim 13000$  л.н.  $^{14}\text{C}$ , невская стадия, примерно 12–12.2 тыс. л.н., коррелируемая со стадией пандивере в Эстонии, и более молодая стадия паливере у самого побережья Эстонии – немногим менее 11 тыс. л.н.  $^{14}\text{C}$  (вторая половина хронозоны аллеред). Стадия Сальпаусселька традиционно соотносилась с хронозоной DR3 (рубеж готи- и финигляциала, 10.3 тыс. л.н.  $^{14}\text{C}$ ).

В дальнейшем последовали неожиданности, одна за другой. Факты публиковались и в Финляндии, и в России, но большей частью не собирались вместе, нередко авторов ставили в тупик и/или им находили частные объяснения одни специалисты, оставляли без специального анализа другие. Совместного рассмотрения и обобщения «неудобных» фактов по региону до сих пор не появлялось.

Натиск на прежнюю стройную схему происходил «волнами» с разных сторон. 1. Обнаружение с помощью СПА отложений, соответствующих хронозонам аллеред и молодой

дриас за SS, т.е. внутри этого «конечно-моренного пояса [Mölder et al., 1957]. 2. Обнаружение через 30 лет в донных отложениях озер внутри гряд SS I-III осадков с датами  $\geq 11.5$ –2 тыс. л.  $^{14}\text{C}$ . 3. Увеличение числа радиометрических датировок, превышающих 11 тыс. л.н. и до 15.5 тыс. л.н. вне пределов пояса SS [1980–2010 гг.]. 4. Определение возраста экспонирования краевого образования SS I с помощью изотопа  $^{10}\text{B}$ . был получен возраст  $11.93 \pm 0.95$  тыс. л.н. без учета возможного эрозионного воздействия и  $12.25 \pm 0.98$  с учетом такового [Tchudi, 2000], а позднее там же, но по другим объектам  $12.5 \pm 0.7$ . 5. Наконец, пришлось переводить радиоуглеродную хронологию в календарную шкалу с удревнением дат готигляциала в 1–1.5 тыс. лет, а по новым датам и до 3-х тыс. лет. Все эти новые определения и разработки неизбежно заставляли ставить вопрос об удревнении процесса дегляциации в регионе. Первый доклад по материалам с южного побережья Финского залива автора в 90-е гг. прошлого века в Институте геологии Таллинского Технического института не нашел признания, второй в 2001 г на Международном симпозиуме в пос. Знаменка Ленинградской области также не обратил внимания аудитории к проблеме. Исследования, между тем продолжались, и сведения расширялись и подкреплялись.

В настоящее время список  $^{14}\text{C}$  датировок с калиброванными значениями свыше 12 тыс. л.н. включает несколько десятков определений для области, охватывающей районы Финского залива в его эстонской, финской и российской его частях, Приневскую низменность и Карельский перешеек. Определения делались в разное время, в лабораториях разных стран и по разному органическому материалу – мелким растительным остаткам зеленых мхов, детриту, древесине, торфу, костным остаткам. Основные опробованные разрезы располагались в области развития кристаллических пород докембрия, малая часть – среди ордовикских известняков под четвертичным покровом. По этому признаку даты не различались, что не подкрепляет предположение эстонских авторов о вероятном загрязнении датированных там образцов гипнового мха из озерной гажи древним углеродом. Нет видимых различий и между датировками образцов из отложений субаэральных и бассейновых, согласовывались и последовательно распределялись даты, полученные по разному материалу в одном и том же разрезе. Показательными примерами могут быть следующие датировки (в тыс. л.н. кал):  $11.9 \pm 0.3$  [Hela-597] по рогу оленя из пункта Кунда на сев. берегу Эстонии;  $16.1 \pm 0.4$  [ГИН-163] по древесине в низовьях р. Нарва и  $14.1 \pm 0.5$  [Mo-201] по древесине сосны на р. Дудергофка у пос. Горелово, оба на российском южном побережье Финского залива;  $12.7$ – $13.4$  [ЛУ-2720, 2722, 2845] три последовательных образца торфа на морене и песках в карьере Келколово на юге Приневской низменности;  $15.7 \pm 0.3$  [ЛУ-3525] древесина у уреза р. Бурная и там же выше по разрезу  $13.4 \pm 0.3$  [ЛУ-5091] кость северного оленя, центральная часть Карельского перешейка у западного побережья Ладожского озера;  $12$ – $12.98$  [ЛУ-3871, 3873, 3875] три последовательных образца гиттии в нижней части донных осадков оз. Вишневское на севере Карельского перешейка.

Все это позволяет к большинству определений в интервале 12–15 тыс. л.н.  $^{14}\text{C}$  относиться с доверием и видеть в них отражение реального процесса отступления края ледникового покрова. Это подкрепляется датированием минеральных отложений на Карельском перешейке методом OSL (две серии в разрезах р. Бурная и Гаврилово) [Nikonov, Shlukov, 2001; Поспелова и др., 2003] и обнаружением в донных отложениях ряда озер на севере Карельского перешейка прослоев пепла от вулканического извержения в Исландии 12 тыс. л.н. [Субетто, 2009].

Специалисты по рассматриваемому региону в России и, тем более, за рубежом большей частью с появлявшимися материалами или не знакомы, или не пытались их осмыслить и обобщить. Затем, уже в начале текущего века в отдельных публикациях и в сводке [Субетто, 2009], в основном по климато-стратиграфическим материалам, в соотношении с датировками в иных районах, некоторые стали склоняться (независимо, без учета наших и части зарубежных публикаций) к признанию ранней дегляциации региона Финского залива и Ладожского озера с оценками 12–10.8 т.л.н.  $^{14}\text{C}$ , 14–12.5 тыс.л.н. кал. На определении возраста стадий отступления края льда и протяжения краевых поясов в регионе это пока никак не отразилось, геоморфологи к этому вопросу в последние десятилетия не обращались. Известно, что рисовка краевых зон стадий лужской и невской разными исследователями осуществлялась в районе по-разному. Это и неудивительно, поскольку отчетливых конечно-моренных поясов в регионе, в отличие от соседних территорий Эстонии и Финляндии, не выделяется, а имеющиеся фрагменты так и не

датированы независимыми методами. Накопленный к настоящему времени материал, опубликованный, и в большей мере собранный авторами за последние 20 лет, по хроностратиграфии отложений, в соотношении с геоморфологией, причем не только на суше, но теперь и на дне бассейнов, позволяет представить новую версию на более полной и надежной основе.

Дегляциация рассматриваемой области началась не позже 16–15 тыс. л.н. кал. и прогрессировала очень быстро, особенно в периоды потеплений бёллинг и аллеред. По-видимому, одновременно освобождавшаяся поверхность покрывалась талыми водами приледниковых бассейнов, что не могло не способствовать дегляциации, ускоряя ее. Балтийское ледниковое озеро, 14.2–11.3 тыс. л.н. кал. нельзя считать самым ранним бассейном не только к югу от контуров современного Финского залива, но и к северу, даже за пределы дугообразной гряды SS I. Морфологически выраженной краевой зоны сокращающегося ледникового покрова («невская стадия») в пределах района обнаружить не удалось. Краевые образования стадии паливере на территории соседней Эстонии к востоку не имеют продолжения, их продолжение, почти несомненно, изгибается к северу вдоль западного крутого и высокого склона Кургаловского п-ова, идет к о-вам Б. и М. Тютерс и выходит к восточному берегу Выборгского залива. Еще в конце XIX в шведский исследователь Берглунд, изучая свежие разрезы вдоль железнодорожной линии на г. Выборг на Карельском перешейке, установил в северной его части наличие двух горизонтов морен, разделенных флювиогляциальными отложениями. Однако, эта публикация на шведском языке оставалась невостребованной в течение столетия. Нашими исследованиями последних десятилетий в целом ряде пунктов севера и востока Карельского перешейка (вдоль побережья Ладожского озера вплоть до пассивного сгуживания материала у известных возвышенностей Борисова грива) указанный факт подтвержден, и установлено, что речь идет о вполне выразительном, стадийном надвигании края льда, двумя языками обтекавшего возвышенность Карельского перешейка, с образованием местами напорных морен и гляциодислокаций. Именно и только морену этой стадии можно считать «третьей», но только в дальних окрестностях Петербурга. Так теперь решается известная непримиримая дискуссия между мэтрами четвертичной геологии региона С. А. Яковлевым и К.К. Марковым, последний из которых под Ленинградом (Санкт-Петербургом) признавал только две морены, считая верхнюю основной мореной поздневалдайского ледникового покрова. Несомненно, выделяемое теперь самое позднее на российской территории надвигание края льда на севере Карельского перешейка имело место после предшествующей дегляциации района вглубь Южной Финляндии, но до нового надвигания и остановки края льда у гряды SS I, т.е. до  $12.5 \pm 0.5$  тыс. л.н. кал.

#### Литература:

- Марков К.К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской обл / Тр. ГГРУ ВСНХ СССР. Вып. 117. М.-Л. 1931. То же: Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз. 1955. С. 28–156.
- Поспелова Г.А., Никонов А.А., Семенов В.В., Шлюков А.И. Палеомагнитные вековые вариации и их возраст в послеледниковых отложениях опорного разреза Бурная (Карельский перешеек) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент. Матер. семинара. Борок, 11–14 октября 2003 г. М.: ГЕОС. 2003. С. 73–76.
- Серебрянный Л.Р. Поздне-послеледниковье // Геохронология СССР. Т. III. Л.: Недра, 1974. С. 75–84.
- Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд-во РПГУ, 2009. 344 с.
- Mölder K., Valovirta V., Virkkala K. Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinland // Bull. Comm. geol. Finlande. 1957. № 178. S. 1–49.
- Nikonov A.A., Shlukov A.I. Deglaciation of the Karelian Isthmus: age correction // Intern. Workshop. St.-Petersburg, 2001. Abstr. volume. 2001. P. 34-35.
- Tchudi S. Surface exposure dating: A geologist's view with examples from both hemispheres. Bern, 2000. 125 p.

## ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ БЕЛОГО МОРЯ: НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОСАДКОВ И ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ

Новичкова Е.А.<sup>1</sup>, Полякова Е.И.<sup>2</sup>, Лисицын А.П.<sup>1</sup>, Баух Х.А.<sup>3</sup>, Рыбалко А.Е.<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, [enovichkova@mail.ru](mailto:enovichkova@mail.ru);

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, географический факультет;

<sup>3</sup> ГЕОМАР, Киль, Германия;

<sup>4</sup> ФГУНПП «Севморгео», Санкт-Петербург

Исследованы новые материалы, полученные по результатам микропалеонтологических и прямых геохронологических исследований донных осадков Белого моря. Основой стратиграфии стали первые радиоуглеродные ( $AMS^{14}C$ ) датировки осадков моря и результаты палиностратиграфических исследований. Для решения задач палеоокеанологических реконструкций выполнено исследование диатомей и водных палиноморф, включающих цисты динофлагеллат, зеленые водоросли и остатки других водных микроорганизмов.

Колонки донных осадков, использованные в данных исследованиях, отобраны в 71 и 80-м рейсах НИС «Профессор Штокман» ИО РАН в 2005, 2006 годах во внешней части Двинского (ст. 6050 и 7163) и Онежского заливов (ст. 6062). По раковинам двустворчатых моллюсков и брахиоподам в Лаборатории им. К. Лейбница (Киль, Германия) получены 7 радиоуглеродных датировок с использованием ускорительной масс-спектрометрии [Полякова и др., 2014].

Онежский залив. Исследованная колонка 6062 взята в районе Соловецких островов. По литологическому составу и содержанию микрофоссилий толща имеет четкое двучленное строение. Нижняя часть представлена оливковыми и серыми глинами с крайне низкими концентрациями микрофоссилий. Вышележащая толща осадков представлена серыми алевропелитами и оливково-серыми песчано-глинистыми алевритами. В этих осадках резко возрастает таксономическое разнообразие морских диатомей. Суммарные концентрации цист динофлагеллат увеличиваются в несколько сотен раз, в их составе доминирует (до 99%) бореальный автотрофный вид *Operculodinium centrocarpum*, типичный для ассоциаций диноцист из поверхностных осадков Белого моря [Новичкова, Полякова, 2013, Polyakova et al., 2003] и являющийся индикатором поступления атлантических вод в арктические моря.

Самые благоприятные гидробиологические условия в исследованном районе сложились в бореальный период, что выразилось в максимально высоких концентрациях морских диатомей (до 12.7 млн створок/г осадка) и диноцист (до 423.2 тыс. ед./г). В датированных осадках, соответствующих атлантическому периоду, доля видов атлантического происхождения в диатомовых ассоциациях остается значительной (до 25%), а диноцист возрастает в 1.5 раза.

Согласно палинологическим данным, осадки верхней части разреза (5–55 см) формировались в суббореальном и субатлантическом периодах голоцена. По составу ассоциаций диатомей и диноцист, условия осадконакопления в этот период были близки современным во внешней части Онежского залива [Новичкова, Полякова, 2013].

Двинский залив. Колонкой 6050 в нижней части вскрыты оливково-серые глины, возраст которых составляет 9.1–10.2 тыс. кал. л.н., что соответствует концу пребореального – бореальному периодам голоцена. В составе диатомей доминируют морские планктонные арктобореальные и биполярные виды и ледово-морские диатомеи, а среди цист динофлагеллат преобладают автотрофные виды. Залегающая над глинами толща представлена преимущественно алевропелитами и глинистыми алевритами. Атлантическому периоду (5.8–9.0 тыс. кал. л.н.) соответствуют осадки, обогащенные стяжениями гидротроилита (165–280 см), для которых характерны наиболее высокие концентрации диатомей (до 22.4 млн створок/г), в основном морских планктонных видов. В осадках суббореального периода (5.8–2.6 тыс. кал. л.н.) концентрации диатомей не превышают 12.8 млн створок/г. Несмотря на то, что доля относительно «тепловодных» видов диатомей и диноцист в ассоциациях микроводорослей остается высокой, в их составе возрастает содержание ледово-морских диатомей (до 10.2%) и холодноводных гетеротрофных видов диноцист, что свидетельствует о снижении температур поверхностных вод. Последние 2.5 тыс. кал. лет (субатлантический период) характеризовались последовательным увеличением концентраций диатомей в осадках (до 17.7 млн створок/г). В составе диноцист доминируют относительно «тепловодные» виды, а



в ассоциациях диатомей их суммарное содержание достигает 29.2%, что соответствует, в целом, составу ассоциаций микроводорослей из поверхностных осадков внешней части Двинского залива [Новичкова, Полякова, 2013].

На основе полученных результатов нами выделены следующие основные палеособытия в послеледниковой истории Белого моря. В период 13–11.5 тыс. кал. л.н. (поздний дриас) в районе Анзерского плеса Онежского залива существовал опресненный, холодноводный морской бассейн, осадконакопление в котором происходило в непосредственной близости от края ледникового щита, что частично подтверждает предшествующие палеорекострукции, полученные в 1960–70-х годах [Невесский и др., 1977, Говберг, 1970, Мануйлов и др., 1988]. Трансформированные баренцевоморские воды в это время уже поступали во внешнюю часть залива. Пребореальный период (11.5–10 тыс. кал. л.н.) характеризовался быстрой сменой гидрологических и седиментационных обстановок в Онежском заливе, а кардинальная перестройка условий, выразившаяся в повышении солености и продуктивности вод, произошла около 10.5 тыс. кал. л.н., что подтверждается данными по малакофауне [Говберг, 1970].

В бореальный период (9–10 тыс. кал. л.н.) поступление атлантических вод в Белое море резко возрастает, что, вероятно, обусловило усиление гидродинамической активности вод. Как в Онежском, так и Двинском заливах концентрации морских микроводорослей в это время достигают наибольших значений, в составе ассоциаций появляются многочисленные разнообразные виды-индикаторы атлантических вод в арктических морях. Максимум значений АН-критерия и доли морских планктонных видов в составе ассоциаций диатомей указывают на благоприятные условия для биологической продуктивности поверхностных вод в заливах.

В атлантический период (5.8–9 тыс. кал. л.н.) в условиях климатического оптимума голоцена и повышении летних температур воздуха [Субетто, 2010] в ассоциациях микроводорослей из исследованных заливов доминируют цисты относительно «тепловодных» видов динофлагеллат, численность планктонных диатомей атлантического происхождения также остается высокой, что, вероятно, было обусловлено как интенсивной адвекцией трансформированных атлантических вод в Белое море, так и увеличением продолжительности вегетационного периода и температур поверхностных вод в заливах. В интервале 5.8–2.6 тыс. кал. л.н. (суббореальный период) фиксируется похолодание климата и снижение притока баренцевоморских вод. На протяжении последних 2.5 тыс. кал. лет гидрологический режим в заливах стал близким современному [Полякова и др., 2014].

Таким образом, полученные данные по распределению ассоциаций диатомей, водных и наземных палиноморф в датированных (по AMS 14C) колонках из внешней части Онежского и Двинского заливов позволили осуществить стратиграфическое расчленение осадков и реконструкции палеообстановок в заливах за последние 13–11 тыс. кал. лет, а также уточнить возраст стратиграфических подразделений и основных палеоокеанологических событий.

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН 44П “Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны РФ” и гранта Президента РФ МК-6982.2015.5.

#### Литература:

- Говберг Л.И. Распределение моллюсков в толще голоценовых осадков Белого моря // *Океанология*. 1970. Т. 10. Вып. 5. С. 837–848.
- Мануйлов С.Ф., Рыбалко А.Е., Спиридонов М.А. и др., Стратотип позднеплейстоценовых и голоценовых отложений Соловецкого шельфа Белого моря // *Вестник ЛГУ*. 1988. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 116–135.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
- Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Ассоциации микроводорослей в донных осадках областей маргинальных фильтров заливов Белого моря // *ДАН*. 2013. Т. 449. № 4. С. 474–479.
- Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // *ДАН*. 2014. Т. 454. № 5. С. 467–472.
- Субетто Д.А. Палеолимнологические реконструкции в бассейне Белого моря // *Система Белого моря*. М.: Научный мир, 2010. Т. 1. С. 247–266.
- Polyakova E.I., Dzhinoridze R.N., Novichkova T.S., Golovnina (Novichkova) E. Diatoms and palynomorphs in the White Sea Sediments as Indicators of Ice and Hydrological Conditions // *Oceanology*. 2003. V. 43. Suppl. P. 144–158.

## ПРИМЕНЕНИЕ ФИТОИНДИКАЦИОННОГО МЕТОДА ПРИ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ

Ощепков Г.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
kelimbern@mail.ru*

Работы по палеогеографии Северного Прикаспия многочисленны – как в контексте стратиграфии, так и в целях реконструкции ландшафтов, формировавшихся в результате трансгрессивно-регрессивных фаз в плейстоценовой истории этого крупнейшего бессточного водоема. Прикаспийская низменность является важным стратегическим районом добычи полезных ископаемых, особенно нефти и газа, поэтому регион продолжает изучаться в настоящее время не только в контексте фундаментальной науки, что позволяет обогащать банк данных все новыми материалами бурения новейших отложений.

В настоящее время для палеогеографов, исследующих район Северного Прикаспия, остается множество вопросов, на которые пока еще не существует однозначных ответов. Это и происхождение бэровских бугров, и локальные несогласия в положении горизонтов морских и субаэральных отложений, и детали палеогеографии трансгрессий и регрессий Каспийского моря, затрагивавших долинный комплекс Волги, и корреляция событий Каспийского моря с материковым плейстоценовым оледенением Восточно-Европейской равнины. В лаборатории новейших отложений проводятся работы, призванные внести уточнения в количество и длительность трансгрессивных и регрессивных фаз [Свиточ, Янина, 1998, 2005]. Последние годы активно изучается раннехвалынская трансгрессия, оставившая после себя морские глинистые отложения, заполняющие дохвалынские понижения рельефа, — так называемые «шоколадные» глины. Происхождение горизонта «шоколадных» глин остается одной из фундаментальных проблем палеогеографии плейстоцена Каспийского бассейна: формирование мощного глинистого осадка с угнетенной фауной происходило, с геологической точки зрения, очень быстро, мощности горизонта меняются от нескольких десятков сантиметров до первых десятков метров, а местами — горизонт выклинивается из разреза полностью. В изучении палеогеографической специфики раннехвалынских отложений последние десятилетия главная роль отводилась биоиндикации по малакофауне и палинологическому анализу, а локализация на местности и установление мощностей «шоколадных» глин могли быть получены только при помощи бурения или наблюдений выходов глин в естественных разрезах бэровских бугров или на обрывах уступа хвалынской террасы.

Хвалынский рельеф повсеместно перекрыт более поздними осадками, с выходами в естественных обнажениях (уступы морских террас или борта оврагов), из-за чего представления исследователей о распространении, мощности и глубине залегания горизонта «шоколадных глин» остаются обрывочными. Для локализации на местности и оценки возможной глубины залегания «шоколадных» глин (и вообще — возможности залегания глин в конкретном районе) автором проведена попытка применения фитоиндикационного метода. Используя закономерности распределения растений на территории, за короткое время можно получить большой спектр информации.

Суть фитоиндикации заключается в том, чтобы по известным характеристикам и условиям существования определенного растительного покрова исследуемой территории выявлять геоморфологические характеристики, вплоть до определения генезиса и возраста отложений, формирующих основу рельефа данной местности, и, соответственно, самого рельефа. Конечно, фитоиндикация не может быть использована в отрыве от ландшафтных и геоморфологических особенностей исследуемой территории. Основой фитоиндикационной методики в аридных районах является прослеживание связей между растительностью (растительными ассоциациями) и морфолитогенной основой. Важной особенностью степных и полупустынных ландшафтов является господство в покрове травянистых растений. Это заставляет переходить к комплексной ландшафтной индикации, используя в качестве индикаторов закономерные сочетания форм рельефа и фитоценозов. Наблюдения за степной растительностью помогают установлению границ свит, близких литологически, но имеющих разный генезис [Викторов, 1955]. Прослеживание границ обычными методами геологической

съемки затруднительно. Однако различия в растительном покрове выражаются существенно, а, таким образом, растения вполне могут указывать на существование в разрезе глин или на их отсутствие.

Для подтверждения индикационной связи между «шоколадными» глинами и тем или иным растительным индикатором необходима проверка достоверности. Для этого вблизи разрезов с известной глубиной залегания «шоколадных» глин используется метод ключевых участков — детальное исследование растительного покрова поверхности, проверка проводится в близких ландшафтных условиях, но на местах с достоверным отсутствием глин в разрезе. Метод ключевых участков применяется для первичного выявления индикаторов в тех случаях, когда в качестве индиката выступают природные объекты или их свойства, имеющие сплошное повсеместное распространение, например, почвы и горные породы. В этих случаях любое растительное сообщество обладает некоторой связью с этим объектом, и надо лишь охарактеризовать степень определенности этой связи. Для решения вопроса о применимости фитоиндикации в ключе определения глубины залегания раннехвалыньских глин был проведен полный цикл исследования — от выявления индикатора и установления его достоверности и значимости, через проверку — к применению на выбранной территории. По полученным данным можно судить об индикационной привязанности отдельного вида к цели-индикату или же о закономерностях состава растительной ассоциации в зависимости от глубины залегания горизонта глинистых отложений. При исследовании участка требуется принимать во внимание степень изменения ландшафта в результате человеческой деятельности, а также местные условия произрастания различных видов растений в зависимости от климата и почв исследуемой территории.

Строение сводного разреза [Менабде, 1989] отложений хвалынского яруса можно представить следующим образом: верхнехвалыньская слоистая песчаная пачка эолово-морского генезиса (бэровская толща в Прикаспийской низменности, золотые и неземноводные осадки с почвой в кровле); морские верхнехвалыньские осадки с раковинами моллюсков; морские раннехвалыньские отложения, в кровле со следами почвообразования и/или размыва, состоящие из слоистых песков, алевролитов и шоколадных глин, а также переслаивающихся толщ песков и глин. Раннехвалыньские отложения подстилаются ательскими отложениями или, иногда, хазарскими морскими осадками. Раннехвалыньские осадки занимают, преимущественно, депрессии дохвалыньского рельефа. На большей части территории «шоколадные глины» располагаются в средней части разреза нижнехвалыньских отложений, где в кровле и основании ограничены песками с хвалыньской фауной. В долине Нижней Волги они часто располагаются в основании разреза, а в самых северных участках своего распространения слагают всю хвалыньскую толщу.

Хвалыньские глинистые отложения обладают двумя основными свойствами, которые могут быть выявлены в ходе фитоиндикации. Первая особенность — это карбонатизация «шоколадных» глин. Учитывая морской генезис отложений, формация накапливалась в условиях повышенной солености, а в результате отступления вод моря подверглась изнутри гипсованию. Таким образом, необходимо учитывать в составе травостоя наличие галофитов. Вторая особенность — глинистые отложения хвалыньского возраста являются верхним водоупорным горизонтом, что приводит к образованию в местах близкого залегания отложений линз грунтовых вод и верховодок по кровле пласта, здесь большую роль в индикации играют сообщества фреатофитов.

На примере трех разрезов (Райгород, Черный Яр, Ленино) была установлена связь между соотношением в растительном покрове бассии (кохии) очитковидной (*Bassia sedoides*) и глубиной залегания раннехвалыньских глин. *Bassia sedoides* — индикатор, прежде всего, сильно глинистых грунтов: специфика корневой системы этого растения позволяет забирать влагу с поверхности водоупора, и, следовательно, при увеличении глубины залегания глин уменьшается процент содержания *Bassia sedoides* в растительном покрове. На песчаных грунтах растение чувствует себя подавлено и быстро исчезает. По результатам анализа данных по ключевым участкам можно отметить, что *Bassia sedoides* присутствует на всех площадках, и ее соотношение с другими видами в травянистом фитоценозе обратно пропорционально увеличению глубины залегания глин. При глубине залегания глин до 0.5 м *Bassia sedoides* составляет до 70% растительного покрова, при глубине от 0.5 до 1 метра — до

15%, при глубине более 1 м — до 5%. Увы, глубина залегания более 2 метров уже не может быть точно отражена в процентной доле, и здесь, по-видимому, необходимо учитывать не столько содержание конкретно *Bassia sedoides*, сколько уменьшение доли полыни солянковидной (*Artemisia salsoloides*), чутко реагирующей на понижение карбонатности грунта (и, следовательно, увеличение глубины залегания хвалыньских морских глин).

Полученные данные могут использоваться для фитоиндикационного дешифрирования спектральных снимков. Учитывая влияние трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия, сильную антропогенную нагрузку и нарушенность ландшафта, а также высокую мозаичность растительных ассоциаций в сухостепных районах, метод фитоиндикационного дешифрирования стоит использовать с осторожностью, с поправками на особенности природы территории и ее техногенного освоения. Для таких районов наиболее показательным будет являться фенофаза активной вегетации индикатора. *Bassia sedoides* хорошо проявляется в апреле-мае, летом из-за засухи сбрасывает листья и усыхает, а в августе-сентябре вновь вегетирует и цветет. Возможно также двойное цветение данного индикатора.

В работе стоит учитывать не только фенофазу индикатора, но и общее состояние растительных сообществ района в выбранный сезон [Yetemen and Vivoni, 2010]. Кроме того, для дешифрирования в условиях семиаридного ландшафта необходим снимок с высоким разрешением. При разрешении более 50 м в 1 пикселе дешифрирование с использованием фитоиндикатора не будет являться показательным из-за того, что в процессе анализа раstra подобного снимка происходит слишком сильная погрешность, и многие изменения в растительном покрове «выпадают» из выборки, что негативно сказывается на достоверности работы.

После учета всех сторонних факторов и внесения поправок, выбранный снимок ранжируется по интенсивности цвета ИК-диапазона, как наиболее показательного в отношении различий в растительном покрове. Чем больше рангов и диапазонов в пределах спектра будет выделено, тем детальнее и точнее на выходе будет полученный фитоиндикационный материал. При этом, наиболее яркие и наиболее темные фрагменты снимка отсеиваются. Как правило, они представляют собой лишённые растительности территории (поля, сады, техногенные сооружения, дороги), объекты с высоким альбедо и гидрологические объекты. Середина диапазона в сезон активной вегетации и цветения индикатора будет давать достаточно широкий разброс цветности из-за различных «примесей» (по большей части, из-за мозаичности растительного покрова). Но в случае учета особенностей растительных ассоциаций и использования ассоциативной индикации (определения индиката по комплексу различных признаков, а не только по одному индикатору) можно добиться достаточно приемлемых результатов. Полученные при обработке материалы могут быть использованы для выбора наиболее перспективных участков для исследования в поле в момент планирования экспедиции, а также для проверки того или иного предположения или обобщения, сделанного в процессе полевой работы.

В данном случае, для фитоиндикационного дешифрирования был выбран полигон Райгород, отмеченный сразу двумя ключевыми участками с известными координатами и глубиной залегания кровли «шоколадных» глин (0.3 м и 0.5 м). Несмотря на небольшую разницу в глубине залегания глин, результат обработки спектроснимка оказался впечатляющим, на нем отразилась не только плавная смена глубины залегания глин, но и внутренняя полигонально-блоковая трещиноватость, характерная для данного типа отложений.

В результате проведения фитоиндикационных исследований по геоморфолого-геоботанической методике анализа растительного покрова на ключевых участках в Нижнем Поволжье удалось выявить два достоверных индикатора раннехвалыньских глинистых морских отложений, перекрываемых практически повсеместно на Прикаспийской низменности более молодыми рыхлыми породами. Виды *Bassia sedoides* и *Artemisia salsoloides* показывают хорошую индикационную связь с глубиной залегания «шоколадных» раннехвалыньских глин. Метод дешифрирования в геоморфологической фитоиндикации в семиаридных районах весьма трудоемкий, но при комплексном исследовании индиката может быть эффективно использован в роли инструмента дополнительной проверки предположений, полученных в процессе научных изысканий. Приведенная выше методика продолжает использоваться и

совершенствоваться в текущих полевых работах лаборатории в регионе Северного Прикаспия для уточнения ее разрешающей способности, что в будущем, возможно, позволит локализовать распространение «шоколадных» глин в Волгоградской и Астраханской областях.

Литература:

Викторов С.В. Использование геоботанического метода при геологических и гидрогеологических исследованиях. М., 1955. 200 с.

Менабде И.В. Палеогеография позднего плейстоцена Нижнего Поволжья. Дис. канд. геогр. наук. М., 1989. 287с.

Свиточ А.А., Янина Т.А. История развития побережий Каспийского моря в плейстоцене // Геоморфология. 1998. № 3. С. 16–27.

Свиточ А.А., Янина Т.А. Верхнехвалынские отложения Нижнего Поволжья // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 5. С. 570–574.

Yetemen O., Vivoni E.R. The implications of geology, soils, and vegetation on landscape morphology: Inferences from semi-arid basins with complex vegetation patterns in Central New Mexico, USA // Geomorphology. 2010. V. 116. P. 246—263.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ – ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРЕ ЯНО-ИНДИГИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В СВЕТЕ ИЗУЧЕНИЯ НОВЫХ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Павлова Е.Ю.<sup>1</sup>, Питулько В.В.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Арктический и антарктический НИИ, Санкт-Петербург, pavloval@rambler.ru;

<sup>2</sup> Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, pitulkov@rambler.ru

В 2011 и 2013 г. на севере Яно-Индигорской низменности в бассейне р. Максунуоха изучено два новых археологических местонахождения – Озеро Никита (NKL) и Урез-22 (MKR/UR22) [Питулько, Павлова, 2014]. Их особенностью является приуроченность археологического материала к массовым скоплениям костных остатков мамонтов (т. н. «кладбищам»). Оба объекта расположены к юго-востоку от гор Максунуоха-Тас и удалены друг от друга на 20 км. Местонахождение Озеро Никита (71° 34' 56.5" с.ш., 141° 37' 03.5" в.д.) находится в 0.4 км к северо-западу от северного берега оз. Никита на правом берегу р. Максунуоха в её верхнем течении [Питулько и др., 2013]. Местонахождение Урез-22 (71° 42' 44.5" с.ш., 141° 12' 48.4" в.д.) расположено в верховьях р. Бульчут-Юрюете, небольшого левого притока р. Максунуоха в её среднем течении, впадающего в неё примерно в 7 км от местонахождения. Время пребывания человека, на основании <sup>14</sup>C датировок, полученных по артефактам из кости и фаунистическим остаткам, непосредственно связанным с человеческой деятельностью, оценивается для местонахождения Урез-22 интервалом 12 420 – 11 700 <sup>14</sup>C лет назад (<sup>14</sup>C л. н.), а для местонахождения Озеро Никита – промежутком 12 050 – 11 840 <sup>14</sup>C л. н.

Несмотря на малочисленность полученных коллекций артефактов, открытие этих памятников имеет важное значение. В настоящий момент это самые северные из известных памятники палеолита мира, материал которых весьма своеобразен и диагностичен. Так, находки из стоянки Озеро Никита в культурном отношении сходны, с одной стороны, с изделиями из Берелёхской стоянки, а с другой – имеют аналогии в Северной Америке, где подобные предметы известны как острия Чиндадн. Эти предметы, на данный момент, являются единственным зримым свидетельством связи культуры каменного века Северо-Востока Азии и Нового Света [Питулько, Павлова, 2014]. Каменный материал, полученный со стоянки Урез-22, позволяет говорить о том, что это первый достоверный плейстоценовый объект с микропластинчатой индустрией в Сибирской Арктике.

Результаты изучения условий залегания археологического материала в районе местонахождений Урез-22 и Озеро Никита, геологического строения территории в ближайшей окрестности этих памятников, <sup>14</sup>C датирование отложений позволяют реконструировать последовательность палеогеографических событий, произошедших в бассейне современной реки Максунуоха в конце позднего плейстоцена и в голоцене.

В позднем плейстоцене пространства, окружающие горы Максунуоха-Тас, были заняты обширной равниной с абсолютными отметками 40–70 м, где на протяжении каргинского и сартанского времени происходило формирование отложений ледового комплекса (ЛК), в строении которого принимают участие повторно-жильные льда (ПЖЛ) нескольких генераций. Эти осадки представлены сингенетично промерзшими песчанистыми и глинистыми алевритами с тонкими корешками растений в прижизненном положении, с развитой полигональной сетью мощных (шириной от 2 до 4 м) сингенетичных ПЖЛ первой генерации, ограничивающих грунтовые столбы шириной 6–7 м. В верхней части отложений развиты ПЖЛ второй генерации, образующие наложенную сеть мелких полигонов. Ширина этих жил всего 15–30 см, а их наличие указывает на усиление похолодания в сартанском криохроне. Суровость условий приводила к формированию горизонтов с мелкими морозобойными трещинами и мелкими жилками, также наблюдаемыми в верхних частях отложений ЛК. Представления о возрасте осадков ЛК обоснованы результатами датирования, которое показало значения >27 000 <sup>14</sup>C л. н. (JE-10108), 31 800 + 1900 / – 1500 <sup>14</sup>C л. н. (JE-10109), 28 500 + 1000 / – 800 <sup>14</sup>C л. н. (JE-10107).

Эпизоды человеческой деятельности, в результате которых в окрестностях гор Максунуоха-Тас сформировались археологические контексты, имели место, соответственно, около 12 500 <sup>14</sup>C л. н. (пункт Урез-22) и около 12 000 <sup>14</sup>C л. н. (озеро Никита), что указывает на

благоприятные природные условия для расселения человека в Сибирской Арктике в это время. Существенное изменение природных условий в сторону потепления и увеличения влажности около 12 000  $^{14}\text{C}$  л. н. привело к прекращению накопления осадков ЛК [Каплина, 2009] и началу развития термокарста. Развитие термокарстовых и термоэрозийных процессов, трансформирующих окружающий плоскоравнинный рельеф на протяжении последних 12 000  $^{14}\text{C}$  лет, оказало влияние на преобразование мест обитания древнего человека, их разрушение и перезахоронение археологических материалов.

Так, в районе местонахождения Урез-22 между 12 280  $\pm$  50  $^{14}\text{C}$  л. н. (Beta-370009) и 11 700  $\pm$  160  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-10189) существовало небольшое мелководное термокарстовое озеро, осадки которого вскрыты расчистками на абсолютных отметках 25.0–31.5 м. Они представлены высокольдистыми пылеватыми алевритами, существенно обогащёнными органикой, с прослойками растительного детрита, линзами торфа, веточками и корешками кустарниковой растительности. Для различных прослоев этих отложений характерна сетчато-шиповая, шиповая и массивная криотекстура. Характерной особенностью осадков является присутствие горизонтальных прослоев озёрного льда мощностью 0.3–0.5 м. Отложения содержат рассеянные модифицированные костные остатки мамонтов и немногочисленный каменный материал, изначально отложенный на водораздельной поверхности, который вследствие развития термокарстовых процессов оказался включен в осадки термокарстового озёрно-болотного водоёма. Спуск озера произошёл после 10 500  $^{14}\text{C}$  л. н. через долину р. Бульчут-Юрюете в долину р. Максунуоха, что подтверждается  $^{14}\text{C}$  датировкой 10 470  $\pm$  75  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-10118), полученной из залегающего на абсолютных отметках 29 м верхнего прослоя торфяных кочек в береговом обрыве современного небольшого безымянного озера, расположенного в 1.5 км к ЮЮВ от местонахождения Урез-22 и являющегося частью единой системы термокарстовых озёр в верховьях р. Бульчут-Юрюете.

Пребывание древнего человека в районе озера Никита, на основании  $^{14}\text{C}$  датировок, ограничено интервалом 12 050  $\pm$  50  $^{14}\text{C}$  л. н. (Beta-309157) – 11 840  $\pm$  50  $^{14}\text{C}$  л. н. (Beta-362943), при этом датировка ребра мамонта с пробоиной, оставленной каменным орудием, фрагмент которого сохранился внутри кости, позволяет датировать эпизод человеческой деятельности фактически впрямую – 11920  $\pm$  50  $^{14}\text{C}$  л. н. (Beta-362945).

На основе изучения геологического строения территории в районе местонахождения Озеро Никита в интервале 11 820 – 11 160  $^{14}\text{C}$  л. н. реконструировано существование обширного озёрного водоёма в 16 км к востоку от гор Максунуоха-Тас, располагавшегося между современным устьем р. Чалымагы-Юрюете и оз. Мукчулкан. В районе местонахождения Озеро Никита находился узкий мелководный залив этого озера. Озёрные осадки мощностью 0.4–1.0 м представлены высокольдистыми ритмично-слоистыми глинисто-песчаными и глинистыми алевритами с отдельными рассеянными веточками кустарниковых, стеблями и корнями хвощей. Ритмичная слоистость проявляется в слоисто-сетчатой криотекстуре отложений. В нижней части слоя озёрных осадков отмечается невыдержанный по простиранию прослой мощностью 4–5 см, образованный несколько повышенной концентрацией веток и корней кустарниковых и корней хвоща, для которого получена  $^{14}\text{C}$  датировка 11 820  $\pm$  60  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-10121). Для кровли озёрных отложений из маломощного прослоя древесных веток получена  $^{14}\text{C}$  датировка 11 160  $\pm$  40  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-10122).

Спуск палеозера происходил в несколько этапов. Начало первого этапа спуска этого водоёма датируется временем после 11 160 л. н., когда была заложена долина р. Максунуоха и началось формирование аллювиальных осадков первого цикла. На основании серии  $^{14}\text{C}$  датировок осадков первого аллювиального цикла, полученных по древесине – 9930  $\pm$  50  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-9500), 9590  $\pm$  60  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-10123) и 9400  $\pm$  40  $^{14}\text{C}$  л. н. (JE-10124), можно полагать, что их формирование началось около 10 000  $^{14}\text{C}$  л. н. На протяжении довольно длительного времени положение береговой линии палеоводоёма оставалось стабильным, что привело к развитию долины реки, размыву отложений в бортовых частях долины и формированию осадков второго аллювиального цикла.

Следует отметить довольно широкое распространение древесной растительности, представленной ивой и березой, в окрестностях гор Максунуоха-Тас в интервале 9900 – 6600  $^{14}\text{C}$  л. н. Об этом свидетельствуют, помимо приведенных выше датировок ствола и веток ивы из аллювиальных осадков местонахождения Озеро Никита,  $^{14}\text{C}$  датировки ствола ивы 9340  $\pm$  40

$^{14}\text{C}$  л. н. (ЛЕ-10112) с берега безымянного озера, расположенного в 2 км к СЗ от местонахождения Урез-22, ствола березы –  $8400 \pm 50$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ЛЕ-10126) с южного берега 1-го озера Апкырчан, ствола ивы –  $8060 \pm 40$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ЛЕ-10119) с безымянного озера, расположенного в 1.5 км к ЮЮВ от стоянки Урез-22, ствола ивы –  $6600 \pm 70$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ЛЕ-10125) из аллювиальных осадков верхнего течения р. Максунуоха.

Наряду с развитием термокарстовых процессов, в отдельных депрессиях протекали процессы торфонакопления, что привело к формированию локальных торфяников мощностью до 3–4 м. Начало торфонакопления определяется датировкой  $6900 \pm 90$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ЛЕ-10128) из нижней части торфяника мощностью 3 м в аласной котловине, расположенной между озером Чачийден-Кюеле и озёрами Апкырчан. В районе местонахождения Урез-22 отмечен торфяник мощностью 2 м, формирование которого проистекало на протяжении от 4670 до 3930  $^{14}\text{C}$  л. н.

Время окончательного спуска обширного озёрного палеоводоёма в районе местонахождения Озеро Никита может быть определено окончанием процессов торфонакопления в расположенном поблизости от него аласе у озёр Апкырчан, которое датируется  $4340 \pm 80$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ЛЕ-10130). Спуск палеозера был катастрофическим, в результате произошёл резкий врез реки Максунуоха, оказались вскрыты озёрные осадки, подстилающие аллювиальные отложения, и отложения ледового комплекса. На протяжении среднего и позднего голоцена происходило образование ложбин временных водотоков в долинах рек, формирование термоколотцев и их заполнение осадками, поступающими с бортов. На современном этапе происходит формирование маломощных солифлюкционных отложений на склонах и у их подножий, маломощных торфяно-болотных отложений на плоских водоразделах и в аласных котловинах, пойменных речных осадков.

Общеизвестно, что в позднеледниковье и голоцене обширные территории Сибирской Арктики испытали преобразования рельефа и ландшафтов, вызванные масштабными термопланационными процессами, имевшими во времени волнообразный характер [Безродных и др., 1986]. Их развитие было весьма бурным в первой половине голоцена, далее они вновь становятся заметны в интервале от ~6000 до 4000 л. н. На севере Яно-Индибирской низменности термокарстовые и термоэрозионные процессы на протяжении значительного периода являлись главным фактором формирования рельефа. В интервале 6000 – 4000 л. н. они были особенно активны, вызывая заложение озёрных котловин и аласов с врезом до 30–35 м относительно современной поверхности, в результате чего на этой территории доголоценовые отложения оказались переработаны на обширных площадях, и был сформирован современный рисунок рельефа. Эти процессы являлись также ведущим фактором, влиявшим на тафономию находок культурных остатков и ископаемой фауны.

Программа поисковых работ 2013 г. была осуществлена исключительно благодаря поддержке, оказанной г-ном Ф. Паульсеном (Frederik Paulsen) и Российским фондом фундаментальных исследований (проект РФФИ-офи-м № 13-06-12044). Специальная благодарность Rock Foundation за поддержку программы  $^{14}\text{C}$  датирования образцов. Отдельная благодарность всем участникам полевых работ сезонов 2011 и 2013 гг.

#### Литература:

- Безродных Ю.П., Векслер В.С., Савваитов А.С., Стелле В.Я. Корреляция по  $^{14}\text{C}$  палеогеографических событий позднего плейстоцена и голоцена отдельных районов Арктики // Изотопно-геохимические исследования в Прибалтике и Белоруссии. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1986. С. 5–12.
- Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. Вып. 4. С. 3–17.
- Питулько В.В., Басилян А.Э., Павлова Е.Ю. Новые «кладбища» мамонтов с признаками деятельности древнего человека на севере Яно-Индибирской низменности // VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода: «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Ростов н/Д: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. С. 518–521.
- Питулько В.В., Павлова Е.Ю. Местонахождения Урез-22 и Озеро Никита: новые свидетельства расселения человека в Сибирской Арктике в финальном плейстоцене // Записки ИИМК РАН. 2014. Вып. 10. С. 3–17.



## ГИДРОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ШКАЛА ГОЛОЦЕНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ ПО ДАННЫМ ДАТИРОВАНИЯ ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Панин А.В., Матлахова Е.Ю.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
a.v.panin@yandex.ru*

Авторами проанализировано около 150 публикаций, содержащих абсолютные датировки отложений разного масштаба форм флювиального рельефа (речных долин, балок, оврагов). Порядка 10% датировок было отфильтровано как ненадежные или не сопровождавшиеся достаточно детальной информацией о местах пробоотбора. После этого в базе данных осталось 1170 14С (радиометрических и AMS) и люминесцентных (преимущественно OSL) датировок. Каждая дата сопровождалась базовой информацией о географическом и геоморфологическом положении, стратиграфии разреза и датированном материале. В базу включены разрезы, характеризующие флювиальные формы в широком диапазоне водосборных площадей – от <1 км<sup>2</sup> до 410 000 км<sup>2</sup>. На данном этапе в базу не включены данные по Северо-Западу ВЕР в границах послед-него оледенения, поскольку здесь развитие флювиальных систем подчиняется в значительной степени факторам саморазвития и гляциоизостатических движений земной коры, то затрудняет вычленение палеогидрологического сигнала.

Анализ был ограничен периодом последних 20 тысяч лет, т.е. временем после LGM. Общее число таких датировок – 983, в том числе 943 радиоуглеродных и 40 люминесцентных. Более 80% датировок (804 даты) характеризует центральную часть ВЕР, ~15% (136 дат) – север ВЕР, ~5% (43 даты) – юг ВЕР. Все датировки в базе данных были проиндексированы как даты высокой активности (НА-даты) и низкой активности (ЛА-даты) в соответствии с набором седиментологических (S) и геоморфологических (G) индикаторов (детали см. в работе [Panin, Matlakhova, 2015]). В общей сложности возможность для палеогидрологической интерпретации предоставили 646 дат, документирующих 754 локальных палеофлювиальных событий ЛПС.

Для суммирования плотностей вероятности (ПВ) индивидуальных дат была использована онлайн версия программы OxCal 4.2 [Bronk Ramsey, 2009] и калибровочная кривая IntCal13 [Reimer et al., 2013]. Для преодоления влияния формы калибровочной кривой, неслучайного характера пробоотбора и убывания обилия датировок с увеличением возраста, мы последовали предложению [Hoffmann et al., 2008] и провели нормализацию функций, разделив СПВ классифицированных дат (НА, ЛА) на СПВ всего массива 983-х дат. Результирующие функции названы относительными плотностями вероятности – ОПВ. Последовательность минимумов и максимумов на графике плотности распределения вероятности была использована для выделения этапов высокой и низкой активности. Форма графиков ПВ позволяет выявить иерархию событий. Были выделены три иерархических подразделения: палеогидрологические эпизоды (вековые масштабы), фазы (тысячелетние масштабы) и эпохи (изотопно-кислородные стадии (МИС) или их значительные части).

Эпизоды высокой и низкой активности (НА-эпизоды, ЛА-эпизоды) были выделены по графикам относительной плотности вероятности – ОПВ. Большинство эпизодов соответствует конкретным пикам на графиках ОПВ высокой и низкой активности. Однако для выделения пиков принимались во внимание не только даты событий (е-даты), но и даты изменений (с-даты – пре- и пост-даты). В некоторых случаях пики дат высокой и низкой активности совпадают, как, например, около 3000, 4500, 7500 и 9000 л. н. Такие эпизоды были выделены в отдельную группу и названы эпизодами контрастной активности (СА-эпизоды).

Палеофлювиальные фазы были выделены по разнице между ОПВ высокой и низкой активности и по осредненным графикам (рис. 5.3). Осреднение проводилось непрерывно скользящим окном шириной 500 лет не только по е-датам, но и по всему массиву дат высокой и низкой активности, включая как е-даты, так и с-даты (372 и 382 даты, соответственно). В доголоценовое время после LGM преобладают индикаторы высокой активности. Это дает основания для выделения в пределах МИС 1 двух отдельных палеогидрологических эпох с существенно различным гидрологическим режимом – голоценовой (0–11.7 тыс.л.н.) и пост-LGM (11.7–18 тыс.л.н.). В голоцене разница между плотностью распределения дат высокой и низкой активности в основном отрицательная, это связано с хорошей доступностью доказательств эпизодов

именно низкой активности (напр., погребенные почвы). Поэтому были проанализированы не абсолютные, а относительные колебания графиков высокой и низкой активности.

Полный список выделенных эпох, фаз и эпизодов представлен в таблице. Всего в голоцене было выделено 19 палеофлювиальных эпизодов, среди которых 7 эпизодов высокой активности, 8 эпизодов низкой активности и 4 эпизода контрастной активности. Чтобы оценить надежность выделенных эпизодов, мы проанализировали их представительность с помощью различных индикаторов (седиментологических, геоморфологических), их присутствие в различных регионах (север, центр, юг Восточно-Европейской равнины) и проявление в бассейнах различного размера. Интенсивность отдельных эпизодов оценивалась по высоте соответствующих пиков на графиках ОПВ. Значения в табл. 5.1 были получены суммированием ОПВ всех типов дат (е-дат, пред-дат и пост-дат), относящихся к каждому эпизоду. Для эпизодов контрастной активности представлены ОПВ как высокой, так и низкой активности.

Таблица 5.1. Магнитуда голоценовых палеофлювиальных событий по типам индикаторов (Sed – седиментологические, Geo – геоморфологические), географическим регионам (N – север, C – центр, S – юг ВЕР) и размерам бассейнов, выраженная как относительная плотность вероятности ОПВ совокупности соответствующих этим событиям е-дат и с-дат

Фаза, время (тыс.л.н.)	Эпизод	Индикаторы			Регионы			Размер бассейнов		
		Индекс	Центр. точка (л.н.)	Sed	Geo	N	C	S	Малые	Средние
0 (LA) 0-0.15										
1 (HA) 0.15-0.9	H1.1	250	0.5	0.1	-	0.6	-	0.2	0.2	0.2
	L1.1	400	0.5	-	-	0.5	0.1	0.2	-	0.3
	<b>H1.2</b>	<b>600</b>	0.5	0.2	-	0.5	0.2	0.3	0.1	0.3
2 (LA) 0.9-1.9	<b>L2.1</b>	<b>1300</b>	0.7	0.1	-	0.8	0.1	0.1	0.2	0.6
3 (HA) 1.9-3.5	<b>H3.1</b>	<b>2200</b>	0.3	0.4	-	0.6	-	0.2	0.1	0.4
	L3.1	2500	0.4	-	-	0.4	-	0.1	0.1	0.2
	C3.2	3000	H - L 0.5	H 0.4 L -	H - L -	H 0.4 L 0.5	H - L -	H 0.4 L 0.1	H - L 0.1	H - L 0.3
4 (LA) 3.5-4.6	<b>L4.1</b>	<b>4000</b>	0.7	0.1	0.2	0.5	0.1	0.3	-	0.5
	C4.2	4500	H 0.1 L 0.6	H 0.4 L -	H - L 0.1	H 0.5 L 0.5	H - L -	H 0.3 L 0.3	H 0.1 L 0.2	H 0.1 L 0.1
5 (HA) 4.6-5.5	H5.1	5100	0.2	0.1	-	0.3	-	0.1	-	0.2
6 (LA) 5.5-8.5	L6.1	5700	0.6	-	-	0.6	-	0.1	0.1	0.4
	H6.1	6200	0.3	0.2	-	0.4	0.1	0.2	-	0.3
	L6.2	6600	0.6	-	-	0.6	-	0.2	0.1	0.3
	<b>C6.3</b>	<b>7500</b>	H 0.3 L 0.4	H 0.2 L 0.6	H - L 0.3	H 0.3 L 0.7	H L -	H 0.2 L 0.2	H - L 0.2	H 0.2 L 0.6
	<b>L6.4</b>	<b>8000</b>	0.8	0.3	0.3	0.8		0.7		0.4
7 (HA?) 8.5-11.7	C7.1	9000	H 0.2 L 0.4	H 0.3 L 0.2	H - L 0.3	H 0.4 L 0.3	H L -	H 0.2 L 0.1	H - L -	H 0.3 L 0.5
	H7.2	10600	0.1	0.3	0.2	0.2	-	0.1	-	0.3
	L7.2	11200	0.2	-	-	0.2	-	-	-	0.2
	H7.3	11600	0.1	0.2	-	0.2	-	-	-	0.2

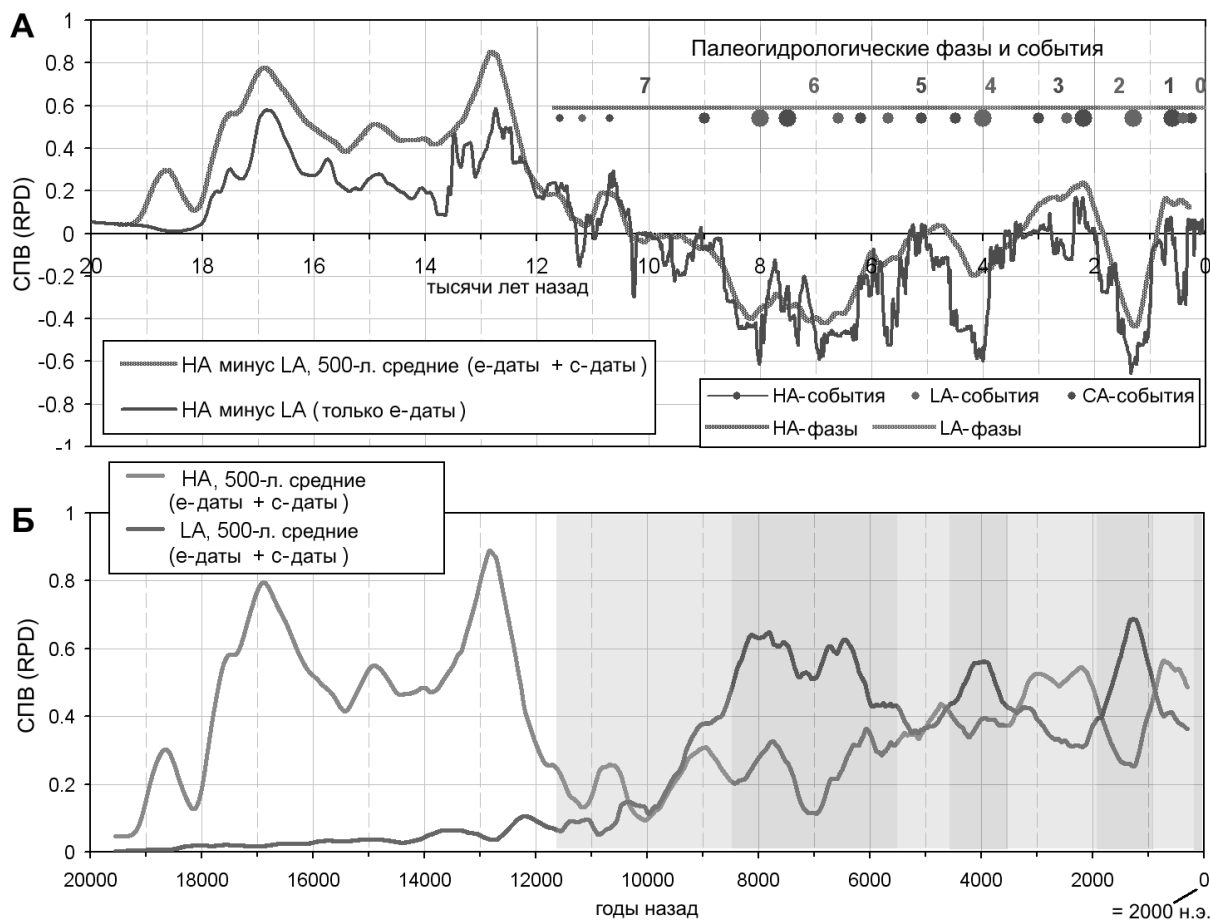


Рисунок. Изменения флювиальной активности на Восточно-Европейской равнине в голоцене (по [Panin, Matlakhova, 2015]). (А) Разность СРВ высокой и низкой активности и голоценовые палеофлювиальные фазы и эпизоды. Крупные кружки показывают наиболее выраженные эпизоды (см. таблицу).

(Б) СРВ высокой и низкой активности, осредненные методом движущегося окна. Цветовой фон показывает палеогидрологическую периодизацию – фазы высокой (светлый) и низкой (темный) активности.

Проведено сопоставление полученных результатов с данными по палеопочвам и изменениям уровня озер в голоцене, в том числе Каспия, и выявлено весьма хорошее соответствие для второй половины голоцена (после 5 тыс. лет). Для первой половины голоцена данные из разных природных архивов соответствуют друг другу хуже, что не в последнюю очередь связано с недостаточной детальностью и надежностью самих данных.

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00146).

#### Литература:

- Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 2009. V. 51(1). P. 337–360.
- Hoffmann T., Lang A., Dikau R. Holocene river activity: analysing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany // Quat. Sci. Rev. 2008 V. 27. P. 2031–2040.
- Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015, doi: 10.1016/j.catena.2014.08.016
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, et al. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP // Radiocarbon. 2013. V. 55(4). P. 1869–1887.

## ЭВОЛЮЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

Плетнев С.П.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток,  
pletnev@poi.dvo.ru*

Такие современные океанологические особенности как дихотермическая структура водных масс Охотского моря и аномально высокое стояние уровня карбонатной компенсации в Японском море трудно понять и объяснить без анализа прошлых состояний данных водоемов. В основу регионального палеогеографического анализа, главным образом, были положены актуалистические модели расселения планктонных и бентосных организмов в Японском и Охотском морях. На примере восточной окраины Азии с ее океаническим обрамлением и муссонным типом атмосферной циркуляции прослежена изменчивость регионального климата не только на фоне его глобальных флуктуаций, но и под влиянием меняющихся соотношений площадей суши и моря, перестройки структуры течений и колебаний уровня моря окраинных бассейнов. Совершенствование методов регионального палеогеографического анализа позволило с новых позиций, количественно, оценить трансформацию ряда параметров водной среды дальневосточных морей в позднем кайнозое.

Палеогеографическая изученность Японского и Охотского морей явно недостаточно. Если последние страницы геологической (позднечетвертичной) истории восстановлены на основе изучения многочисленных колонок донных осадков, то более ранняя история этих бассейнов долгое время базировалась на анализе наземных морских разрезов сопредельной суши – Японии, Сахалина, Камчатки и драгировании горных пород со дна. Важным этапом стало глубоководное бурения 10 скважин [рейсы 31 DSDP и 127/128 ODP] в Японском море, часть из которых прошла всю осадочную толщу и достигла коренных породы с возрастом в интервале 23–17 млн лет. В 80–90 гг. прошлого столетия пробурена серия параметрических скважин на шельфах Кореи, Японии и Сахалина, вскрывших кайнозойские разрезы. Все эти материалы послужили надежным стратиграфическим каркасом для широких межрегиональных корреляций и палеогеографических построений. Однако большая часть выполненных работ была посвящена проблемам геодинамики, стратиграфии и меньше касалась палеотрансформации самих водных масс. Это было обусловлено тем, что арсенал имеющихся методов реконструкции для океана не всегда применим для Охотского и Японского морей, в силу своеобразия их природной среды. Все это потребовало модификации и разработки оригинальных методик по количественной оценке изменений основных параметров водной среды (температура, глубина, соленость, трассеры теплых и холодных течений) для исследуемых водоемов. В их основу были положены современные модели расселения диатомей [Гребенникова, Плетнева, 1988], планктонных и бентосных фораминифер, малакофауны [Kafanov and Volvenko, 1997] в Охотском и Японском морях. На основе их сравнения с кайнозойскими комплексами с позиций актуализма были проведены палеобатиметрические и палеотемпературные построения.

Анализ полученных материалов в сочетании с геолого-геофизическими данными позволяет наметить палеогеографический сценарий развития исследуемого района. В мелу восточная окраина Азиатского континента служила зоной субдукции океанической плиты. На рубеже мела и кайнозоя в результате ларамийской складчатости начинается постепенная изоляция охотоморской плиты от океана. Палеогеновый рифтогенез и "рассеянный" спрединг привели к дроблению плиты и возникновению на ней многочисленных горстов, глубоких прогибов и грабенов. Первые находки морского планктона относятся к раннему эоцену и тогда, вероятно, на месте Охотского моря существовали узкие проливы и заливы, связанные более широко с северными акваториями. Во второй половине палеогена происходит дальнейшее расширение и углубление (до 1500–2000 м) морского бассейна. Во второй половине олигоцена в результате континентального рифтогенеза начинается раскрытие впадины Японского моря и формирование Курильской глубоководной котловины в Охотском море. Палеоглубины в Японском море, уже в конце раннего миоцена, достигали 2000 м. В миоцене между Охотским и Японским морем не было таких узких и мелководных порогов, как современные проливы

Невельского, Лаперуза и Сангарский. Такая топография дна усиливала обмен с Тихим океаном и определила большее сходство океанографических условий этих двух бассейнов, чем ныне. Именно в среднем миоцене, среднегодовые температуры воды достигли своего максимума за весь период существования Охотского и Японского морей и превышали современные значения соответственно на 5–8 и 3–5 градусов. В позднем миоцене планетарное похолодание привело к снижению зимних температур на о-вах Хоккайдо и Сахалина [Изменение климата..., 1999] до отрицательных значений. Гляциоэвстатическая регрессия и начало сахалинской фазы складчатости в это время соединило Сахалина и Хоккайдо с материком в континентальный единый блок, что усилило эффект глобального похолодания в исследуемом регионе. Более умеренными условиями характеризуется гидрологический режим обоих бассейнов в раннем плиоцене, на что указывает бореальный состав ископаемого планктона. Различие среды этих водоемов возрастает в позднем плиоцене, когда водоемы становятся более изолированными как между собой, так и океаном в результате подъема Японо-Курильской Кордильеры. В Охотском море в это время формируется широкая приматериковая отмель (почти 20 % от всей площади), новообразование которой кардинально изменило палеогидрологию Охотского моря и определило становление его современного субарктического облика.

Нами совместно с Т.А. Гребенниковой [Плетнев и др., 2007] реконструированы вариации среднегодовых температур поверхностной воды и дана их пространственно-временная изменчивость за период среднего миоцена-плейстоцена. Показано, что начало “холодного” плейстоцена на температурной кривой по керну скв. 798 ODP хорошо совпадает с пиком резкого похолодания в керне скв. 299 DSDP, где его возраст по трекам от спонтанного деления урана равен  $1.45 \pm 0.35$  млн лет [Плетнев, Ганзей, 1993]. Вероятно, около рубежа в результате неотектонических и эрозионных процессов произошел размыв Корейского перешейка, и в очередной раз после длительного перерыва теплые тихоокеанские воды начали поступать в Японское море с юга. Ряд исследователей полагает, что периодическое открытие пролива могло происходить раньше (начиная с 3.5 млн лет) и 2 млн лет назад и теплые струи палеоЦусимского течения могли проникать в северную часть моря [Koizumi, 1992]. Отсутствие биоиндикаторов Цусимского течения в кернах глубоководного бурения не позволяет согласиться с этим положением. В плейстоцене палеогеографическая обстановка в Японском море контролировалась периодическими изменениями климата и, обусловленными ими, гляциоэвстатическими колебаниями уровня моря. Первые приводили к нарастанию ритмичности температурных изменений, а понижение или повышение притока тихоокеанских вод через Корейский пролив усиливало эффект климатических изменений. На палеотемпературной кривой 798 выделяется не менее шести крупных криохронов, когда температура воды была ниже современной на 9–11<sup>0</sup>С и достигала 7<sup>0</sup>С. Это хорошо согласуется с данными по Сахалину, где на основе палинологических данных установлено, что в холодные эпохи температура самого теплого месяца была ниже современной на 7–9<sup>0</sup>С, а самого холодного – на 8–15<sup>0</sup>С [Короткий и др., 1997]. В теплые эпохи на Сахалине январские температуры превышали современные на 4–6<sup>0</sup>С и августа – на 2–3<sup>0</sup>С.

На развитие прошлых и современных экосистем Охотского и Японского морей большое влияние оказали проливы, связывающие эти бассейны с Тихим океаном. В Японском море появление тропического планктона в начале среднего миоцена и среднем плейстоцене-голоцене связано с поступлением тихоокеанской воды с юга через Корейский пролив. Наличие самого пролива (глубина 100 – 130 м) контролировали тектоника и гляциоэвстатические изменения уровня моря, что приводило к ослаблению или усилению контрастности природной среды между западным и восточным секторами Японского моря. Роль Курильских проливов в истории Охотского моря почти не изучена, хотя островная гряда транслирует различные климатические зоны и по ней проходит "линия Миябе", разделяющая ныне Циркумбореальную и Восточно-Азиатскую флористические области. Выполненные автором расчеты времени последней изоляции Курильских островов в ходе послеледниковой трансгрессии в сочетании с широким привлечением палеобиогеографических данных [Безверхний и др., 2002] позволяют говорить, что условия миграции животных и растений были более благоприятны на север, чем на юг. При этом пролив Буссоль оказался наиболее важным биогеографическим палеобарьером, разделившим флористические и зоологические области.

Литература:

- Безверхний В.Л., Плетнев С.П., Набиуллин А.А. Очерк геологического строения и развития Курильской островодужной системы и смежных территорий / Растительный и животный мир Курильских островов. Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 9–22.
- Гребенникова Т.А., Плетнев С.П. Новый метод оценки плейстоценовых палеотемператур водной среды по ископаемым диатомовым водорослям (на примере Японского моря) // Океанология. 1988. Т. 28. № 4. С. 605–612.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет / Под редакцией А.А. Величко. М.: ГЕОС, 1999. 342 с.
- Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. и др. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 195 с.
- Плетнев С.П., Ганзей С.С. Плиоцен-плейстоценовая граница в Японском море (по материалам керна скв. 299 DSDP б/с "Гломар Челленджер") / Стратиграфия и палеоокеанология Мирового океана. М.: ИО АН СССР, 1993. С. 127–131.
- Плетнев С.П., Уткин И.В., Гребенникова Т.А. Изменение среднегодовой температуры поверхностных восточной части Японского моря в позднем кайнозое / Изучение глобальных изменений на Дальнем Востоке. Владивосток: Дальнаука, 2007. С. 126–140.
- Kafanov A.I., Volvenko I.V. Bivalve mollusks and Cenozoic paleoclimatic events in the northwestern Pacific Ocean // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1997. V. 129. № 1. P. 119–153.
- Koizumi I. Diatom Biostratigraphy of the Japan Sea: Leg 127 // *Proc. ODP. Sci. Results*, 127/128, pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 249–289.

## РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ УРОВНЯ МОРЯ В РАЙОНЕ ОАЗИСА БАНГЕРА (ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА) В ГОЛОЦЕНЕ

Полещук К.В.<sup>1</sup> Веркулич С.Р.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, [ksya.poleshuk@gmail.com](mailto:ksya.poleshuk@gmail.com)

<sup>2</sup> ФГБУ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ФГБУ «АНИИ») Санкт-Петербург, [verkulich@aari.ru](mailto:verkulich@aari.ru)

Эвстатические изменения уровня Мирового океана в голоцене проявлялись повсеместно и достигали значительных размеров. Однако, в региональном масштабе относительные изменения уровня моря обнаруживают множество различий, одной из главных причин чему служит тектоническая составляющая. В краевой зоне Антарктиды тектонические процессы во многом связаны с гляциоизостазией – поднятием территории после снятия ледниковой нагрузки на литосферу. В связи с локальными различиями в размерах ледниковой нагрузки в прошлом и ходе дегляциации существует необходимость детальных региональных реконструкций.

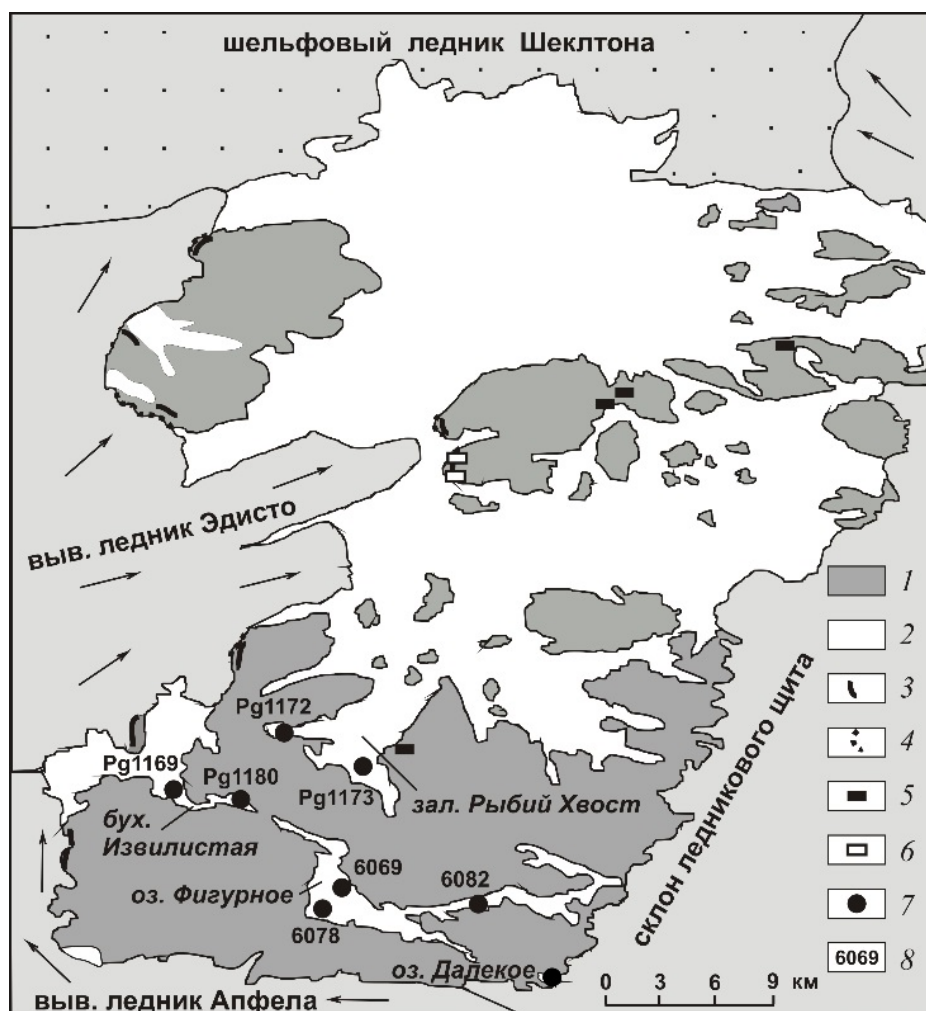


Рисунок 1. Схема оазиса Бангера с указанием местоположения и наименования объектов, обсуждаемых в статье. 1 – суша; 2 – водоемы; 3 – морена «Старая Эдисто»; 4 – морена «Молодая Эдисто»; 5 – ископаемые раковины моллюсков *in situ*; 6 – ископаемые раковины моллюсков в морене; 7 – точки отбора колонок донных осадков; 8 – номера колонок.

Оазис Бангера представляет собой свободные от оледенения участки суши и водоемы, окруженные ледниками разных типов (рис.1). Территория оазиса изучалась российскими и зарубежными исследователями, в результате чего накопились разнородные

палеогеографические, геоморфологические данные по изменению относительного уровня моря в голоцене.

Проведенные нами анализ и интеграция как предшествующих, так и собственных данных (морфологические характеристики и возраст морских террас, результаты изучения колонок донных отложений водоемов) позволили выполнить новую реконструкцию послеледниковых изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера (рис.2). Хронология событий установлена с помощью радиоуглеродного датирования ископаемых органических остатков (раковин морских моллюсков, мхов, водорослей). В результате датирования органики морского происхождения внесена необходимая поправка на морской антарктический резервуарный эффект (АМРЭ).

На основании диатомового анализа колонок озерных отложений (озеро Джо [Roberts et al., 2000]; озеро Фигурное [Verkulich et al., 2002]) были получены максимальные высоты относительного уровня моря и динамика раннеголоценовой трансгрессии. Был сделан вывод о быстром подъеме уровня уже 10000–12000 л. н. и достижении высот не более 12 м над современным уровнем моря к 7000 л. н., что совпадает с представлениями о параметрах подъема уровня Мирового океана [Bentley, 1999]. Прекращение проникновения морских вод в озеро Фигурное и данные диатомового анализа колонок морских осадков говорят о тенденции к опусканию уровня с 6000 л.н [Веркулич и др., 2007].

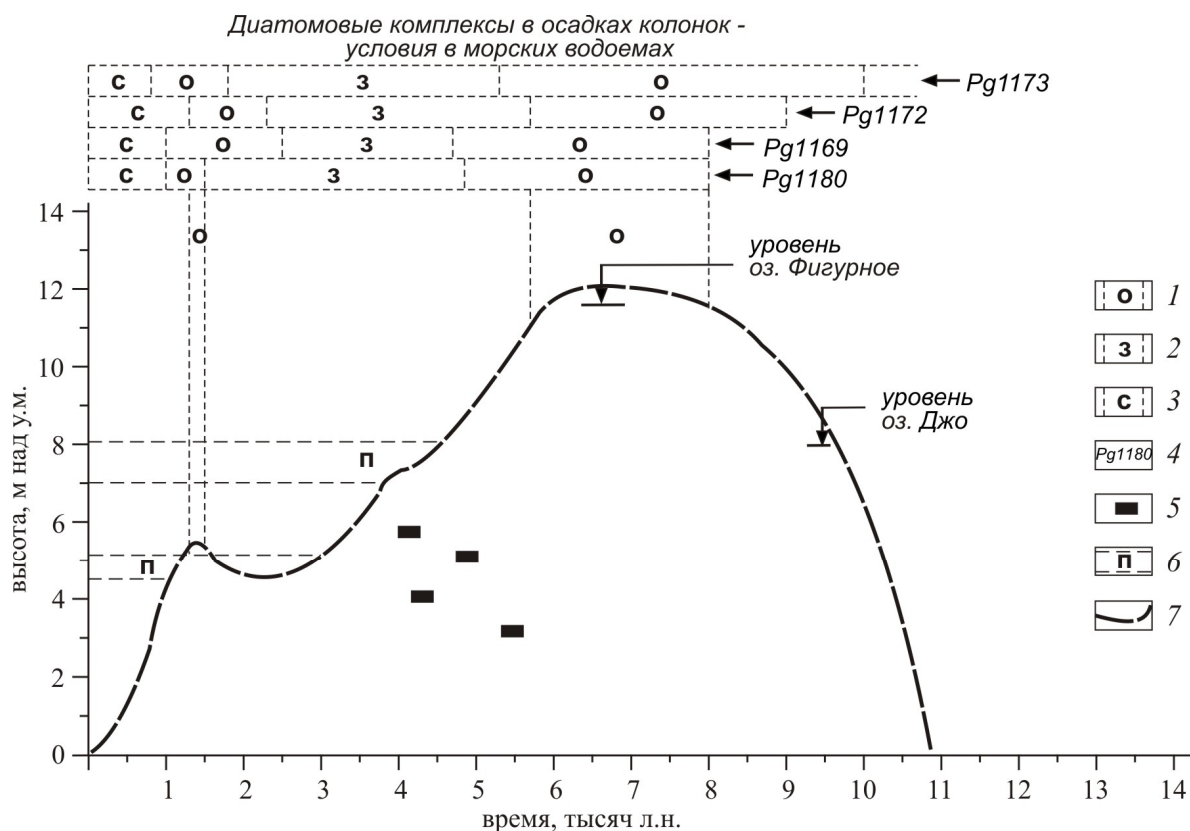


Рисунок 2. Реконструкция кривой изменений относительного уровня моря в районе оазиса Бангера. 1 – периоды улучшения связи морских водоемов с океаном; 2 – периоды ухудшения связи морских водоемов с океаном; 3 – близкие современным условия связи морских водоемов с океаном; 4 – номера колонок донных осадков (местоположение – см. рис. 1); 5 – ископаемые раковины моллюсков *in situ*; 6 – интервалы высот максимального распространения древних пляжей; 7 – реконструированная кривая изменений относительного уровня моря.

Данные о наиболее широко распространенных высотах поднятых пляжей позволили говорить о периодах стабилизации относительного уровня моря. Один из периодов – около 4600–4000 л.н., когда создавались пляжи на современных высотных отметках 7–8 м. Доказательством стояния в то время морских вод на этих отметках служит возраст и высотное



положение найденных ископаемых раковин *in situ* [Большиянов и Веркулич, 1992; Colhoun, Adamson, 1992; Евтеев, 1961].

Следующий период замедления падения, стабилизации и даже возможно незначительного подъема уровня моря соотносится нами с формированием серии пляжей в интервале современных высот 4–5 м примерно между 2500 и 1000 л. н. Выводы подкреплены данными диатомового анализа колонок донных осадков морских водоемов и озера Далекое [Bolshiyarov et al., 1991].

Построенная нами кривая относительного уровня моря в голоцене для оазиса Бангера (рис.2) позволяет соотнести глобальные эвстатические процессы и региональные тектонические особенности. Скорости подъема и направление кривой демонстрируют общие для краевой зоны Антарктиды тенденции для последних 12000–10000 лет. Быстрый подъем уровня моря в раннем голоцене, общий для Мирового океана, говорит о ведущей роли эвстатической составляющей на этом этапе. Следующее за ним падение относительного уровня моря, скорее всего, обусловлено локальными тектоническими процессами. Главенствующая роль гляциоизостазии в данных процессах остается спорной, иллюстрацией чему служит период смены тенденции в кривой изменения относительного уровня моря в позднем голоцене.

#### Литература:

- Большиянов Д. Ю., Веркулич С. Р. Новые данные по истории развития оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Антарктика: Докл. комис. 1992. Вып. 30. С. 58–64.
- Веркулич С. Р. Особенности морфологии и формирования морских террас на побережьях заливов оазиса Бангера (Восточная Антарктида) // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. 1991. № 115. С. 9–14.
- Веркулич С.Р. Реконструкция голоценовых изменений климата в краевой зоне Восточной Антарктиды на основе изучения донных осадков озер и морских заливов // Известия РАН. Серия географическая. 2007. № 4. С. 38–43.
- Евтеев С.А. Морские террасы на побережье Антарктиды // Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед. 1962. № 33. С. 20–26.
- Bentley M.J. Volume of Antarctic ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change // Quaternary Science Reviews. 1999. V. 18. P. 1569–1595.
- Bolshiyarov D., Verkulich S., Pushina Z., Kirienko E. Some features of the Late Pleistocene and Holocene history of the Bunge Hills (East Antarctica) // 6<sup>th</sup> International Symposium on Antarctic Earth Sciences (Abstracts). –Tokyo: National Institute of Polar Research, 1991. P. 66–71.
- Colhoun E.A., Adamson D.A. Raised Beaches of the Bunge Hills, Antarctica // Australian National Antarctic Research Expedition Reports. 1992. V. 136. 47 p.
- Roberts D., McMinn A., Zwart D. An initial palaeosalinity history of Jaw Lake, Bunge Hills based on a diatom-salinity transfer function applied to sediment cores // Antarctic Science. 2000. V. 12 (2). P. 172–176.
- Verkulich S.R., Melles M., Pushina Z.V., Hubberten H.-W. Holocene environmental changes and development of Figurnoye Lake in the southern Bunge Oasis, East Antarctica // Journal of Paleolimnology. 2002. V. 28. P. 253–267.

## НАУЧНАЯ ШКОЛА АНАСТАСИИ ПАНТЕЛЕЙМОНОВНЫ ЖУЗЕ. К 110-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ЕЕ РОЖДЕНИЯ

Полякова Е.И.<sup>1</sup>, Казарина Г.Х.<sup>2</sup>, Мухина В.В.<sup>2</sup>, Дмитренко О.В.<sup>2</sup>, Ушакова М.Г.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, [ye.polyakova@mail.ru](mailto:ye.polyakova@mail.ru);*

<sup>2</sup> *Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва*

Нынешний год отмечен 110-летним юбилеем со дня рождения Анастасии Пантелеймоновны Жузе (31 июля 2015) – выдающегося российского ученого, доктора географических наук, лауреата Государственной премии, одного из основателей советской школы морской микропалеонтологии. Высшее образование А.П.Жузе получила в Бакинском (позднее Азербайджанском) государственном университете (1923–1929 гг.), где ее учителями были выдающиеся российские гидробиологи и альгологи, профессора В.А.Елпатьевский и И.А.Киселев. В 1930 году после окончания университета ведущий российский диатомист В.С.Порецкий пригласил Анастасию Пантелеймоновну в Ленинград, где она начала работу в Альгологической лаборатории (позднее названной Микропалеоботанической лабораторией) во Всероссийском Геологическом Институте (ВСЕГЕИ). Благодаря яркому таланту научного исследователя, хорошему знанию основных западноевропейских языков, Анастасия Пантелеймоновна успешно освоила и развивала новое научное направление в России – метод диатомового анализа. С 1931 по 1937 год она изучала современные и ископаемые диатомовые водоросли из западных районов России и участвовала в экспедициях на Урал, Валдай, в бассейны рек Волга и Полометь. А.П.Жузе была одним из первых диатомистов, которые использовали диатомовый анализ для реконструкции постгляциальной эволюции озер. Начиная с 1933 года она публикует работы по экологии и морфологии диатомей, и реконструкциям палеообстановок в четвертичный период на основе диатомового анализа.

В 1937 году Анастасия Пантелеймоновна с мужем, К.К.Марковым, переехала в Москву, где в 1939 году в Институте географии РАН блестяще защитила кандидатскую диссертацию на тему «Палеогеография озер по данным диатомового анализа», в которой она обобщила огромный массив опубликованных данных и собственных исследований диатомей из различных районов России.

1942 год был самым трагическим в жизни Анастасии Пантелеймоновны Жузе, когда она в эвакуации, в Алма-Ате потеряла двоих своих детей, заболевших дифтерией. Несмотря на все тяжелые, трагические события в ее судьбе, Анастасия Пантелеймоновна всегда оставалась очень отзывчивым и доброжелательным человеком, что привлекало к ней молодежь и позволило воспитать многочисленную школу российских микропалеонтологов.

В 1942 году Жузе и Марков вернулись в Москву, где Она начинает работать в Институте географии АН СССР, участвуя в составлении ботанических карт и описании микрофлоры Урала и Пензенского района. С 1946–1948 годов А.П.Жузе начинает изучать морскую диатомовую флору мела и палеогена, и была первой, кто описал диатомовые комплексы раннего мела Поволжья и позднего мела – палеогена Восточного Урала. Она также провела детальное изучение стратиграфического распространения и систематического состава палеогеновых диатомей Поволжья и Украины, описав много новых видов. Опубликованные ею работы по меловой и палеогеновой диатомовой флоре не потеряли своего научного значения по настоящее время и создали начальный базис для стратиграфического расчленения кремнистых толщ. Эти материалы были опубликованы в серии статей и в книге по современным и ископаемым диатомеям «Диатомовый Анализ». Первый из трех томов этой монографии получил премию академика В.Л.Комарова (1950), а полное издание в 1951 году получило высшую в Советском Союзе «Сталинскую Премию», позднее переименованную в «Государственную».

Начиная с 1951 года и до кончины в 1981 году вся научная деятельность Анастасии Пантелеймоновны была непрерывно связана с Институтом океанологии им.П.П.Ширшова АН СССР, где она работала в Отделе морской геологии. Пятидесятые годы стали также годами интенсивных геологических исследований Мирового океана. Благодаря сотрудничеству с ведущими российскими морскими геологами – член-корреспондентом П.Л.Безруковым и

академиком А.П.Лисицыным А.П.Жузе инициировала использование диатомей в обширных биостратиграфических и палеоокеанологических исследованиях морских отложений, в первую очередь, России, а позднее также, участвуя со своими учениками в международных программах по изучению Мирового океана. Ею были изучены многочисленные колонки и пробы поверхностных осадков, собранные во время рейсов «Витязя» в северные районы Тихого океана, что позволила ей реконструировать изменения палеообстановок в плиоцене-плейстоцене в Беринговом, Охотском и Японском морях, а также в северо-западной части Тихого океана, которые Анастасия Пантелеймоновна скоррелировала с основными ледниковыми событиями Северного полушария. Справедливо будет сказать, что выполненные А.П.Жузе исследования диатомей создали важную основу для последующего изучения глубоководных колонок из Мирового океана. В 1959 году Анастасия Пантелеймоновна блестяще защитила докторскую диссертацию, по материалам которой в 1962 году ею была опубликована монография «Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана».

В 60-х годах А.П.Жузе организовала и возглавила в Институте океанологии им.П.П.Ширшова группу специалистов по диатомеям, радиоляриям, кокколитами. В настоящее время, это всемирно известные ученые – В.В.Мухина, С.Б.Кругликова, О.Г.Козлова, Г.Х.Казарина, М.Г.Ушакова. Ее группа также активно участвовала в Программах глубоководного бурения (DSDP), изучении колонок из Черного и Норвежского морей, а также из Тихого и Индийского океанов.

А.П.Жузе является автором более 100 публикаций, включая 6 монографий, по таксономии и биостратиграфии, палеоокеанологии, палеолимнологии. Ее работы по таксономии диатомей широко известны. Она начала таксономические исследования диатомей уже в начале своей профессиональной карьеры, и за последующие 50 лет описала около 170 новых видов диатомей, включая порядок *Mediales* [Jouse&Proshkina-Lavrenko, 1949], подсемейство *Lirodiscoidea* [Jouse, 1949], рода *Bogorovia* [Jouse, 1974], *Kozloviella* [Jouse, 1974], *Pseudopodosira* [Jouse, 1949], *Reidelia* [Jouse, Sheshukova-Poretskaja, 1971]. Благодаря развитию сканирующей электронной микроскопии систематическое положение некоторых таксонов было в дальнейшем изменено.

До конца своих дней А.П.Жузе была признанным лидером в российском и международном диатомовом сообществе. У нее было много студентов, и она с готовностью делилась своими знаниями с молодыми российскими коллегами. Анастасия Пантелеймоновна была великолепным педагогом, поэтому многие из российских диатомистов гордились и гордятся, что принадлежат к Диатомовой Школе А.П.Жузе (З.И.Глезер, И.В.Макарова, Н.И.Стрельникова, Г.Х.Казарина, Э.И.Лосева, Е.И.Полякова, Т.В.Орешкина, Э.П.Радионова, В.С.Пушкар, М.В.Черепанова, Н.А.Караева, Т.Ф.Возженникова и многие другие). Заложенные А.П.Жузе основы морской микропалеонтологии успешно развиваются в настоящее время в нашей стране во многих ведущих университетах и институтах РАН, в первую очередь, в Москве, С.-Петербурге, Владивостоке. Осваиваются и применяются в морских геологических и палеоокеанологических исследованиях новые микропалеонтологические методы (например, анализ водных палиноморф, Т.С.Клювиткиной, Е.А.Новичковой).

А.П.Жузе была прекрасным организатором: являлась президентом микропалеонтологической секции Океанографического Комитета АН СССР, много лет была президентом Комитета по Альгологии АН СССР, инициировала регулярную работу «Международного Диатомового Симпозиума» с 1970 года.

## СОБЫТИЯ СРЕДНЕГО-ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА, ЗАПЕЧАТЛЕННЫЕ В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНЫХ КУРИЛ

Разжигаева Н.Г.<sup>1</sup>, Ганзей Л.А.<sup>1</sup>, Гребенникова Т.А.<sup>1</sup>, Белянина Н.И.<sup>1</sup>,  
Иванова Е.Д.<sup>1</sup>, Кузнецов В.Ю.<sup>2</sup>, Максимов Ф.Е.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, [nadyar@tig.dvo.ru](mailto:nadyar@tig.dvo.ru);

<sup>2</sup> Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Средний-поздний неоплейстоцен характеризуется сложной климатической ритмикой с рядом ярких потеплений и похолоданий, ход, интенсивность и временные рамки которых на Дальнем Востоке требуют дальнейшего изучения. На Курильских островах изученность средне-верхнеплейстоценовых отложений слабая, а полученные данные весьма противоречивы. Основными объектами для палеореконовструкций являются отложения морских террас и береговых низменностей, которые характеризуются небольшой мощностью, перерывами и частыми фаціальными сменами. Обстановки осадконакопления здесь характеризуются высокой динамичностью, а береговая зона островов подвергалась сильной эрозии в последующие трансгрессивные фазы. Стратиграфически обоснованные построения по среднему плейстоцену сделаны для Большой Курильской гряды, где на о. Кунашир выделены отложения двух трансгрессивных фаз (МИС 11 и 9) [Пушкарь, Разжигаева, 2003], на о. Итуруп к среднему плейстоцену отнесена 25–30 м терраса.

В последние годы проведены палеореконовструкции развития природной среды Южных Курил в среднем-позднем неоплейстоцене на основе изучения стратиграфии разнофаціальных морских и континентальных отложений о-вов Танфильева, Зеленый, Кунашир с применением литолого-фаціальных и биостратиграфических методов, возрастная привязка сделана с использованием данных тефростратиграфии и <sup>230</sup>Th/U-датирования.

На юге Малой Курильской гряды на о. Танфильева в разрезе клифа обнаружена линза алевро-пелитовых отложений с погребенным устричным рифом, лежащих на эродированной поверхности верхнемеловых вулканогенно-осадочных пород. Разрез является уникальным для Курил, где плохо сохраняется карбонатный материал. Устричный риф сложен плотным скоплением *in situ* раковин субтропическо-низкобореального вида *Crassostrea gigas* (Thunberg), створки достигают 18 см. Встречено 19 сопутствующих видов, из которых 11% относятся к тепловодным. В настоящее время на юге Дальнего Востока устричные рифы известны только в заливе Петра Великого (Японское море) и в лагуне Буссе на о. Сахалин. Оптимальные условия для их развития – небольшая глубина (обычно 1.5–5 м, иногда до 7 м), температура в летний период – не менее 18°C, соленость воды 25–28‰. Находки тропического-субтропического *Trapezium liratum* (Reeve) и тропического *Saxidomus purpuratus* (Sowerby) среди сопутствующих видов позволяют предположить, что летняя температура во время развития устричного рифа могла быть на 6–8°C выше современной. Ареалы этих моллюсков были смещены на 400–450 км на север, относительно современных. Теплые условия подтверждает присутствие южно-бореальных и субтропических видов морских диатомей в матриксе устричника и перекрывающих морских отложениях. Комплекс бентосных фораминифер, обнаруженных в матриксе устричника, помимо литоральных и мелководных видов, включает виды, обычно обитающие на дне открытых бухт, лагун, внутреннего шельфа на глубинах от 10 до 50 м, что свидетельствует о подъеме вод, обогащенных биогенными веществами, с более глубоководных участков.

По раковинам *Crassostrea gigas* сделана серия <sup>230</sup>Th/U-датировок, что позволило установить среднеплейстоценовый возраст отложений (МИС 7). Это подтверждает и находка зонального вида диатомей *Thalassiosira nidulus*. Радиометрическое определение изотопов урана и тория выполнено во внешних и внутренних фракциях образцов раковин. Послойное изучение состава раковин показало, что почти все они перекристаллизованы и сложены кальцитом, поэтому не являются в полной мере закрытой радиометрической системой относительно урана, и полученные датировки могут быть признаны только как минимальный возраст.

Потепление конца среднего неоплейстоцена, выделенное на о. Танфильева, было неоднородным и включало два более теплых периода разделенных незначительным похолоданием. Сложный ход климатических изменений внутри термохрона отражается в

сменах комплексов диатомей, на состав которых также накладывалось влияние теплого течения и прогрев воды прибрежных акваторий в летний период. На окружающей суше в более теплые периоды были распространены полидоминантные широколиственные и хвойно-широколиственные леса с участием дуба (несколько видов), граба, ореха, бука, шелковицы. Хвойные были представлены, в основном, елью, в том числе *Picea glehnii*, а также пихтой, тсугой, представителями семейства Cupressaceae. В похолодание увеличивалась роль хвойных, во вторую теплую фазу участие хвойных, берез и других мелколиственных в растительности резко сократилось. Пыльца криптомерии и сосны могла быть перенесена ветром с юга.

Уровень моря в трансгрессию, отложения которой были найдены на о. Танфильева, был нестабилен. По данным диатомового анализа смена обстановок осадконакопления отвечает двум малоамплитудным трансгрессивным фазам в пределах одной крупной трансгрессии. Устричный риф развивался в первую фазу трансгрессии, когда существовал мелководный хорошо прогреваемый залив. Причиной отмирания устричника, вероятно, было увеличение глубины. Снижение уровня моря во время незначительного похолодания и развитие аккумулятивных процессов привело к образованию озера лагунного типа. Последующий подъем уровня океана привел к образованию открытого умеренно тепловодного залива. Следует отметить, что кровля устричника находится на высоте 3 м н.у.м., а кровля среднеплейстоценовых морских отложений – на 5 м н.у.м., что подтверждает предположение о разнонаправленных тектонических движениях в этой части Курильской островной дуги в неоплейстоцене.

К верхнему неоплейстоцену относятся морские и континентальные разнофациальные отложения, залегающие на эрозионной поверхности, выработанной в верхнемеловых вулканогенно-осадочных и вулканогенных породах на о-вах Зеленый и Танфильева. Морские отложения представлены пляжевыми, лагунными и маршевыми фациями.

Лагунные отложения, фиксирующие завершающую стадию оптимума последнего межледниковья (МИС 5e), обнаружены на о. Зеленый. В это время на юге Курил были распространены неморальные полидоминантные и хвойно-широколиственные леса. Изменение палинокомплексов по разрезу позволило выделить три фазы развития растительности: неморальные полидоминантные и смешанные хвойно-широколиственные леса, на побережье – болотистые участки; темнохвойные и смешанные елово-пихтовые леса с участием берез, широкое развитие болотных ассоциаций на побережье; парковые березовые и разреженные смешанные хвойно-широколиственные леса с папоротниковым покровом, широкое развитие луговых и лугово-болотных ландшафтов. Климатические условия во время первой и третьей фазы были теплее современных, а вторая отвечает кратковременному похолоданию и, возможно, увеличению увлажнения. Потепление, зафиксированное в третью фазу, было менее выражено, чем в первую. Большая часть островов в это время представляла собой мелководные отмели с небольшими островками. Отложения включают тепловодные комплексы морских диатомей, в том числе субтропические виды. Тенденция к похолоданию на конечной стадии этого термохрона проявилась в уменьшении количества тепловодных диатомей.

Морские отложения, которые накапливались в более прохладных климатических условиях, отвечающие трансгрессивной фазе, сопоставляемой с МИС 5a, найдены на о. Танфильева. В это время наземные ландшафты претерпели существенную перестройку, климатические условия стали холоднее и близкими к современным. На побережье получила распространение темнохвойная тайга с элементами неморальной флоры, а также луговые и лугово-болотные ландшафты с разреженными зарослями ольхи. Морские отложения без видимого перерыва перекрыты озерными отложениями и торфом, из которых получены запредельная радиоуглеродная дата и <sup>230</sup>Th/U-датировки в интервале 69.4 +8.2/-7.0 тыс. л.н. и 73.0 +5.3/-4.8 тыс. л.н. Около 70–80 тыс. л.н. выделяется фаза елово-пихтовых лесов с неморальными элементами, с зарослями бересклета и калины.

Подобные палеоландшафтные данные были получены при изучении разреза погребенного торфяника бух. Рудня на о. Зеленый. Данные диатомового анализа свидетельствуют, что торф накапливался около берега океана. Комплекс из вышележащего торфа характерен для мелководного озера, поросшего растительностью, смена доминирующих видов показывает разные стадии его развития, связанные с постепенным обмелением. Палиноспектры отвечают развитию хвойно-широколиственных и темнохвойных лесов с

преобладанием ели, на прибрежных низменностях были развиты кустарничко-сфагновые болота. В отдельные периоды расширялись площади березовых лесов, на побережье были распространены луга. Климатические условия были близкими или несколько прохладнее современных. По данным биостратиграфических анализов и распределению вулканических пеплов можно предположить, что торфяник образовался в заключительную теплую фазу последнего межледниковья. Для торфяника получена серия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дат. Предполагается, что нижняя часть торфяника является, скорее всего, открытой геохимической системой относительно изотопов урана и тория. Возраст отложений оценивается около  $87.8 \pm 10.8/8.7$  тыс. лет.

Торфяники образовались в условиях снижения вулканической активности и включают один прослой белого риолитового пепла, вероятным источником которого был один из вулканов о. Кунашир. Верхняя часть разреза формировалась в период активной вулканической деятельности на Большой Курильской гряде и о. Хоккайдо. Состав вулканического стекла ( $\text{K}_2\text{O}$  1.69–2.90%) отвечает тефре влк. Куттяро Восточного Хоккайдо, неоднократно извергавшегося на протяжении позднего неоплейстоцена.

Погребенный торфяник, образовавшийся в конце последнего межледниковья, обнаружен в юго-восточной части о. Кунашир. Из торфа получена серия  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -дат, что наряду с данными по биостратиграфии позволяет охарактеризовать развитие ландшафтов в теплые фазы позднего неоплейстоцена. Полученные возрастные данные с учетом погрешностей попадают в интервал 72–80 тыс. лет (МИС 5а). Эти результаты представляют большую важность, поскольку позволяют пересмотреть палеоландшафтные реконструкции, сделанные для юга Курил на основе изучения торфяников, из которых были получены радиоуглеродные датировки, близки к предельным значениям. Палинологическое изучение погребенного торфяника показало, что в заключительную стадию последнего межледниковья на Кунашире были распространены темнохвойные леса с участием берез. Причем, в отличие от елово-пихтовых лесов, распространенных в районе Малых Курил и современных лесных формаций, пихта занимала доминирующую позицию по отношению к ели. Неморальные элементы, широко представленные в лесной растительности в оптимальную фазу межледниковья, к этому времени практически полностью исчезают.

Во второй половине позднего плейстоцена в районе Южных Курил зафиксировано два потепления в интервале 48–38 тыс. л.н. и около 30 тыс. л.н. Климат был близким к современному или чуть холоднее. Наиболее надежные реконструкции сделаны на основе изучения верхней части погребенного торфяника о. Танфильева, из основания которого получены  $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -даты. На обширной суше, объединявшей Малые Курилы с сопредельными островами, существовали темнохвойные леса с папоротниковым покровом, появляется лиственница, на побережье были распространены сфагново-кустарничковые болота, разнотравные и болотистые луга.

Хорошо выраженные мерзлотные деформации свидетельствуют том, что в ледниковые эпохи позднего неоплейстоцена здесь существовала многолетняя мерзлота и были развиты тундровые ландшафты. В конце позднего неоплейстоцена, в условиях неустойчивого климата произошла трансформация ландшафтов, существовавших в последнюю ледниковую эпоху, к ландшафтам межледниковья. Изучение разрезов покровных торфяников Малых Курил показало неоднократные перестройки ландшафтов в пределах сухопутного моста, соединявшего Южные Курилы и Хоккайдо. Потепление климата, сопоставляемое с беллингом, сопровождавшееся увеличением увлажнения и сильными снегопадами, привело к заболачиванию уплощенных поверхностей. Распространение получили кустарничко-сфагновые болота с восковником, редкостойные лиственничники, а на возвышенных участках – разреженные березовые леса. Резкое похолодание климата около 12200  $^{14}\text{C}$  л.н., сопоставляемое со средним дриасом, привело к вспышке развития кустарничковых берез, встречающихся в настоящее время только на Северных Курилах. Ярко выраженное потепление климата, сопоставляемое с аллередом, привело к развитию хвойно-широколиственных лесов (с участием дуба, ильма), которые могли соседствовать с лиственничниками. Последующее похолодание, сопоставляемое с поздним дриасом, не было резким. На океаническую сторону моста распространилась ель Глена и березняки, из состава лесной растительности исчезли широколиственные.

Сравнение хода развития ландшафтов в теплые эпохи плейстоцена с современными показывает, что ландшафты, возникающие при ситуациях, близких по палеоклиматическим характеристикам, не были полным подобием ранее существовавших. Существенным фактором, контролирующим их направленность и необратимость развития помимо климатических изменений, являлась вулканическая активность, оказывающая большое влияние на различные компоненты ландшафта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-00017.

Литература:

Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г. Головинская свита о. Кунашир (Курилы): стратиграфия и условия формирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 82–94.

## РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТОВ В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ БИКИН (ПРИМОРЬЕ) В СРЕДНЕМ-ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Разжигаева Н.Г.<sup>1</sup>, Ганзей Л.А.<sup>1</sup>, Гребенникова Т.А.<sup>1</sup>, Мохова Л.М.<sup>1</sup>, Паничев А.М.<sup>1</sup>,  
Копотева Т.А.<sup>2</sup>, Арсланов Х.А.<sup>3</sup>, Максимов Ф.Е.<sup>3</sup>, Старикова А.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, [nadyar@tig.dvo.ru](mailto:nadyar@tig.dvo.ru);

<sup>2</sup> Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск;

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский государственный университет

Биогеографические исследования последних лет показали, что в центральной части Сихотэ-Алиня наблюдаются значительные изменения биотических компонентов ландшафтов, произошедшие в последние десятилетия [Паничев и др., 2012]. Для понимания тенденций развития природной среды необходимо получить новый палеогеографический материал по развитию природных компонентов в прошлом – при климатических изменениях в голоцене и в историческое время. Несмотря на большое количество исследований по развитию ландшафтов этого региона в голоцене, которые проводились в последние 30–40 лет, некоторые районы, включая западный макросклон Сихотэ-Алиня, к настоящему времени недостаточно изучены. Целью работы является восстановление этапов развития ландшафтов в среднем течении р. Бикин при короткопериодических, разнонаправленных флуктуациях климата среднего-позднего голоцена и оценка скоростей изменения природных компонентов. Район исследований относится к малоизученной части бассейна р. Амур, который занимает обширную территорию, имеет большую протяженность и пересекает несколько ландшафтных зон. В среднем течении р. Бикин на фоне развития широколиственно-кедровых лесов локальные участки занимают уникальные природные сообщества, представленные кустарничково-моховыми марями переходного типа с лиственничниками. Эта территория входит в южную часть ареала распространения лиственницы амурской [Гуков, 2009]. На марях широко представлены кустарничковая березка (*Betula fruticosa*), багульник, встречено несколько видов сфагновых мхов. Климат района муссонный с чертами континентальности, среднегодовая температура в районе пос. Красный Яр изменяется от 0.5 до +1.5°C, средняя месячная температура воздуха в январе составляет –22°C, в августе +20°C, амплитуда между абсолютным минимумом и максимумом достигает 85°. Среднее годовое количество осадков составляет 850–900 мм, большая часть выпадает в июле-сентябре, доля зимних осадков составляет 15–20% [Справочник..., 1990].

В качестве опорного выбран разрез первой надпойменной террасы (высотой 3.5 м над зимним межленным урезом воды, абс. высота 145 м) в среднем течении р. Бикин, расположенный в 15 км выше по течению от поселка Красный Яр (46° 40.945' с.ш., 136° 10.276' в.д.). Изучение разреза включало литолого-фациальный и биостратиграфические (ботанический, спорово-пыльцевой, диатомовый) анализы. Радиоуглеродное датирование торфа и древесины выполнено в СПбГУ. Калибровка радиоуглеродных дат в календарные сделана с помощью программы "CalPal".

В основании разреза террасы выходят галечники (видимая мощность >0.65 м) русловой фации, перекрытые пойменными песками и супесями (мощность 0.85 м) с тонкими прослоями оторфованного материала. Отложения накапливались в среднем голоцене, о чем свидетельствует <sup>14</sup>C-дата 6900±90 л.н., 7750±90 кал. л.н., ЛУ-7568, полученная по древесине лиственницы. Выше выходят голубовато-серые монотонные плотные глины (мощность 0.7 м). Изучение гранулометрического состава глин показало, что частицы <10 мкм составляют до 59%, причем < 1 мкм – до 10.8%. Гранулометрический кривые распределения бимодальные, симметричные, хорошо выражены моды 3–5 и 16–24 мкм, осадок представляет собой смесь хорошо сортированного материала, поступившего из двух источников. В нижней части глин появляется третья мода более крупных частиц 130–150 мкм (2.3–7%). Верхняя часть разреза сложена оторфованной глиной и торфом (мощность 0.9 м), органогенное осадконакопление началось около 3820±110 л.н., 4230±150 кал. л.н., ЛУ-7343. В оторфованной глине среди сохранившихся растительных остатков встречена кора болотного мирта (*Chamaedaphne calyculata*), осоки, вейник, хвощ. Залежь сложена травяно-древесным, травяным, травяно-



кустарничковым и кустарничково-травяным, кустарничковым, сфагново-кустарничковым торфом.

Распределение радиоуглеродных дат по разрезу показывает неравномерные скорости торфонакопления. В начале накапливалась отофованная глина (0.26 мм/год), в интервале от 3.4 до 2 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. скорости торфообразования были очень низкими (0.07 мм/год). Короткий период 60–70 лет скорости резко возросли (до 1.4 мм/год), и были достаточно высокими (0.41–0.39 мм/год) до последнего тысячелетия, когда снизились до 0.23 мм/год.

Изучение отложений разреза первой надпойменной террасы показало сложный ход развития ландшафтов в среднем течении р. Бикин в среднем-позднем голоцене и позволило выделить несколько этапов развития ландшафтов. Терраса начала формироваться в среднем голоцене, во всех встреченных обнажениях наблюдается смена русловых фаций, представленных грубообломочным материалом, пойменными песками. В оптимальную фазу среднего голоцена в бассейне на фоне развития полидоминантных широколиственных лесов с участием дуба, ильма, ореха, лещины, сирени и берез, плохо дренированные участки были заняты редкостойными лиственничниками с кустарничковыми березами и папоротниковым покровом, локально встречались травяно-сфагновые болота. На пойме были распространены заросли ольхи. Терригенную фазу седиментации завершало формирование пачки глин. Накопление таких осадков могло происходить в спокойных условиях седиментации. Формирование слоя глин в изученном разрезе происходило в условиях похолодания на границе атлантик-суббореал, о чем свидетельствуют холодные палиноспектры с обилием пыльцы кустарничковой березы. По-видимому, в это время в условиях резкого похолодания и иссушения большие площади в среднем течении р. Бикин были заняты ерниковыми сообществами с преобладанием кустарничковых берез и лиственничниками, сокращались площади, занятые широколиственными лесами, хотя разнообразие широколиственных существенно не изменилось. К заключительной стадии похолодания увеличилась роль березняков.

В начале суббореала в условиях прогрессирующего потепления благодаря выходам глин, которые являлись водоупором, началось заболачивание поверхности террасы с формированием небольших мелководных водоемов. Состав диатомовых водорослей свидетельствует, что заболоченная пойма была подвержена частым наводнениям. В долине существенные участки были заняты березовыми лесами, которые первыми из древесных пород начали осваивать образованные террасовидные поверхности. Обнаружена не только пыльца, но и макроостатки древесины и коры берез, указывающие на ее участие в локальной растительности. Климатические условия около 3625–2725  $^{14}\text{C}$  л.н. были теплее современных. Потепление привело к распространению полидоминантных широколиственных лесов с участием берез с папоротниковым покровом. Плохо дренированные участки долины были заняты лиственничниками. На поверхности террасы началось накопление травяно-древесного торфа с остатками лиственницы и березы.

В конце суббореала-начале субатлантика (2725–2005  $^{14}\text{C}$  л.н.) зафиксировано небольшое похолодание. В составе диатомовой флоры широко представлены виды, которые характерны для северных и горных областей. В это время в бассейне р. Бикин начали распространяться широколиственно-кедровые леса с участием берез, увеличилась роль темнохвойных. Существенные изменения произошли в локальной болотной растительности, начал накапливаться низинный травяной торф в условиях слабого обводнения. Практически не было сильных наводнений. В первой половине субатлантика (1600–2005  $^{14}\text{C}$  л.н.) в составе лесной растительности в среднем течении р. Бикин увеличивалась роль пихты и широколиственных, что, возможно, свидетельствует о незначительном потеплении. Болотный массив развивался в условиях высокого обводнения и вступил в переходную стадию развития от евтрофных к мезотрофным условиям, существенно возросла роль кустарничков (багульник, кустарничковая береза, болотный мирт, появляется клюква). В палиноспектрах наблюдается пик содержания спор, представленных в основном сфагновыми мхами. Макроостатков сфагновых мхов не было обнаружено, но не исключено, что они участвовали в болотной растительности. Резко повышаются скорости торфонакопления. По данным диатомового анализа сделано заключение, что в этот период не было сильных наводнений. Изменения в локальной растительности произошли около 1340–1600  $^{14}\text{C}$  л.н. На болоте стало больше вересковых кустарничков, степень обводнения оставалась высокая. В составе травянистых группировок была распространена

попынь. Существенных изменений в лесных ландшафтах не зафиксировано. С рубежа около 1470 <sup>14</sup>С л.н. в долине увеличивается частота наводнений.

Увеличение содержания и разнообразия пыльцы широколиственных пород в торфе, сформировавшемся 1340–648 <sup>14</sup>С л.н., свидетельствует о потеплении (малый оптимум голоцена). В это время в составе широколиственно-кедровых лесов увеличилась роль сосны корейской и пихты. Основными растениями-торфообразователями являлись кустарнички – клюква, болотный мирт, среди трав в нижней части преобладали осоки, в верхней – вейник. Постепенно увлажненность болотного массива снижается, в составе растительности появляется багульник, болото зарастает лиственницей.

Похолодание, которое сопоставляется с малым ледниковым периодом, выделяется в интервале 648–216 <sup>14</sup>С л.н. В это время в среднем течении р. Бикин наряду с развитием широколиственно-кедровых лесов увеличиваются площади, занятые еловыми и березовыми лесами. Существенные изменения происходят в развитии болотного массива, где среди растений-торфообразователей большую роль начинают играть сфагновые мхи (*Sphagnum magellanicum*), количество которых особенно возрастает последние 430 <sup>14</sup>С л.н. Снижается степень обводнения болота. С малого ледникового периода марь начинает приобретать современный облик. Последние 200 лет развитие ландшафтов отражает некоторый тренд потепления, в бассейне доминируют широколиственно-кедровые леса с большим набором широколиственных видов, локально на участках выходов горизонтов глин развиты кустарничково-сфагновые мари с редкостойными лиственничниками.

Основным фактором, который определял ход развития ландшафтов в бассейне р. Бикин в среднем-позднем голоцене, являлись климатические изменения. Выделяется несколько теплых и холодных фаз, которые определили динамику и перестройку ландшафтов в пределах бассейна. Данные хорошо сопоставляются с результатами, полученными для Среднего и Нижнего Приамурья [Клименко и др., 2000; Bazarova et al., 2011]. В ходе климатических изменений в среднем-позднем голоцене ландшафты бассейна р. Бикин в среднем течении претерпели сильную трансформацию на границе атлантик-суббореал, когда расширились участки, занятые ерниковыми зарослями. Расцвет полидоминантных широколиственных после атлантика произошел в суббореальное потепление и разнообразная широколиственная флора унаследована с тех эпох. Существенная перестройка ландшафтов произошла на рубеже суббореала-субатлантика (около 2725 <sup>14</sup>С л.н.), когда в условиях похолодания в составе растительности резко увеличилась роль сосны корейской и начали формироваться широколиственно-кедровые леса. Последующие малоамплитудные климатические изменения не приводили к коренным перестройкам биотических компонентов, в похолодание увеличивалась роль темнохвойных, в потепление – широколиственных. Из последних событий можно отметить малый ледниковый период, когда расширились площади березовых и темнохвойных лесов. Долинные лиственничники существовали на протяжении всего рассматриваемого периода и занимали узколокальные участки на травяных, кустарничко-травяных и кустарничково-сфагновых марях с кустарничковыми березами. Эти сообщества, по-видимому, можно рассматривать, как рефугиумы, оставшиеся от холодных эпох среди формации широколиственно-кедровых лесов, их сохранению способствуют особые экологические условия, мало благоприятные для поселения других древесных пород. Формирования болотного массива началось около 4000 <sup>14</sup>С л.н., евтрофная стадия развития торфяника проходила около 1700 <sup>14</sup>С лет, переход от евтрофных к мезотрофным условиям был длительным – около 380 <sup>14</sup>С лет, мезотрофная стадия длилась около 700 лет, и последние 650 <sup>14</sup>С лет болото вступило в переходную стадию от мезотрофного к олиготрофному. Развитие болотных ландшафтов шло практически без вмешательства пирогенного фактора, в разрезе зафиксировано только два следа крупных пожаров около 3500 в теплую стадию и 2000 л.н. в похолодание. Выделен период (2725–1470 <sup>14</sup>С л.н.), когда не было сильных наводнений, по-видимому, снижалась интенсивность летних паводков, вызванных муссонными дождями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 15-05-00171 и программы «Дальний Восток», грант 15-И-6-097.

Литература:

- Гуков Г.В. Лиственницы и лиственничные леса Российского Дальнего Востока. Владивосток: ГТС ДВО РАН, 2009. 350 с.
- Клименко В.В., Климанов В.А., Кожаринов А.В. Динамика растительности и климата Амуро-Зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений // Изв. АН Сер. Географ. 2000. № 2. С. 42–50.
- Паничев А.М., Пикунов Д.Г., Бочарников В.Н., Середкин В.И. Естественные изменения в растительном и животном мире в бассейне р. Бикин, связанные с климатическими факторами // Успехи наук о жизни. 2012. № 5. С. 66–76.
- Справочник по климату СССР. Вып. 26. Приморский край. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 190 с.
- Vazarova V.B., Mokhova L.M., Klimin M.A., Kopoteva T.A. Vegetation development and correlation of Holocene events in the Amur River basin, East Siberia, Russia // Quaternary International. 2011. V. 237. P. 83–92.

## ХРОНОЛОГИЯ ЭТАПОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ

**Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В.**

*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, tea\_88@inbox.ru*

Завершающий этап позднего плейстоцена, охватывающий временной интервал 15.0–11.7 тыс. кал. л.н. известен в литературе как позднеледниковье. В позднеледниковый интервал плейстоценовой истории уровень инсоляции в северном полушарии возрос до современных значений и начался распад вюрмских ледниковых щитов [Зубаков, 1986]. При общем тренде к возрастанию температур для данного времени отмечается высокая нестабильность климата, обусловленная чередованием относительно кратковременных потеплений с фазами глубоких и резких похолоданий [Dansgaard et al., 1971; Severinghaus, Brook, 1999]. По мнению К.К. Маркова [1965] именно рубеж позднеледниковья и голоцена стал временем резких необратимых изменений в развитии природной среды (смещение ареалов распространения многих видов растительности, перестройка фаунистических комплексов и др.) и первобытного общества (переход от позднего палеолита к мезолиту). Это определяет необходимость изучения палеогеографических событий позднеледниковья с позиций исторического развития геосистем.

Характер ландшафтно-климатических изменений позднеледниковья в Байкальском регионе детально охарактеризован по данным, полученным при изучении донных осадков оз. Байкал [Prokopenko et al., 2001; Karabanov et al., 2004 и др.] и прилегающих к нему небольших озер [Tarasov et al., 2009 и др.]. Субаэральные отложения и экзогенное рельефообразование в Забайкалье для временного интервала 15.0–11.7 тыс. кал. л.н. изучены значительно слабее, что препятствует корреляции континентальных и озерных осадков, реконструкции истории развития рельефа и корректному распространению полученных результатов на обширные территории. Изучение циклично-построенных почвенно-седиментационных серий позволяет проследить ритмичность развития экзогенных процессов, осадконакопления и реконструировать этапы развития рельефа и ландшафтов [Birkeland, 1999].

Цель данной работы – выделить основные этапы ландшафтно-климатических изменений в позднеледниковье в центральной части Селенгинского среднегорья и охарактеризовать их специфику с использованием педолитологических данных.

Нами в 2011–2014 г. проведены детальные исследования в бассейне р. Куйтунки (Западное Забайкалье). Изучены три разреза рыхлых отложений (рис.). Разрез Надеино заложен на левобережье р. Куйтунки и вскрывает толщу лессовидных суглинков и супесей, выполняющих древнюю балку. Разрезом Нижняя Буланка вскрыты полигенетичные делювиально-пролювиальные и золовые осадки конуса выноса безымянной балки, расположенной по правому борту пади Нижняя Буланка. В разрезе Куйтун, расположенном по левому борту современного глубокого (до 15 м) донного оврага, изучено строение погребенного оврага. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено в Санкт-Петербургском государственном университете по углероду гуминовых кислот (табл.).

Позднеледниковые почвы, сформированные в пределах исследуемых разрезов имеют прочную структуру, относительно высокое содержание гумуса (2 – 3.5%) при его фульватно-гуматном составе, что свидетельствует об их формировании в лесостепных условиях. Отмечается высокое содержание нерастворимого остатка (45 – 65 %) и низкая обогащенность гумуса азотом. Приведенные морфоаналитические свойства свидетельствуют о значительном влиянии мерзлотных процессов на формирование почв. Данный вывод подтверждается и тем, что почвы нарушены криогенными деформациями в виде криотурбаций, криогенных клиньев и псевдоморфоз. Данные признаки не характерны для голоценовых почв, залегающих выше.

Многочисленное перекрытие почв делювиальными и золовыми отложениями указывает на контрастные смены климатических условий на исследуемой территории в позднеледниковье. Стадии педогенеза прерывались этапами активизации экзогенных процессов. За последние 15.0 тыс. кал. л.н. в Западном Забайкалье выявлены следующие этапы развития экзогенных процессов и почвообразования:

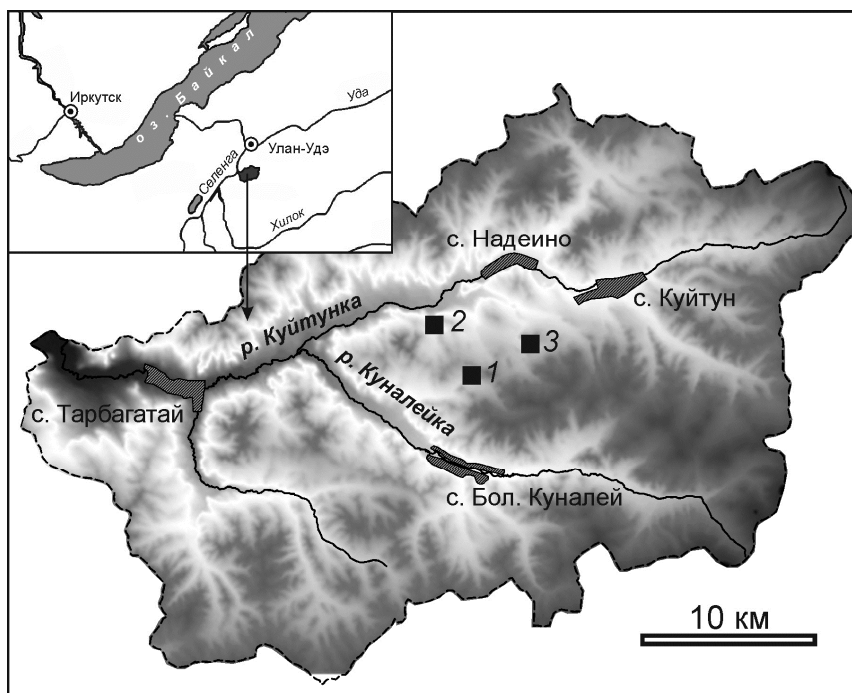


Рис. Местоположение разрезов отложений: 1 – Нижняя Буланка; 2 – Надеино; 3 – Куйтун.

Таблица. Радиоуглеродный ( $^{14}\text{C}$  л. н.) и календарный (кал. л. н.) возраст погребенных почв

Лабораторный номер	Радиоуглеродный возраст, $^{14}\text{C}$ л. н.	Календарный возраст, кал. л. н.*	Глубина, отбора, см	Литологическое и стратиграфическое положение
Разрез Надеино				
ЛУ-6779	10710±170	12600±220	403–408	Гумусовый горизонт почвы
ЛУ-6816	12010±160	14020±260	434–443	Гумусовый горизонт почвы
Разрез Нижняя Буланка				
ЛУ-6795	10940±240	12900±210	304–313	Гумусовый горизонт почвы
ЛУ-6849	11360±190	13270±190	427–440	Гумусовый горизонт почвы
Разрез Куйтун				
ЛУ-6815	12120±100	14140±210	323–330	Гумусовый горизонт почвы, выстилающей древний эрозионный врез

\*Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "CalPal" Кёльнского университета 2006 года, авторы В. Weninger, О. Joris, У. Danzeglocke (сайт [www.calpal.de](http://www.calpal.de)).

1. В конце сартанского криохрона (15.0 – 14.5 тыс. кал. л.н., а возможно и раньше) на исследуемой территории отмечается эрозионный врез, активизация эрозионно-аккумулятивных процессов.

2. Снижение их интенсивности и начало почвообразования совпало с первым позднеледниковым потеплением и увлажнением климата, сопоставимым с бёллингом (14.5 – 14.1 тыс. кал. л.н.). Данный этап педогенеза маркируется органо-аккумулятивной почвой, залегающей в основании разреза Надеино. Во время формирования описываемой почвы в Восточной Сибири отмечается двукратное увеличение количества осадков [Chebykin et al., 2002]. Подобные климатические изменения выражаются в признаках периодического переувлажнения (обильные Fe-Mn новообразования, оглеение) в нижних горизонтах почвы, криогенных нарушениях, формирующихся в условиях переувлажненного грунта (криотурбации). Исходя из сказанного, мы предполагаем, что формирование почв в указанном временном интервале проходило при более низкой теплообеспеченности и высокой увлажненности в сравнении с современными почвами территории исследования.

3. В интервале 14.1 – 14.0 тыс. кал. л.н. фиксируется этап усиления смыва и накопления делювиальных отложений.

4. Последовавшее потепление обусловило начало второго этапа активизации процессов почвообразования и снижения интенсивности осадконакопления, который выделяется 14.0 – 12.9 тыс. кал. л.н. В указанном временном интервале выделяются два этапа педогенеза (14.0–13.3 и 13.0–12.6 тыс. кал. л.н.), разделенные фазой активизации эрозионно-аккумулятивных процессов (13.3–13.0 тыс. кал. л.н.). Наиболее выражены выделенные этапы в разрезе Нижняя Буланка, в разрезе Надеино этапы они фиксируются по уровням заложения мелких криогенных структур. Формирование почв проходило в лесостепных условиях при невысокой теплообеспеченности и относительно высокой увлажненности. Наряду с эрозионно-аккумулятивными процессами в лессовидных отложениях активизировались суффозионные процессы. Этот этап соответствует потеплению аллеред в пределах которой отчетливо фиксируется кратковременное сильное похолодание [Безрукова и др., 2011].

5. Погребение сформированных на данном этапе почв эолово-делювиальными осадками стало результатом похолодания и аридизации климата, сопоставляемого с поздним дриасом (12.9–11.7 тыс. кал. л.н.). Палеоклиматические реконструкции [Tarasov et al., 2009; Безрукова и др., 2011] на основе спорово-пыльцевых данных показали, что средние июльские температуры были на 2–3°, январские на 8–10° ниже современных значений, а годовая сумма осадков снижалась на 50–80 мм. В начале этапа отмечается активизация криогенных процессов, следы которых фиксируются по многочисленным криогенным деформациям (клинья, псевдоморфозы, криотурбации). Впоследствии активно проявлялись эоловые процессы, в результате чего в разрезах происходило накопление белесых карбонатных лессовидных супесей со следами примитивного почвообразования (тонкие прослои гумусированной супеси).

Перечисленные периоды почвообразования и активизации экзогенных процессов проявились довольно синхронно в разрезах, заложенных в пределах различных эрозионно-аккумулятивных форм, что позволяет предполагать их обусловленность региональными климатическими изменениями.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00521).

#### Литература:

- Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель: район озера Байкал // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 586–595.
- Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
- Марков К.К. Главные изменения природы поверхности Земли в голоцене // Палеогеография четвертичного периода. М: Изд-во МГУ, 1965. С. 5–18.
- Birkeland P.W. Soils and Geomorphology. Oxford Univ. Press, 1999. 430 p.
- Chebykin E.P., Erdington D.N., Grachev M.A. et al. Abrupt increase in precipitation and weathering of soil in East Siberia coincident with end of the last glaciations (15 cal. kyr BP) // Earth Planet Science Letters. 2002. V. 200. P. 167–175.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Langway C.C. Climatic record revealed by the Camp Century ice core // The late Cenozoic glacial ages. London, 1971. P. 37–56.
- Karabanov E., Williams D., Kuzmin M., Sideleva V., Khursevich G., Prokopenko A., Solotchina E., Tkachenko L., Fedenya S., Kerber E. Ecological collapse of Lake Baikal and Lake Hovsgol ecosystems during the Last Glacial and consequences for aquatic species diversity // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. V. 209. P. 227–243.
- Prokopenko A.A., Williams D.F., Karabanov E.B., Khursevich G.K. Continental response to Heinrich events and Bond cycles in sedimentary record of Lake Baikal, Siberia // Global and Planetary Change. 2001. V. 28. P. 217–226.
- Severinghaus J.P., Brook E.J. Abrupt Climate Change at the End of the Last Glacial Period Inferred from Trapped Air in Polar Ice // Science. 1999. V. 286. № 5441. P. 930–934.
- Tarasov P.E., Bezrukova E.V., Krivonogov S.K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate of southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // Climate of the Past. 2009. V. 5. P. 285–295.

## **ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКИХ ТЕРРАС Р. ЧИКОЙ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИССЛЕДОВАНИЙ В УСТЬ-МЕНЗИНСКОМ ГЕОАРХЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЙОНЕ**

**Рыжов Ю.В.<sup>1</sup>, Кобылкин Д.В.<sup>1</sup>, Голубцов В.А.<sup>1</sup>,  
Константинов М.В.<sup>2</sup>, Викулова Н.О.<sup>2</sup>, Филатов Е.А.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, ryv@irigs.irk.ru;*

<sup>2</sup> *Забайкальский государственный университет, Чита, mk-rus@mail.ru*

Усть-Мензинский геоархеологический район является одним из опорных объектов в вопросах периодизации древних культур Забайкалья. Детальные комплексные исследования проводятся здесь в течение 30 лет [Константинов, 1994; Малая..., 2011]. Все древние поселения района (Усть-Менза 1-15) связаны с речными террасами высотой от 6 до 40 м. Детальные исследования проведены на археологических памятниках, расположенных на I-III надпойменных террасах. Древние поселения, находящиеся на высотных уровнях 20–40 м (Усть-Менза 6-15), остаются наименее изученными и отнесены к предварительно разведанным объектам [Малая..., 2011].

Четвертичные отложения террас состоят из аллювиального и покровного комплекса, представляют сочетание различных генетических типов отложений, погребенных почв, уровней криогенных образований, костных и растительных остатков и отражают неоднократную смену природно-климатических обстановок [Воробьева, Медведев, 1985]. Археологический материал, содержащийся в осадках, несет информацию о древнем человеке, образе его жизни, характере хозяйственной деятельности. Сочетание археологической информации с палеогеографическими данными может пролить свет на пути адаптации древних людей к изменяющимся условиям среды. Кроме того, комплексное геоархеологическое исследование отложений речных террас дает возможность выявить этапы и палеогеографические условия их формирования.

На водоразделах и склонах развит низкогорный эрозионно-денудационный рельеф, в долинах рек – эрозионно-аккумулятивный. Выделяются следующие высотные уровни: 1) низкая пойма – 0.5 м; 2) высокая пойма – 2.5 м; 3) первая терраса – 6 м; 4) вторая терраса – 9 – 11 м; 5) третья терраса 14 – 16 м; 6) четвертая терраса 20 – 22 м; 7) пятая терраса 32 – 34 м; 8) шестая терраса 40 – 42 м [Константинов, 1994; Карасев, 2002; Малая..., 2011]. В то же время, количество, время формирования, возраст и высоту террас исследователи оценивают по-разному [Константинов, 1994; Карасев, 2002; Государственная..., 2012].

В 2012–2013 г. проведены комплексные исследования высотных уровней 20–22 м (Усть-Менза-5), 32–34 м (Усть-Менза-6) и 40–42 м (Усть-Менза-15), соответствующих IV-VI речным террасам [Константинов, 1994; Малая..., 2011]. На них вскрыты отложения мощностью до 8 м, детально изучено их строение, литологический состав и содержащийся в них археологический материал, получены радиоизотопные датировки, проведено геодезическое профилирование и бурение толщ террас до руслового аллювия.

На рис. приведены данные о строении разрезов археологических памятников Усть-Менза – 5, 6 и 15 и физико-химических свойствах отложений, их абсолютном возрасте.

В разрезе Усть-Менза-6 по результатам бурения галечники русловой фации аллювия располагаются с глубины 16 м. На них залегают пойменные аллювиальные мелко-, среднезернистые пески, кровля которых вскрывается в нижней части разреза. Аллювий перекрыт полигенетическими покровными образованиями мощностью 3.8 м.

В разрезе Усть-Менза-15 до глубины 5.4 м вскрыты полигенетические отложения покровного комплекса, до глубины 24 м вскрываются полигенетические аллювиальные отложения представленные озерными, озерно-аллювиальными и золово- делювиальными мелкозернистыми песками с прослоями гумусированных и белесых супесей.

В разрезе Усть-Менза-5 мощность покровных отложений составляет 1.5 метра. С глубины 6 метров вскрываются галечники русловой фации аллювия.

Строение разрезов отложений археологических памятников Усть-Менза-5, 6 и 15 (IV-VI террасы, соответственно) свидетельствует о сложной истории их формирования в течение

позднего неоплейстоцена и голоцена. Она включает аккумуляцию аллювия речных террас и осадков покровного комплекса.

Таблица

Радиоуглеродный и календарный возраст отложений исследуемых разрезов

Лабораторный номер	Разрез, материал для датирования, глубина отбора образца	Радиоуглеродный возраст, лет	Калиброванный (календарный) возраст, cal BP, лет
ЛУ-7200	Усть-Менза 5, гуминовые кислоты, гл. 125–129 см	19430±1290	23300±1570
ЛУ-7054	Усть-Менза-5, гуминовые кислоты, 137–138 см	22030±540	26520±730
ЛУ-7206	Усть-Менза 6, кострище, угли, 117–119 см	17660±160	21090±350
ЛУ-7313	Усть-Менза 6, угли, 282–284 см	25260±710	30040±650
ЛУ-7311	Усть-Менза 6, угли 299–301 см	30320±1210	35170±1380

\*Значения календарного возраста приведены на основании калибровочной программы "CalPal" Кёльнского университета 2006 года, авторы В. Weninger, О. Joris, У. Danzeglocke (сайт www.calpal.de).

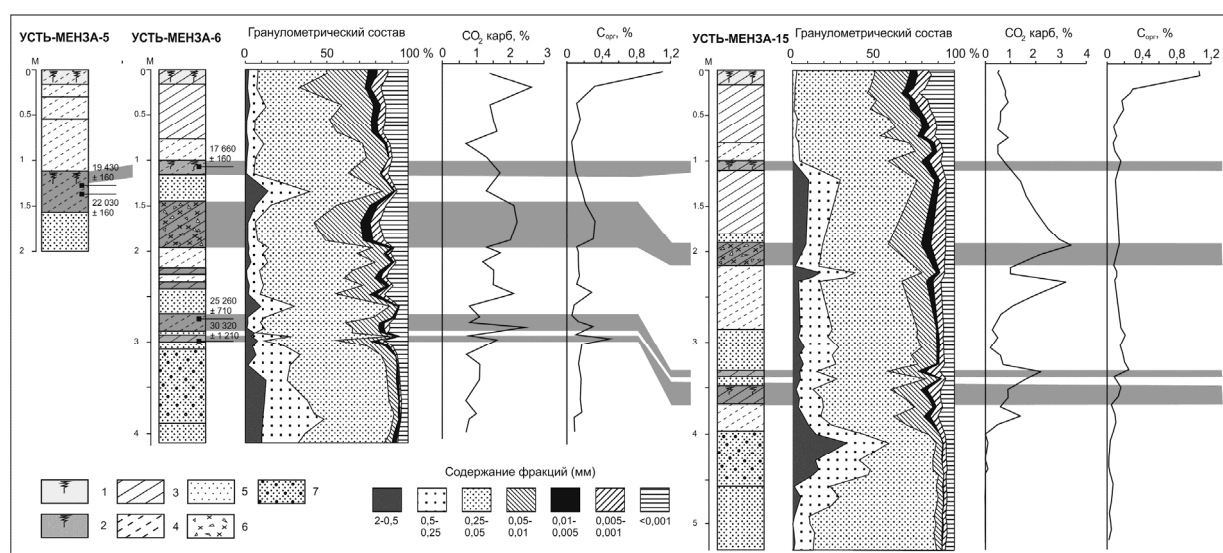


Рис. Литологический состав и физико-химические свойства отложений археологических памятников Усть-Менза-5, Усть-Менза-6 и Усть-Менза-15. Условные обозначения: 1 – современная почва; 2 – погребенные почвы и гумусированные прослои; 3 – легкие суглинки; 4 – супеси; 5 – пески мелко-, среднезернистые; 6 – пески мелкозернистые; 7 – включение дресвы и щебня; 8 – радиоуглеродные даты.

По результатам комплексного изучения толщ рыхлых отложений выделяются следующие этапы формирования рельефа и осадконакопления в позднем неоплейстоцене:

1. Накопление пролювиальных песков поверх озерно-аллювиальных отложений VI террасы предположительно в муруктинское время (71–57 тыс. кал. л.н.).

2. Накопление делювиальных супесей и легких суглинков на VI террасе, аккумуляция пролювиальных отложений на V террасе, формирование ниже- и среднекаргинских почв (57–30 тыс. кал. л.н.);

3. Аккумуляция делювиально-пролювиальных и эоловых песков выше ниже- и среднекаргинской погребенной почвы на VI террасе р. Чикой; накопление делювиально-пролювиальных суглинков, супесей и песков, формирование слаборазвитых почв на V террасе;



завершение аккумуляции аллювиальных песков пойменной фации, формирование почвы на IV террасе в начале сартанского криохрона (30–24 тыс. кал. л.н.);

4. Накопление пролювиальных гумусированных суглинков с дресвой и щебнем вследствие сплыва или грязевого селя и последующая аккумуляция пролювиальных мелкозернистых песков на VI и V террасах; продолжение формирования почвы на IV террасе (24–22 тыс. кал. л.н.);

5. Заложение новой эрозионной сети, перехват стока древнего лога, завершение формирования отложений его конуса выноса, формирование слабо развитой почвы на VI и V террасах, накопление делювиально-солифлюкционных супесей на IV террасе (22–20 тыс. кал. л.н.);

6. Аккумуляция эолово-делювиальных и делювиально-солифлюкционных супесей и песков, заложение клиновидных криогенных структур, и других мерзлотных образований (педоседименты верхнекаргинской почвы на IV террасе) (20–18 тыс. кал. л.н.);

7. Накопление эолово-делювиальных супесей, заполнение криогенных клиновидных структур (18–13 тыс. кал. л.н.);

8. Завершение накопления эолово-делювиальных супесей, образование небольших мерзлотных клиньев, частично вложенных в более крупные древние (13–11.7 тыс. кал. л.н.);

9. Заполнение клиновидных мерзлотных образований, формирование современных полноразвитых почв (11.7 тыс. кал. л.н. – настоящее время).

Выделенные этапы формирования отложений IV–VI террас рек Чикой и Менза отражают новейшую историю развития рельефа, локальную перестройку гидросети. На разновысотных террасах выявлены различия в формировании аллювия и покровных отложений. Если на шестой террасе время их формирования охватывает последние 71 тыс. кал. л., то на пятой террасе они формировались в течение 57 тыс. кал. л., на четвертой на протяжении заключительных 30 тыс. кал. л. Это нашло отражение в строении и мощности отложений, перекрывающих аллювиальные осадки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00521).

#### Литература:

Воробьева Г.А., Медведев Г.И. Субаэральные позднечетвертичные отложения и стратиграфия палеолитических находок Южного Приангарья // Вопросы геологии и палеогеографии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: Изд-во ИГУ, 1985. С. 71–84.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкалья. Лист М-49 – Петровск Забайкальский. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 439 с.

Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. Чита, 2002. 128 с.

Константинов, М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ, Чита, 1994. 180 с.

Малая энциклопедия Забайкалья. Археология / Отв. ред. Г.Ф. Гиниатулин. Новосибирск: Наука, 2011. 368 с.

## РОССИЙСКИЕ БЕРЕГА КАСПИЙСКОГО МОРЯ: МОРФОЛОГИЯ, ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ

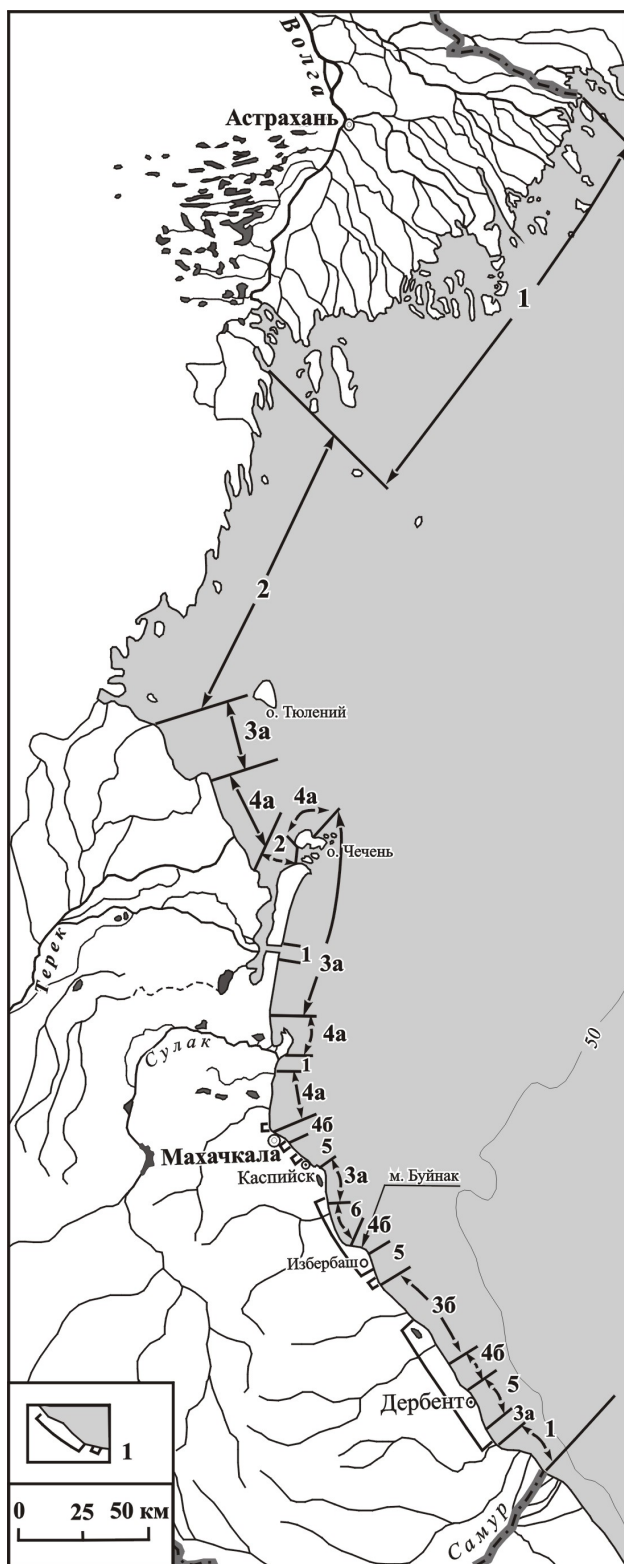
Рычагов Г.И.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
gir242@rambler.ru*

Исследование морфологии и динамики берегов Каспийского моря имеет большое научно-прикладное значение. Научный интерес определяется тем, что на Каспийском море можно было наблюдать реакцию его берегов на значительный подъем уровня в конце прошлого столетия, что представляет несомненный интерес для науки в условиях современного повышения уровня Мирового океана. Хорошо известны факты негативного влияния колебания уровня в прошлом столетии не только на морфологию берегов, но и на всю инфраструктуру побережья. Этим определяется прикладное значение изучения его берегов. Знание закономерностей их развития при изменении уровня моря имеет важнейшее значение при решении вопросов связанных с прогнозными целями.

Общая длина Российских берегов Каспийского моря составляет около 700 км. Несмотря на небольшую протяженность (~10 % от длины всего побережья), они характеризуются большим морфологическим и генетическим разнообразием, обусловленным различием их геоструктурного положения. Так, специфическая реакция дельты Волги (выдвижение её края) на понижение уровня моря в 30–70 гг. XX столетия на 3 м, обусловлена её приуроченностью к погребенной, но «живой», тектонической структуре – валу Карпинского, которому на дне Северного Каспия соответствует плоская поверхность обширного устьевого взморья, сдерживающая (в пределах определенных абсолютных отметок) влияние колебаний уровня на гидрологический режим дельты и её морфологию. Низменные берега северо-западного побережья, на участке от дельты Волги до Махачкалы, сформировались на месте терского краевого прогиба скифско-туранской платформы и предгорного рва альпийской геосинклинальной зоны, испытавших устойчивое погружение в неоген-четвертичное время. Наибольшее морфологическое и генетическое разнообразие берегов, наблюдаемое на участке от Махачкалы до границы с Азербайджаном, обусловлено приуроченностью этого участка к восточной и так называемой «внешней» антиклинальным зонам альпийской складчатой зоны, извилистость планового положения и ундуляция осей которых, в совокупности с литологическим разнообразием и различной степенью денудированности слагающих брахиантиклинали этих зон осадков, определили как общие контуры береговой линии этого участка побережья, так и генетическое разнообразие наблюдаемых здесь берегов (см. рис.).

В настоящее время в пределах Российского побережья Каспийского моря можно выделить следующие морфогенетические типы берегов. **1\*** – потамогенные, дельтовые берега, занимают около 22 % от общей длины побережья. (Здесь и далее под этими номерами они значатся на рис.). К ним относятся: дельта Волги, новые дельты Терека и Сулака, российская часть дельты Самура. **2** – осушные (сгонно-нагонные), занимают участок берега от дельты Волги до Брянской косы старой дельты Терека, а также небольшой участок в гирле бывшего Аграханского залива (около 22 %). **3** – две разновидности лагунных берегов: **3а** – развитые на отмельных аккумулятивных берегах (старая часть дельты Терека, от Брянской до Суюткиной кос; восточная часть о.Чечень; берег Аграханского полуострова, кроме новой дельты Терека; участок берега от южного мола порта г. Каспийска до мыса Бакай-Кичклик; южнее Дербента – от ст. Араблинская до устья р. Белиджинки); **3б** – развитые на современном бенче, примыкающим к новокаспийскому бенчу, прикрытому тонким плащом (0.5–1.5м) рыхлых морских новокаспийских отложений (от устья р. Инчхеозень на севере до устья р. Куручай на юге). На долю лагунных берегов приходится >25 % от общей длины Российского побережья. **4** – абразионные берега: **4а** – в слабо сцементированных осадочных породах (старая дельта Терека от Суюткиной косы до гирла бывшего Аграханского залива; корневая часть Аграханского полуострова; западный берег Сулакской бухты; мористый берег старой дельты Сулака; берег к северу от махачкалинской нефтегавани до устья р.Шураозень); **4б** – в сцементированных осадочных породах (в границах г. Махачкалы; в районе мысов Буйнак и



Морфогенетические типы Российских берегов Каспийского моря (пояснения в тексте).

Условные обозначения:

1 – участки берега с бенчем.

долин малых рек, впадающих в Каспийское моря. Полученные на основе этого метода сведения позволили определить амплитуду колебания уровня моря в голоцене, но главное – в субатлантическую эпоху голоцена, когда сформировались современные физико-

Бурун к северу от Избербаша; от устья р. Куручай до Каменного мыса в районе Дербента). На долю первых приходится около 10 %, на долю вторых – около 3 % от общей длины побережья.

Нельзя не выделить ещё два типа берегов. 5 – низменные берега, где современный бенч примыкает к новокаспийскому. По-существу, это абразионные берега без клифа. Развиты они на участке берега между Махачкалой и Каспийском (кроме участка берега в районе ипподрома, где развит лагунный берег), в районе Избербаша и Дербента. На их долю приходится более 7% побережья. 6 – мелкоузколагунные, узко-пляжевые берега на бенче, примыкающие к высокому (от 15 до 60 м) отмершему клифу (от мыса Бакай-Кичклик на севере до устья р. Количи на юге), имеющему в разных частях различное строение (около 3%).

Достаточно дробная характеристика берегов понадобилась потому, что каждый из перечисленных выше морфогенетических типов по-разному будет реагировать на колебание уровня моря, что необходимо учитывать при прогнозе их развития.

Проблема колебания уровня Каспийского моря привлекала внимание исследователей давно. Особое внимание она приобрела в XX и начале XI столетий: в связи со спадом на 3 м (1929–1977 гг.), подъемом на 2.4 м (1978–1995 гг.) и новым спадом более чем на 1 м после 1995 г. (на начало 2014 г. средний уровень моря находился на отметке -27.69 м абс., гидропост Махачкала). Наблюдаемые изменения уровня вызвали «волну» его прогнозов на будущее. Не имея возможности подробно остановиться на анализе многочисленных прогнозов, основанных преимущественно на детерминистических и вероятностных подходах, можно сделать следующий вывод: большая часть таких прогнозов не оправдалась. В решении проблемы малоамплитудных колебаний уровня (а именно они важны при прогнозе на ближайшее будущее) оказался метод геоморфологического анализа, основанный на детальном изучении строения побережья и приустьевых участков

географические условия и современные параметры водного баланса Каспийского моря, т.е. определить «зону риска» (от –30 до –25 м абс.), на которую и следует ориентироваться при планировании хозяйственных мероприятий в береговой зоне моря (разумеется, с учетом стонно-нагонных и сезонных колебаний уровня). Прогнозы, сделанные на основе этого метода, оказались достоверными. В 70-х гг. прошлого века, когда уровень моря находился на отметке –29 м абс. и прогнозировалось его дальнейшее снижение, мною был сделан непопулярный в то время вывод о том, что дальнейшего снижения уровня не будет, более вероятно его повышение. Оправдывается и мой прогноз, согласно которому начавшийся в 1978 г. подъем уровня не превысит отметку –25 м, а с учетом хозяйственной деятельности –26 м. абс. (Оба эти прогноза были сделаны до начала соответствующих изменения уровня – подъема, а затем спада). Конечно, метод геоморфологического анализа не может дать четких временных рамок того или иного высотного положения уровня, как, впрочем, и все другие методы.

Главный фактор, определявший колебания уровня Каспийского моря в голоцене – изменение климата в пределах его водосборного бассейна и акватории. Дать прогноз таких изменений – задача климатологов. Задача геоморфологов – прогноз реакции берегов на изменение уровня.

При средних параметрах водного баланса Каспийского моря за последнее столетие: сток рек ~288 км<sup>3</sup>/год, видимое испарение ~77 см/год, с учетом геоморфологического строения котловины и побережья, а также хозяйственного использования стока рек, впадающих в море, – его уровень (в зависимости от определенного сочетания параметров водного баланса) может, как сказано выше, опуститься до –29 м или подняться до –25 м абс. Нет необходимости подробно рассматривать ситуацию, которая возникнет при снижении уровня до –29 м абс. В общем виде она будет выглядеть так. Береговая линия повсеместно сместится в сторону моря, разумеется, на разную величину (в зависимости от типа современного берега и уклонов подводного берегового склона). Наибольшее смещение произойдет в пределах распространения осушенных и некоторых лагунных берегов. Преобладающими станут аккумулятивно-пляжевые берега. В связи с обмелением прибрежных акваторий осложнится ситуация на подходах к портам Махачкалы и Каспийска, а также при эксплуатации очистных сооружений этих городов и других населенных пунктов. Уменьшатся площади для нагула осетровых, ухудшится обстановка для проходных рыб в дельте Волги и т.д. Т. е., снижение уровня до –29 м абс. ни к каким непредвиденным, а тем более катастрофическим, явлениям не приведет. Возникнет ситуация подобная (хотя и не совсем идентичная) той, которая наблюдалась на побережье в 70-х гг. прошлого столетия и которая хорошо известная своими негативными последствиями как населению, так и хозяйствующим структурам.

Ситуация изменится кардинально, если уровень превысит отметку –26 м абс. Преобладающими станут отступающие берега. И только на некоторых участках берега не претерпят существенных изменений. Это: абразионные берега в цементированных осадочных породах (4б) и низменные берега на грядовом бенче, примыкающие к новокаспийскому бенчу (5). Первые не претерпят никаких изменений, вторые испытают небольшое отступление, величина которого будет определяться уклонами новокаспийского бенча. Морфология же таких берегов практически не изменится. Морфологически мало изменятся осушенные (2) и дельтовые берега (1). Береговая линия на месте современных осушенных берегов сместится в сторону суши на 10–15 км, в дельте Волги на 5–10 км (при подъеме уровня до –25 м абс. полоса затопления увеличится в 2–2.5 раза) При ветровых нагонах смещение может достигать десятков километров, особенно на осушенных берегах. Будут затоплены новые дельты Терека и Сулака. Усилится абразия на месте современных абразионных берегов в слабосцементированных осадочных породах (4а). Скорость отступления таких берегов, судя по имеющимся наблюдаемым данным, может достигать 10–12 м/год. Все лагунные берега перейдут в разряд абразионных. Процессы на лагунных берегах типа (3а) будут идентичны берегам (4а). Процессы на лагунных берегах типа (3б) будут идентичны берегам типа (5). Сложная ситуация возникнет на узкопляжевых, мелколагунных берегах на бенче, примыкающих к высокому хвалынскому клифу на участке от мыса Турали на севере до мыса Буйнак на юге (6). Весь этот берег станет абразионным, но в разных частях, в зависимости от его строения, абразия отразится по-разному. В тех местах, где цоколь клифа сложен известняками или песчаниками сармата, кровля которых находится на отметках выше –25 м абс., береговая линия достигнет

основания клифа, но клиф отступать не будет. Подобная картина будет наблюдаться и там, где в основании клифа залегают плотно сцементированные хазарские конгломераты, кровля которых также находится выше этой отметки. На тех участках, где цоколь клифа сложен сарматскими глинами, берег будет отступать. На берегу интенсифицируются обвально-оползневые процессы. Интенсификация, преимущественно обвально-осыпных процессов, произойдет и на участках берега, сложенных от бровки до основания слабо сцементированными хвалынскими отложениями. Скорость отступления таких берегов будет зависеть от высоты клифа, состава слагающих его пород, ширины бэнча у подножия клифа, а также характера перемещения наносов на этом участке – вдольберегового или по нормали к берегу, что будет определять развитие берегов к северу от мыса Турали. (В данном сообщении я не касался реакции техногенных берегов Махачкалы, Дербента и Каспийска на колебания уровня моря, так как не располагаю техническими данными соответствующих берегоукрепительных сооружений. Мониторинг таких берегов был бы очень важен).

Литература:

- Рычагов Г.И., Никифоров Л.Г., Жиндарев Л.А. Развитие берегов Каспийского моря в условиях современного повышения уровня // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. геогр. 1996. № 4. С. 51–60.
- Рычагов Г.И. Геоморфологический анализ при палеогеографических реконструкциях // Горизонты географии (К 100-летию К.К.Маркова). Изд. Моск. ун-та. 2005. С. 105–114.
- Рычагов Г.И. Геоморфологические уроки Каспия // Проблемы палеогеогр. и стратигр. плейстоцена. Вып. 3. М., 2011. С. 351–359.
- Рычагов Г.И. Колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, прогноз // Вестник Моск. ун-та. Сер.5. географ. 2011. № 2. С. 4-11.
- Rychagov G.I. Livello del Mar Caspio. Prospettive per il future // Italian Science Review. 2014. № 10(19). P. 85–88.

## УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПЕЩЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Сапелко Т.В.<sup>1</sup>, Кулькова М.А.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, [tsapelko@mail.ru](mailto:tsapelko@mail.ru);

<sup>2</sup> Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, [kulkova@mail.ru](mailto:kulkova@mail.ru)

Одним из информативных объектов для комплексных палеогеографических исследований на Северном Кавказе являются пещерные отложения. С пещерами на Кавказе часто связаны палеолитические стоянки. Подобные стоянки с помощью естественнонаучных методов изучались в Азыхской пещере [Величко и др., 1980], в пещерах Матузка, Треугольная [Голованова и др., 2006; Дороничев и др., 2007] и т.д. Для всех этих исследований основным методом реконструкций среды обитания человека был палинологический анализ. Однако палинологи при исследованиях пещерных отложений на Кавказе испытывали трудности, связанные, прежде всего, с извлечением пыльцы из осадков. Количество определенных на образец пыльцевых зерен обычно было весьма низким. Небольшое содержание пыльцы; неполнота разрезов (непрерывных разрезов, изученных с помощью спорово-пыльцевого анализа для Кавказа очень мало); практически отсутствие данных других анализов, выполненных синхронно из тех же горизонтов по всему разрезу, для сравнения с результатами палинологического анализа – все это является важной проблемой палинологии пещерных палеолитических стоянок Северного Кавказа.

В последние годы, изучая стоянки Ахштырской [Кулаков и др., 2013] и Мезмайской пещер [Golovanova et al., 2010], мы попытались усовершенствовать методику исследования. Некоторые дополнения к методике технической обработки извлечения пыльцы из осадков; тщательный последовательный непрерывный отбор образцов по всему разрезу; выполненный из тех же образцов геохимический анализ, позволили решить некоторые методические проблемы и получить полную картину среды обитания человека в плейстоцене на Северном Кавказе. Еще одним важным методическим дополнением к новому исследованию был отбор поверхностных почвенных проб по всей высоте склона, где расположена пещера.

Ахштырская пещера (43°31.2' с.ш.; 39°59.6' в.д.) находится на высоте 120 метров над урезом реки Мзымта и 185 метров над уровнем моря в 15 км от Черного моря. Пещера расположена в поясе влажных субтропических лесов. Палинологический анализ для Ахштырской пещеры впервые выполнен в 1965 году [Гричук и др., 1970]. Тогда из разреза пещерных отложений было проанализировано 16 образцов. Концентрация пыльцы по всему разрезу была очень низкой, многие образцы оказались пустыми. Реконструкция растительного покрова проводилась в основном по видовым определениям древесных пород *Picea orientalis*, *Abies Nordmanniana*, а также по присутствию пыльцы широколиственных пород *Quercus*, *Carpinus*, *Ulmus*. Похолодания и аридизация климата характеризовались отсутствием пыльцы широколиственных пород и увеличением пыльцы сосны. В такие периоды реконструируется господство разреженных сосновых лесов. С 1996 по 2005 годы палинологическое исследование Ахштырской стоянки проводился параллельно с палеомагнитными и палеозоологическими анализами [Pospelova et al., 2007]. Спорово-пыльцевой анализ 32 образцов выполнен Г.М. Левковской. Выделено 22 палинозоны. Концентрация пыльцевых зерен в образцах также очень низкая. Зоны выделялись по соотношению пыльцы ели, пихты и сосны, а также пыльцы термофильных пород. В основе реконструкции растительности лежало также определение экзотов.

В 2008 году исследования проводились в рамках археологической экспедиции С.А. Кулакова [Кулаков и др., 2008]. Особенностью нового естественнонаучного изучения Ахштырской стоянки стало получение полного разреза пещерных отложений, проанализированного одновременно из одних и тех же горизонтов спорово-пыльцевым и геохимическим анализами. Мощность изученных отложений составила 185 см. Получены результаты для девяти слоев, которые позволили проследить динамику изменения растительного покрова и климатических условий в период с 306000±61000 лет тому назад до 18370±400 лет тому назад [Кулаков, Кулькова, 2011]. Результаты геохимических исследований подтвердили выводы по климатическим колебаниям в течение накопления отложений всего

изученного разреза, полученные по палинологическому анализу. Помимо радиоуглеродных датировок, хорошими хронологическими маркерами являются выделенные четыре прослоя вулканического пепла. Один из вулканических горизонтов отмечен в слое 3/2 [Кулаков и др., 2013]. Катастрофическое событие около 40 тыс. лет назад, связанное с активной вулканической деятельностью, коррелируется с магнитным экскурсом Каргополово и датируется возрастом около 45–39 тыс. лет назад.

Мезмайская пещера (44°10'с.ш.; 40°00' в.д.) расположена на высоте 1310 м над уровнем моря. Естественнонаучные исследования Мезмайской пещеры выполнялись теми же методами, что и разрез Ахштырской пещеры. Работы проводились в рамках археологической экспедиции Л.В. Головановой и В.Б. Дороничева [Голованова и др., 2008]. Поверхностные почвенные пробы также отбирались по всему склону, где расположена пещера. Мощность изученных отложений составила 205 см. По результатам спорово-пыльцевого анализа выделено восемь палинозон, отражающих динамику растительности и климата на протяжении плейстоцена и голоцена. Выводы по палинологическим реконструкциям хорошо согласуются с данными геохимического анализа. Для Мезмайской пещеры выделено два вулканических прослоя. Отложения обоих горизонтов по данным палинологического и геохимического анализов сформировались в период холодного и сухого климата. Остатки пепла из нижнего горизонта имеют возраст около 40 тысяч лет назад [Golovanova et al., 2010], что соответствует слою 3/2 из Ахштырской пещеры. Извержение на Кавказе связано с образованием на Бечасынском плато, в верховьях р. Тоханы, одноактного щитового вулкана исландского типа (г. Таш-Тебе) [Богатиков и др., 2003].

Комплексный анализ обоих разрезов Ахштырской и Мезмайской пещер, выполненных по единой методике, позволил провести реконструкцию условий накопления пещерных отложений в плейстоцене на Северном Кавказе. Новое продолжающееся изучение верхних слоев археологических стоянок Ахштырской и Мезмайской пещер позволит проследить изменение палеогеографической ситуации на Северном Кавказе в голоцене.

#### Литература:

- Богатиков О.А., Карамурзов Б.С., Гурбанов А.Г., Коваленко В.И., Газеев В.М., Собисевич А.Л., Арбузкин В.Н. Геолого-геофизические методы изучения вулканов центрального типа: прогнозирование вулканической активности / Современные методы геолого-геофизического мониторинга природных процессов на территории Кабардино-Балкарии. Сборник научных трудов КБГУ. Нальчик, 2003. С. 23–42.
- Величко А.А., Антонова Г.П., Зеликсон Э.М. и др. Палеогеография стоянки Азых – древнейшего поселения первобытного человека на территории СССР // ИАН. Серия геогр. 1981. № 3. С.20–35.
- Гричук В.П., Губонина З.П., Муратов В.М., Фриденберг Э.О. О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений Кавказских палеолитических пещер // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 4. С. 104–112.
- Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Левковская Г.М., Лозовой С.П., Несмеянов С.А., Поспелова Г.А., Романова В.М., Харитонов В.М. Пещера Матюзка. Петербург: «Островитянин», 2006. 194с.
- Голованова Л.В., Дороничев В.Б., Кулькова М.А., Сапелко Т.В. Исчезновение неандертальца и появление сапиенса на Северном Кавказе (новые данные из Мезмайской пещеры) // Пятая Кубанская археологическая конференция: Материалы конференции. Краснодар: Издательство Кубанского госуниверситета, 2008. С. 76–80.
- Дороничев В.Б., Голованова Л.В., Барышников Г.Ф., Блэквэлл Б.А., Гарутт Н.В., Левковская Г.М., Молодьков А.Н., Несмеянов С.А., Поспелова Г.А., Хоффекер Д.Ф. Треугольная пещера. Ранний палеолит Кавказа и Восточной Европы. Санкт-Петербург: Изд-во «Островитянин», 2007. 270 с.
- Кулаков С.А., Барышников Г.Ф., Кулькова М.А., Сапелко Т.В. Ахштырская пещерная стоянка (некоторые предварительные результаты исследования) // Пятая Кубанская археологическая конференция: Материалы конференции. Краснодар: Издательство Кубанского госуниверситета. 2008. С. 200–206.
- Кулаков С.А., Кулькова М.А. Предварительная корреляция результатов стратиграфического и литолого-минералогического изучения отложений Ахштырской пещерной стоянки // Палеолит и Мезолит Восточной Европы. М.: Институт археологии РАН: Таус, 2011.
- Golovanova L.V., Doronichev V.B., Cleghorn N. E., Koulikova M. A., Sapelko T. V., and Shackley M. S. Significance of Ecological Factors in the Middle to Upper Paleolithic Transition // *Current Anthropology*. 2010. V. 51. № 5. P. 655–691.
- Pospelova G.A., Krol E., Levkovskaya G.M., Kruczyk J., Kadzialko-Hofmohl M., Kulakov S.A. Magnetic, paleomagnetic and palynologic studies of Paleolithic depositions of the Akhshtyrskaya cave (Russia) // *Acta Geophysica*. V. 55. № 4. Versita, 2007. P. 619–639.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НОВЕЙШЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ЭТАПА АРМЕНИИ

Саядян Ю.В.

*Институт геологических наук Национальной Академии наук РА, sayad-yuri@rambler.ru*

На основании обобщения материалов многолетних комплексных исследований (палеогеографических, геологических, литологических, палеонтологических, геохимических и др.) обоснованы впервые разработанные следующие основные научные положения, изложенные в монографии [Саядян, 2009], которая написана по идеям палеогеографической школы академика К.К. Маркова [1960]. В докладе будет представлено краткое содержание этой монографии, которая издана и распространена только в Армении.

Установлены основные закономерности новейшей геологической истории, разработана новая региональная стратиграфическая схема и восстановлены палеогеографические события верхней части кайнозойской эратемы Армении и сопредельных стран.

В позднем миоцене, плиоцене и плейстоцене Армении установлены и прослежены 29 крупных, а в голоцене – 12 дробных климатостратиграфических подразделений (климатолитов) которые по своему объему в большинстве случаев соответствуют био-, климато- и литостратиграфическим единицам или их частям, некоторые из них выделены в объеме свит, подсвит, слоев. Стратоны выделены по совокупности осадочных пород, признаки которых обусловлены ритмическими изменениями климата, зафиксированными в особенностях вещественного состава пород и ассоциаций остатков фауны и флоры, с учетом длительности формирования стратонов соответствующего ранга. Границами стратонов являются палеоклиматические рубежи, выраженные в изменении литологического состава отложений, в смене ассоциаций климатических и экологических индикаторов – фауны, флоры (в т.ч. диатомовых водорослей), геохимической среды и др. Стратоны территории Армении скоррелированы и спроектированы на общую шкалу.

С эпохи вовлечения территории Армении в континентальную стадию развития (конец сармата – начало мэотиса) выделены десять крупных эрозионно-седиментационных циклов: в конце сармата-мэотисе, в понте, киммерии, акчагыле, эоплейстоцене (два), неоплейстоцене (три) и голоцене. Эти циклы происходили в очевидной зависимости, в первую очередь от тектонических поднятий и их относительной стабилизации, а также климатических колебаний. Каждый из этих циклов начинался крупной фазой тектонического поднятия региона, глубинной эрозией, аллювиальной седиментацией, за ней следовала новая фаза воздымания региона и эрозии. Установлена четкая закономерность: озерные отложения формировались в эпохи относительной тектонической стабилизации, похолодания, увлажнения и облесения области, а аллювиальные – в эпохи активизации тектонических движений (поднятий), глубинной эрозии, потепления (аридизации), ксерофитного остепнения. Существовала прямая зависимость эрозионно-седиментационных циклов четвертичного периода от изменений главного базиса эрозии – уровня Каспийского моря: трансгрессиям моря в Армении соответствовали эпохи похолоданий и увлажнений, а регрессиям – потеплений и аридизаций. В то же время важную роль играли изменения местного базиса эрозии в связи с локальными тектоническими поднятиями, вулканическими извержениями и излияниями лав.

Природный процесс на территории Армении, начиная с позднего сармата, протекал в рамках направленного общеклиматического похолодания, которое возрастало в четвертичном периоде. Похолодание прогрессировало от плиоцена к эоплейстоцену и неоплейстоцену: во второй половине киммерия, в конце этапов акчагыла, апшерона, раннего, среднего и позднего неоплейстоцена. Эоплейстоценовое похолодание коррелируется с эпохой похолодания Русской равнины. Раннеоплейстоценовое похолодание могло быть связано с окской ледниковой эпохой Русской равнины. Для среднего и позднего неоплейстоцена Армении установлены две стадии похолоданий и увлажнений, разделенные потеплениями, а также две стадии развития горных ледников, разделенные межстадиалами. Фазы активизации речного стока и формирования грубообломочного аллювия были подчинены динамике снеговой границы во время развития двух стадий оледенения. Эти стадии могли быть связаны с двумя стадиями покровных оледенений Русской равнины – днепровской и валдайской.



Таким образом, главная суть природного процесса на территории Армении на протяжении последних 11 млн лет заключается в том, что на фоне длительного однонаправленного развития, сводившегося к постепенному похолоданию, происходили ритмические изменения природной среды в целом и во всех ее отдельных компонентах. Природный процесс на всей территории области отражался синхронно в региональном и межрегиональном масштабах и одновременно подчинялся законам [Марков, 1960] повсеместности, направленности, ритмичности, местной (региональной) индивидуальности.

Разработанные научные положения и новая схема новейшей геологической истории Армении могут быть использованы для качественного проведения геологического картирования различных масштабов, для обоснования, оценки и поисков ряда полезных ископаемых (строительные материалы, пресные воды, россыпные месторождения и т.п.), для неотектонического, геодинамического и микросейсмического районирования, для инженерно – геологического обоснования строительных объектов, а также могут способствовать решению некоторых экологических аспектов ландшафтно-климатического прогноза будущего.

Литература:

Марков К.К. Палеогеография. М.: Изд. МГУ, 1960. 267 с.

Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван: Изд. «Гитутюн», 2009. 357 с.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ БОЛЬШОГО КАСПИЯ

Свиточ А.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
paleo@inbox.ru

Предыстория Каспийского моря занимает длительную *балаханскую эпоху*, начавшуюся с глубокой регрессии понтических бассейнов и продолжавшуюся более 2.5 млн лет. В это время отмечаются интенсивные дислокации альпийских сооружений Кавказа, Эльбурса и Копетдага и опускание смежных с ними прогибов. Для рельефа были характерны многочисленные глубоко выработанные речные долины, впадавшие в расположенную в центре Каспийскую впадину. Климат территории был теплым и умеренно теплым; жарким и засушливым на юго-востоке, влажным на юго-западе, влажно-прохладным на севере без всяких следов резких похолоданий.

Для климата *акчагыльского века* в крупных чертах была характерна пространственная и временная дифференциация хода и динамики развития. По материалам изучения палинофлор в акчагыле отмечается четыре аридных и три плювиальных эпохи, причем в начале акчагыла существовала аридная обстановка с конца балаханской эпохи. На крайнем юго-востоке, в Туркмении, климат был близким к субтропическому, умеренно сухим. Более жарким и сухим он был севернее — на Мангышлаке и, вероятно, в Предуралье. На юго-западе большую часть эпохи климатические условия были тепло-влажными, с некоторым иссушением к завершению трансгрессии. Климат обширных северных районов в целом можно охарактеризовать как умеренно прохладный, относительно влажный, с преобладанием лесной темнохвойной растительности. Для него были характерны изменчивость температуры и влажности, явственно отражавшиеся в растительном покрове побережий — смены таежных лесов листопадными. По этим и другим признакам в первую половину (3.3–2.5 млн лет назад) акчагыла установлены два небольших похолодания. Однако ни для них, ни для похолодания второй половины этапа не отмечается достоверных признаков перигляциальных тундр и других следов, указывающих на близкое присутствие ледниковых покровов.

В *апшеронское время*, по сравнению с предыдущей акчагыльской эпохой, более контрастными стали различия между климатической ритмикой северных и южных территорий Каспийской области, выражавшиеся на севере сменой холодных и теплых эпох, а на юге чередованием влажных (плювиальных) и сухих (аридных) эпох. История апшеронских ландшафтов наиболее полно исследована в Прикаспии, где определена восьмикратная смена климата, четко выраженная в четырех циклах смены растительного покрова. Два раза в раннем и среднем апшероне отмечалась смена лесных ландшафтов лесостепными и дважды во второй половине среднего и позднего апшерона происходила смена таежных лесов холодными степями. Материалы по эволюции растительного покрова северных сопредельных территорий апшеронского моря свидетельствуют о двух крупных похолоданиях климата региона в конце среднего и во вторую половину позднего апшерона.

По палинологическим данным, холодные климатические условия в Прикаспии отмечались в раннем апшероне. Тогда на побережье апшеронского моря получили широкое развитие маревые степи с тундровыми элементами, средние температуры января составляли  $-10^{\circ}$ , а годовые  $4^{\circ}$ . Суровый климат и ксерофильные степные ландшафты существовали на севере территории в самом конце апшерона.

Плейстоценовому периоду отвечает *каспийский этап* развития бассейна. Климатическая обстановка региона Большого Каспия в это время существенно отличалась от предыдущих этапов. В плейстоцене на Русской равнине периодически возникали обширные ледниковые покровы. На Урале, Кавказе, Эльбурсе и Копетдаге существовали горные ледники. Сам Каспий испытывал неоднократные разномасштабные колебания уровня, формировавшие систему различных водоемов, окруженных разнообразными сухопутными ландшафтами.

Все это отразилось в наличии внутри каспийского этапа четко выраженных палеогеографических стадий, привязанных к трансгрессивно-регрессивной ритмике плейстоценового Каспия. Наиболее крупными из них являются стадии, соответствующие масштабным трансгрессиям Каспия — бакинской, раннехазарской, раннехвалынской и новокаспийской, и его регрессиям — тюркянской, ательской, мангышлакской.

В начале тюркянской стадии климат был теплым, относительно засушливым, в конце – относительно холодным и влажным.

В бакинское время в Северном Прикаспии климат был относительно прохладным и влажным, а среди растительности преобладали лесостепные ассоциации, южнее климат был теплее и суше. Начало бакинской трансгрессии совпало с донским оледенением, а основное время приходится на последонское потепление и окское оледенение.

В раннехазарскую стадию на побережьях хазарского моря существовала степная и полупустынная растительность со значительным участием галофитов. Длительная хазарская прохладная эпоха в основном совпала с днепровским оледенением Русской равнины, а воды Каспия имели выход в Понтический водоем.

В ательскую регрессивную стадию климат был холодным, континентальным. В это время на осушенном шельфе Северного Каспия господствовали ландшафты холодных степей и полупустынь, происходили деформации грунтов. В середине эпохи климат стал более теплым, на северных побережьях получили распространение хвойно-мелколиственные леса. Окончание регрессии совпало с поздневалдайским похолоданием.

Имеющиеся по хвалынской эпохе материалы свидетельствуют о существовании на берегах Каспия ландшафтной зональности от полупустынных ценозов на юго-востоке до перигляциальных ландшафтов с таежной и лесотундровой растительностью в Северном Прикаспии. Максимум трансгрессии совпадает с деградацией поздневалдайского ледника, а ее ранняя стадия приходится на ательскую континентальную эпоху.

Мангышлакская стадия, разделяющая хвалынскую и новокаспийскую эпохи, отмечалась около 7.2–6.4 тыс. лет назад. Судя по палинологическим данным – абсолютному господству среди пыльцы травянистых и кустарниковых растений представителей ксерофитов – климат мангышлакского времени был резко аридным. На восточном побережье господствовали полупустынные ландшафты, на западном преобладали сухие степи с ксерофитами.

Послехвалынская палеогеографическая стадия совпадает с общим потеплением и увлажнением Северной Евразии. Среди климатических колебаний установлена определенная ритмичность, причем изменения уровня моря по-разному соотносятся с климатическими событиями. В целом же для плейстоценового палеогеографического этапа отмечается совпадение трансгрессий с холодными ледниковыми эпохами Русской равнины.

В палеогеографии Большого Каспия отчетливо проявляется совокупность всех природных процессов центра Евразийского материка, в разной степени отразившихся на особенностях природного процесса.

**ВЕРХНЕВОЛЖСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ  
КОНСТАНТИНА КОНСТАНТИНОВИЧА МАРКОВА (1930-е гг.)**

**Снытко В.А., Озерова Н.А.**

*Институт истории естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, Москва,  
vsnytko@yandex.ru*

Среди научного творчества академика К.К. Маркова (1905–1980) необычное место занимают его исследования в верховьях Волги. К.К. Марков почему-то не упоминает в своих «Воспоминаниях и размышлениях географа» [Марков, 1973] об этих работах. Возможно, на это были свои причины.

В 1935 г. К.К. Марков предложил новую тему для исследований — «Развитие ландшафта северо-западной части СССР в четвертичное время». Его идея получила поддержку, и в 1936 г. была организована Верхневолжская экспедиция Ленинградского университета.

Цели и задачи экспедиции заключались в следующем: предполагалось «установить стратиграфическое положение отдельных горизонтов четвертичной толщи, но и — в результате более тщательного анализа — восстановить развитие ландшафта в четвертичное время» [Марков, 1940, с. 4]. В работе экспедиции, помимо К.К. Маркова, принимали участие сотрудники кафедры геоморфологии Ленинградского университета: Г.А. Благовещенский, А.П. Жузе, аспирантка О.М. Знаменская и одиннадцать студентов-геоморфологов.

Первоначально предполагалось провести исследования в Ярославской, Вологодской, Калининской и Ленинградской областях, но ввиду обстоятельств (в конце 1937 г. К.К. Марков переехал в Москву [Константин Константинович Марков..., 2006]) район работ ограничился Вологодской, Ярославской и Калининской областями. В 1936 г. в Вологодской и Ярославской областях была обследована территория от г. Кириллова на северо-запад до г. Чухломы и от г. Плеса на р. Волге на востоке и юго-востоке. В 1937 г. работы продолжились в Калининской области, начиная от Осташковского района на северо-западе до г. Калинина (г. Тверь) на юго-востоке.

К.К. Марков намеревался опубликовать пять выпусков трудов Верхневолжской экспедиции: Вып. 1. К.К. Марков. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги; Вып. 2. О.М. Знаменская. Материалы по геоморфологии бассейна Верхней Волги; Вып. 3. Г.А. Благовещенский. Междунедниковая лесная растительность средней полосы Европейской части СССР; Вып. 4. А.П. Жузе. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа; Вып. 5. К.К. Марков и О.М. Знаменская. Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография северо-запада Европейской части СССР. Об этом сказано в предисловии к его работе [Марков, 1940] и рекламах трудов Географо-экономического научно-исследовательского института Ленинградского университета. Однако опубликованы были только два выпуска – первый и четвертый (судя по проверке каталогов ряда библиотек и списков трудов К.К. Маркова). Почему намеченные выпуски (второй, третий, пятый) не были опубликованы, остается загадкой. На то были, наверно, разные причины: и авторы не подготовили тексты, и отсутствие средств на издание и т. д. Поэтому о результатах этой экспедиции можно судить только по двум опубликованным выпускам [Жузе, 1939; Марков, 1940].

Во время работы экспедиции было выделено два геоморфологических района: первый, от истока р. Волги до г. Калинина (северо-западный район с ледниково-аккумулятивным рельефом) и второй, в районе оз. Кубенского — бассейн р. Костромы — г. Плес на р. Волге (юго-восточный, с «эрозионными формами рельефа», где развиты «речные долины, приуроченные к современным водотокам» [Марков, 1940, с. 7]).

В северо-западном район К.К. Марков выделил три типа рельефа: холмисто-моренный с холмами, сложенными мореной и раздробленными глыбами коренных пород (например, г. Ореховая на севере оз. Селигер); второй, комбинация «холмисто-моренных и эрозионных форм с наложением вторых (более молодых) на первые» [Марков, 1940, с. 6] (к западу от Кубенского озера); третий тип — «рельеф зандров» (в районе Селижарова и к югу от г. Кириллова).

К.К. Марков предполагал, что «столь геоморфологически различные области должны иметь и различные черты физико-географической истории. Эти различия, отражаясь в форме

современной поверхности, хорошо выявляются и при изучении разрезов четвертичной толщи и заключающихся в ней растительных остатков» [Марков, 1940, с. 8]. Экспедиция изучила более двадцати разрезов и скважин. Были сделаны подробные стратиграфические описания обнажений и толщ пород, полученных из скважин. В исследованиях применялся метод спорово-пыльцевого анализа, позволивший установить возраст отложений. В публикации приведены хорошо исполненные фотографии, профили четвертичных отложений, планы наиболее показательных оврагов, пыльцевые диаграммы, свидетельствующие о детальности изысканий. А.П. Жузе использовала метод диатомового анализа для уточнения данных о климатических условиях четвертичного периода [Жузе, 1939].

Собранный стратиграфический и геоморфологический материал был новым для исследованной территории. В частности, исследователями была установлена последовательная смена ландшафтов в течение межледниковой эпохи. Кроме того, К.К. Марков пришел к выводу, что «граница последнего оледенения должна быть сдвинута к СЗ к 200–250 км по сравнению с тем, как ее обычно проводят. По линии Галич — Плес проходит тоже важная граница Московской стадии предпоследней эпохи оледенения, но не граница последнего оледенения, как обычно считают» [Марков, 1940, с. 36].

Верхневолжская экспедиция положила начало детальным палеографическим исследованиям четвертичных отложений этой территории. По руководством К.К. Маркова продолжены подобные работы в 1960–1970-х гг. изучением серии опорных разрезов на территории многих регионов нашей страны.

#### Литература:

- Жузе А.П. Палеография водоемов на основе диатомового анализа // Труды Верхневолжской экспедиции. Вып. 4. Л., 1939. 86 с.
- Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги // Труды Верхневолжской экспедиции. Вып. 1. Л., 1940. 38 с.
- Марков К.К. Воспоминания и размышления географа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 117 с.
- Константин Константинович Марков: Воспоминания. Очерки. Научные статьи / Карупхин С.С., Маркова А.К., Судакова Н.Г. (сост.); Каплин П.А. (ред.). М.: Географический факультет МГУ; Смоленск: Маджента, 2006. 296 с.

## АКАДЕМИК КОНСТАНТИН КОНСТАНТИНОВИЧ МАРКОВ КАК ИСТОРИК НАУКИ

Снытко В.А.

*Институт истории естествознания и техники им. С.И.Вавилова РАН, Москва,  
vsnytko@yandex.ru*

За свою полувековую деятельность академик Константин Константинович Марков (1905–1980) вписал много ярких страниц в историю географической науки и смежных дисциплин. В первую очередь обращается внимание на его основополагающие труды в области геоморфологии, палеогеографии, теории географии. Несколько особняком стоят его работы в области истории науки, главным образом географической. Почему-то деятельность К.К.Маркова как историка науки прошла мимо внимания исследователей его творчества. Между тем вопросы истории географической науки проходят через всю его жизнь, начиная с учебы в Географическом институте, о чем можно найти подтверждения в его «Воспоминаниях и размышлениях географа» [Марков, 1973].

Уже первые научные работы К.К.Маркова, наряду с собственными результатами работ, содержат большое количество ссылок на используемую литературу, часто способствуя вовлечению в научный оборот трудов нередко забытых исследователей. Это касается также его статей о ландшафтах Памира и северо-запада Европейской части СССР. Об интересе К.К.Маркова в 1930-е гг. к истории науки свидетельствует его публикация 1940 г. [Марков, 1940].

В 1942 г. К.К.Марков, разрабатывая курс «Военная география», погружается в военную литературу, просиживает дни в Библиотеке имени В.И.Ленина, поддерживает связь с Военной академией им. М.В.Фрунзе, выступает с лекциями о военной географии. Первая часть этого курса представляла собой очерк истории военной географии как науки, начиная от эпохи феодализма и до Великой Отечественной войны. Были вовлечены в научный оборот идеи русских военных географов П.Языкова и Д.Милютин. Наряду с чтением лекций по военной географии на географическом факультете Московского университета, К.К.Марков их прочел в мае 1945 г. в Минске, в Белорусском университете, где и узнал об окончании войны [Марков, 1973]. Основные идеи курса публиковались [Марков, 1943; 1944] и становились широко известными, приносили пользу обществу.

В годы войны, руководя отделом геоморфологии Института Географии АН СССР, выступил с докладом, посвященном истории геоморфологии. В докладе, основываясь на литературных источниках, подчеркнуто, что геоморфология развивалась вместе с общественной жизнью, начиная с эпохи Возрождения, во Франции – в связи с Великой французской революцией, в США – для нужд колонизации Запада. Исторический экскурс вошел в книгу «Основные проблемы геоморфологии» [Марков, 1948] и обсуждался на Втором Всесоюзном географическом съезде.

Во второй половине 1940-х гг. К.К.Марков публикует краткие очерки о зарубежных и советских геоморфологах [Марков, 1945; 1947].

Большой объем историко-научной документации содержит книга «Очерки по географии четвертичного периода» [Марков, 1955], написанная во время творческого отпуска в период его работы деканом географического факультета Московского университета. В ней, наряду с прежде опубликованным в разных изданиях помещено и новое – очерк истории ледниковой теории в России. Именно от знания всего, что было сделано предшественниками, зависит возможность двигаться дальше, привнося новое, разрабатывая новую теорию – считал К.К.Марков. Создателям ледниковой теории – российским географам А.Н.Кропоткину, И.Д.Черскому – посвящено ряд публикаций К.К.Маркова. В своих лекциях перед студентами и научных докладах он пропагандировал творчество отечественных исследователей.

Интерес к истории географии в Московском и Ленинградском университетах подтверждают многие публикации ученого. Это яркие очерки о творческой деятельности Д.Н.Анучина, Л.С.Берга, А.И.Воейкова, В.Н.Сукачева. К.К.Марков написал ряд статей и редактировал издания к 200-летию Московского университета [География..., 1955]. Во время, когда К.К.Марков руководил географическим факультетом Московского университета, наряду с рядом новых кафедр, была создана кафедра истории географии, студенты слушали лекции по

истории географического изучения Земли. Возможно, создание указанной кафедры было откликом на возрождение Института истории науки в Академии наук.

Поиски истины и прослеживание истории научных идей всегда было характерно для К.К.Маркова [Марков, 1969]. Это также подтверждают его «Два очерка о географии» [Марков, 1978], подготовленные и изданные на закате жизненного пути.

Таким образом, К.К.Марковым создано ряд трудов по истории географии, прослежена история научных идей в области геоморфологии, гляциологии, палеогеографии, написаны очерки о творчестве отечественных и зарубежных ученых, он способствовал институализации истории науки.

#### Литература:

География в Московском университете за 200 лет. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1955. 287 с.

Марков К.К. В.Дэвис и В.Пенк // Известия ВГО. 1945. № 3. С. 178–182.

Марков К.К. Военная география // Известия ВГО. 1943. № 3. С. 13–26.

Марков К.К. Воспоминания и размышления географа. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1973. 117 с.

Марков К.К. Два очерка о географии. М.: Мысль, 1978. 125 с.

Марков К.К. Несколько дат в геоморфологической науке // Проблемы физической географии. 1940. № 9. С. 105–106.

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 344 с.

Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 346 с.

Марков К.К. Первые русские военные географы // Наука и жизнь. 1944. № 6. С. 43–45.

Марков К.К. Профессор Я.С.Эдельштейн // Вопросы географии. 1947. Сб. 3. С. 5–6.

Марков К.К. Этапы развития учения о мировой географической зональности в нашей стране // Проблемы планетарной географии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1969. С. 47–51.

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАЗВИТИЯ ПЕРСПЕКТИВНОГО НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОЭКОЛОГИИ

**Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.**

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
tsn60@mail.ru*

Выявление пространственных закономерностей рельефо- и осадкообразования с учетом палеогеографической обстановки и унаследованных признаков геосистем имеет важное значение для определения устойчивости морфолитогенной основы. Особенности развития морфолитосистем на Русской равнине, отличающейся пространственным разнообразием и сменой во времени геолого-геоморфологических условий, четко зависят от целого спектра факторов: морфолитоструктур коренного основания, геоморфологического строения, фациально-генетической обстановки осадконакопления, стратификации и мощности разновозрастных горизонтов, вещественного состава отложений, активности экзогенных процессов. Следовательно, для интегративной оценки устойчивости морфолитосистем необходимо учитывать всю совокупность системообразующих факторов и критериев, включая унаследованные палеогеографически обусловленные черты строения и состава морфолитогенной основы. Это требует системного подхода, в котором реализуется сопряженность палеогеографических методов и согласованность результатов реконструкций, к чему призывал К.К. Марков [1973].

В этой связи заслуживает внимания новое палеогеографическое направление в геоэкологии, основывающееся на системном литолого-геоморфологическом анализе и комплексном эколого-палеогеографическом районировании территории с учетом унаследованных признаков и с последующей порайонной оценкой устойчивости геосистем [Судакова и др., 2000; 2007; 2008; 2010]. Актуальность проведения комплексного палеогеографического районирования определяется необходимостью выявления закономерностей территориальной изменчивости природных компонентов, которые обусловлены не только современными ландшафтно-климатическими условиями, но и особенностями палеогеографического развития территории, палеоклиматической ритмикой, неоднократной сменой оледенений и межледниковий. При этом морфолитогенная основа содержит важную информацию о состоянии природного комплекса и его развитии во времени. На основе комплексного эколого-палеогеографического районирования территории реализуется новое конструктивное решение интегральной и адресной оценки геоэкологической устойчивости морфолитосистем.

Поскольку особенности развития рельефа и осадконакопления обусловлены совокупным воздействием зональных и азональных факторов, основным принципом проведения палеогеографического районирования служит совместный анализ этих факторов. Зональные ландшафтно-климатические условия влияют на ход геоморфологических процессов. Палеогеографические зоны разновозрастных оледенений определяют особенности строения и состава четвертичных отложений и типы ледникового и водно-ледникового рельефа. Азональными единицами районирования являются провинции, границы которых определяются тектоникой и дочетвертичными морфоструктурами. Выделение более мелких единиц (областей и районов) обусловлено сочетанием тех и других факторов. На составленных картах эколого-палеогеографического районирования [Судакова и др., 2010] на фоне зональных подразделений выделяются крупные провинции с обособленными областями и районами. Геоэкологическая экспертная оценка устойчивости морфолитосистем проводится порайонно под контролем палеогеографической экспертизы.

Для установления закономерностей морфолитогенеза особенно актуальной становится разработка и усовершенствование развернутой характеристики показателей. Полученные данные систематизируются в обобщающей таблице – классификационной матрице, служащей легендой к карте эколого-палеогеографического районирования Русской равнины, в которой выделенным территориальным подразделениям (палеогеографическим зонам, провинциям, областям, районам) придана комплексная геолого-геоморфологическая характеристика [Судакова и др., 2008, 2013]. Совокупность этих показателей служит определяющим условием



порайонной оценки геологической устойчивости морфолитосистем. Использование палеогеографических критериев для достоверной оценки устойчивости природных систем дает дополнительную информацию для рационального природопользования.

Выявленные особенности морфолитогеоза нашли отражение на сводной обобщающей карте литолого-геоморфологического палеогеографического районирования древнеледниковой зоны Русской равнины [Палеогеографические закономерности..., 2013]. В основу выделения разноранговых таксономических единиц положен принцип комплексного учета характеристик морфоструктур, геоморфологического строения, седиментационных комплексов, доминирующих экзогенных процессов. На фоне шести разновозрастных палеогеографических зон выделены 9 провинций, которые подразделяются на 20 областей по признакам генетической принадлежности и степени последующего экзогенного преобразования морфолитосистем. Для каждого подразделения по совокупности показателей дается экспертная оценка устойчивости морфолитогенной основы в баллах. Устойчивость определяется сочетанием признаков: типом строения разреза четвертичной толщи (литологическими особенностями, стратификацией разреза четвертичного покрова и выдержанностью мощностей), глубиной залегания и составом коренных пород, контрастностью и степенью расчлененности современного и древнего рельефа, интенсивностью экзогенных процессов и др. Взаимосвязанность и многообразие этих факторов требует сопряженного их анализа для более обоснованного прогноза степени риска и неблагоприятных последствий в экстремальных природных и техногенных ситуациях.

В результате обобщения многоплановой палеогеографической информации и сравнительного анализа картографических материалов определены главные пространственно-временные закономерности и устойчивые тенденции развития морфолитогеоза: а) унаследованность морфолитоструктурной и геологической провинциальности, предопределившая секторное строение ледниковых покровов, субмеридиональную направленность потоков вещества и освоение определенных ледниковых питающих провинций, а также повлиявшая на структуру речных бассейнов и направление стока; б) палеогеографическая обусловленность геоморфологического строения и седиментационных комплексов в разновозрастных зонах покровных оледенений, и перигляциальных областях формирования лёссовой формации; в) ландшафтно-климатическая зональность направленности и интенсивности экзогенных денудационно-аккумулятивных процессов.

Палеогеографические приоритеты комплексного анализа и проявляющиеся закономерности развития, строения и состава морфолитосистем имеют основополагающее значение для надежных стратиграфических и корреляционных сопоставлений, а также для региональных геоэкологических оценок. Установленные с участием палеогеографической экспертизы закономерности развития геосистем учитываются при оценке состояния геоэкологической устойчивости природной среды. Использование преимуществ эколого-палеогеографического районирования в целях выявления пространственно-временных закономерностей порайонной изменчивости показателей геосистем позволяет получить обоснованную интегральную оценку их устойчивости, способствуя более достоверному прогнозированию неблагоприятных последствий природных и техногенных катастроф.

В заключение следует подчеркнуть, что палеогеографические основы геоэкологического анализа и установленная инфраструктура территориальных подразделений морфолитосистем с адресной оценкой геоэкологического состояния актуальны для рационального природопользования и прогноза устойчивого развития геосистем. Дальнейшее развитие нового палеогеографического направления в геоэкологии на основе комплексного районирования и под контролем палеогеографической экспертизы имеет важное научно-методическое и прикладное значение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 14-05-00222.

Литература:

Марков К.К. Воспоминания и размышления географа. М.: изд-во МГУ, 1973. 117 с.  
Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология. М.: Географический факультет МГУ, 2013. 95 с.

Судакова Н.Г., Введенская А.И., Немцова Г.М. Палеогеографический подход к решению геоэкологических проблем // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: изд-во МГУ, 2000. С. 128–148.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографическая обусловленность геоэкологической устойчивости природных систем Центрального региона // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления. М.: ГЕОС, 2007. С. 398–400.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографическая экспертиза устойчивости геосистем – новое палеогеографическое направление исследования в геоэкологии (на примере Русской равнины) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 2. М.: Географический факультет МГУ, 2008. С. 245–252.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Палеогеографический подход к геоэкологическим оценкам Русской Равнины // Инновации в геоэкологии: теория, практика, образование. М., 2010. С. 155–160.

Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М. Литолого-геоморфологический анализ как основа комплексного эколого-палеогеографического районирования Русской равнины // Геоморфология. 2013. № 3. С. 24–35.

## СОПРЯЖЕННЫЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ МОРФОЛИТОСТРУКТУР МОСКОВСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Судакова Н.Г.<sup>1</sup>, Карпухин С.С.<sup>2</sup>, Алтынов А.Е.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, ng.sudacova@mail.ru;*

<sup>2</sup> *ОАО «Научно-исследовательский институт точных приборов», stanislav\_karp@mail.ru;*

<sup>3</sup> *Московский университет геодезии и картографии (МИИГАуК), alt010149@yandex.ru*

Сложный комплекс ледниковых морфолитоструктур широко представлен на Клинско-Дмитровской возвышенности к северу от широтного отрезка долины р. Москвы. Разновозрастные краевые образования, фиксирующие стадии подвижек московского и калининского оледенений, оказали большое влияние на геоморфологический облик и особенности строения четвертичного покрова территории. Актуальность комплексного изучения морфолитогеоза краевых ледниковых зон, выполненного в Марковских традициях сопряженного палеогеографического анализа, определяется дискуссионностью вопросов диагностики и выявления динамики стадияльных образований при неоднозначной трактовке границ распространения московского и калининского оледенений [Алексеев и др., 1997; Марков, 2005; Московский ледниковый..., 1982; Реконструкция..., 2008 и др.].

Клинско-Дмитровская ледниково-денудационная останцовая возвышенность, характеризующаяся холмисто-грядовым ледниковым рельефом с а.о. 250–280 м, крутым северным уступом спускается к Верхневолжской низине, а с юго-востока окаймляется аллювиально-зандровой равниной. Средние отметки коренного цоколя возвышенности составляют 150–200 м. У северного подножья гряды прослеживается древняя погребенная долина с переуглублением русла ниже отметки 50 м. Особенности рельефа коренных пород предопределили положение главных ледоразделов Ладожского ледникового потока и его радиальную структуру – расположение срединных и угловых массивов, разделяющих ледниковые лопасти и языковые бассейны, ложбины стока ледниковых вод и другие элементы инфраструктуры краевых образований (рис.).

При диагностике разновозрастных краевых зон существенную роль играет анализ четвертичного покрова (его средняя мощность от 10 до 50 м) и обоснованность стратиграфических построений. В результате проведенных комплексных исследований представительных опорных разрезов (в окрестностях г. Дмитрова, п.п. Дачное, Клусово, Ольгово, Спас-Каменский и др.) на основе согласующихся литологических, биостратиграфических и геохронологических данных документально доказана стратиграфическая позиция среднеплейстоценовых и позднеплейстоценовых маркирующих горизонтов [Реконструкция..., 2008]. Подтверждением позднеплейстоценового возраста калининской морены (МИС 4), мощностью до 3м, служит её залегание поверх микулинских отложений. По серии ТЛМ датировок она имеет возраст порядка 80–94 т.л., а перекрывающие лёссовидные суглинки – около 40 т.л. [Судакова и др., 1997].

Сопряженный палеогеографический анализ ледниковых морфолитосистем с привлечением аэрокосмической информации позволяет уточнить дислокацию наследуемых современным рельефом элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон и установить палеогеографические закономерности ледникового морфолитогеоза.

При создании цифровой модели ледникового рельефа использованы данные спутниковой радиолокационной съемки с борта многоцветного космического аппарата Shuttle. Модель SRTM позволяет изучать пластику рельефа с необходимой подробностью [Судакова и др., 2014]. На базе крупномасштабной цифровой модели рельефа детально исследована радиально-маргинальная гляциоморфолитоструктура разновозрастных краевых зон (рис.1).

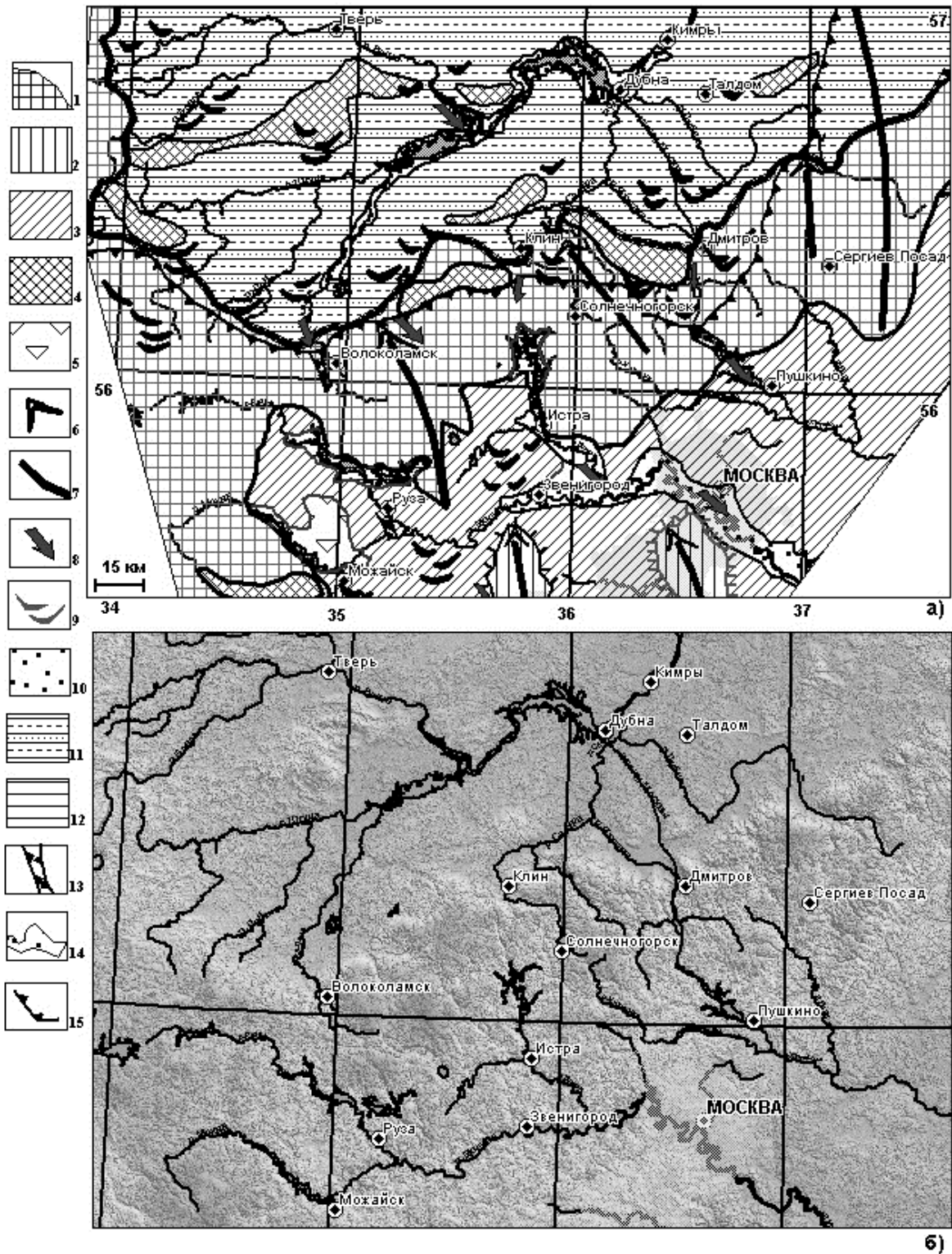


Рис.1 Гляциогеографическая схема Северной части Московского региона (а) и цифровая модель рельефа территории исследования (б)

В сфере деятельности Ладожского ледникового потока реконструированы ледоразделы разного ранга: Кувшиново-Уваровский и Бежецко-Загорский, ограничивающие Ладожский сектор, а также ледоразделы низших порядков – Шаховско-Боровский, Волоколамско-Крестовский, Клино-Сходненский и Теплостанский, разграничивающие гляциодепрессии, освоенные ледниковыми потоками, и направлявшие движение ледниковых лопастей (Нарской,

Истринской, Яхромской) и выводных языков. Среди элементов маргинальной структуры четко прослеживаются стадияльные и фазияльные краевые гряды и подпрудные бассейны, образующиеся в процессе ареальной дегляциации. На карте (рис.1) показана наиболее вероятная граница продвижения калининского покрова, согласующаяся со стратиграфическими данными. В тылу этой границы протягиваются разрозненные аккумулятивные гряды, сложенные в полосе Клугово-Ольгово напорной мореной.

В результате сопряженного палеогеографического анализа по совокупности полученных данных с использованием преимуществ цифрового моделирования рельефа в Подмосковье воссозданы расположение и конфигурация элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон московского и калининского ледниковых покровов.

На гляциогеоморфологической схеме Северной части Московского региона (рис. 1) отображены:

I. Ледниковые формы рельефа: 1 – грядово-холмистый рельеф межлопастных возвышенностей, 2 – срединные массивы, 3 – холмистая мореная равнина, 4 – фронтальные моренные гряды, 5 – гляциодепрессии, 6 – угловые массивы, 7 – линии ледоразделов, 8 – направление движения ледниковых потоков, 9 – конечно-моренные гряды;

II. Водно-ледниковые формы рельефа: 10 – флювио-гляциальная равнина и долинные зандры, 11 – водно-ледниковая низменная равнина, 12 – межморенные озерные котловины, 13 – ложбины стока талых ледниковых вод;

III. Прочие обозначения: 14 – древние речные долины – ниже 120 м а.о. в Москворецком бассейне и с переуглублённым руслом ниже 100–50 м а.о. в Верхневолжской низине, 15 – граница калининского оледенения.

В результате осуществлённого интерактивного гляциоморфологического дешифрирования цифровой модели рельефа Северной части Московского региона, созданной на основе данных специальной космической съёмки, уточнены границы максимального распространения калининского оледенения и стадий его ареальной дегляциации. Установленные пространственно-временные закономерности формирования гляциоморфолитосистем имеют большое значение для надёжной палеогеографической реконструкции ледниковой ритмики среднего и позднего плейстоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00222).

#### Литература:

- Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горещкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.И., Якименко Е.Р. Стратиграфические и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 15–24.
- Марков К.К. Опорные разрезы новейших отложений. Методология, проблемы, выводы // Константин Константинович Марков. Смоленск: Изд-во Маджента, 2005. С. 249–264.
- Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 240 с.
- Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. М., 2008. 167 с.
- Судакова Н.Г., Введенская А.И., Восковская Л.Т., Писарева В.В. К проблеме стратиграфии плейстоцена Клиньско-Дмитровской возвышенности // Четвертичная геология и палеогеография. М.: ГЕОС, 1997. С. 171–180.
- Судакова Н.Г., Карпунин С.С., Алтынов А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной структуры краевых ледниковых зон в Ярославском Поволжье с использованием космических данных // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 73. М.: ГЕОС, 2014. С. 87–97.

**СТРАТИГРАФИЯ И ХРОНОЛОГИЯ  
ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ПОЧВЕННО-СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СЕРИИ  
ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ РУССКОЙ РАВНИНЫ  
(ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОДЕПРЕССИЙ, СКЛОНОВ И ТЕРРАС)**

**Сычева С.А.<sup>1</sup>, Седов С.Н.<sup>2</sup>, Фрехен М.<sup>3</sup>, Терхорст Б.<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Институт географии РАН, Москва, sychevasa@mail.ru;*

<sup>2</sup> *Институт геологии УНАМ, Мехико сити, Мексика;*

<sup>3</sup> *Лейпцигский институт прикладной геофизики, Ганновер, Германия;*

<sup>4</sup> *Институт географии и геологии, Университет Вюрцбурга, Германия*

Полнота строения разрезов позднеплейстоценовых отложений на Русской равнины во многом зависит от положения их в древнем рельефе. Это связано не только с особенностями аккумуляции, но с денудацией отложений. Наиболее полные разрезы – это разрезы палеодепрессий (заполнений фрагментов эрозионной сети и понижений иного генезиса). Наиболее детальный почвенно-седиментационный архив того или иного интервала характерен для заполнений депрессий, образованных непосредственно перед этим периодом.

На основании комплексного изучения и радиоуглеродного и ОСЛ-датирования разрезов позднеплейстоценовых погребенных депрессий в карьерах: Александровском, Михайловском, Лебединском, Танеевском, склонов, речных террас, оврагов (Гидроузел, Марьино, Монастырщина, Костенки 14, 21, Дивногорье 9, Каменная балка) построена детальная хроностратиграфическая шкала позднего плейстоцена южной половины Русской равнины и сопоставлена с кислородно-изотопными стадиями.

В основании позднеплейстоценовых отложений на московском палеовом лессе развита межледниковая **рышковская палеопочва**. Впервые получены ОСЛ-даты для почвообразующей породы – московского лесса  $127 \pm 8$  ka и для перекрывающего ранневалдайского сеймского слоя  $115 \pm 7$  ka, позволяющие говорить, что эта почва формировалась в микулинское (eemian) межледниковье (МИС 5e). Продолжительность межледниковья около 12 тысяч лет, сопоставима с голоценом. На склонах московско-микулинской палеобалки профиль рышковской палеопочвы текстурно-дифференцированный (AY-AEL-ELnn-BELf-BT1-BT2-BT3-BTC). Она классифицирована как дерново-палево-подзолистая контактно-осветленная. В днище палеобалки развит трехчленный **рышковский педолитокомплекс** мощностью до 3.5 м. Он состоит из трех почвенных профилей: I A<sub>1</sub> – EL<sub>1</sub> – II A<sub>2</sub> – EL<sub>2</sub> / EG – III A / A<sub>3</sub>BT – BT / BTG, которые отражают трехкратное замедление эрозионно-аккумулятивных процессов в днище палеобалки в течении межледниковья. Нижний профиль диагностирован как серая лесная почва, два верхних – дерново-подзолистая почва. Межледниковая рышковская палеопочва разбита криогенными трещинами **сеймского горизонта** (МИС 5d), отражающего значительное похолодание и, вероятно, первый импульс ранневалдайского оледенения.

В заполнении палеодепрессий залегают валдайские делювиально-солифлюкционные отложения и палеопочвы. На основании ОСЛ и радиоуглеродного датирования к раннему валдаю отнесены две интерстадиальные почвы (кукуевская и стрелецкая) и две – к среднему валдаю (александровская и брянская). Почвы разделены разновозрастными слоями отложений со следами посткриогенных деформаций, позволившие выделить несколько криогенных горизонтов [Сычева, 2012]. Наиболее экстремальные условия первой половины валдайского оледенения были характерны для селиходворского криогенного горизонта – конец раннего валдая (МИС 4).

**Кукуевская палеопочва** (МИС 5c) имеет профиль A<sub>i</sub>,es,(ca, mc),q – B<sub>i</sub>,q,(ca,mc) – C. Она диагностирована как лугово-черноземная развивавшаяся с периодами весеннего переувлажнения и значительного летнего иссушения в условиях лесостепи с более континентальными условиями, чем современная лесостепь. Кукуевская почва перекрыта **млодадьским педоседиментом**, которого получена ОСЛ дата –  $91 \pm 5$  ka, позволяющая отнести кукуевскую почву к интерстадиалу бреруп, а стрелецкую – к интерстадиалу одерраде.

**Стрелецкая палеопочва** (МИС 5a – C14-возраст более 58 ka) с профилем A – AB<sub>i</sub> – B<sub>t</sub> нами определена как лесостепная лугово-черноземная почва (оподзоленный чернозем). Почва

разбита морозобойными трещинами, проникающими из вышележащего *селиходворского лесса* (МИС 4).

C14-дата  $49.6 \pm 7$  ka для *александровской палеопочвы* и дата ОСЛ –  $50 \pm 3$  ka для перекрывающего *тускарского лесса* и позволяют говорить, что она образовалась в интерстадиалы оерел – глинде и была захоронена в последующее похолодание. Почва лугового генезиса, значительно нарушена криотурбациями и трещинами тускарского криогенного горизонта.

*Брянская палеопочва* в отличие от других палеопочв развита наиболее широко, не только в заполнениях палеодепрессий, но и на склонах, межбалочных водоразделах, отсутствует лишь на высоких водоразделах, где она денудирована. Реконструированный профиль почвы А – АВ – Вк – С/Cg, разбит псевдоморфозами по ледяным клиньям (владимирский криогенный горизонт). Гумусовый горизонт находится в центре крупных клиньев в виде ядра. Карбонатный горизонт расположен между клиньями. В результате образовались структуры пятен-медальонов. По комплексу признаков, почву можно назвать дерновой иллювиально-карбонатной надмерзлотно-глеевой, в понижениях рельефа – мерзлотной дерново-глеевой. Неоднозначен радиоуглеродный возраст брянской почвы. Для нижнего глеевого горизонта (верхней части тускарского лесса) получены C14-даты по костям носорога и лошади –  $39.71 \pm 5.8$  ka и  $40.2 \pm 4.2$  ka. Для гор. А (ядра) брянской почвы –  $33.14 \pm 2.3$  ka (интерстадиал денекамп). Для других горизонтов брянской почвы C14-даты сильно омоложены: для гор. АВ 15–17 ka для гор. Вк 13–15 ka. Это связано с нахождением почвы длительное время в не погребенном состоянии в LGM или ее эксгумировании и омоложении в позднеледниковье.

Для разрезов II и I надпойменных террас, наращиваемых склонов и шлейфов ранне- и средневалдайского возраста характерны более детальные почвенно-седиментационные архивы среднего валдая. Выделены *гидроузельская почва* с C14 – возрастом около 36–38 ka (разрезы Гидроузел, Марьино, «нижние гумусовые слои» Костенок 14) – интерстадиал хенгело. Брянская почва (33–24 ka) подразделяется на два почвенных уровня (разрез Монастырщина, «верхние гумусовые слои» разреза Костенки 14). Подразделенные почвы: брянская почва 1 и брянская почва, как правило, слабо развитые лугового или дернового генезиса, нарушенные солифлюкцией.

В поздневалдайских отложениях склонов, шлейфах, покровов первой и «нулевой» террасы максимума валдайского оледенения (LGM) выделяются от двух до пяти уровней эфемерного или пионерного почвообразования (гмелинская и другие почвы разрезов Костенки). В позднеледниковье формировались маломощные почвы глеевого и дернового генезиса. Поздневалдайский лесс на плакорх Среднерусской возвышенности часто нарушен новой генерацией палеоврезов – эрозионно-термокарстовыми формами (деллями). В их заполнении описаны педоседименты с C14-возрастом  $12.2 \pm 1.80$  ka и  $11.140 \pm 1.9$  ka. В заполнении оврага Лошадь (разрез Дивногорье 9) залегают две позднеледниковые палеопочвы интерстадиалов беллинг и аллеред, образующие *дивногорский педолитокомплекс*.

**ИСТОРИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ  
В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА МЕНДЕЛЕЕВА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ  
ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛОНКИ КД12-03-10С**

**Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Николаев С.Д.<sup>1</sup>, Гусев Е.А.<sup>2</sup>, Рекант П.В.<sup>3</sup>, Степанова А.Ю.<sup>4</sup>,  
Чистякова Н.О.<sup>1</sup>, Пяткова М.С.<sup>2</sup>, Новихина Е.С.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, etaldenkova@mail.ru, cdnik@yandex.ru, chistyakova\_no@mail.ru;*

<sup>2</sup> *ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, gus-evgeny@yandex.ru, ryatka1988@list.ru, khelizaveta@yandex.ru;*

<sup>3</sup> *ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, rekant@mail.ru;*

<sup>4</sup> *A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшин, США, a.yu.stepanova@gmail.com*

Колонка КД-12-03-10С, полученная в 2012 г. в ходе рейса ледокола «Капитан Драницын» в привершинной части хребта Менделеева на глубине 2200 м (79°27.75' с.ш. и 171°55.08' з.д.), исследована комплексом литологических и микрофаунистических методов с целью предварительного стратиграфического подразделения осадочного разреза и реконструкции общих черт палеогеографического развития региона. Интервал опробования разреза общей мощностью 575 см составил 10 см, верхние 30 см исследованы непрерывно. Комплекс использованных методов включал определение весового процентного содержания фракции >63 мкм, подсчет и определение петрографического состава крупнозернистых обломков пород и минералов из фракции >500 мкм, таксономические определения планктонных и бентосных фораминифер и остракод из фракции >125 мкм.

На основе проведенного комплекса исследований и сравнения полученных результатов с опубликованными данными по детально исследованным колонкам Северного Ледовитого океана с хорошим возрастным контролем [Polyak et al., 2004, 2013; Cronin et al., 2008, 2013, 2014; Adler et al., 2009; Hanslik, 2011] предпринята попытка предварительного стратиграфического расчленения осадков колонки, которое указывает на весьма древний возраст основания осадков, вероятно, существенно древнее МИС 16. Выявлены различные этапы в палеогеографическом развитии района, обусловленные климатическими изменениями, ростом и таянием континентальных ледовых покровов, изменением размеров морского ледового покрова, влиянием водных масс Тихого и Атлантического океана.

Осадки колонки представлены, в основном, слоистыми алевропелитами с чередованием более коричневых и более серых слоев. При описании были выделены два розовых прослоя, обогащенных доломитами, на глубинах 75–80 см и 130–135 см. Проведенное нами литологическое изучение позволило выделить еще два прослоя, обогащенных терригенными карбонатными обломками, на глубинах 170–180 см и 220–230 см. По совокупности данных о количестве и составе крупнозернистого терригенного материала разрез колонки КД12-03-10С можно подразделить на 3 основных интервала: 1) нижний (480–575 см) характеризует доледниковые условия с сезонным ледовым покровом и отсутствием айсбергового материала; 2) средний интервал (330–480 см) соответствует периоду активного поступления материала ледового разноса из Евразийских морей с Трансполярным дрейфом и началу развития айсбергового разноса из Амеразийского сектора Арктики, которое знаменуется появлением карбонатов, предположительно, начиная с морской изотопно-кислородной стадии 16 (МИС 16); 3) верхний интервал (0–330 см), соответствующий периоду развития мощных ледовых покровов на периферии Арктического бассейна и активному приносу материала айсбергового разноса в периоды роста и разрушения ледников, преимущественно из Амеразийского сектора Арктики с круговоротом Бофорта. Помимо ледниково-климатической цикличности, не исключено заметное влияние турбидитных потоков и поступление определенного количества эдафогенного материала.

Удивительной особенностью колонки КД12-03-10С является тот факт, что планктонные фораминиферы присутствуют во всех исследованных образцах по всему разрезу. Количество их неравномерно, есть выраженные пики и минимумы содержания. В целом, содержание планктонных фораминифер, равно как и прочих карбонатных микрофоссилий, невелико в нижней части разреза глубже 320 см. Похожее распределение карбонатных микрофоссилий, а



именно уменьшение их количества в более древних слоях, наблюдалось в других колонках, вскрывших осадки среднеплейстоценового и более древнего возраста, что свидетельствует об усилении растворения карбонатов в результате повышения продуктивности вод и уменьшения размеров ледового покрова за счет более продолжительного и сильного влияния тихоокеанских вод [Polyak et al., 2013]. Выделено 5 пиков содержания планктонных фораминифер, из них наиболее выражены три (10–40 см, 70–90 см и 240–310 см), когда численность раковин достигала 20 и более тысяч на 1 г осадка. Два пика с центрами около 110 и 140 см существенно меньше как по численности, так и по продолжительности. Два наиболее выраженных пика, самый верхний (10–40 см) и самый нижний (240–310 см) совпадают с периодами пониженной численности крупнозернистого терригенного материала (который мы полагаем, в основном, имеет ледовое и айсберговое происхождение), что позволяет предположить их одновозрастность межледниковьям. Три более мелких пика приурочены к периодам повышенного содержания крупнозернистого материала, по всей видимости, совпадающими с эпохами дегляциаций. Как и планктонные фораминиферы, бентосные фораминиферы присутствуют по всему разрезу, но крайне неравномерно. Их количество на 2 порядка ниже, чем содержание планктонных фораминифер, и такое соотношение планктона и бентоса, в целом, свидетельствует о низкой продуктивности арктических вод [Polyak et al., 2013]. Численность остракод еще на порядок ниже, чем численность бентосных фораминифер, она резко падает ниже 320 см. В интервалах разреза 355–400 см и 415–515 см они не встречены. В верхних 2-х метрах разреза остракоды образуют 6 пиков численности, чаще приуроченных к интервалам пониженного содержания крупнозернистого материала.

По совокупности аналитических данных осадочный разрез подразделен на следующие стратиграфические интервалы, отражающие различные условия палеосреды (снизу вверх):

- 480–575 см – доледниковые условия с сезонным ледовым покровом и полным отсутствием айсбергового материала; низкое содержание остатков микрофоссилий в результате повышенной продуктивности и усиленного притока тихоокеанских вод.

- 310–480 см – активное поступление материала ледового разноса из евразийских морей с Трансполярным дрейфом и начало привноса материала айсбергового разноса из амеразийского сектора Арктики с круговоротом Бофорта, которое знаменуется появлением карбонатов, предположительно, начиная с МИС 16 (первый пик терригенного материала на глубине 425–442 см); низкое содержание остатков микрофоссилий в результате повышенной продуктивности и усиленного притока тихоокеанских вод; предполагаемый возраст МИС 12–16.

- 240–310 см – межледниковье МИС 11 – пониженное содержание материала ледового и айсбергового разноса; пики численности и высокое видовое разнообразие планктонных и бентосных микрофоссилий; доминирование субполярного вида планктонных фораминифер *Turborotalita egelida/quinqueloba*; наличие агглютинированных фораминифер рода *Cyclammina*.

- 190–240 см – карбонаты впервые становятся доминирующей составляющей в материале ледового и айсбергового разноса; низкая численность и видовое разнообразие микрофоссилий; совместное попеременное доминирование *T. egelida/quinqueloba* и полярного вида *Neogloboquadrina pachyderma* sin. среди планктонных фораминифер; наличие агглютинированных фораминифер рода *Cyclammina*; предполагаемый возраст МИС 8–10.

- 130–190 см – доминирование карбонатов при высоком содержании материала ледового и айсбергового разноса; наличие розового прослоя 1 (170–180 см); высокие численность и разнообразие микрофоссилий; существенные изменения в составе микрофауны – исчезновение *T. egelida/quinqueloba* и *Cyclammina*, доминирование *N. pachyderma* sin. среди планктонных фораминифер и миллиолид среди бентосных, появление *Oridorsalis tener*, присутствие стратиграфически индикаторного вида *Pullenia bulloides*; предполагаемый возраст МИС 7/8 и 7.

- 85–130 см – резкое падение содержания карбонатов и преобладание кварца среди материала ледового и айсбергового разноса в интервале 110–130 см с последующей сменой доминантов и максимальным (до 60–70%) содержанием карбонатов в интервале 85–110 см; невысокая численность и разнообразие микрофоссилий; преобладание *N. pachyderma* sin. среди планктонных фораминифер, *O. tener* среди бентосных фораминифер и *Polyscope* среди остракод свидетельствуют о достаточно мощном ледовом покрове и низкой продуктивности, в том числе и за счет поступления большого количества талых вод и высокой мутности; предполагаемый возраст МИС 6 и МИС 5/6.

- 60–85 см – высокое содержание карбонатов; высокая численность и разнообразие микрофоссилий; преобладание *N. pachyderma* sin. среди планктонных фораминифер, *Cibicidoides wuellerstorfi* среди бентосных фораминифер и различных видов рода *Cytheropteron* среди остракод указывает на улучшение условий окружающей среды и увеличение продуктивности вод за счет уменьшения ледового покрова; предполагаемый возраст МИС 5.

- 40–60 см – резкое падение численности и разнообразия микрофоссилий позволяет предположить возраст МИС 4.

- 0–40 см – резкое возрастание содержания кварца на глубине 15–30 см может быть отражением события опреснения и сброса вод подпруженных озер на севере Евразии начала МИС 3; очень высокий максимум содержания всех микрофоссилий в этом интервале, превышающий таковой для межледниковий МИС 11 и МИС 5, может быть «артефактом» низких скоростей седиментации; видовой состав микрофауны современного облика, наличие индикаторного вида *Henryhowella asperrima* среди остракод; предполагаемый возраст МИС 1–3.

Границы большинства выделенных подразделений крайне условны и предварительны. Продолжающееся более детальное изучение литологии и комплексов микрофоссилий наряду с ожидающимися результатами анализа изотопного состава кислорода и углерода планктона позволит их уточнить.

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497.

#### Литература:

- Adler R.E., Polyak L., Crawford K.A., Grottoli A.G., Ortiz J.D., Kaufman D.S., Channell J.E.T., Xuan C., Sellen E. Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge // *Glob. Planet. Change*. 2009. V. 68. P. 18–29.
- Cronin T.M., Smith S.A., Eynaud F., O'Regan M., King J. Quaternary paleoceanography of the central Arctic based on Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition 302 foraminiferal assemblages // *Paleoceanography*. 2008. V. 23, PAIS18, doi:10.1029/2007PA001484
- Cronin T.M., Polyak L., Reed D., Kandiano E.S., Marzen R.E., Council E.A. A 600-ka Arctic sea-ice record from Mendeleev Ridge based on ostracodes // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 157–167.
- Cronin T.M., DeNinno L.H., Polyak L., Caverly E.K., Poore R.Z., Brenner A., Rodriguez-Lazaro J., Marzen R.E. Quaternary ostracod and foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography in the western Arctic Ocean // *Marine Micropal.* 2014. V. 111. P. 118–133.
- Hanslik D. Late Quaternary biostratigraphy and paleoceanography of the central Arctic Ocean. PhD Thesis, Stockholm University. 2011.
- Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., Bischof J., Cronin T.M. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2004. V. 203. P. 73–93.
- Polyak L., Best K.M., Crawford K.A., Council E.A., St-Onge G. Quaternary history of sea ice in the western Arctic Ocean based on foraminifera // *Quat. Sci. Rev.* 2013. V. 79. P. 145–156.

## ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Николаев С.Д.<sup>1</sup>, Чистякова Н.О.<sup>1</sup>, Степанова А.Ю.<sup>2</sup>,  
Овсепян Я.С.<sup>3</sup>, Баух Х.А.<sup>4</sup>, Шпильхаген Р.Ф.<sup>4</sup>, Сегль М.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
*etaldenkova@mail.ru, chistyakova\_no@mail.ru, cdnik@yandex.ru;*

<sup>2</sup> A&M Университет Техаса, Колледж Стэйшин, США, *a.yu.stepanova@gmail.com;*

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва, *yaovsepyan@yandex.ru;*

<sup>4</sup> Академия наук Майнца/ГЕОМАР, Киль, Германия, *hbauch@geomar.de, rspielhagen@geomar.de;*

<sup>5</sup> МАРУМ, университет Бремена, Бремен, Германия, *msegl@marum.de*

С целью детальной реконструкции в масштабе календарного возраста климатически обусловленных послеледниковых изменений палеосреды континентальной окраины моря Лаптевых было проведено комплексное высокоразрешающее (непрерывное) изучение осадков длинных AMS<sup>14</sup>C-датированных колонок морских осадков с западного (PS51/154, гл. моря 270 м) и восточного (PS2458, гл. моря 983 м) континентального склона моря. Комплекс использованных методов включал изучение: 1) литологии осадков (весовое процентное содержание фракции >63 мкм; подсчет и определение состава терригенных зерен пород и минералов >500 мкм, являющегося, в основном, материалом ледового и айсбергового разноса (ice-rafted debris, IRD); подсчет и определение аутигенных конкреций; 2) геохимических характеристик осадков (ТОС, С/Н); 3) видового состава и численности ископаемых комплексов микрофауны (планктонные и бентосные фораминиферы, остракоды); 4) изотопного состава кислорода и углерода карбоната раковин фораминифер. Частично результаты исследований были опубликованы ранее, в большей степени это касается западной части моря [Bauch et al., 2001; Spielhagen et al., 2005; Taldenkova et al., 2008, 2010, 2012, 2014; Stepanova et al., 2012]. Реконструируемые события включают в себя трансформацию под действием послеледникового подъема уровня моря; вариации размеров ледового покрова и поставки айсбергов ледниками (размера континентальных ледовых покровов); приток трансформированных атлантических вод и поступление пресных (талых ледниковых, речных) вод.

В силу своей континентальности регион моря Лаптевых был свободен от покровных ледников в период оледенения, и в условиях понижения уровня океана на 120 м практически весь плоский и обширный шельф был осушен [Svendsen et al., 2004]. На нем шло образование вечной мерзлоты и текли реки, устья которых находились у края крутого континентального склона [Hubberten et al., 2004]. Исследованные нами колонки в начале трансгрессии находились у самого берега, и именно отступление вглубь береговой линии и сокращение континентального влияния на морскую среду окраины моря Лаптевых были определяющими с точки зрения действия подъема уровня моря. Экстраполированный возраст основания обеих колонок равен 17.6 кал.т.л.н. В возрастных моделях колонок виден резкий перегиб кривых, связанный с падением скоростей седиментации на склоне около 10 кал.т.л.н., когда началось активное затопление обширного шельфа и отступление береговой линии вглубь суши.

Сравнение изменений палеосреды в западной и восточной частях моря проведено нами по временным срезам, т.е. периодам выраженных изменений, которые, в целом, совпадают с климатическими подразделениями в районе Северной Атлантики: позднеледниковье-ранняя дегляциация (17.6–14.9 кал.т.л.н.), Бёллинг-Аллерёд (14.9–12.9 кал.т.л.н.), начало позднего дриаса (12.9–12.7 кал.т.л.н.), поздний дриас (12.7–11.5 кал.т.л.н.), ранний голоцен (11.5–9 кал.т.л.н.), средний-поздний голоцен (<9 кал.т.л.н.).

*Позднеледниковье-ранняя дегляциация.* Период до 16 кал.т.л.н. характеризовался высоким содержанием IRD, особенно на западе, где оно было на 2 порядка выше, чем на востоке. Видимо, айсберги, продуцировавшиеся ледовыми шапками Сев. Земли и разрушающимся Баренцево-Карским щитом, почти не попадали на восток, а уносились с трансполярным дрейфом в открытый океан. Максимум филлитов во время самых ранних пиков IRD указывает на поступление материала именно с Сев. Земли. Во время последнего ледникового максимума ледники Сев. Земли были сокращены в размерах, но за счет изменения атмосферной циркуляции и привноса большего количества влаги около 18–19 кал.т.л.н. начался их рост,

который и выражен, видимо, в наших пиках. Одновременно с привнесом IRD наблюдалось поверхностное опреснение за счет талых ледниковых вод, сильная стратификация вод, особенно до 17 кал.т.л.н., выраженная на западе по почти полному отсутствию бентоса и огромному количеству аутигенных конкреций вивианита, родохрозита и сидерита. Чрезвычайно низкое содержание ТОС на западе подтверждает, что воды, вызвавшие опреснение, были талыми ледниковыми, а не речными, речной сток был сокращен в силу холодных и сухих климатических условий на прилегающей мерзлой суше. На востоке конкреции в этом интервале не встречены, но отмечено очень сильное опреснение по легкому  $\delta^{18}\text{O}$  бентосных фораминифер и негативному пику  $\delta^{13}\text{C}$  за счет плохой вентиляции и стратификации. На то, что последнее не было результатом высокой поверхностной продуктивности, указывают биомаркеры, свидетельствующие о мощном ледовом покрове и холодноводной обстановке [Fahl, Stein, 2012].

В то же время, высокое процентное содержание бентосных фораминифер вида *Cassidulina neoteretis*, индикатора подповерхностных прохладных атлантических вод, и субполярных планктонных фораминифер свидетельствуют о сильном притоке этих водных масс. Присутствие экзотических тепловодных видов планктона, аналогов которым нет в более молодых осадках, явилось, вероятно, результатом того, что в Сев. Атлантике при наличии большого количества талых вод, атлантические воды погружались под них не в районе Шпицбергена, а намного южнее, захватывали экзотические виды и приносили их в Арктику.

*Бёллинг-Аллерёд.* Этот период характеризовался потеплением, прогревом поверхностных вод, сокращением ледового покрова, что выражено по резкому росту численности всех групп микрофоссилий и увеличению процентного содержания фитодетритных бентосных видов. Увеличение флювиального влияния за счет усиления речного стока при потеплении климата выражено в увеличении ТОС и процентного содержания таких видов как *Elpidium clavatum* и *Stainforthia loeblichii*, характерных для стратифицированных вод, с большим количеством взвеси за счет более активной абразии льдистых едомных берегов. Сильный приток прохладных атлантических вод виден по высокому процентному содержанию субполярных планктонных фораминифер и максимальному процентному содержанию *C. neoteretis*.

*Начало позднего дриаса.* Благодаря высокому разрешению и прекрасному возрастному контролю нам удалось выделить интересное явление опреснения возрастом 12.9–12.7 кал.т.л.н., в основном, выраженное на востоке моря в колонке PS2458 по резкому опреснению поверхностных вод (негативный пик  $\delta^{18}\text{O}$  планктона) в сочетании с позитивным пиком  $\delta^{13}\text{C}$  состава планктона и негативным пиком  $\delta^{13}\text{C}$  состава бентоса. Последнее свидетельствует о стратификации вод, а первое – о том, что пресные воды, вызвавшие это событие, не были речного происхождения. Об этом также свидетельствует резкое падение ТОС, который в море Лаптевых имеет преимущественно терригенное происхождение, и биомаркеры [Fahl, Stein, 2012], подтверждающие, что утяжеление  $\delta^{13}\text{C}$  планктона не было вызвано увеличением продуктивности фитопланктона в бассейне с резко выросшей ледовитостью. Это, в свою очередь, в сочетании со стратификацией вод, привело к резкому сокращению численности всех групп микрофоссилий и анаэробным условиям на дне, на которые указывает огромный и резкий пик содержания конкреций вивианита, который превышает пик времени ранней дегляциации на западе моря. По совокупности всех вышеперечисленных данных предполагается, что опреснение было вызвано талыми ледниковыми водами и по возрасту совпадает со сбросом вод приледникового озера Агассиц по долине Маккензи, которое датировано именно этим временем [Murton et al., 2010]. Это событие, совпавшее с активизацией циркуляции в Арктике и выносом льдов из нее в Сев. Атлантику в связи с подъемом уровня моря [Bradley, England, 2008], привело к ослаблению Атлантической меридиональной циркуляции и похолоданию климата.

*Поздний дриас.* Остальная часть позднего дриаса характеризуется постепенным улучшением условий палеосреды, о чем свидетельствует растущая численность и разнообразие микрофоссилий и значения биомаркеров, указывающие на рост продуктивности и уменьшение ледового покрова. В это время обе колонки находились около среднеголоценовой границы дрейфующих льдов – зоны с высокой сезонной продуктивностью, на что указывают пики вида *Nonion labradoricum*, который до и после этого практически отсутствует в колонках.

*Ранний голоцен.* Этот период, совпадающий с максимумом инсоляции северного полушария, характеризовался наибольшим прогревом поверхностных вод, сокращением размеров ледового покрова и сдвигом к северу сезонной границы дрейфующих льдов, о чем свидетельствуют минимум IRD, максимум продуктивности, максимум численности микрофоссилий.

*Средний-поздний голоцен.* Направленное похолодание, начиная с 7.4 кал.т.л.н., выразилось в возобновлении поступления IRD и продуцирования айсбергов ледниками Сев. Земли, увеличении мелководных бентосных видов, привнесенных с IRD, смещении к югу границы сезонных льдов, падении продуктивности и численности микрофоссилий. Пики поступления материала айсбергового разноса имеют примерно тысячелетнюю периодичность, вероятно, отражающую чередование различных режимов региональной атмосферной циркуляции. В то же время, все это происходило на фоне увеличения удаленности исследованных колонок от берега, сокращенного флювиального влияния, развития современных морских обстановок (уменьшение ТОС, утяжеление  $\delta^{13}\text{C}$ , высокое содержание вида *Melonis barleeanus*, большое количество агглютинированных фораминифер).

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497 и грантов поддержки российско-немецкой лаборатории по морским и полярным исследованиям им. О.Ю. Шмидта.

Литература:

- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Glob. Planet. Change*. 2001. V. 31. P. 125–139.
- Bradley R.S., England J.H. The Younger Dryas and sea of ancient ice // *Quat. Res*. 2008. V. 70. P. 1–8.
- Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records // *Earth. Planet. Sci. Lett*. 2012. V. 351–352. P. 123–133.
- Hubberten H.W., Andreev A., Astakhov V.I. et al. The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quat. Sci. Rev*. 2004. V. 23. P. 1333–1357.
- Spielhagen R.F., Erlenkeuser H., Siebert C. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the last deglaciation // *Glob. Planet. Change*. 2005. V. 48. № 1–3. P. 187–207.
- 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. № 4. P. 557–577.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of eastern Eurasia // *Quat. Sci. Rev*. 2004. V. 23. P. 1229–1271.
- 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 // *Quat. Intern*. 2008. V. 183. P. 40–60.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Yu., Pogodina I., Ovsepyan Ya., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // *Quat. Sci. Rev*. 2010. V. 29. P. 3919–3935.
- 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 Micropaleontology*. 2012. V. 96–97. P. 13–28.

## ИЗМЕНЕНИЯ ПАЛЕОСРЕДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БЕЛОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЗААЛЬСКОЕ-РАННЕЭМСКОЕ ВРЕМЯ ПО МАТЕРИАЛАМ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА БЫЧЬЕ, Р. ПЁЗА

Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Степанова А.Ю.<sup>2</sup>, Овсепян Я.С.<sup>3</sup>, Баух Х.А.<sup>4</sup>, Руденко О.В.<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, [etaldenkova@mail.ru](mailto:etaldenkova@mail.ru);

<sup>2</sup> Университет Техаса, Колледж Стэйшн, США, [a.yu.stepanova@gmail.com](mailto:a.yu.stepanova@gmail.com);

<sup>3</sup> Геологический институт РАН, Москва, [yaovsepyan@yandex.ru](mailto:yaovsepyan@yandex.ru);

<sup>4</sup> Академия наук Майнца/ ГЕОМАР, Киль, Германия, [hbauch@geomar.de](mailto:hbauch@geomar.de);

<sup>5</sup> Орловский государственный университет, Орёл, [olrudenko2011@yandex.ru](mailto:olrudenko2011@yandex.ru)

Комплексное детальное изучение морских осадков (литология, микрофауна, изотопный состав карбонатов бентосных фораминифер, палинология), перекрывающих морену заальского (московского) возраста в разрезе Бычьё на северо-востоке Белого моря позволило восстановить историю изменения палеосреды времени эмской (бореальной) трансгрессии на фоне обмеления, вызванного снятием ледниковой нагрузки. Возрастные определения основаны на смене палинозон, привязанных к ранее выделенным региональным подразделениям [Девятова, 1982; Ikonen, Ekman, 2001; Grøsfjeld et al., 2006; Rudenko et al., 2011]. Возраст отложений был предварительно определён в 133–119.5 тыс. л.н.

Исследованный разрез Бычьё с координатами 65°47'20"с.ш., 45°00'30"в.д. находится на правом берегу р. Пёзы (правый приток р. Мезень) примерно в 5 км вниз по течению от ранее изученного разреза Бычьё, расположенного напротив одноименного села [Девятова, 1982; Grøsfjeld et al., 2006]. Мощность исследованного разреза морских отложений, начинающегося непосредственно от контакта с мореной у уреза воды на абсолютной высоте 12 м, составляет 4.55 м. Сверху морские отложения перекрыты аллювиальными песками. Разрез опробован с интервалом 5 см.

Показано, что затопление территории арктическими водами было практически мгновенным, о чем свидетельствует не только характер литологического контакта между мореной и морскими отложениями, но и состав комплексов бентосных фораминифер и остракод основания разреза. Комплекс фораминифер представлен не только мелководными арктическими видами внутреннего шельфа (*Elphidium clavatum*, *Haynesina orbiculare*, *Elphidium incertum*, *E. albiumbilicatum*, *E. bartletti*, *Elphidiella groenlandica*), но и относительно глубоководными видами внешнего шельфа (*Islandiella norcrossi/helenae* среди фораминифер и *Normanicythere leioderma* среди остракод), предполагающими наличие глубин не менее 40–50 м [Polyak et al., 2002]. Это свидетельствует о существенном изостатическом прогибании территории под действием ледниковой нагрузки непосредственно перед быстрым затоплением, вызванным всплытием ледника на баренцевоморском шельфе в результате эвстатического подъема глобального уровня моря.

В разрезе выделено 5 экозон по смене ископаемых комплексов микрофауны и микрофлоры, которые тесно связаны с изменением литологических характеристик, свидетельствующих о прогрессирующем обмелении, в сочетании с некоторым улучшением климатических условий. Последнее прежде всего, выражено в сокращении ледовитости бассейна, отраженных в составе пыльцы и спор, водных палиноморф и бентосной микрофауны, а также в вариациях  $\delta^{13}\text{C}$ .

Экозоны 1 (440–455 см) и 2 (360–440 см) соответствуют холодному ледовитому бассейну с сильной стратификацией вод под влиянием притока талых ледниковых вод. В составе экозоны 2 наблюдается исчезновение некоторых видов внутреннего шельфа и увеличение процентного содержания морских видов, что свидетельствует об увеличении глубины бассейна.

Наибольшей относительной глубины бассейн достигал в период существования экозоны 3 (300–360 см), в составе комплексов которой присутствуют такие относительно глубоководные морские виды как *Melonis barleeanus*, *Cibicides lobatulus*, *Astrononion gallowayi* среди фораминифер и *Krithe glacialis*, *Rabilimis* sp., *Cytheropteron arcuatum* среди остракод. Подобная ситуация была вызвана сочетанием существования локального изостатически переуглубленного бассейна и максимального эвстатического подъема уровня Мирового океана.

Последовавшее вслед за этим быстрое обмеление, выраженное по резкому увеличению весового процентного содержания фракции >63 мкм осадков в разрезе выше отметки 280 см, свидетельствует о преобладающем влиянии фактора подъема территории за счет изостатической компенсации на фоне стабилизации глобального уровня моря. Оно совпало с утяжелением  $\delta^{18}\text{O}$  карбоната бентоса, которое указывает на прекращение поступления талых ледниковых вод и, как следствие, возможно, некоторое усиление влияния атлантических вод.

Комплексы микрофоссилий регрессивных экозон 4 (120–300 см) и 5 (0–120 см) отмечены увеличением численности и разнообразия фораминифер и остракод, что свидетельствует о повышении продуктивности поверхностных вод и уменьшении размеров ледового покрова. Наиболее яркие изменения наблюдались в составе остракод экозоны 5, где появились многочисленные относительно мелководные субарктическо-бореальные виды, такие как *Finmarchinella finmarchica*, *Patagonacythere dubia*, *Cythere lutea*, *Hemicytherura clathrata*, *Semicytherura undata*, *Hemicythere villosa*. Их появление свидетельствует о существенном летнем прогреве и перемешивании вод на мелководье. В то же время, как среди остракод, так и, в особенности, среди фораминифер многочисленны арктические виды, что предполагает выраженную стратификацию вод с холодными придонными водами.

Следует отметить, что никаких видов-индикаторов прямого влияния атлантических вод, таких как *Cassidulina neoteretis* среди бентосных фораминифер, или планктонные фораминиферы, в исследованном разрезе не обнаружено. Вероятно, район северо-восточной части современного Белого моря находился в стороне от основного пути распространения этих вод, которые были прижаты к более западным районам Кольского полуострова.

Исследования выполнены при поддержке проектов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497 и грантов поддержки российско-немецкой лаборатории по морским и полярным исследованиям им. О.Ю. Шмидта.

#### Литература:

- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск, 1982. 156 с.
- Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 493–520.
- 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 Foram. Res.* 2002. V. 32. № 3. P. 252–273.
- Rudenko O., Taldenkova E., Bauch H.A. Last Interglacial environments in the White Sea Region based on pollen and aquatic palynomorphs records (Bychye section) // XVIII Congress INQUA, Bern, July 21–27, 2011. Abstract 2320.

## **ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ВЕРХНЕГО ДОНА, СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ, БЕЛАРУСИ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ**

**Трегуб Т.Ф.**

*Воронежский государственный университет, ttregub108@yandex.ru*

В последнее десятилетие исследователи в области стратиграфического расчленения неоплейстоцена сталкиваются с проблемой корреляции событий этого времени. На всех этапах изучения четвертичного периода выделялось различное количество межледниковых и ледниковых эпох с определенной степенью обоснованности хронологических рубежей. В этой связи автором была предпринята попытка обозначить проблемы корреляции и сопоставить этапы накопления аллювиальной и лессово-почвенной формаций с эволюционными преобразованиями экосистемы [Трегуб, 2011].

Изучение отложений аллювиальной формации долины Дона позволило выделить от пяти до семи крупных седиментационных циклов. Начало неоплейстоцена большинство исследователей связывает с петропавловско – покровским этапом, которому соответствует балашовская почва и тростянский (бобровский) лесс. В долинах этому этапу соответствует погребенный аллювий солдатской надствиты, которая до настоящего времени палинологически не охарактеризована. Развитие следующего ильинско-донского цикла трактуется неоднозначно. В ржаксинском почвенно-лесовом комплексе (ПЛК) новопокровской почвенно-лессовой серии (ПЛС) выделяется до трех почв. Для Верхнего Дона выделяется две ископаемые почвы, разделенные лессом небольшой мощности (1.5 – 2м), и донской лесс мощностью 8–10 м (в Приазовье), где прослеживаются два слабо выраженных уровня почвообразования [Глушанкова, 2008]. В Окско-Донской области в данном хронологическом отрезке выделяет два теплых и два холодных этапа – гремячевское и семилукское межледниковья, разделяющее их девичье и завершающее донское оледенения [Болиховская, 1995]. Если учитывать, что данные построения обоснованы и результатами электронно-парамагнитно-резонансного метода, то для этого временного интервала следует выделять две аллювиальные свиты. В долинах, как Оскола, так и Дона описаны разрезы погребенной террасы мощностью от 24 м до 35 м., но при этом выделяется одна свита – веретьевская и две толщи – глушковская и обуховская. Палинологические материалы отражают развитие палеоландшафтной обстановки в рамках единого климатического ритма.

Мучкапскому надгоризонту и окскому горизонту соответствует городская почвенно-лессовая серия (ПЛС), которая в долине Дона представлена воронской почвой и коростелевским лессом. Погребенный аллювий этого времени фиксируется в цокольной части IV надпойменной террасы, а озерные отложения заполняют рвы ледникового выпаживания. Состав палиофлор данного хронологического этапа имеют свои характерные особенности в целом ряде разрезов на Европейской равнине России. В этой связи неясно, какой террасовый уровень слагают отложения навлинского и икорецкого горизонтов.

В настоящее время, дискуссионным остается вопрос хронологической приуроченности отложений IV и III надпойменных террас. В стратиграфических схемах данные геологические объекты помещены в рамки одной ледниковой московской (днепровской) эпохи среднего неоплейстоцена. Однако резкие отличия палеогеографических событий отразившихся в отложениях аллювия IV и III террас противоречат возможности формирования двух толщ данных уровней (мощности от 20 м до 35 м) в объеме одной ледниковой эпохи.

В разрезах почвенно-лессовой формации Верхнего Дона для среднего неоплейстоцена выделяются два крупных этапа накопления почв и лессов. Лихвинско-днепровский этап объединяет: инжавинскую почву – калужское похолодание (борисоглебский лесс); чекалинское межледниковье (каменная почва) – вологодское-жиздринское оледенение (орчикский лесс). Следующий этап включает горкинское-черепетьское межледниковье (роменскую почву) с последующим днепровско – московским оледенением, которое в стратиграфической схеме отвечает железногорскому ПЛК с цнинским лессом – курской почвой – мерцаловским лессом.

В процессе изучения неоплейстоценовых аллювиальных отложений были получены материалы, согласующиеся с вышеизложенными этапами почвенно-лессовой серии. Палинологические данные из разрезов IV террасы в долине Сейма (южная окраина с.



Самсоновки) и “Духовое” в долине Дона, отражают четкие различия палеогеографической обстановки, в которой происходило накопление отложений двух аллювиальных толщ.

Разрез IV террасы (у села Самсоновка) по литологическому строению близок разрезам Кривоборьевскому и у с. Средний Икорец (Мастюженка). Здесь, так же в разрезе присутствуют три почвенных горизонта. На уровне второй почвы в разрезе прослеживается палинозона с большим количеством пыльцы теплолюбивых пород, в составе которых отмечено значительное количество пыльцы рода *Fagus* (до 6 %), и присутствие единичных зерен родов *Zelkova*, *Juglans*, *Ilex*. Наличие экзотов и бука на фоне кверцетального ценокомплекса с заметным участием пыльцы сосен секций *Cembra* и *Strobus* четко указывает на лихвинский (инжавинская почва) возраст отложений. Подтверждением такого вывода является и дальнейшее развитие ландшафтов, отразившееся в данном разрезе. Выше по разрезу зафиксированы: вероятнее всего похолодание – калужское и оледенение- жиздринское, и одно потепление – чекалинское. Причем состав древесной растительности в чекалинское время остается примерно таким же, как и для второго почвенного горизонта. Отличие сводится к отсутствию пыльцы экзотов и вариабельности содержаний теплолюбивых элементов до полного выпадения из состава спектра. В этой связи неясно, какой террасовый уровень слагают отложения навлинского и икорецкого горизонтов (обнажение Мастюженка). Наличие в отложениях разреза Мастюженка вида *Arvicola mosbachensis*, видимо не обеспечивает обоснования для выделения самостоятельной межледниковой эпохи. Данный вид присутствует и в разрезе Смоленский Брод (г. Велижа, правый берег Западной Двины), однако состав палинологических спектров четко указывает на принадлежность палинофлор к лихвинскому межледниковью. Это обусловлено наличием в составе широколиственных пород пыльцы рода *Fagus* на фоне разнообразия экзотов. Реконструкция палеорастительности неоплейстоцена территории Беларуси свидетельствует о наличии бука в составе флоры на Европейской равнине в пределах широт 51°- 54° только в одну из конечных фаз лихвинского межледниковья и в последнюю стадию атлантического периода голоцена [Еловичева, 2006]. Некоторые различия общего состава сопоставляемых разрезов могут объясняться территориальным положением разрезов и неполнотой геологической летописи. Лихвинский разрез расположен на 2° южнее разреза Смоленский Брод, и в палинологическом отношении он охарактеризован полнее.

Отложения обнажения у с. Духовое в процессе длительного изучения в стратиграфическом отношении соответствовали либо верхней части среднего неоплейстоцена, либо относились к микулинскому межледниковью. Палинологические материалы, полученные из разрезов Духовое и III террасы долины р. Оскол, свидетельствуют о наличии неоплейстоценовых флор моложе лихвинских и древнее микулинских. Состав палеорастительности оптимальных фаз вышеуказанных разрезов сопоставляются с палинофлорами времени образования роменской почвы. Оптимальные фазы межледниковья характеризуются небогатым набором теплолюбивых пород и небольшим их содержанием. Боровой ценокомплекс слагается здесь только сосной обыкновенной и меловой (в морфологическом отношении близкой виду *Pinus kochiana*). В разрезах расположенных севернее в составе хвойных растений присутствует пыльца ели и сосны сибирской (горкинские межледниковые отложения у д. Пальниково). В то же время, в нижней части разреза Духовое (до зоны размыва) присутствуют сосны секций: *Cembra*, *Strobus*, а так же значительно богаче состав теплолюбивых пород, с участием единичных зерен экзотов *Fagus*, *Ilex*, *Rhus*, *Juglans*, *Ostrya*. Подобная резкая смена флористического состава растительности может свидетельствовать о более древнем возрасте цоколя террасы, который хорошо сопоставляется с лихвинским межледниковьем.

Таким образом, отложения IV террасы, как в долине Дона, так и на прилегающих территориях сформировались в лихвинско-жиздринский (вологодский) стратиграфический интервал. При этом в конкретных разрезах возможны варианты перекрытия собственно лихвинских отложений, более молодыми образованиями, с фауной хазарского комплекса. В то же время принадлежность отложений III террасы рек Дона и Оскола к горкинско-московскому (днепровскому) этапу среднего неоплейстоцена логически подводит к мысли о том, что лискинская свита разреза Мастюженка должна соотноситься с роменской почвой и железногорским ПЛК.

Аллювиальные отложения микулинско-валдайского климатического ритма, а так же брянская почва и поздневалдайский лесс, в стратиграфическом отношении, являются более всего обоснованными. Сложная климатическая ритмика валдайской ледниковой эпохи определила образование двух уровней II и I террас, но в целом это был единый климатический ритм, в течение которого произошел распад микулинской флоры и формирование растительности с гиперзональной структурой.

Сопоставляя выделенные этапы с последними палинологическими материалами территории Беларуси можно отметить ту же тенденцию, где начиная с 19 КИС фиксируются шесть климатических ритмов. Попытка скоррелировать события неоплейстоцена центра Восточно-Европейской равнины с событиями, отраженными в разрезе Танаги-Филиппон (Македония) побудили авторов к выделению большого количества свит, горизонтов и надгоризонтов в нижнем неоплейстоцене. Однако анализ эволюционного ряда средиземноморских флор (состав экзотов изменяется вверх по разрезу) четко указывает на шесть крупных этапов развития колхидской флоры, включая Просолсани I и II. Кроме этого данный сукцессионный ряд наглядно демонстрирует своеобразие каждой как межледниковой, так и ледниковой эпохи [Иосифова, 2006].

Обращаясь к этапам эволюции мелких млекопитающих, мы видим пять крупных изменений границ ареалов в результате миграционных процессов (без пертропоавловско-покровского климатического ритма), соответствующих следующим межледниковьям и оледенениям: ильинско-донскому; мучкапско-окскому; лихвинско-каменскому с конечным похолоданием; роменско-днепровскому и микулинско-валдайскому. Кроме этого специалистами акцентируется внимание на асинхронности появления новых таксонов в составе фаун мелких млекопитающих в Центральной и Восточной Европе. Архаичные *Arvicola* в Центральной Европе присутствует в разрезах, относимых к интервалу между оледенениями донским и эльстер (окским), а остатки рода *Mimomys* в этих фаунах неизвестны. В то же время последний преобладает в фаунах того же временного интервала в бассейнах Днестра и Дона, а род *Arvicola* появляется в его завершающую стадию – икорецкое межледниковье. Но в настоящее время эта стадия, установлена лишь в бассейне Дона [Маркова, 2011].

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что процессы формирования отложений аллювиальной формаций четко сопоставляются с этапами становления и распада пранеморальной протонеморальной и образованием квазибореальной, неморальной и бореальной флор, а так же с эволюционными преобразованиями в ряду мелких млекопитающих *Mimomys* – *Arvicola* в течение неоплейстоцена.

#### Литература:

- Болиховская Н.С. Эволюция почвеннолессовой формации Северной Евразии. М., 1995. 270 с.
- Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск-Москва: МГУ, 2008. 348 с.
- Еловичева Я.К. Палинология и климатостратиграфия плейстоцена Беларуси // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции: Сборник научных работ памяти Е.Н. Анановой. Санкт-Петербург, 2006. С. 179–222.
- Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и палеоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 41–84.
- Маркова А.К., ван Кольфсхотен Т. Среднеплейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной и Центральной Европы. Хронология, корреляция // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты, СПб.: РАН, 2011. Т. II. С. 68–71.
- Трегуб Т.Ф. Проблемы стратиграфии аллювиальной формации Верхнего Дона // Квартер во всем его многообразии. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Апатиты, СПб.: РАН, 2011. Т. II. С. 282–284.

## СТРУКТУРА И ДИНАМИКА ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В ПЕРИОД ЕГО ДЕГРАДАЦИИ

Фаустова М.А., Карпухина Н.В.

*Институт географии РАН, faustovam@yandex.ru, natalia\_karpukhina@mail.ru*

Цель исследования – реконструировать гляциодинамическую структуру Скандинавского ледникового покрова в основные периоды его деградации.

В конце валдайской эпохи, во время максимального похолодания (около 25–23 кал т.л.н.) крупный Скандинавский ледниковый покров выходил на западной окраине за пределы Скандинавского шельфа, а на южной и юго-восточной – на равнины Западной Евразии. Юго-западный склон уже сократился к максимуму похолодания в позднем валдае по отношению к своей максимальной границе на 29 кал.т.л.н.: льды выдвигались в Норвежский желоб, Датские проливы и на полуостров Ютландия. Южный и юго-восточный склоны, располагались на суше к югу от Балтийской котловины и были довольно выположенными, а в периферической зоне на Восточно-Европейской равнине имели форму «прилавка». Северный и северо-восточный склоны были короткими и крутыми. Форма и размеры покрова (рис.1) показаны с использованием реконструкций А.А. Асеева [Асеев, 1974], Д. Боултона [Boulton et al., 2001], Я. Мангеруда [Mangerud et al., 2011 и др.], для северо-восточной окраины – В.Я. Евзерова [Евзеров, Самойлович, 1998].

Гляциоструктура покрова и динамика склонов покрова менялись в процессе деградации льдов. Важной особенностью было сохранение покровом фронтальной активности и асимметрии склонов (ледник быстрее всего уменьшался на восточной окраине). До 18 кал. т.л.н структурный план покрова практически не менялся, формировались радиальные ледораздельные зоны, хорошо выраженные в современном рельефе. Дегляциация была регрессивной с линейным типом аккумуляции и образованием последовательно расположенных маргинальных полос краевого ледникового рельефа. После крупного, померанского, поморского, вепсовского надвига стало меняться направление растекания льдов, увеличилась расчлененность края льда, крупные лопасти распались на осциллировавшие языки.

Нарастающее потепление к началу позднеледниковья вызвало уменьшение мощности льда и выполаживание профиля ледникового щита. Тип дегляциации стал преимущественно трансгрессивно-регрессивным с многочисленными осцилляциями в краевой зоне. Региональные климатические условия, подстилающий рельеф и тектоника, темпы изостатического подъема суши и эвстатических колебаний уровня моря приобрели решающее значение. Края некоторых ледниковых лопастей стали терять связь с областями питания. Сокращение Скандинавского покрова, происходило неравномерно на разных его склонах. Северный и северо-западный склоны, выходившие в Баренцево и Норвежское моря, отступили от шельфа к береговой линии, а в Атлантическом секторе льды еще выдвигались в Норвежский желоб и пролив Каттегат. В беллинге (14700–14050 кал.л.н.) продолжалось отступление льдов к северу с равнин Западной Европы (Эстония, Россия, Чудско-Псковская низменность), сопровождавшееся формированием многочисленных приледниковых водоемов, окруженных краевыми образованиями. Скорость дегляциации составила от 110–100 м/г на западе до 90 м/г на востоке. Наибольшее сокращение испытал юго-восточный склон покрова (Северное и Северо-Западное Прионежье), где в отличие от более западных районов дегляциация происходила в основном по ареальному типу с отчленением от края активного ледника больших участков неподвижного льда. При их таянии возникли разнообразные формы мертвого льда. На северо-востоке Скандинавского покрова ледниковая лопасть занимала значительную часть Беломорской котловины, а край северного склона Скандинавского покрова, выходившего в Баренцево море, начал отступать на сушу.

Во время короткого (около 200 лет) похолодания среднего дриаса –14050–13900 кал л.н., (Grip ice core yrs.) Скандинавский ледниковый покров в целом оставался стабильным или сокращался, формируя краевые зоны рецессионного типа.

Потепление аллеред (13900–12650 кал.л.н.) характеризовалось климатическими колебаниями от теплой фазы в его первой половине до похолодания во второй и

заключительного потепления в конце интерстадиала. В связи со значительным повышением температурного фона размеры Скандинавского покрова существенно сократились, чему способствовало также увеличение темпов гляциоизостатической компенсации и активизации тектонических процессов в северной и центральной части Фенноскандии (рис.1). В Юго-Западной Норвегии льды отступили вглубь суши более, чем на 130 км, от льда освободилась территория Дании. Льды остались лишь в проливе Каттегат, что привело к образованию в Балтийской котловине крупного приледникового озера – Балтийского. Темпы дегляциации резко возросли: в Балтийском секторе – до 110–120 м/г. Край юго-восточного склона Скандинавского ледникового покрова отступил на территорию Юго-Восточной Финляндии, где граничил с Балтийским озером. Онежское озеро окружали крупные площади мертвого льда, сохранившиеся до конца аллереда. На северо-восточной окраине Скандинавского ледникового покрова в котловине Белого моря существовал приледниковый пресноводный бассейн. К концу оптимума аллереда в него впервые проникли воды Баренцевого моря. На севере скандинавские льды в это время освободили северное побережье Норвегии и Мурманское побережье Кольского полуострова. При отступании покровных льдов вглубь Кольского полуострова произошло их отчленение от горных ледников Хибин и стал формироваться пролив, соединивший Беломорский и Баренцевоморский бассейны. К концу потепления аллеред Скандинавский ледник ушел с полуострова. Ухудшение климата выразилось в формировании в некоторых районах по периферии Скандинавского покрова небольших осцилляционных конечных морен, среди которых есть и сформированные активным льдом.

В похолодание позднего дриаса (12650 кал.л.н.–11590±100 кал.л.н.) образовался четко выраженный пояс конечно-моренных гряд по всей периферии Скандинавии. При этом осцилляции не были синхронными, и краевые морены формировались в течение всего дриаса [Mangerud et al., 2011]. Строение морен свидетельствует о высокой активности Скандинавского покрова в Атлантическом секторе (Норвегия и Западная Швеция). Ледники, выдвигавшиеся к устьям некоторых фьордов в максимум позднего дриаса, достигали 2000 м мощности. Во второй половине позднего дриаса происходит заметное сокращение площади льдов. На юго-западной окраине покрова льды отступили за 500 лет от максимальных позиций к вершинам фьордов, скорость дегляциации составила от 270 м/г до 340 м/г [Mangerud et al., 2013]. В Балтийском секторе средняя скорость дегляциации также возросла от 160 до 200 м/г. Возраст внешней гряды Сальпаусселькя (SsI), фиксирующей положение максимального распространения льда (рис.1) оценивается 12.5–12.25 (12.1) кал.т.л.н. Дальнейшее отступление льдов привело к спуску Балтийского ледникового озера. Край льда маркируется восточнее горы Биллинген в Швеции крупными дельтами и камами, а восточнее – в Финляндии – второй грядой Сальпаусселькя (SsII) с возрастом – 11.8–11.6 кал. т.л.н.

Дегляциация территории Скандинавии продолжилась в пребореале (рис.1). На юго-западном склоне (Норвегия) сформировался пояс краевых образований – Оза–Айдфьорд. Скорости дегляциации снова выросли в 2–6 раз [Mangerud, 2013]. На западной окраине покрова (северо-запад Норвегии) льды стали отступать за горный хребет, где находился юго-западный ледораздел, а перед их фронтом с севера и юга сформировались крупные озера. На южной окраине покрова, в центральной Швеции льды отступили к северу от конечных морен позднего дриаса, где в речных долинах образовалась серия коротких гряд. На востоке Швеции край льда маркируется крупными флювиогляциальными дельтами. Север Швеции освободился от льда 9690 кал.л.н. (8.7 <sup>14</sup>С т.л.н.). К концу пребореала на южной окраине покрова (в Балтийском секторе) освободился ото льда почти весь Ботнический залив из-за раскола ледниковой лопасти, выдвигавшейся южнее Аландского архипелага. Следствием этого явилось быстрое сокращение восточного и северо-восточного фланга Скандинавского покрова, отступившего в область ледораздела (к северу от Ботнического залива).

В бореале Скандинавский ледниковый покров занимал только горные районы Скандинавии, т.е. ледораздельные области. Дегляциация горных районов Скандинавии проходила в несколько стадий – от стадии нунатаков до финальной, когда льды еще оставались на низменностях. Стаивание остаточных площадей льда в Финляндии завершилось 8.5 <sup>14</sup>Ст.л.н. Во время литориновой трансгрессии (последняя стадия Балтийского озера) в Скандинавии остались горные ледники, существующие и поныне.

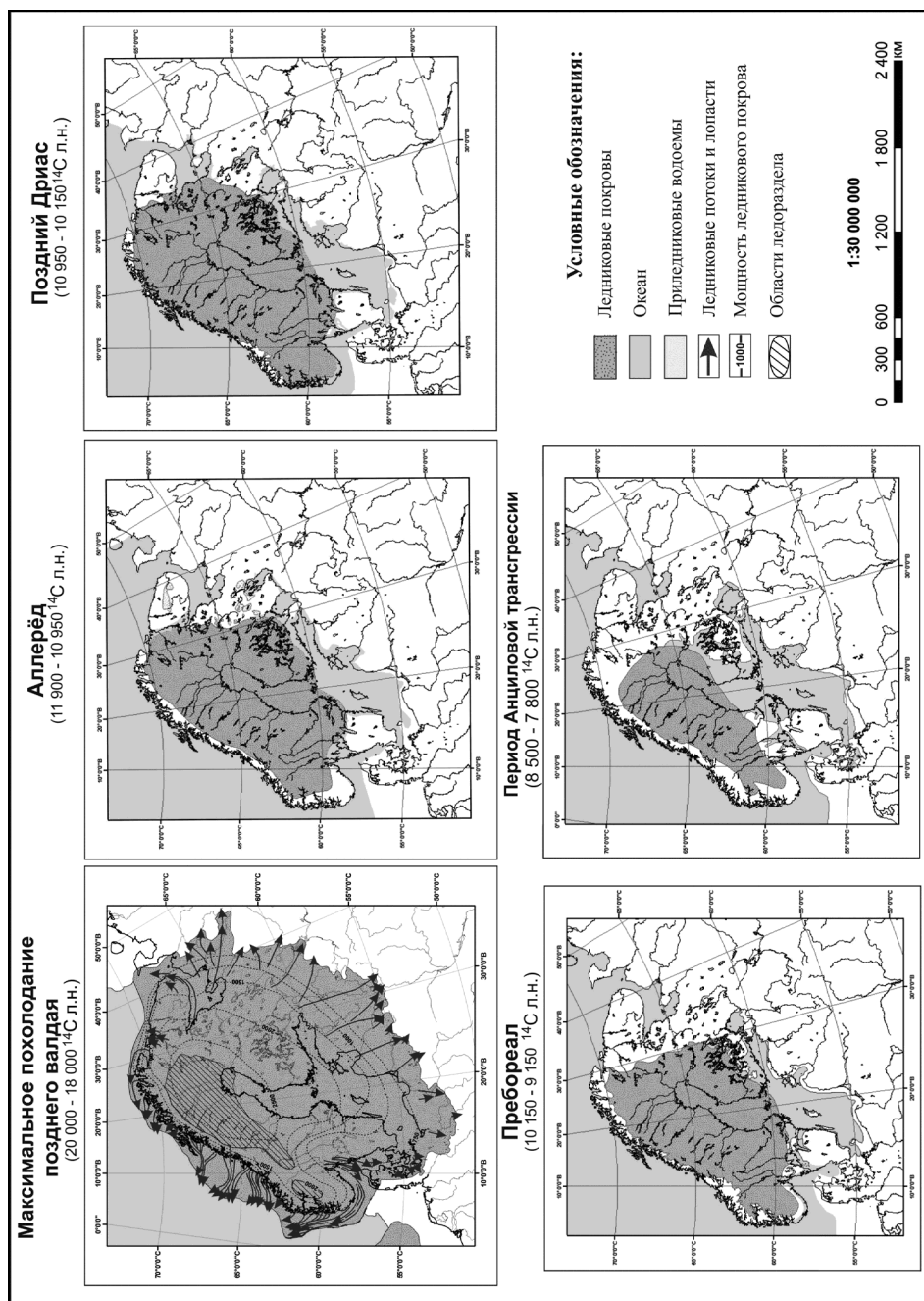


Рис. 1. Скандинавский ледниковый покров, в период от времени максимального похолодания позднего валдая до голоцена.

Литература:

- Асеев А.А. Древние материковые оледенения. М.: Наука, 1974. 319 с.
- Евзеров В.Я. Самойлович Ю.Г. Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65–70.
- Boulton G.S., Dongelman P., Punkari M., Broadgate M. Paleoglaciology of an ice sheet through glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian // Quaternary Sci. Reviews. 2001. V. 20. № 4. P. 521–625.
- Mangerud J., Gyllencreutz R., Lohne O., Svendsen J. Glacial History of Norway // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look. Ed. by J. Ehlers, P. L. Gibbard and P. D. Hughes // Developments in Quaternary science. 2011. V. 15. P. 279–298.
- Mangerud J., Goehring B., Lohne O., Svendsen J., Gyllencreutz R. Collapse of marine-based outlet glaciers from the Scandinavian Ice Sheet // Quaternary Sci. Reviews. 2013. V. 67. P. 8–16.

## РАЗВИТИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЗВАН (ВАЛДАЙСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ)

Федоров Г.Б., Савельева Л.А., Федоров А.Г.

*Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,  
g.fedorov@spbu.ru*

В данной работе представлены первые результаты, полученные в рамках реализации проекта по палеолимнологическому изучению озер Валдайской возвышенности, с целью реконструкции развития природной среды в позднеледниковье и голоцене.

Валдайская возвышенность является основным водоразделом Русской равнины, именно в ее пределах берут свое начало такие важнейшие для европейской России реки, как Волга, Западная Двина, Днепр, Ловать, Мста, Пола, Сясь, Молога, Тверца и др. Возвышенность является краевым образованием, сформировавшимся на уступе карбонового плато в течение последнего плейстоценового оледенения. Для Валдайского надгоризонта в структуре стратиграфической схемы четвертичных отложений европейской части России, именно Валдайская возвышенность является стратотипическим районом и, в то же время, ключевым регионом в изучении максимальных границ распространения последнего оледенения, а также ритмики климатических изменений. Кроме того, Валдайская возвышенность лежит в переходной зоне от южной тайги к смешанным хвойно-широколиственным лесам, что делает этот регион особенно чувствительным к фитоценотическим и климатическим изменениям. Результаты спорово-пыльцевого анализа позволят проследить эти изменения от позднеледникового времени и на протяжении всего голоцена. Характерной особенностью современных ландшафтов данного региона является наличие большого количества озер, в основном, приуроченных к поясу, протянувшемуся вдоль карбонового уступа.

Все эти обстоятельства объясняют значимость и высокую перспективность палеолимнологического исследования озер в этом регионе. Очевидно, что озера Валдайской возвышенности, формировавшиеся в период деградации ледника перед его фронтом и в местах распространения мертвого льда, старше озер, расположенных севернее, и таким образом, хранят палеогеографическую информацию не только о палеосреде голоцена, но и позднеледниковья. При этом, скорость осадконакопления в озерах перед фронтом ледника в позднеледниковое время была весьма высокой, что позволит нам реконструировать позднеледниковую историю со значительно более высокой степенью детальности, чем при изучении разрезов и озерных осадков, расположенных южнее.

Таким образом, Валдайская возвышенность является, на наш взгляд, одним из ключевых регионов для реконструкции развития природной среды на границе плейстоцена и голоцена.

Исследования донных отложений озер Валдая проводилось в 80-х годах прошлого столетия Валдайским филиалом ГГИ и Институтом озероведения РАН [История озер..., 1992]. Тогда были исследованы колонки отложений из шести озер Валдайской возвышенности в районе г. Валдай, включая само Валдайское озеро, по которому и были получены наиболее представительные результаты [История озер..., 1992, Davydova et al., 2001, Субетто, 2009]. Колонка донных отложений из этого озера была отобрана на глубине 6.5 м (максимальная глубина озера 60 м), а ее длина составила 7 м. По этим отложениям был проведен комплекс литологических и палеоботанических (палинологический и диатомовый) анализов. Наиболее древние слои на глубине 660–700 см, по данным спорово-пыльцевого анализа, относятся ко времени среднего дриаса. На глубине 300 см, по литологическим и палинологическим данным, четко фиксируется перерыв в осадконакоплении: отсутствуют отложения бореала и, возможно, начала атлантического периода голоцена, что связывается со значительным (10 м и более) падением уровня озера [Davydova et al., 2001, Субетто, 2009]. Однако, единственная радиоуглеродная датировка была получена из колонки донных отложений озера Чернушка, которое расположено в непосредственной близости от основного плеса озера Валдайское. В этом озере в колонке с глубины 3.9 м абсолютная датировка органического материала из песчаных отложений, подстилающих иловую толщу, составила  $7810 \pm 150$  лет [Субетто, 2009].

В 2000 году отобрана и изучена колонка донных отложений озера Терebenское. Оно находится в 20 км к северо-западу от озера Валдайское. Озеро небольшое по площади (0.3 км кв.) и мелководное (1.5–2 м). Колонка отобрана на глубине 1.5 м, и ее длина составила 5.5 м. На сегодняшний день это единственная колонка донных озерных осадков на Валдайской возвышенности, по которой были получены несколько AMS датировок и построена возрастная модель донных отложений [Wohlfarth et al., 2007, Субетто, 2009]. Учитывая мелководность и малые размеры водоема, палеогеографические реконструкции скорее отвечают локальным условиям, нежели региональным, и не находят прямых корреляций с событиями, выявленными по отложениям, например, Валдайского озера.

Зимой 2013 года силами участников нашей группы отобрана колонка донных отложений озера Зван (Окуловский район) длиной 4.24 м при глубине воды 4.16 м. Озеро Зван изометричной формы, 1.5 км по длинной оси и 1 км по короткой, с максимальными глубинами 5 м. AMS-датирование по семи образцам из колонки отложений этого озера показало возраст формирования осадков в диапазоне от 19000 лет назад до современности. К настоящему моменту проведены детальные литологические и палинологические исследования колонки.

В результате, в керне донных отложений озера Зван, нами выделено восемь горизонтов, отличающихся друг от друга в литологическом и фациальном отношении:

- 1 – (0–256 см) тёмно-коричневая массивная гиттия;
- 2 – (256–306 см) темно-коричневые массивные илы с высоким содержанием органического детрита;
- 3 – (306–311 см) отложения деструктивной фации, образовавшейся в результате размыва и перемешивания отложений, представлена как отложениями вышележащего, так и нижележащего горизонта;
- 4 – (311–315 см) глинистые массивные коричневые илы с низким содержанием органического детрита. Нижний контакт соответствует поверхности размыва, связанный с волновой деятельностью, характерны затеки материала данного горизонта в нижележащий слой;
- 5 – (315–381 см) горизонтально слоистые минерагенные глинистые илы голубовато-серого цвета, в нижней части описана псевдоморфоза по небольшому ледяному клину, секущая так же и нижележащие слои;
- 6 – (381–386 см) песок алевритовый с мелкой галькой;
- 7 – (386–392 см) мелкозернистые пески с малым содержанием алевритовой фракции. Нижний контакт соответствует поверхности размыва вероятнее всего за счет волновой деятельности на мелководье;
- 8 – (392–424 см) переслаивание минерагенных илов и мелкозернистых песков. Наибольший по мощности прослой песка отмечен в интервале 404–405 см.

Методом спорово-пыльцевого анализа изучено 40 образцов из этой осадочной колонки. Образцы из органогенной толщи отложений (0–350 см) показали высокую концентрацию пыльцы и спор. В песках и глинах концентрация микрофоссилий резко падает.

Результаты палеопалинологических исследований позволили установить, что формирование осадков, вскрытых бурением, началось в самом конце последнего валдайского оледенения и продолжалось в течение всего голоцена, что полностью подтверждается результатами датирования. Позднеледниковый этап представлен относительно мощной толщей отложений молодого дриаса (YD) около 1 м и зафиксирован спорово-пыльцевыми спектрами с высоким содержанием пыльцы кустарниковых (*Betula nana*, *Alnus fruticosa*) и травянистых (*Artemisia*, *Roaseae*, *Syrageae*, *Chenopodiaceae*) форм растительности. Кроме того, спектры отличаются высоким содержанием переотложенной пыльцы и спор дочетвертичных растений. Выше по разрезу представлены все периоды голоцена, включая климатический оптимум с обилием пыльцы широколиственных пород (*Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, *Carpinus*, *Fraxinus*) и водяного ореха (*Trapa natans*), а также современный этап с обилием пыльцы культурных злаков (*Secale* и группа *Cerealia*) и антропохоров (*Rumex*, *Cichoriaceae*, *Artemisia*, *Polygonaceae*, *Chenopodiaceae* и др.), фиксирующих начало активного освоения человеком окружающей территории.

Таким образом, выделенные нами горизонты 8, 7, 6 и 5 накапливались в молодом дриасе (YD). О суровых холодных условиях того времени, кроме результатов спорово-пыльцевого

анализа, свидетельствует минеральный характер отложений, высокие скорости осадконакопления и отсутствие каких-либо остатков растительности. Кроме того, в отложениях этого периода описана псевдоморфоза по ледяному клину, что свидетельствует о промерзании водоема в зимний период до дна (с промерзанием нижележащих осадков). Условия осадконакопления в позднеледниковье не были однородными, о чем свидетельствует целый ряд литологических особенностей, которые сложно осветить в рамках коротких тезисов. Горизонты 4, 3 и 2, судя по результатам спорово-пыльцевого анализа, формировались в предбореальное время. Переходные климатические условия этого периода фиксируются рядом факторов. С одной стороны, появление органического детрита в отложениях свидетельствует о развитии растительности, а значит и о потеплении климата. С другой стороны, четко выраженная поверхность размыва на границе с отложениями молодого дриаса свидетельствует о значительном понижении уровня озера, что, вероятно, связано с иссушением климата. В течение предбореального времени уровень озера продолжал снижаться, что и привело к формированию горизонта 3, а именно появлению деструктивных отложений, связанных с разрушением и размывом. Возможно, что в результате этого размыва в разрезе может отсутствовать часть отложений. Интересно, что очень похожая картина отмечается и в разрезе отложений Валдайского озера, где отсутствуют осадки бореального периода и начала атлантического [История озер..., 1992, Davydova et al., 2001, Субетто, 2009]. К моменту накопления горизонта 2 уровень озера Зван стал повышаться. К началу бореального периода осадконакопление полностью сменяется на органогенное, в озере начинает накапливаться темно-коричневая массивная гиттия. Это соответствует началу накопления органогенных осадков в озере Терebenском около 9 тыс. л. н. [Субетто, 2009].

В дальнейшем планируется продолжить изучение озер Валдайской возвышенности.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-02584 и частично – гранта СПбГУ (Мероприятие 2, 2015–2017 гг).

Литература:

История озер Восточно-Европейской равнины. СПб, 1992. С. 79–93.

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. СПб.: Изд. РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 339 с.

Davydova N.N., Subetto D.A., Khomutova V.I., Sapelko T.V. Paleolimnology of three lakes in NW Russia // *Journal of Paleolimnology*. 2001. V. 26. P. 37–51.

Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O., Subetto D., Demidov I., Filimonova L., Tarasov P., Sapelko T. Climatic and environmental changes in NW Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review // *Quaternary Science Reviews*. 2007. V. 26. P. 1871–1883.



## ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА, ГИДРОЛОГИИ И РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ПОЗДНЕЛЕДЕДНИКОВЬЕ-ГОЛОЦЕНЕ В БАССЕЙНЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Филимонова Л.В.

*Институт биологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, filimonovaluda@mail.ru*

Получены палеогеографические данные для 8 модельных территорий (МТ), расположенных в среднетаежной подзоне Карелии, в бассейне Онежского озера. Реконструкции динамики растительности выполнены с аллереда (11635±225 л.н., Ua-14013) до современности на фоне изменения климата и гидрологии территории, а также с учетом ее геоморфологии и антропогенного воздействия. Они опираются на 17 спорово-пыльцевых диаграмм (СПД) озерно-болотных отложений, определения макроостатков растений в 82 разрезах и 75 радиоуглеродных датировок. Для увеличения их достоверности использованы данные о составе субрецентных палиноспектров из района исследования (179) и других регионов, «поправочные коэффициенты» для пыльцы древесных пород [Филимонова, 2007 и др.], а также определения концентрации пыльцы в отложениях методом «маркирующих» спор.

Отбор образцов озерно-болотных отложений на спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализы проводили в основном по стратиграфическим профилям: в наиболее глубокой центральной части болотных массивов, а в некоторых случаях, дополнительно, – в разрезах с их периферии. Указанный методический прием, корреляция палинозон и сопоставление на единой шкале времени усредненных СПД из центральных частей болот, а затем СПД, полученных для каждой котловины, позволили выявить общие закономерности и специфические особенности динамики суходольной растительности на исследованных МТ в позднеледниковье-голоцене в зависимости от их географического положения, удаленности от Онежского озера и геоморфологии территории. Реконструкции сукцессий водной и болотной растительности основаны на данных о соотношении идентифицированных макроостатков растений; время смен сообществ рассчитано с использованием радиоуглеродных датировок и определений относительного возраста слоев отложений при периодизации СПД.

Построены уточненные палеоклиматические кривые  $t_{cp}^{\circ}$  января,  $t_{cp}^{\circ}$  июля,  $t_{cp}^{\circ}$  года и среднегодового количества осадков за последние 11000 лет по 4 СПД из заповедника «Кивач» (62°18' с.ш., 33°55' в.д.); проведено их сопоставление с реконструкциями, имевшимися ранее для 4-х других МТ из среднетаежной подзоны Карелии. Совмещенный анализ всех данных показал, что основные экстремумы потеплений были примерно 10400, 10000, 9700, 9400, 8900, 8500, 7800, 7500, 7100, 6700, 6000, 5500, 5000, 4700, 4000, 3500, 3100, 2800, 2300, 2000, 1800, 1300, 1000, 600, 300, 150 л.н., а похолоданий – 10500, 10300, 9800, 9500, 9300, 8700, 8200, 7700, 7300, 6900, 6400, 5800, 5200, 4900, 4500, 3800, 3300, 2900, 2500, 2200, 1900, 1500, 1200, 700, 500, 200 и 100 л.н.; примерно 50 л.н. началась новая волна потепления. Полученные кривые палеоклимата показывают тренды его развития: от позднего дриаса (DR<sub>3</sub>) к оптимуму голоцена (AT-3) происходило ритмично направленное потепление, а от него к настоящему времени – в целом похолодание. По сравнению с позднеледниковым похолоданием 10500 л.н. в максимум тепла 5500 л.н.  $t_{cp}^{\circ}$  июля увеличилась на 8.5°, января – на 18°,  $t_{cp}^{\circ}$  года – на 12.5°, количество осадков – на 325 мм/год. Осадков в целом выпадало несколько меньше, чем в потепление 6000 л.н. Снижение их количества в это время на фоне максимальных, а затем достаточно высоких температур в интервале 4200–2600 л.н. обусловило установление теплого, но более «сухого» климата в районе исследования [Филимонова, Климанов, 2005].

При характеристике палеогидрологии территории использованы данные по хроностратиграфии и скорости накопления озерно-болотных отложений, колебаниям относительного уровня 7 палеоводоемов [Филимонова, 2012 и др.], интенсивности их зарастания и заторфовывания, сукцессиям и изменениям индекса влажности болотных палеосообществ [Филимонова, 2010 и др.]. Проведенное сопоставление реконструкций динамики растительности с палеоклиматическими кривыми [Филимонова, Климанов, 2005], неотектоникой территории [Елина и др., 1994], а также изменением уровня Онежского озера [Деятова, 1986] и других палеоводоемов [Филимонова, 2010, 2012 и др.] позволило получить более полную картину изменений палеогеографической обстановки в районе исследований в позднеледниковье и голоцене [Елина, Филимонова, 1999; Филимонова, 2010, 2014 и др.].

Анализ полученных и литературных данных свидетельствует о том, что во второй половине аллерада (после 11500 л.н.) территория исследования уже полностью освободилась от ледника. Большая ее часть была занята Онежским приледниковым водоемом, где шло активное накопление ленточных, а затем массивных глин. Последующее увеличение площади суходолов в позднеледниковье и голоцене происходило вследствие компенсационного гляциоизостатического подъема Балтийского кристаллического щита и снижения уровня Онежского озера. Значительное уменьшение его площади в позднем дриасе (DR<sub>3</sub>: 11000–10300 л.н.) и пребореале (PB: 10300–9300 л.н.) [Девятова, 1986; Демидов, 2006] привело к отделению и обособлению в имеющихся депрессиях малых и средних палеоводоемов. Дальнейшее снижение в них уровня воды и улучшение климатических условий вызвали интенсивное развитие планктона, бентоса и гидрофитов, что способствовало отложению сапропеля, их зарастанию и заторфовыванию. В неглубоких депрессиях эти процессы имели место уже в пребореале. Это подтверждено датированием лежащих на маломощном сапропеле базальных слоев торфа (9950±70 л.н., SU-3585; 9890±70 л.н., SU-3587), отобранных под современными болотными лесами на территории заповедника «Кивач». Здесь же отложение сапропеля в палеоводоемах Чечкино (62°18' с.ш., 33°59' в.д., 54 м н.у.м.) и Мошкарное (62°17' с.ш., 33°55' в.д., 57 м н.у.м.) началось только в бореале (BO: 8680±60 л.н., TA-1506; 8570±130 л.н., ЛУ-2228). В разрезах Пичозеро (67°47' с.ш., 37°25' в.д., 118 м н.у.м.) и Толвосуо (62°16' с.ш., 31°27' в.д., 185 м н.у.м.) с более высокими гипсометрическими отметками базальные слои сапропеля сформировались значительно раньше (9640±205 л.н., Ua-14807 и 9260±170 л.н., ГИН-12150, соответственно).

Торфонакопление в прибрежной части некоторых зарастающих палеоозер началось с BO-3 (8250±80 л.н., TA-890; 8130±120 л.н., TA-1942). Для этого времени характерны похолодание климата и уменьшение среднегодового количества осадков, неотектонические подвижки кристаллического фундамента, снижение уровня воды в Онежском озере и других палеоводоемах, а также максимальное распространение среднетаежных сосновых лесов.

В начала атлантического периода (АТ) отмечен подъем уровня воды во всех изученных палеоозерах. Некоторое его уменьшение зафиксировано ~ 6500 и 5900–5800 л.н., увеличение – 6200 и 5750 л.н. Существенное его снижение в АТ-3 (после 5600 л.н.) и в суббореале (SB: 4700–2500 л.н.) вызвало дальнейшее обмеление и окончательное заторфовывание палеоводоемов. Полученные реконструкции сукцессий водно-болотной растительности и пространственно-временной динамики роста ряда болот опубликованы [Филимонова, 2010 и др.].

На исследованных МТ из бассейна Онежского озера выполнены также детальные реконструкции динамики суходольной растительности с аллерада до современности. Установлено, что расселение растений происходило по мере освобождения территории от ледникового покрова, причем раньше на МТ, удаленных от приледниковых водоемов, образовавшихся при его таянии. На ряде МТ (например, в Заонежье), залитых водами пра-Онежского озера, отмечено запаздывание развития растительного покрова, который изначально мог формироваться только на отдельных островах, поднимавшихся над водной поверхностью. Постоянное появление новых участков суши по мере снижения уровня водоема способствовало продолжительному существованию здесь палеосообществ, характерных для несформированных почв. По отношению ко времени дегляциации развитие растительности задерживалось также на территориях с длительным сохранением массивов погребенного мертвого льда (юго-восточная Карелия: МТ Пичозеро и Тамбичозеро). В центральной и западной частях района исследований оно начиналось в основном сразу же после отступления ледника. Распространение и развитие растительности контролировалось как климатическими, так и геолого-морфологическими факторами. Первые определили состав и два тренда развития зональной растительности с переходным этапом в суббореале. Рельеф и состав коренных кристаллических пород обусловили специфичность растительного покрова изученных МТ.

Для примера приведена схема динамики растительности, полученная для заповедника «Кивач»: **перигляциально-степные** и **тундровые палеосообщества** (ПС) в сочетании с островными березовыми и ольховыми редколесьями [AL: 11500–11000 л.н.] → **тундра** ерничково-зеленомошная в сочетании с перигляциальными ПС и присутствием островных березовых и ольховых редколесий [DR<sub>3</sub>: 11000–10300 л.н.] → **лесотундра**: березовое (с примесью сосны и ольхи) редколесье в сочетании с ерничково-зеленомошными тундрами и с

присутствием перигляциально-разнотравных ПС [РВ-1.2: 10300–9700 л.н.] → **северная тайга:** редкостойные березовые (с примесью сосны и ольхи) леса [РВ-2: 9700–9300 л.н.] → редкостойные березово-сосновые и сосново-березовые леса [ВО-1: 9300–8900 л.н.] → **средняя тайга:** сосновые и березово-сосновые леса [ВО-2.3: 8900–8000 л.н.] → **южная тайга:** сосновые, сосново-березовые и черноольховые леса с широколиственными породами и лещиной (Qm), а также елью [АТ-1.2: 8000–6500 л.н.] → сосново-еловые и сосново-березовые леса с Qm, елово-черноольховые с вязом леса [АТ-2.3: 6500–4700 л.н.] → **средняя тайга (южный вариант):** еловые и сосново-еловые леса с березой и примесью Qm, ельники черноольховые (SB: 4700–2500 л.н.) → **средняя тайга:** еловые и сосново-еловые леса с березой и ольхой (SA-1.2: 2500–800 л.н.) → еловые и сосновые леса с березой и ольхой (SA-3: 800–0 л.н.).

На МТ «Заонежье» полыни и маревые играли существенную роль в растительном покрове до конца РВ (~ 9300 л.н.), встречались в ВО и АТ-1. Как и на МТ «Кивач», участие ели в составе лесов увеличилось во второй половине АТ-периода, но она имела здесь большее распространение, которое уменьшилось в субатлантическое время (SA), особенно в последние 1000 лет. Максимальное участие ее в растительном покрове отмечено близ Пичозеро. Здесь, а также в отложениях разреза Тамбичозеро, начиная с позднеледниковья до современности, встречалась пыльца и устьица лиственницы, произрастающей на юго-востоке Карелии и в настоящее время. Широколиственные породы и лещина наибольшее распространение имели в АТ-периоде (особенно в АТ-2 и АТ-3). В суббореале их участие в составе лесов несколько уменьшилось. До настоящего времени *Tilia cordata* и *Ulmus laevis* в незначительном количестве сохранились в Пудожском флористическом районе. В заповеднике «Кивач» местами произрастают *Tilia cordata* и *Ulmus scabra*. Все три вида еще более представлены в Заонежье, что в значительной степени обусловлено наличием карбонатных и шунгитовых пород. Для последних двух МТ характерны также елово-черноольховые топи. Коренные хвойные леса в Заонежье в основном вырублены; роль производных лесов, лугов и сельхозугодий (в том числе заброшенных и заросших ольхой и другими кустарниками) весьма значительна. Это нашло отражение в полученных СПД и рассматривалось как проявление антропогенного фактора.

#### Литература:

- Девятова Э.И. Природная среда и ее изменения в голоцене (побережье севера и центра Онежского озера). Петрозаводск: Карелия, 1986. 110 с.
- Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–180.
- Елина Г.А., Филимонова Л.В. Этапы развития растительности и климата в восточном Заонежье в позднеледниковье и голоцене // Тр. КарНЦ РАН. Вып. 1. Петрозаводск, 1999. С. 21–27.
- Елина Г.А., Филимонова Л.В., Кузнецов О.Л., Лукашов А.Д., Стойкина Н.В., Арсланов Х.А., Тертичная Т.В. Влияние палеогидрологических факторов на динамику растительности болот и аккумуляцию торфа // Ботан. журн. 1994. Т. 79. № 1. С. 53–69.
- Филимонова Л.В. Отражение состава современной растительности в палиноспектрах средней тайги Карелии // Биоразнообразие, охрана и рациональное использование растительных ресурсов Севера. Ч. 1. Архангельск, 2007. С. 278–282.
- Филимонова Л.В. Динамика уровня режима, зарастания и заторфовывания палеоводоемов заповедника «Кивач» на фоне изменений природной среды за последние 11500 лет // Направления исследований в современном болотоведении России. Под ред. Т.К. Юрковской. Санкт-Петербург – Тула, 2010. С. 113–126.
- Филимонова Л.В. Палеогеография заповедника «Кивач» в позднеледниковье-голоцене // Природные процессы и явления в уникальных условиях среднетаежного заповедника. Матер. научно-практической конференции, посвященной 80-летию ФГБУ «Государственный природный заповедник Кивач». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. С. 196–201.
- Филимонова Л.В. История растительности в позднеледниковье и голоцене на территории заказника «Толвоярви» (Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. № 2. Петрозаводск, 2014. С. 3–13.
- Филимонова Л.В., Климанов В.А. Изменение количественных показателей палеоклимата в среднетаежной подзоне Карелии за последние 11000 лет // Тр. КарНЦ РАН. Вып. 8. Петрозаводск, 2005. С. 112–120.

## ЗАПАДИННЫЕ ЛАНДШАФТЫ СРЕДНЕРУССКОЙ ЛЕСОСТЕПИ, КАК ЛИТОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Хаустов А.А.

*Воронежский государственный университет, факультет географии, геоэкологии и туризма,  
hayst.al@yandex.ru*

Центральное Черноземье – один из регионов, на территории которого весьма существенную роль сыграли плейстоценовые оледенения. Их влияние проявилось, прежде всего, в формировании особых по своим свойствам ледниковых отложений. Эти свойства нашли свое отражение в специфике современных ландшафтов. Данные отложения следует считать литогенной основой природных территориальных комплексов. Впервые термин литогенная основа был предложен Р. И. Аболиным, и он понимал под ним – геолого-геоморфологическую основу (геологическое строение, литология, рельеф) физико-географических комплексов. В последствие, более детально, понятие разработано в трудах Ф. Н. Милькова и В. Б. Михно [Михно, 1999].

Федор Николаевич Мильков впервые дал определение литогенного ландшафта и обосновал выделение литогенного (петрогенного) ряда природно-территориальных комплексов в рамках ландшафтной сферы Земли. К литогенным ландшафтам им отнесены комплексы, в формировании которых определяющую роль играет литология выходящих на поверхность горных пород. К литогенным ландшафтам могут быть отнесены далеко не все природно-территориальные комплексы ландшафтной сферы Земли, а лишь те из них, которые своим происхождением обязаны физико-химическим свойствам горных пород, образующих современную кору выветривания и находящиеся в прямом контакте с контрастными средами ландшафтной сферы.

Комплексы, литогенной основой которых стали ледниковые отложения, довольно четко обособливаются на фоне соседних природных комплексов, что позволило выделить их в особую категорию – ландшафтов ледниковых отложений. Ландшафты ледниковых отложений – это литогенные природно-территориальные комплексы, в формировании которых определяющую роль играет залегающие на поверхности или близко от нее породы, происхождение которых связано с плейстоценовыми оледенениями (преимущественно моренные и флювио-гляциальные) [Михно, 2002].

В пределах Центрального Черноземья наибольшую ландшафтообразующую роль сыграло нижнеплейстоценовое донское покровное оледенение. На территорию Центрального Черноземья оно проникало огромным языком, занимая полностью Окско-Донскую равнину, восточные отроги Среднерусской возвышенности и северную часть Калачской возвышенности. Южная граница его располагалась вблизи 50° с.ш. Во время господства ледника 80 тыс. км<sup>2</sup> поверхности региона представляло собой ледяную пустыню. Под покровом льда находилась вся территория современной Тамбовской области, большая часть Липецкой и Воронежской областей, восточные районы Белгородской и Курской областей [Глушков, 2001].

На территории Центрального Черноземья широко представлены моренные отложения донского оледенения. На всей территории, покрываемой ледником, морена имеет трехслойное строение: поверхностная морена (верхний горизонт), представленная буровато-красными суглинками, легкими до супесей, с большим количеством гальки дальнепринесных пород, мощностью около 2 м. Г.В. Холмовой называет морену «абляционной», она представлена пестроокрашенными суглинками и супесями, имеет наименьшие из всех морен мощности – 1–2 м, в наибольшей степени обогащена валунами и гальками дальнепринесных пород, и часто несет следы слоистости. От нижележащих слоев основной и базальной морен она отличается наиболее песчаным составом и наиболее яркой окраской (преобладают красные тона, иногда зеленовато-желтые).

Основная морена стадии дегляциации (средний горизонт) имеет наибольшее распространение и отмечается повсеместно на площади развития Донского ледника. Для нее характерен более легкий гранулометрический состав, большое содержание галек и валунов местных и дальнепринесных пород, бурый и светло-бурый цвет, трещиноватое строение и ожелезнение. Этот слой сформирован наиболее динамически активным льдом, в связи с чем на

поднятиях в нем отмечается увеличение количества галек и валунов, а также отторженцев местных пород. К нему же приурочены наиболее мощные гляциодислокации. Обычно мощность слоя составляет 2,5–4 м, при увеличении общей мощности ледниковых отложений может достигать 10 м и более.

Базальная морена стадии наступания ледника мощностью 10–12 м, а иногда до 20 м. Примечательной особенностью этого горизонта является распространение его в понижениях доледникового рельефа, причем во многих случаях, выполняя гляцигенные рытвины, он занимает наиболее низкое гипсометрическое положение, ниже лимногляциальных глин горизонта раннедонских отложений. Слой базальной «серой» морены сложен плотными серыми и темно-серыми глинами, тяжелыми со сравнительно небольшим количеством гальки, редко валунов, преимущественно местных пород. В отдельных скважинах отмечаются зеркала скольжения – результат динамического воздействия активного льда [Глушков, 2001, Холмовой, 1999].

Основное значение этого типа отложений заключается в том, что они становятся водоупорами и способствуют подъему уровня грунтовых вод и формированию гидроморфных ландшафтов. В качестве примера таких ландшафтов можно назвать междуречные недренированные местности Верхнехавского, Панинского, Грибановского, Каширского и других муниципальных районов Воронежской области [Михно, 2003].

Междуречный недренированный тип местности – плоские, почти не затронутые хозяйственным расчленением междуречья низменностей и невысоких возвышенностей. Характеризуется неглубоким залеганием (3–6 м) грунтовых вод, уклоном поверхности до 1<sup>0</sup>, характерным микрорельефом (западины) и лугово-черноземными почвами. Этот тип местности является характерным природным комплексом Окско-Донского плоскоместья, в других районах Центрального Черноземья он выражен небольшими фрагментами.

Кровля основной глинистой морены залегает здесь на глубине не более 4 м, вследствие чего уровень верховодки не опускается ниже этой отметки, и в течение всего года грунтовые воды оказывают увлажняющее воздействие на почвы и ландшафты территории. Выщелачивание и вынос мелких частиц потоками грунтовых вод приводит к просадке вышележащей лессовой толщи и образованию суффозионных западин. Существует и иная точка зрения на их происхождение, многие исследователи связывают их с проявлением термокарстовых процессов в плейстоценовое время. Западины представляют собой понижения округлой формы диаметром чаще всего 30–50 м, глубиной не более 1,5–2,0 м, они имеют плоские днища и сравнительно крутые склоны. В режиме подтопления в данных формах рельефа формируются заболоченные комплексы со специфичным кочкарным микрорельефом, влаголюбивой растительностью и болотной фауной (рис.). Урочища с номерами 17–22 являются природно-территориальными комплексами, сформированными в условиях западного рельефа, и иллюстрируют определенное разнообразие. Здесь представлены распаханная западина (урочище 5), луговые западины (урочища 4, 7, 9), закочкаренные западины (урочище 3) и лесные (осиново-дубовые) западины (урочище 6).

Данные природно-территориальные комплексы имеют весьма важное значение в современной ландшафтной структуре Окско-Донского плоскоместья по нескольким причинам:

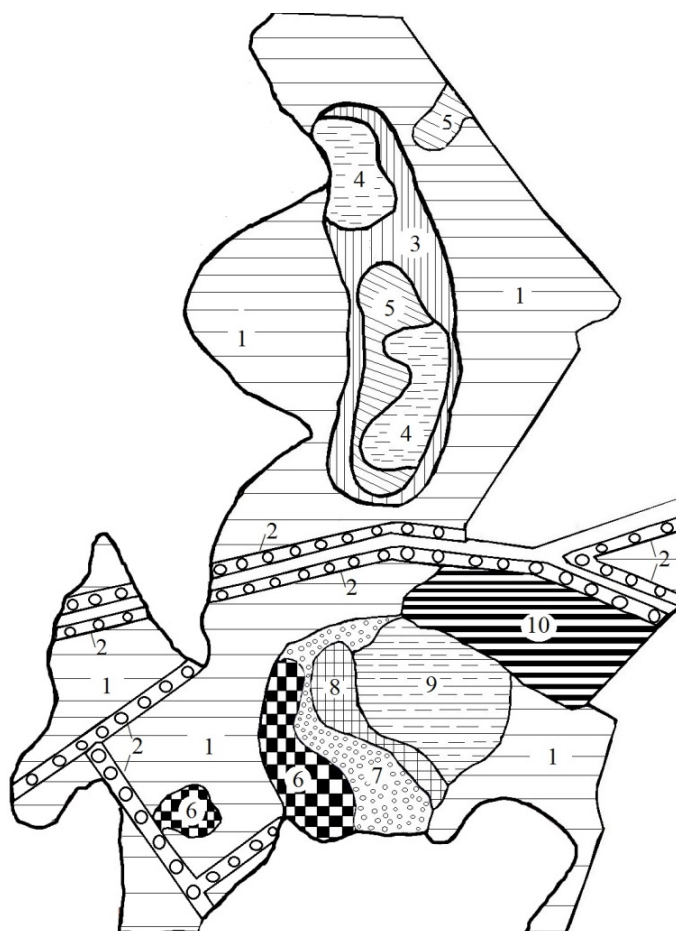
1. При отсутствии овражно-балочной сети с крутыми склонами, которые в условиях равнин зачастую становятся единственным убежищем естественной флоры и фауны, западинные комплексы являются весьма ограниченным, но все же резервом для расширения сети охраняемых природных территорий, поскольку из-за переувлажнения (в некоторых западинах вода сохраняется до середины лета) не могут быть включены в пахотные земли. Ограничивает возможность их хозяйственного использования и повышенное засоление почв, являющееся следствием все того же гидроморфного режима.

2. Наличие небольших временно существующих водоемов в западинах в весенний и осенний периоды позволяет считать их частью охотничьих угодий, так как на этих объектах останавливаются на отдых перелетные птицы.

3. Изолированность данных комплексов за счет окружения их большими массивами распаханной земель позволяет в отдельных случаях сохраниться редким видам флоры (купальницы европейской, чемерицы черной, ландыша майского и др.), орнито и энтомофауны.

4. Фрагменты лесной растительности (типичными обитателями западин являются осина, различные виды ив, а также дуб черешчатый) на открытых плоских однообразных пространствах низменных равнин выступают пейзажными фокусами и усиливают эстетическую привлекательность сельскохозяйственных пейзажей.

Таким образом, ландшафты, сформированные при участии моренных отложений, на территории Центрального Черноземья – это уникальные комплексы, которые, благодаря особенностям своего генезиса, несут в себе следы эпох с иными физико-географическими условиями. Их изучение – важное звено в цепочке «от прошлого – через настоящее – к будущему», основанной на историческом принципе, который предполагает изучение истории становления современных ландшафтов с момента их зарождения и прогнозирование их дальнейшего развития. На нем базируется выбор приоритетных видов оптимизации природной среды. Именно поэтому комплексное исследование этих природно-территориальных комплексов – одна из немаловажных задач регионального ландшафтоведения.



*Рис. Ландшафтная структура междуречного недренированного типа местности в пределах сельского поселения Грибановский*

Литература:

- Глушков Б.В. Донской ледниковый язык // Тр. НИИ геологии Воронеж. гос. ун-та. 2001. Вып. 5. 166 с.  
 Михно В.Б. Быковская О.П. Ледовый литоландшафтогенез Центрального Черноземья // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. 2002. № 1. С. 35–44.  
 Михно В.Б. Литоландшафтогенез, его сущность и специфика // Вестн. Воронеж. отд. Рус. геогр. о-ва. 1999. Т. 1 Вып. 1. С. 1–7.  
 Михно В.Б. Быковская О.П. Структурная организация ландшафтов Донского ледника // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. География и геоэкология. 2003. № 1. С. 20–29.  
 Холмовой Г.В. О стратиграфическом положении и структуре Донского криохрона // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Сер. Геология. 1999. № 7. С. 86–91.

## КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ИЗ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ И ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКОВ КОЛОНОК PS2458 И PS51/118, ВОСТОЧНЫЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ СКЛОН МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Чистякова Н.О.<sup>1</sup>, Овсепян Я.С.<sup>2</sup>, Талденкова Е.Е.<sup>1</sup>, Шпильхаген Р.Ф.<sup>3</sup>, Баух Х.А.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, *chistyakova\_no@mail.ru, etaldenkova@mail.ru;*

<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, *yaovsepyan@yandex.ru;*

<sup>3</sup> Академия наук Майнца/ГЕОМАР, Киль, Германия, *hbauch@geomar.de, rspielhagen@geomar.de*

Фораминиферы широко используются для проведения палеоокеанологических реконструкций благодаря широкому распространению и сравнительно высокой степени сохранности их раковин в донных осадках, а также по причине высокой чувствительности к незначительным колебаниям условий окружающей среды и быстрой смене комплексов в ответ на эти колебания.

Комплексы бентосных и планктонных фораминифер детально изучены в AMS-<sup>14</sup>C датированных колонках морских осадков PS2458 (длина 822 см) и PS51/118 (длина 866 см), поднятых на восточном континентальном склоне моря Лаптевых с глубин 983 м и 122 м соответственно (рис. 1).



Рис.1. Расположение седиментационных колонок PS2458 и PS51/118, границы Баренцево-Карского ледникового щита (по Svendsen et al., 2004) и современные пути поступления атлантической водной массы в Арктику: FSBW – ветвь пр.Фрама, BSBW – баренцевоморская ветвь.

Основываясь на полученном материале и имеющихся временных моделях [Bauch et al., 2001; Spielhagen et al., 2005; Fahl, Stein, 2012], в разрезах обеих колонок выделены временные интервалы, характеризующиеся различием видового состава фораминифер и соответствующие определенным придонным и поверхностным обстановкам в исследуемом районе в период дегляциации и голоцена (~с 17.6 кал.тыс.л.н.).

Вариации палеоусловий на восточной континентальной окраине моря Лаптевых обусловлены, главным образом, изменениями объема речного стока, различной интенсивностью притока трансформированных атлантических вод вдоль континентального склона и их взаимодействием с холодными и опресненными арктическими водами,

колебаниями границ и площади сезонного ледового покрова, а также реакцией среды на отступление суши вследствие послеледниковой трансгрессии.

Для всех имеющихся образцов колонки PS2458, отобранных непрерывно по разрезу, проведен анализ комплексов бентосных и планктонных фораминифер во фракциях >63 мкм, выполнен гранулометрический анализ, а также подсчет терригенного материала ледового разноса, имеются данные по изотопно-кислородному и изотопно углеродному составу раковин фораминифер (часть результатов опубликована – [Spielhagen et al., 2005]), проведена корреляция с данными биомаркеров [Fahl, Stein, 2012]. По результатам исследований в разрезе колонки выделено несколько обусловленных интервалов смены природных обстановок.

Конец последнего оледенения – ранняя дегляциация (17.6–14.9 тыс.л.н.) – характеризуется крайне низким содержанием всех групп микрофоссилий, предполагающим холодные условия, достаточно мощный ледовый покров и пониженную биопродуктивность, что также подтверждено данными по биомаркерам [Fahl, Stein, 2012]. Среди бентосных фораминифер господствуют (до 99%) агглютинирующие формы родов *Portotrochammina* и *Trochammina*. В то же время, максимальное видовое разнообразие планктонных фораминифер, в том числе экзотических субтропических видов, таких как *Globorotalia scitula*, *G. inflata*, *Globigerinita uvula*, *Orbulina universa* и *Globigerinoides sacculifer*, и преобладание среди карбонатных раковин бентосного вида-индикатора атлантической водной массы *Cassidulina neoteretis* [Lubinski et al., 2001; рис. 2] говорит о поступлении трансформированных атлантических вод вдоль континентального склона моря Лаптевых.

Интервал бёллинг-аллерёд (14.9–12.9 тыс.л.н.) выделен по увеличению содержания и видового разнообразия всех ископаемых микрофоссилий, резкому преобладанию вида *C. neoteretis*, а также по изменению трендов кривых биомаркеров [Fahl, Stein, 2012], указывающих на более благоприятные условия окружающей среды с уменьшением сезонного ледового покрова и увеличением биопродуктивности. Об усилении речного стока можно судить по увеличению доли бентосного вида-оппортуниста *Elphidium clavatum* (рис. 2), характерного для современной восточной окраины моря Лаптевых [Lukina, 2001].

Начало позднего дриаса отмечено практически полным отсутствием всех микрофоссилий. Среди единичных бентосных фораминифер преобладают агглютинированные раковины оппортунистического рода *Reophax*, что, наряду с наибольшим содержанием вивианитовых конкреций в данном интервале, предполагает в придонной толще наличие условий, близких к анаэробным. По полученным результатам, а также по значительному снижению значений изотопно-кислородного состава карбоната планктонных раковин [Spielhagen et al., 2005] можно судить о событии резкого опреснения, которое, вероятно, было вызвано разгрузкой приледникового озера Агассис по долине р. Маккензи в Арктический океан ~12.9 тыс.л.н. [Not, Hillaire-Marcel, 2012; Murton et al., 2010].

Резкая смена комплексов фораминифер в позднем дриасе (12.7 – 11.5 тыс.л.н.) отражает стремительное похолодание в результате притока талых вод в Северную Атлантику и, как следствие, ослабления Атлантической меридиональной циркуляции. Среди бентосных фораминифер преобладают арктические виды *Cassidulina reniforme*, *Islandiella helenae/Islandiella norcrossi* и *E. clavatum* (рис. 2), численность раковин планктонных фораминифер в осадках сокращается, как и повсеместно в колонке, доминирует типичный арктический вид *Neogloboquadrina pachyderma* sin. О постепенном улучшении палеоусловий (после ~11.3 тыс.л.н.) говорит растущее содержание и видовое разнообразие микрофоссилий. Присутствие бентосных видов *Nonion labradoricum* и *Stainforthia loeblichii* указывает на близость сезонной границы морских льдов и сопутствующую ей высокую биопродуктивность.

Максимально благоприятные условия раннего голоцена (11.5–9 тыс.л.н.) – подтверждаются максимальным содержанием фораминифер и макрофоссилий в осадках колонки, а также наибольшим видовым разнообразием бентосных видов.

В среднем и позднем голоцене (<9 тыс.л.н.) отмечается увеличение процентного соотношения видов внутреннего шельфа [Polyak et al., 2002] и максимальное содержание вида *N. labradoricum* в пробах, что позволяет говорить о смещении границы морских льдов на юг, к месту взятия колонки. В целом, наблюдается значительное сокращение численности и биоразнообразия всех групп микрофоссилий, что, наряду с увеличением содержания



терригенного материала ледового разноса (позднее 7.4 тыс.л.н.), свидетельствует о похолодании, наиболее выраженном в интервале 3–4 тыс.л.н.

Для значительной части образцов колонки PS51/118 проведен анализ комплексов бентосных и планктонных фораминифер во фракциях >63 мкм. Нижняя граница колонки датирована (образец из керноприемника) и имеет возраст 11 тыс.л.н. Большая часть осадков (интервал 866–125 см), согласно возрастной модели, накоплена за 2 тыс.л. Таким образом, раннеголоценовый период имеет очень высокое разрешение в данном разрезе. Основываясь на имеющихся радиоуглеродных датировках и полученных результатах, а также сопоставляя их с гранулометрическими и литологическими характеристиками и данными по терригенному материалу ледового разноса, в колонке PS51/118 выделены следующие интервалы:

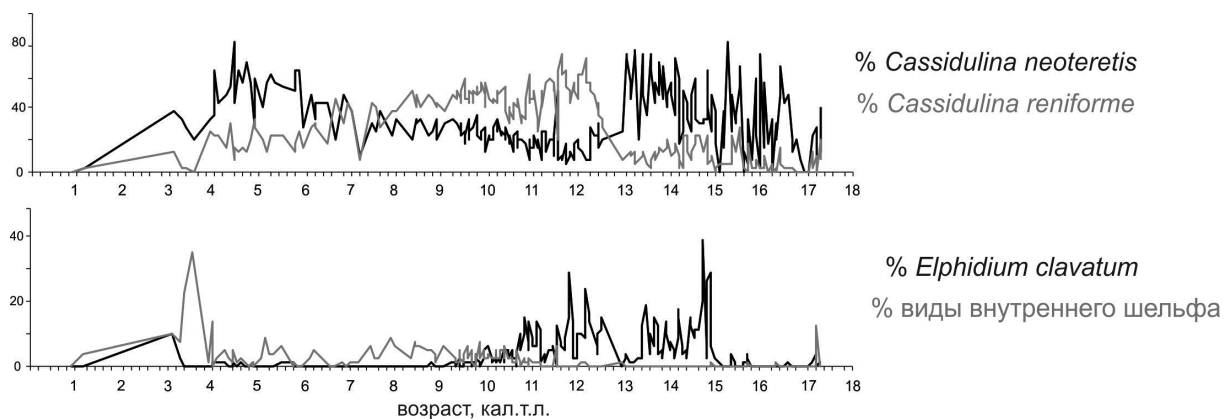


Рис.2. Процентное содержание основных видов бентосных фораминифер в колонке PS2458

- 11–8.2 тыс.л.н – бентосные фораминиферы представлены арктическими видами, с чередованием доминирования дистальных и проксимальных комплексов [Polyak et al., 2002], а также вида-оппортуниста *E.clavatum*, что в целом свидетельствует о суровых палеообстановках и стратификации водной толщи в результате усиленного речного стока – осадконакопление проходило в условиях близости побережья и устьев рек Лены и Яны к месту расположения колонки на бровке шельфа. Максимальная численность бентосных фораминифер говорит о значительном сокращении ледового покрова в интервале 10–9.5 тыс.л.н.

- в осадках интервала 8.2–7.4 тыс.л. исчезают все микрофоссилии и преобладают тонкозернистые фракции. Мы связываем данные изменения с существенным опреснением, природа которого требует дальнейшего изучения. Приток пресных вод, в свою очередь, вызвал увеличение ледового покрова и стратификацию водной толщи.

- после 7.4 тыс.л. численность бентосных фораминифер в осадках крайне низкая, но видовое разнообразие возрастает. Раковины планктонных фораминифер единичны. Постепенно увеличивается содержание грубозернистых фракций вплоть до 20% в поверхностных пробах, что обусловлено присутствием значительного количества материала ледового и айсбергового разноса (IRD) и общим похолоданием, отмеченным как в районе колонки PS2458, так и в западной части моря Лаптевых [Taldenkova et al., 2010, 2012].

Ввиду того, что места взятия колонок PS2458 и PS51/118 находятся на разных глубинах, а также под влиянием различных гидрологических условий корреляция на основе сопоставления комплексов фораминифер затруднена. Однако, отмечены общие тренды увеличения материалов ледового разноса для среднего и позднего голоцена.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ 11-05-01091 и 15-05-08497 и гранта Ученого Совета географического факультета МГУ для молодых исследователей (Н.О. Чистякова)

#### Литература:

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 125–139.

Fahl K., Stein R. Modern seasonal variability and deglacial/Holocene change of central Arctic Ocean sea-ice cover: New insights from biomarker proxy records // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 351–352. P. 123–133.

Lubinski, D.J., Polyak, L., Forman, S.L. Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 13 14C ka: foraminifera and stable isotope // *Quat. Sci. Rev.* 2001. V. 20. P. 1851–1879.

Lukina T.G. Foraminifera of the Laptev Sea // *Protistology* 2 (2). V. 2001. P. 105–122.

Murton J., Bateman M., Dallimore S., Teller J., Yang Zh. Identification of Younger Dryas outburst flood path from Lake Agassiz to the Arctic Ocean // *Nature*. 2010. V. 464. P. 740–743.

Not C., Hillaire-Marcel C. Enhanced sea-ice export from the Arctic during the Younger Dryas // *Nature communications*. 2012. V. 3–647. P. 1–5.

Polyak L., Korsun S., Febo L., Stanovoy V., Khusid T., Hald M., Paulsen B.E., Lubinski D.A. Benthic foraminiferal assemblages from the southern Kara Sea, a river-influenced Arctic marine environment // *Journal of Foraminiferal Research*. 2002. V. 32. № 3. P. 252–273.

Spielhagen, R.F., Erlenkeuser, H., Siebert, C., 2005. History of freshwater runoff across the Laptev Sea (Arctic) during the Last deglaciation // *Global and Planetary Change*. 2005. V.48 (1–3). P. 187–207.

Taldenkova E., Bauch H.A., Gottschalk J., Nikolaev S., Rostovtseva Y., Ovsepyan Y., Pogodina I., Kandiano E. History of ice-rafting and water mass evolution at the Northern Siberian continental margin (Laptev Sea) during Late Glacial and Holocene times // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. № 27–28. P. 3919–3935.

Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Ovsepyan Ya, Pogodina I., Klyuvitkina T., Nikolaev S. Benthic and planktic community changes at the North Siberian margin in response to Atlantic water mass variability since last deglacial times // *Marine Micropaleontology*. 2012. V. 96. P. 13–28.

## ВЫДАЮЩИЙСЯ ОТЕЧЕСТВЕННЫЙ ГЕОГРАФ – ГЕОМОРФОЛОГ И ПАЛЕОГЕОГРАФ К.К. МАРКОВ

Чичагов В.П.

*Институт географии РАН, Москва, chichagov@mail.ru*

В 1953–1954 гг. мне посчастливилось учиться у К.К. Маркова – слушать его замечательный курс лекций «Палеогеография» и заниматься в руководимом им семинаре по этой же проблеме. Прошли годы и я вспоминаю его, как лидера в университетском геоморфологическом образовании и одновременно выдающегося, разностороннего ученого. Его фундаментальные труды внесли серьезный вклад в развитие физической географии, палеогеографии, четвертичной геологии, геоморфологии, географии Мирового океана. В 1935–1945 гг. он руководил геоморфологическими исследованиями Института географии АН СССР – был заведующим наиболее крупного и представительного отдела геоморфологии. С 1945 по 1955 г. он работал деканом Географического факультета МГУ и под его патронатом я учился на факультете в 1951–1956 гг. В те годы я был молодым студентом и с понятным волнением относился к каждой встрече с ним. Встречи эти были частыми на четвертом этаже старого здания Геофака на Моховой. Его можно было увидеть у деканата, а также нередко читающим факультетскую стенгазету «На одной шестой», длинное белое полотно которой наклонно располагалось между комсомольской площадкой и третьим этажом. Хорошо помню его строгие, логически выверенные и отточенные лекции, сопровождавшиеся четкими иллюстрациями, его короткие и ясные фразы. К.К. Марков тщательно готовился к лекциям, читал их интересно и мы успевали записывать их и даже отображать отдельные иллюстрации. Это был один из наиболее любимых наших лекторов. Наиболее полно я смог оценить его труд, волнение и надежды на успех лекций, когда сам стал читать их на Геофаке. Эти строки пишу для молодых геоморфологов, не знакомых с Константином Константиновичем, хочу передать им свои впечатления, оставшиеся на всю жизнь от его светлой личности. Это был настоящий, преданный науке ученый, последователь и ученик В.И. Вернадского, Л.С. Берга и Э.Я. Эдельштейна. Хочу познакомить молодых геоморфологов с «ранним Марковым», создавшим свои первые фундаментальные монографии: «Основные проблемы геоморфологии» [Марков, 1948] и «Палеогеография» [Марков, 1951]. По этим книгам мы учились, будучи студентами, эти книги мы использовали, став учеными, к ним мы обращаемся и сейчас. Для меня они были первыми книгами моего учителя. Они были первыми и для него, так как перед ними он опубликовал две совместные выдающиеся монографии с И.П. Герасимовым [Герасимов, Марков, 1939а,б], совершил ряд крупных экспедиций, в частности, в Среднюю Азию, был в расцвете сил и создал после войны рассматриваемые труды, создал быстро и увлеченно, несмотря на трудности предшествовавших военных лет.

Поскольку К.К. Марков читал нам курс «Палеогеографии», начну с этой книги. Открыв ее, на стр. 5 сразу же подкупали первые краткие и точные определения: предмет физической географии – современная природа земной поверхности, предмет палеогеографии – история развития современного рельефа. На стр. 8 увлеченно разбиралась гипотеза усыхания, сторонниками которой были И. Кант и Г.Е. Грум-Гржимайло, а защитниками Л.С. Берг и А.И. Воейков. После интересного рассмотрения космогонических теорий анализировалось развитие основных форм развития Земли. Запоминалось приведенное выражение М.С. Эйгенсона: «Гидродинамика выступает в качестве дирижера эндогенных горообразовательных процессов». В книге утверждалось, что ритмичность является закономерностью в осадконакоплении на примерах карбонатов, обломочных отложений и углеобразования. Врезалась в память краткая и яркая фраза: «Рельеф земной поверхности и осадконакопление неповторимы» [Марков, 1951, с. 77]. После обстоятельного рассмотрения развития коры выветривания был дан анализ развития гидросферы: «Даже в древнейших архейских отложениях Балтийского кристаллического щита сохранились следы осадочных отложений, а следовательно и доказательства существования гидросферы в нижнем архее» [Марков, 1951, с. 111]. Речь шла об отложениях рек и озер, а значит и об океанах. И далее: «Гидросфера Земли «наращивается» за счет выделения вод из земных глубин» [Марков, 1951, с. 134]. Планетарные трансгрессии океана длительно развивались гидрократически, но ритмы трансгрессий и регрессий океана являются

геократическими; со временем роль речного фактора, формирующего солевой состав океана, увеличивалась, а глубинного уменьшалась. Гидросфера изменялась и развивалась неповторимо, как по своей водной массе, так и по составу. Очень интересным и содержательным был анализ развития атмосферы и изменения климатов. Доказывалось, что атмосфера Земли преобразовалась из газовых выделений земных недр. Появление на Земле живого вещества вызвало революцию в составе атмосферы Земли, атмосфера приобрела биогенный кислород и почти освободилась от углекислого газа. Климат Земли изменялся под влиянием двух факторов: колебаний солнечной активности и изменения поверхности Земли – площадей морей и океанов и оледенений, обусловленных тектоническими процессами. Проведенный К.К. Марков анализ развития живого вещества биосферы привел к выводам: основной особенностью структуры живого вещества земной поверхности является его зональность; зональность живого вещества усложнялась в орогенные эпохи и становилась более простой в межорогенные. В заключении к «Палеогеографии», составленном под девизом «Великого Л.С. Берга»: «История Земли неповторима», формулировались пять выводов: 1. Направленные изменения отдельных геосфер Земли осложнены во многих случаях ритмичными изменениями; 2. Все геосферы Земли взаимосвязаны; 3. Местные особенности развития отдельных геосфер Земли заключаются с их совокупности, всей природы земной поверхности; 4. наличие географических зон и провинций внутри них было во все эпохи на земной поверхности; 5. Происходило «наращивание» вещества внешних оболочек и, как следствие этого, усложнение структуры природы земной поверхности по мере ее развития.

Книгу «Основные проблемы геоморфологии» отличает прежде всего новизна географического замысла и геоморфологической мысли автора. Перечитывая ее, как и предыдущую, видишь в ней одновременно и учебник, и научную монографию. Основными запомнившимися мне особенностями книги была ее новизна, строгая логическая выдержанность, четкость, последовательность и постоянство изложения своих представлений, приверженность к достижениям российской науки. Начиналась книга с замечательной цитаты из труда великого М.В. Ломоносова «О слоях земных». После обстоятельного рассмотрения состояния геоморфологии в Европе и Северной Америке анализировалось состояние русской геоморфологии, отстаивались приоритеты выдающихся российских ученых П.П. Семенова-Тянь-Шанского, П.А. Кропоткина, В.В. Докучаева, И.В. Мушкетова. А.П. Карпинского, С.Н. Никитина и А.П. Павлова в разработке ряда геоморфологических направлений. При этом было подчеркнуто, что перечислены были не ученые-одиночки, а представители целых российских научных течений. Далее давалась оценка и критика трудов основателей современной геоморфологии В.М. Дэвиса и В. Пенка, наконец, приводились основные проблемы геоморфологии и народное хозяйство Союза ССР. Новым и весьма своевременным было включение в книгу вопросов планетарной геоморфологии, роли эндогенных факторов в рельефообразовании, анализ геоморфологические уровней как метода «изучения взаимодействия эндогенных и экзогенных рельефообразующих сил» [Марков, 1948, с.125–272]: экзогенного фактора формирования геоморфологических уровней, рассмотрение абразионно-аккумулятивного и денудационного уровней, уровня снеговой границы, верхнего денудационного уровня, а также вершинной поверхности гор. В начале книги, на стр.8 отмечалось, что порой необходимо доказывать нужность геоморфологии, что актуально и в наше время. По сравнению с интересными, содержащими огромный фактический материал, лекциями по общей геоморфологии И.С. Щукина книга К.К. Маркова открывала новые пути для размышлений о содержании и будущем геоморфологии.

Каким казался К.К. Марков нам – студентам? Должен сказать, что мы его как следует так и не узнали. Декан, замечательный лектор, строгий, всегда спокойный, неулыбчивый, в хорошем костюме, сорочке и галстуке. Только один раз он при нас горячо похвалил одну из своих специалистов по спорово-пыльцевому анализу, с гордостью сказав, что она делает срезы толщиной в микроны... В докладе 2005 г. я упоминал о том, что в 1954 г. К.К. Марков согласился создать и проводить по нашей просьбе семинар по палеогеографии. И вот на нем он предстал перед нами в ином свете: был очень прост, с удовольствием и упоением рассказывал и объяснял наиболее сложные сюжеты из его лекций, с охотой отвечал на многочисленные наши вопросы, он непринужденно разговаривал с нами. Однако, истинный К.К. Марков оказался на страницах его замечательного труда «Воспоминания и размышления географа» [Марков, 2005],

на которых он трогательно пишет о В.И. Вернадском, о своем учителе Я.С. Эдельштейне, который стал ответственным редактором его «Основных проблем геоморфологии», о Л.С. Берге – «Я так твердо уверовал в высокие научные заслуги Л.С. Берга, что он стал моим идеалом» [Марков, 2005, с.82], о Д.И. Щербакове, А.Е. Фермане и Д.В. Наливкине, об И.П. Герасимове, В.Н. Сукачеве и С.А. Яковлеве, об И.А. Витвере, Н.Н. Соколове и о многих других. Не забыл он сказать добрые слова о трудной работе своих заместителей М.В. Карандеевой и В.И. Веденеевой. Так что К.К. Марков был внимательным и благодарным руководителем, общительным и хорошим человеком.

После рассмотренных первых книг К.К. Марков написал много ярких, фундаментальных работ, совершил рейсы в Мировой океан, создал крупный научный Тихоокеанский институт географии ДВНЦ РАН, разработал и внедрил научную программу его исследований и совершил много добрых дел. К.К. Маркову принадлежит заслуга создания мощного коллектива ученых-единомышленников, крупных результативных ученых на Географическом факультете МГУ. Уверен, что во многих докладах о второй половине жизни и научной деятельности К.К. Маркова будет рассказано много интересного и важного. Умышленно возвратился к его первым двум книгам. Они связывают меня с моим учителем, читая и перечитывая их я будто бы снова общаюсь с ним. Эти книги настойчиво будят воспоминания о их авторе. Они греют мне душу и я надеюсь, что молодые геоморфологи не раз обратятся к этим замечательным монографиям.

Литература:

Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939а. 462 с.

Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология: палеогеография четвертичного периода. М.: Учпедгиз, 1939б. 361 с.

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: ОГИЗ. Гос. изд-во географич. лит-ры, 1948. 344 с.

Марков К.К. Палеогеография (историческое землеведение). М.: Географгиз, 1951. 276 с.

Марков К.К. Воспоминания и размышления географа. В кн.: Константин Константинович Марков. Воспоминания, очерки, научные статьи. М.: Географический факультет МГУ. Смоленск: Маджента, 2005. С. 77–202.

## ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЖЛЕДНИКОВИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

Шик С.М.

*Межведомственная региональная стратиграфическая комиссия  
по центру и югу Русской платформы, Москва, smshick@list.ru*

Имеющиеся в настоящее время материалы позволяют впервые дать палеоботаническую характеристику климатических оптимумов всех межледниковий неоплейстоцена, соответствующих морским изотопным стадиям (МИС) от 19 до 5, хотя некоторые из них изучены лишь по одному – двум разрезам.

Древнейшее межледниковье – *окатовское (19 МИС)* лучше всего изучено в разрезе Окатово в Западном Подмоскowie [Фурсикова и др., 1992]. В его климатическом оптимуме содержание широколиственных пород, представленных в основном дубом, вязом и липой, достигает 75%; граб присутствует эпизодически в количестве не более 5%. Очень характерно поведение ольхи, образующей четко выраженные максимумы в начале и конце климатического оптимума (до 180% от суммы остальной древесной пыльцы); количество пыльцы орешника не превышает 15%. В составе семенной флоры (более 90 форм) 13% вымерших видов и 18% экзотов (не произрастающих в настоящее время в Подмоскowie), в том числе *Tsuga*, *Caria*, *Zelcova*, *Juglans*, *Pterocaria* и др. Такой состав флоры позволяет считать окатовское межледниковье древнейшим в неоплейстоцене. Окатовские отложения залегают под донской мореной и первоначально рассматривались как послесетунские; однако отсутствие в них неустойчивых минералов, а в их основании – какой либо гальки, кроме кварцевой, заставляет считать их досетунскими [Шик, 2014а].

Межледниковье, отвечающее **17 МИС**, наиболее полно изучено в разрезе Силинский Майдан в Нижегородской области [Писарева, 1992]. В отличие от других межледниковий для него характерно преобладание на протяжении всего климатического оптимума пыльцы вяза (до 60%); только в конце оптимума появляются дуб (до 40%), липа (до 25%) и граб (до 5%). Ольха образует отчетливый максимум в конце оптимума (до 160% от суммы остальной древесной пыльцы), а содержание пыльцы орешника не превышает 15%. По количеству вымерших видов (11%) и экзотов (15%) флора Силинского Майдана мало уступает окатовской, но ясные условия залегания (между сетунской и донской моренами) позволяют уверенно относить это межледниковье к 17 МИС.

Следующее межледниковье – *рославльское (15 МИС)* – одно из наиболее хорошо изученных. Только для него характерно наличие двух климатических оптимумов, разделенных *подруднянским* похолоданием, в котором количество недревесной пыльцы (главным образом полыни) возрастает до 60% и присутствует пыльца кустарничковых берез и лиственницы (до 5%). Нижний (*глазовский*) климатический оптимум изучен по нескольким десяткам разрезов; в нем количество пыльцы широколиственных пород достигает 75%, и представлены они только дубом, вязом и липой, которые появляются и кульминируют одновременно. Вместе с ними кульминируют ольха и орешник (по 30%). Второй (*конаховский*<sup>1</sup>) оптимум встречен в гораздо меньшем числе разрезов. В нем сначала кульминируют дуб и вяз, а позже – граб (каждого примерно по 30%); липа (до 10%) равномерно распространена по всему оптимуму. Ольха (до 60%) кульминирует позже дуба, но раньше граба, а пыльцы орешника не более 10%. Постоянно встречаются единичные пылевые зерна пихты. Количество вымерших видов в рославльском межледниковье – до 4%, а экзотов – до 12% [Писарева, 1997]. Присутствие в палеоботанически изученных разрезах позднедонецкой (мучкчапской) микротириофауны позволяет однозначно сопоставлять рославльское межледниковье с мучкапским горизонтом [Бирюков и др., 1992].

Межледниковье, отвечающее **13 МИС**, до последнего времени оставалось наиболее дискуссионным. Вскрывающий его разрез Смоленский Брод (Яхны) близ Велижа известен

<sup>1</sup> Этот климатический оптимум первоначально назывался рославльским; название заменено на конаховский, так как выяснилось, что за рославльский оптимум были приняты отложения, обогащенные пыльцой, переотложенных из рославльских отложений («теневой спектр»).

давно [Вознячук и др., 1981], и Л.Н. Вознячук [1981] на основании присутствия арвикул, более архаичных, чем характерные для лихвинских отложений, отнес этот разрез к самостоятельному смоленскому (витебскому) межледниковью, занимающему положение между беловежским (рославльским) и лихвинским. Однако эти представления тогда не получили широкого признания. Только после обнаружения в разрезах Шехмань и Мастюженка в Тамбовской и Воронежской областях аналогичной фауны в более ясных стратиграфических условиях [Агаджанян и др., 2009] это межледниковье было включено в региональную стратиграфическую шкалу центра Европейской России под названием *икорецкого* [Шик, 2014а]. Однако, для этих разрезов пока не получено палеоботанических данных, так что характеристику рассматриваемого межледниковья приходится давать только по материалам Смоленского Брода. Дуб, вяз и липа здесь появляются раньше граба, который образует выразительный максимум во второй половине оптимума; это делает отложения похожими на второй климатический оптимум рославльского межледниковья, к которому его и относят многие белорусские исследователи. Однако этому противоречит наличие арвикул, которые никогда не встречаются в рославльских отложениях. Есть у рассматриваемых отложений и палеоботанические особенности – отсутствие пыльцы пихты, единичные зерна которой постоянно присутствуют в конаховском оптимуме, а также более раннее появление и кульминация вяза и более позднее – липы. В семенной флоре (около 120 форм) количество вымерших видов – около 7%, а экзотов – около 5% [Величkevич, 1978].

*Лихвинское* межледниковье (11 МИС) давно и хорошо изучено, и его особенности прекрасно известны [Гричук, 1961, 1989]: преобладание в первой половине климатического оптимума пыльцы дуба, вяза и липы, которые появляются и кульминируют одновременно, а в его второй половине – граба; при этом в первой половине оптимума сохраняется много ели (до 80%), а во второй – ели и пихты (по 30 – 40%), в связи с чем количество пыльцы широколиственных пород обычно не превышает 50%. Ольха (до 40%) и орешник (не более 20%) образуют четкую кульминацию в первой половине межледниковья. Количество вымерших видов не превышает 4%, а экзотов – 11% [Гричук, 1989].

Межледниковье, отвечающее 9 МИС, в центре Европейской России представлено хорошо выраженной каменной ископаемой почвой, и некоторые исследователи называют его *каменским*. Его озерные отложения здесь не известны, что связано, вероятно, с незначительными размерами предшествовавшего оледенения, в западинах на поверхности морены которого они могли бы сохраниться. Однако для характеристики этого межледниковья можно использовать материалы по Литве, где к 9 МИС относятся хорошо изученные *снагупельские* отложения [Кондратене, 1996; Kondratiene, 2011; Шик, 2014б]. Для этих отложений характерен четко выраженный климатический оптимум с содержанием широколиственных пород до 50–60%. В его первой половине они представлены только дубом (до 40%), липой (до 20%) и вязом (до 10%), которые появляются и кульминируют практически одновременно; граб (до 50%) появляется только во второй половине оптимума. Пихта полностью отсутствует, а количество пыльцы ели даже во второй половине оптимума не превышает 15%. Ольха и орешник образуют растянутый максимум между максимумами смешанного дубового леса и граба (ольхи до 60%, а орешника – более 100% от суммы пыльцы остальных древесных пород). Снагупельские отложения нельзя сравнивать с отложениями центра Европейской России по количеству вымерших видов и экзотов, но их значительно меньше, чем в бутенайских (лихвинских) и много больше, чем в мяркинских (микулинских).

*Горкинское* межледниковье (7 МИС) значительно отличается от всех известных межледниковий [Шик и др., 2009; Шик, 2014а]. В нем содержание пыльцы широколиственных пород не превышает 15–20%, и представлены они только дубом, вязом и липой. В климатическом оптимуме количество пыльцы сосны достигает 40%, ели и березы – по 20%. Ольха (до 75% от суммы остальных древесных пород) кульминирует одновременно с широколиственными породами, а содержание пыльцы орешника не превышает 10%. По всему климатическому оптимуму присутствуют единичные пыльцевые зерна лиственницы. В семенной флоре (около 90 форм) обнаружено 4 вымерших вида (5%) и один вид, не произрастающий в данной местности (1%). В отложениях климатического оптимума присутствуют мегаспоры *Selaginella helvetica* и *S. selaginoides*, что свидетельствует о прохладных условиях этого времени.

*Микулинское* межледниковье (подстадия **5e**) – наиболее полно изученное, и его особенности, как и лихвинского, установлены уже очень давно [Гричук, 1961, 1989]. Это четко выдерживаемая последовательность появления и кульминации широколиственных пород (дуб и вяз – липа – граб) и «взрывной» максимум содержания пыльцы ольхи и орешника между кульминациями пыльцы дуба и липы, иногда достигающий сотен процентов от суммы пыльцы остальных древесных пород и не наблюдающийся больше ни в одном межледниковье. Количество вымерших видов не превышает 3%, а экзотов – 1% [Гричук, 1989].

Литература:

- Агаджанян А.К., Иосифова Ю.И., Шик С.М. Разрез нижнего плейстоцена Мастюженка и его значение для региональной стратиграфии // Материалы Всероссийского научного совещания «Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м Международном геологическом конгрессе». М.: ГЕОС, 2009. С. 20–24.
- Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валужева М.Н. и др. Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. С. 152–180.
- Величкевич Ф.Ю. О семенной флоре разреза Яхны на Западной Двине // Доклады АН БССР. 1978. Т. 22. № 10. С. 932–935.
- Вознячук Л.Н. Основные стратиграфические подразделения четвертичных отложений Беларуси // Материалы по стратиграфии Беларуси. Минск: Наука и техника, 1981. С. 137–151.
- Вознячук Л.Н., Санько А.Ф. Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленский Брод // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.–Л.: Ленинградская картфабрика ВСЕГЕИ, 1981. С. 50–54.
- Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: АКАДЕМИА, 1996. 213 с.
- Писарева В.В. Межледниковые отложения района Лукояново // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 82–96.
- Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–133.
- Фурсикова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д. Окатово в Западном Подмосковье // Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 59–82.
- Шик С.М. Неоплейстоцен центра Европейской России (современные представления о стратиграфии и палеогеографии) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014а. Т. 22. № 2. С. 108–120.
- Шик С.М. К палеоботанической характеристике послелихвинских межледниковий среднего неоплейстоцена Восточно-Европейской равнины // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014б. № 73. С. 77–86.
- Шик С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А. и др. Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, вып. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 111–121.
- Kondratiene O. Lietuvos pleistoceno vidurinio skirsnio stratigrafijos problemas // Baltika. 2011. V. 24. P. 109 – 112.



## КРИОГЕНЕЗ В СЕВЕРНОМ И ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ В ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Шмелев Д.Г.<sup>1,2</sup>, Стрелецкая И.Д.<sup>1</sup>, Рогов В.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, irinastrelets@gmail.com;*

<sup>2</sup> *ИФХиБПП РАН, Пуцино, shmelevdenis\_msu@mail.ru*

В криолитозоне превращение осадка в породу сопровождается специфическими процессами криогенеза. Основным из них является криогенное выветривание – избирательное разрушение минералов в результате повторяющихся длительное время циклов промерзания-оттаивания. В результате этого породы приобретают своеобразные черты минерального состава, что позволяет говорить о формировании специфических криолитогенных толщ [Конищев, 1981; Конищев, 1999].

В результате многократно повторяющихся процессов промерзания-оттаивания в деятельном слое распределение минералов по гранулометрическим фракциям происходит иначе, чем вне действия этих процессов. Степень криогенной трансформации осадка оценивается коэффициентом криогенной контрастности (ККК) [Конищев, 1981; Конищев, 1999]:

$$\text{ККК} = Q_1/F_1 : Q_2/F_2, \text{ где (1)}$$

$Q_1$  и  $F_1$  – содержание кварца и полевых шпатов соответственно в фракции 50–10 мкм,  $Q_2$  и  $F_2$  – содержание кварца и полевых шпатов соответственно в фракции 100–50 мкм.

В первом приближении значения ККК больше 1 говорят об активном криогенезе в момент накопления осадка, и, чем больше это значение, тем более суровые условия существовали в период осадконакопления. Значения ККК меньше 1 свидетельствуют о формировании отложений вне вечной мерзлоты. [Конищев, 1981; Конищев, 1999].

Цель работы – изучение эволюции процессов криогенеза в Северном и Южном полушарии на рубеже плейстоцена и голоцена. Объектами исследования стали мерзлые породы оазисов Восточной Антарктиды (оазисы Бангера и Ларсеманна), льдистые отложения позднеплейстоценового ледового комплекса северо-востока Якутии (Дуванный Яр, Колымская низменность), талые песчаные породы Ленинградской области. Образцы были отобраны в ходе полевых работ авторами в 2012–14 гг. с помощью колонкового бурения установками УКБ-12/25 и МГБУ-800, а так же при работе на обрывах и в карьерах. Выполнен комплекс аналитических исследований пород: определение минерального и гранулометрического состава, радиоуглеродное датирование, изучение морфологии минеральных зерен с помощью электронной сканирующей микроскопии.

В оазисе Ларсеманна бурением в 2011–13 гг. на перешейке между озерами Рейд и Нелла был вскрыт 15-ти метровый разрез четвертичных отложений: конечная морена, перекрывающая озерно-лагунные отложения возраста МИС-2 – МИС-3 (44–13 тысяч лет назад) с включениями линз подземных льдов [Демидов и др., 2013]. Моренные отложения представлены плохо сортированными крупнозернистыми песками с включениями обломков пород и имеют мощность до 5 м. Пачка озерно-лагунных отложений представлена чередованием прослоев супеси и песка с включениями дресвы и гравия с хорошо выраженной косой слоистостью и прослоями ледогрунта. Значения ККК для моренных отложений составляют в среднем 0.6, преобладают остроугольные и угловатые формы частиц. Для озерно-лагунных отложений среднее значение ККК – 1.2. Для песчаных прослоев значения ККК выше (до 1.8), чем для супесчаных. Для отложений с высокими значениями ККК характерны остроугольные и менее окатанные частицы, вне зависимости от литологии. Накопление отложений происходило в условиях постепенного повышения уровня моря к концу МИС-2 и в эпохи высокого уровня моря формировались супесчаные прослои с малыми значениями ККК. При понижении уровня моря накапливались пески с большими (криогенными) значениями ККК. Наибольшее значение ККК – до 3.5 установлено для отложений из нижней части разреза (предположительно неогенового возраста), а остроугольная форма частиц с множеством сколов и трещин говорит об активном криогенном преобразовании пород.

В оазисе Бангера бурением зимой 2014 гг. на северном берегу озера Фигурное была вскрыта толща супесчано-суглинистых отложений, перекрытых песчано-галечниковой пачкой. Отложения нижнего горизонта накапливались до 23 тысяч лет назад [Абрамов и др., 2011]. Для супесей и суглинков характерны большие значения ККК (от 0.9 до 2.5), по гранулометрическому составу хорошо выражены два пика, которые приходятся на глинистую и крупнопылеватую фракцию. Для частиц характерны угловато-окатанные формы, широко распространена агрегация илистых частиц на более крупных зернах. В верхней песчано-галечниковой толще значения ККК изменяются в широком пределе (от 0.5 до 2.0). Среди минеральных частиц преобладают остроугольные и угловатые формы со следами механического воздействия. Нижняя суглинисто-супесчаная толща накапливалась в условиях неглубокого стоячего водоема с постоянным ледовым покровом. В наиболее холодные периоды водоем промерзал полностью. В голоцене происходит подпруживание водоема ледником и его последующий спуск, при этом формируются более грубые по составу отложения с низкими значениями ККК.

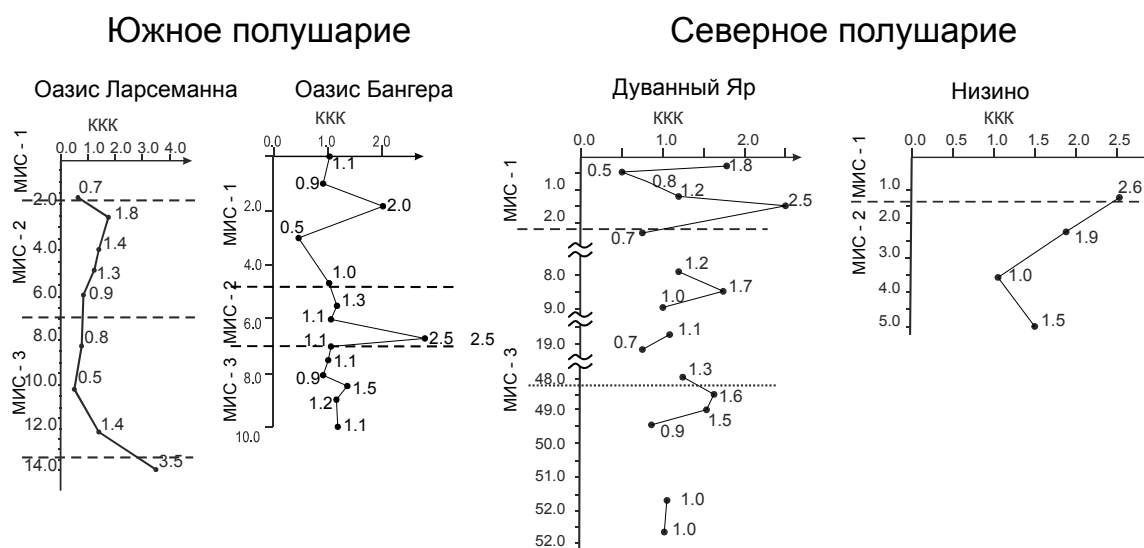


Рис. 1. Изменение значений ККК в плейстоцен-голоценовое время в районах исследований.

Летом 2013 года на северо-востоке Якутии в обнажении Дуваный Яр на р. Колыма были исследованы льдистые синкриогенные отложения с мощными полигонально-жильными льдами – Ледовый Комплекс (ЛК) верхнего плейстоцена [Шер, 1971; Schirmermeister et al., 2011]. Было выделено два основных горизонта ЛК – льдистые суглинки с толстыми и редкими ледяными жилами (горизонт **a**) и серые суглинки с массивной криотекстурой и тонкими и частыми ледяными жилами (горизонт **b**). Верхнюю пачку ЛК перекрывают отложения покровного слоя (горизонт **c**), представленные серыми суглинками с массивной, микролинзовидной, толстошлировой и атакситовой криотекстурами. Максимальные значения ККК приурочены к покровному слою (до 2.5), в горизонте **b** они изменяются в широком пределе от 0.7 до 1.7, в горизонте **a** – от 0.9 до 1.6, увеличиваясь снизу вверх. Отложения горизонта **b** отличаются более округлой формой частиц, чем горизонта **a** и **c**. В горизонте **c** широко распространены частицы со следами криогенеза. Минеральные зерна в горизонте **b** сильно агрегированы, а основные криогенные деформации связаны с трещинами, в то время как, в горизонте **a** распространены частицы со свежими сколами и разрывами. Согласно имеющемуся в литературе радиоуглеродным датировкам [Wetterich et al., 2013], вся толща ЛК формировалась в МИС-3, горизонт **a** накапливался во время повышения температур (44–40 тысяч лет назад) в условиях заболоченных полигональных поверхностей, а горизонт **b** во время похолодания во вторую половину МИС-3 (40–27 тысяч лет назад) в условиях хорошо дренированных поверхностей. Покровный слой представляет собой переработанную в начале голоцена верхнюю часть ЛК, которая формировалась в наиболее холодный период МИС-3 или даже в МИС-2.

В районе пос. Низино, в 7 км от побережья Финского залива, в стенке песчаного карьера были изучены около десятка клиновидных структур. Вмещающие клинья отложения –

слоистые пески разной крупности, с гравием и галькой хорошей и средней окатанности. Клинья высотой более 3 м и шириной 1.5–2.0 по верху заполнены разнозернистыми песками, гальками, супесями с органикой и светло-серой пылью. Радиоуглеродный возраст органики, находящейся в грунтовых клиньях, 8–10 тысяч лет. Вмещающие клиновидные структуры пески и галечники формировались в неглубоком море, при активном волновом воздействии или в условиях перебиваемого пляжа и участия русловых процессов. Море было холодным, на что указывает присутствие эоловой компоненты, приносимой с суши. После выхода поверхности из-под уровня моря формировались полигонально-жильные льды на пляже. Значения ККК большие (0.8–1.9), что позволяет говорить о значительном воздействии процессов криогенеза на отложения. Потепление в голоцене сопровождается активными процессами термокарста, деградацией мерзлоты, таянием жильных льдов, формированием торфяников и почв, переотложением накопившихся в холодную эпоху отложений. Отложения, заполнявшие клиновидные полости, формировались в корях выветривания в условиях значительного воздействия криогенеза (значения ККК – 2.6), оттаивали и транспортировались мутьевыми потоками. При оттаивании жильных льдов в освободившиеся полости попадал торф и почвы, формировавшиеся на поверхности мерзлоты в начале голоцена.

На основании имеющихся представлений о возрасте изученных пород и данных о распределении значений ККК (рис. 1) делается вывод о синхронном развитии криогенеза в Северном и Южном полушариях. К концу МИС 2 складываются наиболее благоприятные условия для развития криогенного выветривания, они связаны с событиями Последнего Ледникового Максимум (19–14 тысяч лет назад). Во всех изученных разрезах наиболее высокие значения ККК приурочены к отложениям, которые формировались именно в этот. При этом надо отметить, что в позднем плейстоцене в оазисах Антарктиды условия благоприятные процессы криогенеза были нетипичны, так как большинство оазисов были покрыты антарктическим ледником [Verleyen et al., 2011]. В Арктике, на северо-востоке Якутии, максимальные значения ККК приурочены или непосредственно к ЛК возраста МИС-2, или к голоценовым отложениям аласного комплекса и покровного слоя, которые представляют собой протаившие и заново промерзшие породы ЛК, которые формировались изначально так же в МИС-2 [Шмелев, 2015]. На широте г. Санкт-Петербург (59°57' с.ш.) в DR3 шли активные процессы криогенеза, существовали сплошные многолетнемерзлые породы мощностью не менее 100 м с низкими среднегодовыми температурами. При оттаивании мерзлоты продукты криогенеза были переотложены и сохранились в псевдоморфозах по полигонально-жильным льдам.

#### Литература:

- Абрамов А.А., Слеттен Р.С., Ривкина Е.М. и др. Геокриологические условия Антарктиды // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 3. С. 3–19.
- Демидов Н.Э., Веркулич С.Р., Занина О.В. и др. Конечная морена и озерно-лагунные отложения в разрезе четвертичных отложений оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 3 (97). С. 79–90.
- Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
- Конищев В.Н. Эволюция температуры пород арктической зоны России в верхнем кайнозойе // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 4. С.39–47.
- Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-востока СССР и Северной Америки. М., Наука, 1971. 310 с.
- Шмелев Д.Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и Северо-востока Якутии // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 41–57.
- Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G. et al. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands // A review. Quaternary International. 2011. № 241. P. 3–25.
- Verleyen E., Hodgson D.A., Sabbe K. et al. Postglacial climate variability along the east Antarctic coastal margin: evidence from shallow marine and coastal terrestrial records // Earth Science Reviews. 2011. V. 104 (4).
- Wetterich S., Tumskey V., Rudaya N. et al. Ice Complex formation in arctic East Siberia during the MIS3 Interstadial // Quaternary Science Reviews. 2014. V. 84. P. 39–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.009>

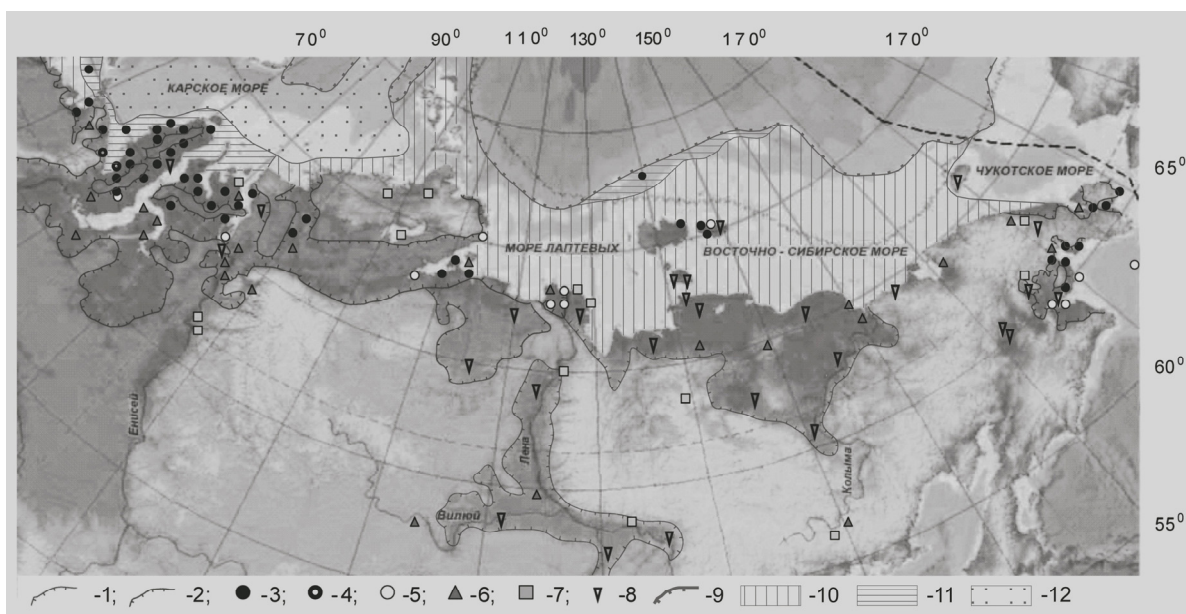
## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ НА ОСНОВНИИ АНАЛИЗА ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Шполянская Н.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
nella@shpolyanskaya.msk.ru

Плейстоценовая история развития Российской Арктики и Субарктики является объектом острой дискуссии на протяжении многих лет. Взгляды разнятся от признания существования на больших пространствах покровных ледников до утверждения наличия обширных морских трансгрессий. Мы предлагаем в качестве основного показателя рассмотреть крупные залежи подземных льдов, информативность которых связана с тем, что формируясь в определенных геологических и физико-географических условиях, льды приобретают индивидуальные черты, которые сохраняют в своем строении и свойствах. Вследствие этого подземные льды являются «прямыми свидетелями» палеогеографических условий времени их образования. Пространственные закономерности залегания льдов освещают историю развития соответствующих районов.

Главная черта в распространении льдов на Российском Севере – резкое различие между западным и восточным секторами Арктики (см. *Карту*). В восточном секторе почти целиком распространены полигонально-жильные льды, в западном секторе – пластовые льды. Генетически это принципиально разные образования, и отмеченное различие указывает на неодинаковую историю развития двух частей Арктики.



Карта подземных залежных льдов криолитозоны России. Составлена Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой, шельф – по В.А. Соловьеву и С.И. Рокосу с добавлениями Н.А. Шполянской.

1 – границы позднеплейстоценовых морских равнин. 2 – границы плейстоценовых озерно-аллювиальных равнин. 3–8 – крупные залежи подземных льдов: 3 – субмаринного генезиса, 4 – смешанного генезиса, 5 – прибрежно-морского генезиса, 6 – инъекционного генезиса, 7 – погребенные (первично наземные); 8 – полигонально-жильные льды. 9 – внешняя граница шельфа. 10–12 – криолитозона шельфа: 10 – вечномерзлые реликтовые породы с температурой  $0 \div -2^{\circ}\text{C}$  и мощностью до 200 м и более, 11 – современные вечномерзлые породы с температурой  $0 \div -1.5^{\circ}\text{C}$  и мощностью до 80–100 м, 12 – многолетнеохлажденные породы с островами новообразующейся вечной мерзлоты, с температурой  $0 \div -1.5^{\circ}\text{C}$  и мощностью не более 80–100 м.

**Подземные льды Западного сектора Арктики** (Западная Сибирь и северо-восток Европейской России) представлены пластовыми льдами. Это – неопределенной формы ледяные

тела, мощностью десятки метров и сотни метров протяженностью. Залегают и близко к поверхности, и на большой глубине. Об их происхождении спорят. Одни относят их к захороненным остаткам покровных ледников и считают свидетелями древнего покровного оледенения. Другие признают их внутригрунтовыми образованиями, свидетельствующими об отсутствии покровного оледенения. Наши исследования показали, что пластовые льды разнородны и среди них имеют место и внутригрунтовые, и погребенные глетчерные льды. Выделено четыре генетических их типа: *изначально субмаринные, прибрежно-морские, инъекционные, и погребенные наземные льды* [Шполянская, Стрелецкая, 2004].

**Изначально субмаринные льды** (впервые выделены автором) названы так, потому что формировались непосредственно на дне моря. Они наиболее распространены, залегают в отложениях почти всех эпох плейстоцена (кроме сартанской), и тем самым освещают палеогеографию всего плейстоцена. Приурочены к дислоцированным морским отложениям, представлены ледогрунтовыми образованиями с сопряженным переслаиванием грунтовых и ледяных слоев очень сложной конфигурации. Высокая согласованность слоев, наблюдаемая при любой конфигурации, свидетельствует о субаквальном типе осадконакопления в достаточно глубоководных условиях моря при одновременном (сингенетическом) накоплении и промерзании донных осадков. Грунты засолены, тип засоления морской хлоридно-натриевый. Возможность субаквального льдообразования в Арктических морях была предложена автором ранее [Шполянская, 1989, 2010]. Было установлено, что при глубинах моря от ~50 до 250 м в донных грунтах создаются условия для их замерзания. По мере накопления осадков снизу вверх нарастает мерзлая льдистая толща сингенетического типа.

**Льды прибрежно-морского генезиса** (тоже выделенные автором) росли в краевых частях морского бассейна. Образуются в относительно мелководных условиях, и имеют мало дислоцированную текстуру. Встречены в отложениях всех эпох плейстоцена кроме сартанской.

**Льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса** развиты только в морских отложениях. Наиболее часто встречаются в казанцевских слоях, а это значит, что они формировались в межледниковую эпоху, заведомо в отсутствие оледенения, и не являются остатками ледниковых покровов. Формировались в период морской трансгрессии. На западном Ямале, Ямальском и Приуральском побережьях Байдарацкой губы, на Таймыре в пределах Северо-Сибирской низменности они залегают и в отложениях зырянской ледниковой эпохи, и в перекрывающих их слоях каргинской межледниковой эпохи. Их присутствие указывает на сохранившийся там в эти эпохи морской режим и на отсутствие ледникового покрова.

**Подземные льды на Западно-Арктическом шельфе** тоже широко распространены [Бондарев и др., 2001; Мельников, Спесивцев, 1995; Рокос и др., 2009]. Многие считают ее реликтовой. Однако наряду с реликтовой (при малых глубинах моря) на шельфе встречена и изначально субмаринная мерзлота в стадии роста (на глубоких участках моря, например, у Карских Ворот и на Русановской площади). Льды на Баренцево-Карском шельфе по своему строению и условиям залегания аналогичны пластовым льдам на равнинах. Однотипность пластовых льдов указывает на одинаковое развитие этих территорий. Равнины западного сектора Российской Арктики – морские равнины, в их отложениях зафиксированы процессы, протекавшие на древнем шельфе. Они аналоги современного Арктического шельфа. Так как субмаринные льды встречены в отложениях почти всех эпох плейстоцена, можно говорить, что большую часть этого периода, исключая сартанскую эпоху, север западного сектора Арктики развивался в трансгрессивном режиме. Покровного оледенения на равнинах не было.

**Другие два типа льдов** встречаются в небольшом количестве. **Инъекционные льды** развиты только в сартанских континентальных отложениях. Будучи антагонистами покровного оледенения, указывают на отсутствие оледенения в сартанское время. **Погребенные глетчерные льды** распространены вообще мало, и ограничены горными районами и предгорьями. Это говорит о небольших масштабах плейстоценового покровного оледенения.

**Подземные залежные льды Восточного сектора Арктики** (Восточная Сибирь и Северо-Восток России) представлены почти целиком полигонально-жильными льдами (см. *Карту*). Они образуются в результате морозобойного растрескивания поверхности и проникновения воды в трещины с последующим ее замерзанием. Формируются только в континентальных условиях, преимущественно в условиях озерно-аллювиального или лайдово-морского осадконакопления. Морозобойное растрескивание грунтов происходит при больших

зимних температурных градиентах «воздух-грунт», возможных только при отсутствии ледника или моря, поэтому присутствие этих льдов свидетельствует об отсутствии ледникового покрова в соответствующие эпохи. Полигонально-жильные льды встречены в отложениях всех этапов плейстоцена, что говорит о континентальном развитии региона в течение всего плейстоцена.

**Подземные льды на Восточно-Арктическом шельфе**, в отличие от Западно-Арктического, целиком реликтовые [Романовский, Тумской, 2011]. Шельф мелкий, здесь прослеживается затопленный послеледниковой трансгрессией древний ледовый комплекс каргинско-сартанского времени. Это тоже указывает на континентальное развитие региона в течение плейстоцена в условиях сурового климата и при отсутствии ледникового покрова

**Обсуждение материала и основные выводы.** Сопоставление всего изложенного материала, позволяет сделать ряд выводов по развитию Российской Арктики в плейстоцене.

1. На равнинах Российского севера покровных оледенений не было к востоку от полуострова Канин. В горных районах было горно-долинное или сетчатое оледенение.

2. Западный и Восточный секторы Арктики развивались по-разному. Равнины Западного сектора большую часть плейстоцена (кроме сартанской эпохи) формировались в условиях преимущественно морского и прибрежно-морского осадконакопления. Равнины Восточного сектора формировались в условиях континентального, преимущественно озерно-аллювиального и лагунного осадконакопления. Только регрессия в сартанскую эпоху и голоценовая трансгрессия проходили синхронно.

3. Не прослеживается принятая ныне синхронность событий «ледниковый период – регрессия моря», «межледниковый период – трансгрессия моря».

4. Это ставит под сомнение распространенное ныне убеждение, что ведущая роль в колебаниях уровня моря принадлежит общепланетарной гляциоэвстатике.

5. Есть основание считать, что ведущую роль в колебании уровня океана играет не гляциоэвстатика, а тектоника, региональные тектонические процессы. И это вполне объяснимо. Дно Арктического океана располагается на стыке Евразийской и Амеразийской литосферных плит, вследствие чего океан в своей структуре имеет две изолированные и разнородные океанические впадины: Евразийская, с океанической корой, замкнутая с востока хребтом Ломоносова, и Амеразийская с преимущественно континентальной корой [Хаин, Лимонов, 2004; Лаверов и др., 2012]. В Западном секторе Арктики под влиянием спрединга в срединно-океаническом хребте Гаккеля происходят периодические изменения объема впадины океана, что и вызывает трансгрессии и регрессии моря. Для Восточного сектора Арктики, в условиях тектонически более устойчивой континентальной коры, характерны мелкие подвижки, причем лишь в пределах шельфа.

#### Литература:

Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Сб. научн. тр., Кн. 1. Апатиты: КНЦ, 2001. С. 15–19.

Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Базовая модель тектонического развития Арктики для установления внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 4–19.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа. Новосибирск: Наука, 1995. С. 195.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. Всероссийский инженерно-аналитический журнал. 2009. № 10. С. 38–41.

Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1. С. 3–14.

Хаин В.Е., Лимонов А.Ф. Региональная геотектоника. М.: Геомодель–Консалтинг, 2004. 269 с.

Шполянская Н.А. О возможности промерзания донных отложений в Арктических морях // Вестник МГУ. Сер. География. 1989. № 5. С. 72–78.

Шполянская Н.А. Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф–суша // Вестн. Моск. Ун-та. Сер.5. География. 2010. № 6. С. 50–57.

Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и характер их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 56–71.

## ПОЗДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ: КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ И СОБЫТИЙ

Янина Т.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет  
didacna@mail.ru

Стратиграфическое расчленение, палеогеографические реконструкции и корреляция отложений и событий позднего плейстоцена Каспия и Понта во многом опираются на фаунистический состав отложений. Видовой состав моллюсков очень разнообразен как в разрезе морских осадков, так и по их простираю, и содержит отличные в экологическом отношении группы фаун: солоноватоводную в Каспии, морскую (эвригалинную и стеногалинную) и солоноватоводную в Понте. Последнее отражает промежуточное положение Черного моря между Каспийским и Средиземным морями и сложность его истории. Автором выполнен критический анализ основных местонахождений малакофауны на побережьях Каспия [Янина, 2005]. Новый материал получен при изучении керна инженерно-геологических скважин из Северного Каспия [Безродных и др., 2013, 2015; Янина и др., 2014]. Основной метод исследования – малакологический, включающий изучение таксономического состава, тафономии, биостратиграфического распределения, биогеографии моллюсков. Для контроля и дополнения результатов применена сопряженная методика исследования и палеогеографических реконструкций.

Биостратиграфическая схема верхнего плейстоцена Каспия включает пять подгоризонтов каспийских трансгрессивных отложений: верхнехазарский, гирканский и три хвалыньских. Одновозрастная схема Черного моря включает четыре трансгрессивных подгоризонта: карангатский, тарханкутский, сурожский и новоэвксинский. Все они охарактеризованы малакофаунистическими комплексами. Позднехазарский и гирканский комплексы начала позднего плейстоцена Каспия представляют отдельные стадии развития позднехазарской трансгрессии. Характерными особенностями первого из них является преобладание *Didacna surachanica* и *D. nalivkini*, второго – *D. subcatillus*, *D. cristata* и редких представителей позднехазарского комплекса. Оба комплекса в Северном Каспии содержат многочисленные *Corbicula fluminalis* (тепловодный пресноводный вид). Начало позднего плейстоцена Понта представлено карангатским и тарханкутским комплексами, характеризующими отдельные стадии межледниковой карангатской трансгрессии. Карангатский комплекс отличается содержанием в нем галофильных средиземноморских видов. Отложения широко распространены на побережьях и шельфе. Тарханкутский комплекс представлен бедным видовым составом средиземноморской фауны, в нем отсутствуют галофильные элементы. Тарханкутские осадки встречены лишь на шельфе на отметках не выше -25 м [Невеская, 1965; История геологического..., 1988]. Анализ распространения дидакн в карангатских комплексах показывает их разное происхождение: (1) эвксино-узунларские виды (*D. pontocaspia*, *D. borisphenica*), очевидно, пережившие карангатское осолонение в опресненных участках бассейна; (2) каспийские виды (*D. cristata*, *D. subprotracta*, *D. subcatillus*), характерные для гирканского комплекса Каспия. Последнее обстоятельство дает основание для корреляции гирканских и тарханкутских отложений. Строение верхнеплейстоценовой толщи в Манычской депрессии – «слоеный пирог» из осадков, включающих представителей карангатского, позднехазарского и гирканского комплексов [Попов, 1983], подтверждает частичную одновременность этих событий и свидетельствует о нестабильном состоянии уровня бассейнов. Перекрывается толща слоем гирканских отложений на всем протяжении Маныча, что указывает на существование пролива и сток гирканских вод в Понт.

Серией торий-урановых датировок возраст карангатской эпохи оценен в 140–70 тыс.л.н. [Динамика..., 2002]. Возраст максимальной фазы трансгрессии определен [Arslanov, 1993] в 115–95 тыс.л.н. Этому не противоречит определение позднехазарского трансгрессивного этапа в 127–122 тыс.л.н. при датировании всей позднехазарской эпохи в 127–76 тыс.л.н. [Шкатова и др., 1991; Рычагов, 1997]. Датирование AMS <sup>14</sup>C методом показало возраст древнее 55 тыс.л. Карангатская трансгрессия Понта – следствие межледниковой трансгрессии Океана. Оба трансгрессивных бассейна Каспия (позднехазарский и гирканский) также были тепловодными.

Понижение уровня карангатского моря и вызванное этим освобождение Маньчской депрессии от его вод началось вслед за понижением уровня Океана в условиях переходного этапа к валдайской холодной эпохе. Этому же этапу отвечал максимальный уровень гирканской трансгрессии и сток ее вод по Маньчу в Понт.

По мере приближения к максимуму ранневалдайского похолодания в условиях холодного сухого климата гирканский бассейн регрессировал (ательская регрессия), о чем свидетельствуют ледяные клинья в основании ахтубинских осадков и перигляциальные пыльцевые спектры. По гуминовым кислотам, выделенным из вскрытых каспийскими скважинами ательских осадков, заполняющих палеоврезы, получены радиоуглеродные датировки, лежащие в интервале  $36680 \pm 850 - 40830 \pm 100$ , калиброванный возраст  $41191 \pm 750 - 44390 \pm 180$  лет [Безродных и др., 2015]. Можно заключить, что завершающие стадии ательского этапа развития Каспия происходили в начальные стадии валдайского межстадиала. Регрессия карангатского моря также имела место в раннюю стадию валдайской ледниковой эпохи. Уровень опустился до -110 м [Островский и др., 1977]. Виды диатомей засвидетельствовали их принадлежность к холодным слабо минерализованным водоемам. Морские условия сменились солоноватыми, затем пресноводными [История геологического..., 1988].

По данным [Попов, 1983; Щербаков, 1982 и др.] в межстадиальное потепление черноморский бассейн пережил сурожскую трансгрессию, отложения которой находятся внутри современной акватории моря (до -20 м). Время ее существования оценивается в 40–25 тыс. л.н. [Щербаков, 1982]. Влияния средиземноморских вод на Понт не было, трансгрессия развивалась по «каспийскому типу». Умеренно теплые пыльцевые спектры из керна скважин на шельфе, регистрируют потепление посткарангатского бассейна [История геологического..., 1988]. Материалы изучения каспийских скважин показали, что и в Каспии в эту эпоху развивалась умеренно тепловодная ранняя стадия хвалынской трансгрессии. Ее мелководные отложения включают преимущественно *D. subcatillus*, глубоководные – *D. protracta submedia*. <sup>14</sup>C датировки лежат в интервале 28.5–31.5, калиброванный возраст 33.5–36.5 тыс. л.н. На северокаспийском побережье еще продолжалось накопление ательских отложений. Слабо выраженные горизонты почв в их строении отражают этапы смягчения климата. Об этом же свидетельствуют и палинологические материалы [Гричук, 1969].

Трансгрессивная тенденция Каспия была прервана в эпоху LGM, отличавшуюся суровым климатом. Распространение мерзлоты реконструировано до берегов Каспийского моря [Динамика..., 2002]. В криоаридных условиях Каспий регрессировал. Глубокую регрессию (до -120 м) испытал и Черноморский бассейн. Спорово-пыльцевые спектры и флора диатомовых являются свидетелями сильного похолодания [Вронский, 1976; Жузе и др., 1980; История геологического..., 1988]. Моделирование [Kislov, Todorov, 2006] показало сходный результат. Оба бассейна представляли собой изолированные озерные водоемы, дальнейшее развитие которых должно проходить синхронно.

В эпоху деградации оледенения развитие хвалынской трансгрессии возобновилось. Литологическая особенность хвалынских отложений – шоколадные глины; согласно представлениям А.И. Москвитина [1962], их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Палинологические материалы подтверждают это. Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны свидетельствует о высокой мутности водоема. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что их большая часть относится к стадийному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15–14 тыс. л.н. Дальнейшее развитие хвалынского бассейна осложнялось событиями, отвечавшими пульсации климатических параметров. Завершилось оно мангышлакской регрессией в эпоху континентализация бореального периода голоцена. Раннехвалынская трансгрессивная эпоха отмечена двумя этапами сброса каспийских вод в Понт. Трансгрессия каспийского типа началась и в Черном море, однако, его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящийся в регрессивном состоянии Средиземноморский бассейн. Отложения с новоэвксинским трансгрессивным комплексом, в составе которого господствуют слабо солоноватоводные монодакны, адакны, дрейссены, распространены на шельфе ниже -30 м [Невеская, 1965; История геологического ..., 1988 и др.]. Важная особенность комплекса – почти полное отсутствие представителей рода *Didacna*. Большое значение для корреляции имеют находки в новоэвксинских осадках раковин *Didacna*



*moribunda*, идентичных *Didacna ebersini* – руководящего вида хвалынской фауны (раннехвалынский комплекс) Каспия [Андрусов, 1926]. В нем определены также хвалынские виды остракод и фораминифер. Трансгрессивно-регрессивная ритмика новоэвксинского бассейна находилась в зависимости от соотношения составляющих водного баланса, а также от функционирования Манычского [Свиточ, 2007] и Средиземноморско-Черноморского проливов. К рубежу 9.8 тыс. л.н. уровень моря достиг отметки примерно –30 м [Балабанов, 2009]. В истории Понта начался черноморский этап развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (13-05-00086, 13-05-00242, 14-05-00227) и является вкладом в проект IGCP 610 “From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary”.

#### Литература:

- Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. диссерт. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1974. 24 с.
- Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1926. Т. 4. № 3–4. С. 294–332.
- Балабанов И.П. Палеогеографические предпосылки формирования современных природных условий и долгосрочный прогноз развития голоценовых террас Черноморского побережья Кавказа. М., Владивосток: «Дальнаука», 2009. 352 с.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А., Арсланов Х.А. Новые данные о биостратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Каспия // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. С. 56–57.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Сорокин В.М., Янина Т.А. Первые определения радиоуглеродного возраста ательских отложений Каспия // Доклады АН. 2015 (в печати).
- Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1976. 200 с.
- Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57–70.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130000 лет. (ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
- Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 77–86.
- История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря (ред. П.Н. Куприн). М.: МГУ, 1988. 312 с.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
- Невеская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложен. плейстоцена юж. морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61–68.
- Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: МГУ, 1997. 267 с.
- Свиточ А.А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 304–311.
- Шкатова В.К., Арсланов Х.А., Шадрухин А.В., Шлюков А.И. Стратиграфия хвалынских и хазарских отложений нижнего течения р. Волги и их возраст по радиоизотопным данным // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1991. № 59. С. 110–121.
- Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 189–194.
- Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
- Янина Т.А., Сорокин В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестник Моск. университета. Сер. 5. География. 2014. № 3. С. 3–9.
- Arslanov Kh.A. Late Pleistocene geochronology of European Russia // Radiocarbon. 1993. V. 35. № 3. P. 421–427.
- Kislov A.V., Toropov P.V. Paleo sea-level changes in the Black Caspian Seas: Links to river runoff and global climate change // PAGES News. 2006. V. 14. № 1. P. 36–37.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГИДРОЛОГИЯ ПОНТО-КАСПИЯ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ

**Янко-Хомбах В.В.**

*Одесский национальный университет им. И.И. Мечникова, геолого-географический факультет  
valyan@onu.edu.ua;*

*Институт прикладных наук «Авалон», Виннипег, Канада, valyan@avalon-institute.org*

**Введение.** Бентосные фораминиферы широко распространены в четвертичных отложениях Понто-Каспия, таксономически разнообразны, имеют мелкий размер (>1 мм) и крайне чувствительны к изменениям среды. Обладая твердой раковиной, они прекрасно сохраняются в ископаемом состоянии. Морфофункциональные особенности раковины (деформации, размер пролокула) и ее геохимический состав, наряду с количественными показателями и структурой сообществ, позволяют проследивать изменение среды во времени и пространстве [Yanko et al., 1999].

Региональные стратиграфические схемы Понто-Каспия, разработанные по фораминиферам, базируются на присутствии общих форм в синхронных стратиграфических подразделениях, и в большей степени – на общей последовательности геологических событий и соответствующих им изменениям в фораминиферовых комплексах. Это позволяет коррелировать между собой стратиграфические схемы Понта и Каспия, Средиземноморья, Атлантики, а также выполнить корреляции с альпийской шкалой, изотопными стадиями, для голоцена – со схемой Блитта-Сернандера [Yanko-Hombach et al., 2007, 2011, 2012, 2014].

**Материал и методика.** Материалом послужили результаты изучения бентосных фораминифер в 112 береговых обнажениях Понто-Каспия, включая большинство стратотипов, а также в донных отложениях Черного, Каспийского, Мраморного, Эгейского и Восточно-Средиземноморского бассейнов по методике, описанной в [Янко, Троицкая, 1987; Yanko-Hombach, 2007]. Полученная информация укомплектована в электронный банк данных, который содержит описание и экологическую характеристику 165 видов и подвидов бентосных фораминифер с подробными сведениями по их стратиграфическому положению в геологических разрезах, а также данными по литологии, моллюскам, остракодам, палинологии и абсолютным датировкам [Yanko, 1990, 2007]. Для определения сходства фораминиферовых комплексов и корреляции горизонтов между собой использован метод Л. Кабиоша [Cabiosh, 1997], по которому вычислены показатели сходства (К) и обогащения (θ). При  $K < 0.707$  сходство отсутствует,  $K = 0.707 - 0.507$  – сходство слабое,  $K = 0.506 - 0.207$  – среднее,  $K > 0.206$  – сильное. Если  $K = 0$ , таксоны одного комплекса полностью входят в состав другого. Если  $\theta = 60^\circ$ , фауна сильно обогащена,  $\theta = 30^\circ$  – обеднена, промежуточные значения свидетельствуют о замещении видов одной фауны видами другой, а нулевые – о полном сходстве сравниваемых комплексов.

**Результаты и дискуссия.** В работе принято подразделение четвертичного периода на эоплейстоцен (1.8–0.78 млн лет), неоплейстоцен (0.78–0.01 млн лет) и голоцен (последние 10 тыс л). Граница между эоплейстоценом и неоплейстоценом проведена на рубеже Матуяма-Брюнес (0.78 млн л., изотопная стадия 19), который уверенно прослеживается в Каспийском и Черноморском регионах в тюркянском и в основании чаудинского горизонтов, соответственно, и характеризуется наличием обедненного комплекса фораминифер с максимально высоким содержанием эоплейстоценовых реликтов. Внутри квартера граница между стратиграфическими подразделениями проведена по наиболее крупным изменениям в составе и структуре комплексов фораминифер. В Понте – по содержанию каспийских форм, в том числе и эоплейстоценовых реликтов: в раннем неоплейстоцене их соответственно 54% и 36%, а среднем 1% и 11%, в позднем – 3%, голоцене – 6% (в двух последних эоплейстоценовые реликты единичны). В Каспии – по наличию эоплейстоценовых реликтов. Более дробное расчленение базируется на миграционной последовательности фораминиферовых комплексов. В Черноморском регионе увеличение числа стриктеэвригалинных и полигалинных форм отвечает трансгрессивным эпохам, олигогалинных и голэвригалинных – регрессивным. В Каспийском регионе имеет место обратная картина.

В Каспийском регионе выделяются (снизу вверх) апшеронский, бакинский (нижний и верхний), гюргянский, хазарский, хвалынский (нижний и верхний) и новокаспийский (голоцен) горизонты. В Черноморском регионе – гурийский, чаудинский (нижний и верхний), древнеэвксинский (нижний и верхний), узунларский (нижний, средний и верхний), карангатский, тарханкутский, новоэвксинский, черноморский (древне- и новочерноморский) (голоцен) горизонты.

Апшеронский комплекс фораминифер обнаруживает значительное сходство с гурийским ( $K = 0.298$ ), по-сути, второй – это сильно обеднённый аналог первого, что позволяет предположить синхронность обоих горизонтов и наличие миграции фауны из Каспия в Понт. Оба комплекса приурочены к отложениям с обратной полярностью и соответствуют части эпохи Матуяма. Граница между эоплейстоценом и ранним неоплейстоценом в Каспийском регионе проводится по первому появлению в разрезах неоплейстоценовых видов *M. brotzkajae*, *C. minuscula*, *M. fusca*, которые встречаются в комплексе наряду с многочисленными эоплейстоценовыми реликтами (*A. ex gr. mariei*, *H. ex gr. germanica*, не выходящими за пределы нижнего неоплейстоцена. В Черноморском регионе – по появлению видов *Psammosphaera sp.*, *P. martkobi tschaudicus*, *A. novoeuxinica* и др. (всего 8 видов), которые встречаются в комплексе совместно с эоплейстоценовыми реликтами.

Бакинский комплекс разделяется на ранне- и позднебакинский подкомплексы в полном соответствии с разделением толщи бакинских отложений по литологическим признакам на нижнюю и верхнюю. Раннебакинский подкомплекс обнаруживает высокое сходство ( $K = 0.200$ ) с апшеронским, позволяя говорить о преемственности неоплейстоценовой фауны фораминифер от эоплейстоценовой. Он также обнаруживает значительное сходство ( $K=0.239$ ) с раннечаудинским комплексом, причем оно почти вдвое выше, чем между раннечаудинским и гурийским ( $K=0.438$ ). Это свидетельствует о синхронности раннебакинского и раннечаудинского комплексов и происхождения каспийских элементов в чаудинской фауне от раннебакинской в условиях трансгрессии и иммиграции из древнего Каспия. Трансгрессивный подъём уровня Каспия, которому соответствует регрессия в Понте (низкие численности, дегенератизм и карликовость раковин) связывается нами и большинством исследователей с гюнцевским оледенением. В верхней части чаудинского горизонта присутствует самостоятельный караденизский комплекс, который обнаруживает крайне низкое сходство ( $K=0.416-0.701$ ) со всеми эоплейстоценовыми и раннеэоплейстоценовыми комплексами. Для него характерен наиболее высокий показатель обогащения фауны ( $\theta=79^\circ$ ) за счёт появления значительного числа, в основном, холодноводных средиземноморских видов, из-за которых комплекс превращается из солоноватоводного чаудинского в караденизский солоноватоводно-морской. Это указывает на наличие связи между Средиземным морем и Понтом в конце раннего неоплейстоцена в связи с позднесицилийской трансгрессией в гюнц-минделе, обусловленной незначительным потеплением климата, которое фиксируется также в глубоководных осадках Чёрного моря. Чаудинский и бакинский горизонты, возможно, отвечают зоне по нанопланктону *Pseudoemiliana lacunosa*.

Для среднеэоплейстоценовых комплексов фораминифер характерно сокращение эоплейстоценовых реликтов, а в Черноморском регионе – ещё и появление 5 новых видов, большинство из которых за пределы древнеэвксинского горизонта не выходят. Сравнение древнеэвксинского и гюргянского комплексов показывает, что все виды гюргянского комплекса входят в древнеэвксинский, а некоторые из них (*P. martkobi tschaudicus* и др.) – в узунларский. Наибольшее сходство ( $K=0$ ) характерно только для гюргянского и раннедревнеэвксинского комплексов, в то время как между ранне- и позднедревнеэвксинскими комплексами показатель сходства средний ( $K=0.458$ ). Уменьшение сходства происходит за счёт исчезновения *M. fusca* и появления сильносоленатоводных видов *C. minuscula*, *T. aguajoi* и средиземноморских *P. dzemetinica* и *F. cf. atlanticum*. Сходство между древнеэвксинским и узунларским с гюргянским комплексом говорит об их одновозрастности. В среднем неоплейстоцене имело место двукратное повышение уровня Средиземного моря и, как следствие, двукратная миграция средиземноморской фауны: в конце древнеэвксинского времени в связи с миндель-рисским потеплением климата и в среднеузунларское, по-видимому, синхронное интеррисскому стадиялу. В обоих случаях потепление незначительное: палеозоогеографический тип комплексов одинаковый – бореальный с высоко- и

низкобореальными элементами (*A. perlucida*, *N. matagordanus*). Древнеэвксинский горизонт, по-видимому, синхронен зоне *Cephyrocapsa oceanica*, а узунларский – низам зоны *Emiliana huxleyi*. Оба горизонта могут быть сопоставлены с палеотирреном Средиземноморья – изотопными стадиями 11–7.

Для верхнеплейстоценового карангатского комплекса фораминифер характерно доминирование морских теплолюбивых видов с крупными массивными раковинами, позволяющими оценить соленость бассейна выше 30 ‰. По наличию форм, не обитающих ныне в даже наиболее осолоненной прибосфорской части Черного моря, но зато широко распространенных в морях Средиземноморья, южной и тропической Атлантике, палеозоогеографический тип комплекса – северо-субтропический. По характеру фауны и с учетом абсолютных датировок он отвечает рисс-вюрмскому (микулинскому) межледниковью. Если исходить из предположения, что ритмика трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня Черного и Каспийского морей находится в противофазе, вполне логичным кажется сопоставление трансгрессивного карангатского горизонта с регрессивным хазарским. Карангатский горизонт сопоставляется с верхней половиной зоны *Emiliana huxleyi* и изотопной стадией 5. По наличию общих видов фораминифер в черноморских и средиземноморских верхнеплейстоценовых отложениях здесь даже возможна прямая корреляция, в связи с чем ранний карангат коррелируется с дуирой, средний – с эвтирреном (реджишей), поздний – с неотирреном (шеббой). Тарханкутский горизонт (сурожский) с возрастом 40–27 т. л. ВР отвечает среднему; новоэвксинский – позднему вюрму и изотопной стадии 2. Он имеет спорадическое распространение на дне Черного моря глубже изобаты -30 м. Обогащен солоноватоводными видами фораминифер, позволяющими оценить соленость бассейна порядка 11 ‰.

Прямая корреляция позднеплейстоценовых комплексов Каспия и Понта затруднительна. Наиболее сходны раннехвалынский и поздненовоэвксинский комплексы ( $K=0.296$ ), показывающие миграцию фораминифер из Каспия в Понт во время поздненовоэвксинской трансгрессии. Детальная стратиграфия и реконструкция палеогидрологического режима новоэвксинского и черноморского горизонтов с учетом новых датировок приведена в [Mudie et al., 2014; Yanko-Hombach et al., 2007, 2011, 2012, 2014]. Показано, что голоценовая трансгрессия имеет возвратно-поступательный характер. Связь со Средиземным морем постоянная, но ослабевающая во время регрессивных спадов и усиливающаяся во время трансгрессивных подъёмов уровня с максимумом в джеметинское время. Признаки катастрофического затопления Черного моря в раннем голоцене отсутствуют.

**Заключение.** В общей стратиграфической последовательности плейстоцена Понто-Каспия состав фауны меняется в соответствии с миграционно-климатической концепцией: в Черноморском регионе наибольшее количественное и видовое разнообразие характерно для трансгрессивных фаз, соответствующих межледниковым потеплениям климата и осолонению, регрессивные фазы с обеднённой фауной – похолоданиям и опреснению. В Каспийском море – наоборот.

Работа является вкладом в проект IGCP 610 “From the Caspian to Mediterranean: Environmental Change and Human Response during the Quaternary”

Литература:

- Янко В.В., Троицкая Т.С. Позднечетвертичные фораминиферы Черного моря. М.: Наука, 1987. 111 с.
- Янко-Хомбах В.В., Смытына Е.В., Кадури С.В., Ларченков Е.П., Какаранза С.В., Киосак Д.В. Колебания уровня Черного моря и адаптационная стратегия древнего человека за последние 30 тысяч лет // Геология и полезные ископаемые Мирового Океана. 2011. № 2. С. 61–94.
- Cabiosh L. Caracteres de le dissemblance entre peuplements en ecologie marine bentique. Presentation d'une nouvelle methode qualitative: la distance polaire // C. r. Acad. sci. Paris. 1979. T. 289D. № 7. P. 583–586.
- Mudie P.J., Yanko-Hombach V, Kadurin S. The Black Sea dating game and Holocene marine transgression // Open Journal of Marine Science, 2014. No 4. P. 1–7. <http://dx.doi.org/10.4236/ojms.2014.41001>
- Yanko V. Stratigraphy and palaeogeography of marine Pleistocene and Holocene deposits of the southern seas of the USSR // Mem.Soc. Geol. Ital. 1990. № 44. P. 167–187.
- Yanko V., Arnold A., Parker W. The effect of marine pollution on benthic foraminifera // Modern Foraminifera / Ed.: Sen Gupta, B.K. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1999. P. 217–238.

Yanko-Hombach V. Controversy over Noah's Flood in the Black Sea: geological and foraminiferal evidence from the shelf // *The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement* / Eds: Yanko-Hombach V., Gilbert A.S., Panin N., Dolukhanov P.M. Dordrecht: Springer, 2007. P. 149–203.

Yanko-Hombach V., Mudie P.J., Kadurin S., Larchenkov E. Holocene marine transgression in the Black Sea: New evidence from the northwestern Black Sea shelf // *Quaternary International*. 2014. № 345. P. 100–118.

Yanko-Hombach V., Mudie P., Gilbert A.S. Was the Black Sea catastrophically flooded during the post-glacial? Geological evidence and archaeological impacts // *Underwater Archaeology and the Submerged Prehistory of Europe* / J. Benjamin, C. Bonsall, Dr. C. Pickard, and A. Fischer, eds. Oxbow Books, 2011. P. 245–262.

Yanko-Hombach V.V., Motnenko I. Reconstructions of Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea based on Foraminifera // *Materials of the XV All Russian Micropaleontological Conference: Recent Microplaeontology*”, 12–16 September 2012. Gelendzhik, Russia. P. 186–188.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Агафонова Е.А., Полякова Е.И., Романенко Ф.А.</i> Диатомовый анализ в палеогеографических исследованиях на примере Беломорского региона	4
<i>Андреичева Л.Н.</i> Формирование литологических особенностей аквальных отложений неоплейстоцена в Арктических районах Европейского северо-востока России	7
<i>Анисимов М.А., Пушина З.В., Питулько В.В.</i> Об изменении уровня моря в голоцене в районе юго-восточной части Земли Бунге (Новосибирские острова, Сибирская Арктика)	10
<i>Анциферова Г.А., Шевырев С.Л., Шевырева М.Ж.</i> Неотектонический фактор и особенности эволюции межледниковых мучкапских озер на Окско-Донской равнине	13
<i>Астахов В.И.</i> Последнее оледенение Полярного и Приполярного Урала: данные XXI века	16
<i>Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А.</i> Палеогеография позднего плейстоцена Каспийского моря. Новые данные	19
<i>Белянина Н.И., Белянин П.С.</i> Особенности формирования субрецентных палинологических спектров крайнего юга Приморья	23
<i>Белянина Н.И., Белянин П.С.</i> Эволюция растительности и климата в позднем неоплейстоцене и голоцене в бассейне р. Бикин	26
<i>Болиховская Н.С., Маркова А.К., Фаустов С.С.</i> Плейстоцен Терско-Кумской низменности: стратиграфия лёссово-почвенной формации, ландшафтно-климатические сукцессии межледниковых и ледниковых/перигляциальных этапов	29
<i>Болиховская Н.С., Ричардс К., Кайтамба М.Д., Поротов А.В., Фаустов С.С.</i> Сравнительный анализ особенностей развития природной среды и климата семиаридных и аридных областей России в голоцене (на примере районов черноморской дельты Кубани и нижней Волги)	33
<i>Большаков В.А.</i> Модернизация орбитально-климатической диаграммы	38
<i>Борсук О.А., Воскресенский И.С.</i> Морфометрия щебня и галек как показатель условий формирования четвертичных осадков	41
<i>Борсук О.А.</i> Коэффициент вариации (Cv) как показатель однородности в разных генетических типах отложений	44
<i>Быковская О.П., Михно В.Б., Горбунов А.С., Бевз В.Н.</i> Ледовый литоландшафтогенез и его проявление в ландшафтной структуре Центрального Черноземья	46

<i>Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.</i> Реконструкции ландшафтов, формировавшихся на окраине Скандинавского ледникового покрова в период его деградации (в интервале от максимума похолодания до начала голоцена)	49
<i>Веркулич С.Р., Пушина З.В., Дорожкина М.В., Меллес М.</i> Реконструкция условий интерстадиала (МИС 3) на острове Кинг Джордж (Западная Антарктика)	52
<i>Головачев М.В.</i> Фауна крупных млекопитающих из ательских отложений по фосильным находкам с территории Астраханской области	55
<i>Данукалова Г.А.</i> Основные события в раннем квартере (гелазский век) Южноуральского региона	58
<i>Дикарев В.А., Николаев С.Д.</i> Изотопный баланс Черноморо-Азовского бассейна в позднем голоцене	61
<i>Зерницкая В.П., Матвеев А.В.</i> Стратиграфия осадков и хронология событий позднеледникового на территории Беларуси	64
<i>Зюганова И.С., Новенко Е.Ю., Маккавеев А.Н.</i> Новое местонахождение неоплейстоценовой флоры в Московской области	67
<i>Иванова В.В., Никольский П.А.</i> Особенности фракционирования редкоземельных элементов в ископаемых костных остатках из разреза плейстоценовых отложений Крестовка (низовья р. Колымы)	70
<i>Измайлов Я.А.</i> Дискуссионные вопросы строения неоплейстоценовых отложений и истории развития Керченского пролива	73
<i>Каплин П.А., Поротов А.В.</i> Изменения уровня Черного моря в голоцене на основе археолого-палеогеографических данных	76
<i>Каревская И.А.</i> Неоплейстоценовые эпохи похолоданий и оледенений на Дальнем Востоке России по палинологическим данным	79
<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Водные палиноморфы в осадках восточно-арктических морей и их значение для палеогеографических реконструкций	82
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Андреева Д.Б.</i> Голоценовые палеоклиматы Байкальского региона (по результатам исследований палеопочв)	85
<i>Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц.</i> Литология, генезис и палеогеография плейстоценового террасового комплекса Убукуно-Оронгойской впадины (Западное Забайкалье)	88
<i>Крюкова И.М., Клювиткина Т.С., Кассенс Х., Холеманн Й., Абрамова Е.Н.</i> Динамика осеннего фитопланктона моря Лаптевых в 2008-2013 годах и его роль в формировании тафоценозов поверхностного слоя донных осадков	92
<i>Кузнецова Т.В., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Стародубцева И.А., Тесаков А.С.</i> Крупные млекопитающие из нового местонахождения хазарского фаунистического комплекса в Саратовской области	95

<i>Лаврова Н.Б., Корсакова О.П., Колька В.В., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н.</i> Особенности изучения положения береговой линии на Карельском берегу Белого моря	97
<i>Ларин С.И., Ларина Н.С., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Гусельников В.Л.</i> Новые данные об изменчивости палеогеографических условий верхнего неоплейстоцена в Западной Сибири (по результатам изучения опорного разреза Липовка)	100
<i>Лаухин С.А.</i> О возможных причинах территориального распределения разрезов каргинского горизонта (МИС-3) со следами близкого к современному и только «более холодного» климата в Северной Азии	103
<i>Левитан М.А.</i> Скорости седиментации в Северном Ледовитом океане в течение последних 130 тыс. лет	106
<i>Левковская Г.М., Аникович М.В., Лисицын С.Н., Платонова Н.И., Хоффекер Дж.Ф., Шумиловских Л.С., Попов В.В., Дудин А.Е., Пустовалов А.Ю.</i> Новые данные по хронологии древнейших палеолитических слоев Костенковско-Борщевского района Русской равнины (результаты мультидисциплинарных исследований)	109
<i>Лефлат О.Н.</i> Исторический метод в физической географии и его реализация в учебных планах географического факультета МГУ	112
<i>Ликутев Е.Ю.</i> Доля руслообразующих обломков как критерий степени водной переработки аллювия и результаты его применения	115
<i>Матуль А.Г., Казарина Г.Х., Смирнова М.А.</i> Сравнительная характеристика палеогеографических событий позднего плейстоцена и голоцена в морских акваториях северо-востока России	117
<i>Молодьков А.Н., Болиховская Н.С.</i> Ландшафтно-климатические реконструкции, хронология и корреляция теплых и холодных этапов позднего плейстоцена в интервале от 100 до 30 тысяч лет назад (по данным разреза Вока на юго-восточном побережье Финского залива)	120
<i>Мысливец В.И., Поротов А.В.</i> К истории формирования осадочного заполнения эрозионных переуглублений в позднем голоцене (Азово-Черноморское побережье)	125
<i>Найдина О.Д.</i> Природные условия региона моря Лаптевых за 15 000 лет по результатам палинологического анализа шельфовых отложений	128
<i>Немцова Г.М.</i> Палеогеографический подход к исследованию глинистой составляющей морен Русской равнины	130
<i>Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В., Гусев Е.А.</i> Материал ледового разноса в плейстоценовых осадках хребта Менделеева	133
<i>Никонов А.А., Шварев С.В., Русаков А.В.</i> Разрывные клиновидные образования в области поздневалдайского оледенения (Ленинградская область): феноменология и генезис в альтернативном рассмотрении	136



<i>Никонов А.А.</i> Дегляциация на юго-восточном фланге последнего фенноскандинавского ледникового покрова: в трудах К.К. Маркова и 85 лет спустя	140
<i>Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е.</i> Послеледниковая геологическая история Белого моря: новые данные по стратиграфии донных осадков и палеорекострукции	143
<i>Ощепков Г.В.</i> Применение фитоиндикационного метода при палеогеографических исследованиях в Северном Прикаспии	145
<i>Павлова Е.Ю., Питулько В.В.</i> Палеогеографические события позднеледникового – голоцена на севере Яно-Индибирской низменности в свете изучения новых археологических объектов	149
<i>Панин А.В., Матлахова Е.Ю.</i> Гидроклиматическая шкала голоцена Восточно-Европейской равнины по данным датирования палеогидрологических событий	152
<i>Плетнев С.П.</i> Эволюция природной среды Японского и Охотского морей в позднем кайнозое	155
<i>Полецук К.В., Веркулич С.Р.</i> Реконструкция изменений уровня моря в районе оазиса Бангера (Восточная Антарктида) в голоцене	158
<i>Полякова Е.И., Казарина Г.Х., Мухина В.В., Дмитренко О.В., Ушакова М.Г.</i> Научная школа Анастасии Пантелеймоновны Жузе. К 110-летию со дня ее рождения	161
<i>Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Белянина Н.И., Иванова Е.Д., Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е.</i> События среднего-позднего неоплейстоцена, запечатленные в отложениях Южных Курил	163
<i>Разжигаева Н.Г., Ганзей Л.А., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Паничев А.М., Копотева Т.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Старикова А.А.</i> Развитие ландшафтов в среднем течении реки Бикин (Приморье) в среднем-позднем голоцене	167
<i>Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Кобылкин Д.В.</i> Хронология этапов почвообразования и экзогенных процессов в Западном Забайкалье в позделедниковье	171
<i>Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В., Голубцов В.А., Константинов М.В., Викулова Н.О., Филатов Е.А.</i> История формирования высоких террас р. Чикой в позднем неоплейстоцене по данным исследований в Усть-Мензинском геоархеологическом районе	174
<i>Рычагов Г.И.</i> Российские берега Каспийского моря: морфология, прогноз развития	177
<i>Сапелко Т.В., Кулькова М.А.</i> Условия осадконакопления плейстоценовых пещерных отложений на Северном Кавказе	181
<i>Саядян Ю.В.</i> Палеогеография новейшего геологического этапа Армении	183

<i>Свиточ А.А.</i> Палеогеография основных этапов Большого Каспия	185
<i>Снытко В.А., Озерова Н.А.</i> Верхневолжская экспедиция Константина Константиновича Маркова (1930-е гг.)	187
<i>Снытко В.А.</i> Академик Константин Константинович Марков как историк науки	189
<i>Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.</i> Палеогеографические основы развития перспективного направления геоэкологии	191
<i>Судакова Н.Г., Карпунин С.С., Алтынов А.Е.</i> Сопряженный палеогеографический анализ и реконструкция ледниковых морфолитоструктур Московского региона на основе космической информации	194
<i>Сычева С.А., Седов С.Н., Фрехен М., Терхорст Б.</i> Стратиграфия и хронология позднеплейстоценовой почвенно-седиментационной серии перигляциальной области Русской равнины (по результатам изучения палеодепрессий, склонов и террас)	197
<i>Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Гусев Е.А., Рекант П.В., Степанова А.Ю., Чистякова Н.О., Пяткова М.С., Новихина Е.С.</i> История осадконакопления в восточной части хребта Менделеева в плейстоцене по материалам комплексного изучения колонки КД12-03-10С	199
<i>Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Чистякова Н.О., Степанова А.Ю., Овсепян Я.С., Баух Х.А., Шпильхаген Р.Ф., Сегль М.</i> Послеледниковая история континентальной окраины моря Лаптевых	202
<i>Талденкова Е.Е., Степанова А.Ю., Овсепян Я.С., Баух Х.А., Руденко О.В.</i> Изменения палеосреды северо-восточной части Белого моря в позднезаальское-раннеэемское время по материалам комплексного изучения разреза Бычье, р. Пёза	205
<i>Трегуб Т.Ф.</i> Проблемы корреляции отложений неоплейстоцена Верхнего Дона, Среднерусской возвышенности, Беларуси и Центральной Европы	207
<i>Фаустова М.А., Карпунина Н.В.</i> Структура и динамика позднеплейстоценового Скандинавского ледникового покрова в период его деградации	210
<i>Федоров Г.Б., Савельева Л.А., Федоров А.Г.</i> Развитие природной среды в позднеледниковье и голоцене по данным изучения донных отложений озера Зван (Валдайская возвышенность)	213
<i>Филимонова Л.В.</i> Изменения климата, гидрологии и растительности в позднеледниковье-голоцене в бассейне Онежского озера	216
<i>Хаустов А.А.</i> Западинные ландшафты Среднерусской лесостепи, как литогенные ландшафты	219
<i>Чистякова Н.О., Овсепян Я.С., Талденкова Е.Е., Шпильхаген Р.Ф., Баух Х.А.</i> Комплексы фораминифер из послеледниковых и голоценовых осадков колонок PS2458 и PS51/118, восточный континентальный склон моря Лаптевых	222

<i>Чичагов В.П.</i> Выдающийся отечественный географ – геоморфолог и палеогеограф К.К. Марков	226
<i>Шик С.М.</i> Палеоботаническая характеристика межледниковий неоплейстоцена центра Европейской России	229
<i>Шмелев Д.Г., Стрелецкая И.Д., Рогов В.В.</i> Криогенез в Северном и Южном полушарии в плейстоцен-голоценовое время	232
<i>Шполянская Н.А.</i> Палеогеография плейстоцена-голоцена Российской Арктики на основании анализа подземных льдов	235
<i>Янина Т.А.</i> Поздний плейстоцен Понто-Каспия: корреляция отложений и событий	238
<i>Янко-Хомбах В.В.</i> Четвертичная стратиграфия и палеогидрология Понто-Каспия по бентосным фораминиферам	241