



ФОРАМИНИФЕРЫ ИЗ МОРСКИХ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУКОТКИ

И.М. Хорева

Четвертичный период в истории Земли, представляющий собой чередование ледниковых и межледниковых событий, изобилует довольно заметными геологическими и палеогеографическими реперами. Они были различного достоинства. Но все они были связаны с палеоатмосферными явлениями. Существенное влияние оказывали палео-гидрологические события. Особенно это относится к изменениям уровня Мирового океана. Кроме того, нельзя не отметить связь с глубинными процессами, происходящими в Земной коре.

Одним из таких, пожалуй, самых ярких рубежей следует отметить в самом начале верхнего плейстоцена. Особенно это заметно на протяжении плейстоценовой истории Чукотского полуострова. Морские верхнеплейстоценовые отложения довольно широко распространены на берегах Чукотки.

О.М. Петровым на Чукотке были выделены валькатленские слои, характеризующие начало верхнеплейстоценового межледниковья [1963]. Валькатленские слои слагают террасу с абсолютными отметками 25–30 м. Эта терраса имеет значительное распространение на берегах Чукотского полуострова.

Морские отложения представлены преимущественно песками. Вверх по разрезу намечается закономерное изменение от илов и тонкозернистых песков до крупнозернистых и гравийных песков. Мощность морских отложений достигает 25 м. Валькатленские отложения с размывом залегают на Крестовских (среднеплейстоценовых) отложениях.

Разрез стратотипа валькатленских слоев располагается северо-западнее устья р. Энмелен. На цоколе, сложенном Крестовскими отложениями залегают пески, в которых найдены раковины моллюсков. Основу этого комплекса моллюсков составляют арктическо-бореальные виды (60%), бореальные (23%) и арктические (14%) [Петров, 1963].

Здесь же обнаружены бентосные фораминиферы как песчаные: *Ammotium cassis* (Parker), *Trochammina inflata* (Montagu), так и известковые: *Criboelphidium goësi* (Stschedrina), *Nonionellina labradorica* (Davson), *Protelphidium orbiculare* (Brady), *Crebrononion incertus* (Williamson), *Cibicides rotundatus* Stschedrina, *Buccella frigida* (Cushman), *Buccella depressa* Andersen [Хорева, 1988].

Раковины хорошей сохранности. Обращает на себя внимание присутствие песчаных форм, которые не были встречены в нижележащих (более древних) осадках.

Основу фораминиферовой ассоциации составляют арктическо-бореальные виды (62,5%), бореальные (12,5%), бореально-арктические (12,5) и арктические (12,5%).

Верхнекайнозойские отложения большой мощности изучены на о. Айон, который расположен к западу от Валькарайской низменности в устье Чаунской губы.

Наиболее полный разрез осадков, мощностью свыше 600 м вскрыт скважиной № 1, пробуренной на северо-западной оконечности острова.

В верхней части разреза на среднеплейстоценовых отложениях лежат пески средне- и мелкозернистые с примесью растительного детрита, с редкой мелкой галькой и прослоем гравия.

Выше глины темно-серые, иногда голубоватые с примесью алеврита, обломков раковин моллюсков. Здесь же обнаружены бентосные фораминиферы.

В ассоциации доминируют элфидииды – *Retroelphidium atlanticum* (Gudina), *R. hyalinum* (Brodniewicz), *Haynesina orbicularis* (Brady), *Todinnella lenticularis* (Gudin) и нониониды – *Cribrononion incertus* (Williamson), *C. obscurus* Gudina. Довольно широко представлен вид *Buccella troitzkyi* Gudina. Кроме того в ассоциации обнаружены разнообразные бореальные виды – *Pygulina cylindroids* (Roemer), *P. Gutta d'Orbigny*, *Pseudopolymorphina novangliae* (Cushman), *Oolina globosa* (Walker et Jacob), *O. melo* (d'Orbigny), *Lagena laevis* (Montagu), *Cyclogyra involvens* (Reuss), *Globulina gibba* d'Orbigny, *Protelphidium parvum* Gudina.

В ассоциации фораминифер преобладают арктическо-бореальные формы (порядка 60%). Присутствие же бореальных элементов свидетельствует о том, что для этих широт это наиболее тепловая ассоциация.

Фораминифер мало в самых низах глин, затем их численность и разнообразие достигает максимума и резко обрывается. Регрессивная фаза развития ассоциации фораминифер отсутствует, по-видимому, размыта [Гудина и др., 1984].

Фораминиферы свидетельствуют об условиях обитания на глубинах приблизительно 50 м с положительными придонными температурами и нормальной соленостью до 33‰.

По существу, доминантные виды фораминифер этой ассоциации являются характерными формами для верхнеплейстоценовых казанцевских отложений Сибири.

Микропалеонтологический анализ свидетельствует о том, что в это время чрезвычайно широко



развивалась тепловодная трансгрессия. Возникший бассейн был значительно тепловоднее современного Восточно-Сибирского моря. Несомненно, сказывалось влияние Атлантики.

Таким образом, начало верхнего плейстоцена на Чукотском полуострове было настоящим межледниковьем. В морских отложениях этого времени обнаружена ассоциация фораминифер, для которой характерно разнообразие систематического состава, господство эльфиид, присутствие агглютинирующих форм, обилие раковин в каждом образце.

На Чукотском полуострове на всем протяжении плейстоцена не было обнаружено более тепловодной ассоциации фораминифер.

ЛИТЕРАТУРА

Гудина В.И., Лаштабег В.А., Левчук Л.К., Половова Т.П., Сухорослов В.Л. Граница плиоцен-плейстоцена на севере Чукотки (по фораминиферам) // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск, 1984. Вып. 560. 104 с.

Петров О.М. Стратиграфия четвертичных отложений южной и восточной частей Чукотского полуострова // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1963. № 28. С. 135–155.

Хорева И.М. Фораминиферы антропогена северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1988. 104 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 389).

ЭПОХА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗАТОПЛЕНИЙ (ЭЭЗ) КАК ПРОЯВЛЕНИЕ «ВСЕМИРНОГО ПОТОПА» В ПОНТО-КАСПИЙСКОМ БАССЕЙНЕ

А.Л. Чепалыга

Москва, Институт географии РАН e-mail: tchepalyga@mail.ru

Введение

Проблема реконструкции событий «Всемирного Потопа» за пределами Библейских земель была поднята Биллом Райаном применительно к Черному морю в его книге «Всемирный потоп: новые открытия о событии, изменившем историю» [Ryan, Pitman, 1997]. Последовавшая научная дискуссия и новые исследования завершились изданием обширного труда – коллективной монографии «Проблемы Черноморского Потопа» [2007]. В нее вошли исследования многих ученых, принимавших участие в ряде научных конференций. Первая из них была организована ИНКВА Колумбийским университетом (Нью-Йорк 2003), а также в Рино (ИНКВА 2003), Сизтле (2003) и в рамках проекта ЮНЕСКО – МПГН № 521 (Стамбул 2005, Одесса 2006, Геленджик 2007). Если вначале внимание исследователей концентрировалось на Черном море, то в последние годы центр внимания сместился несколько восточнее, где в Каспийском бассейне выявлены еще более грандиозные затопления водами Хвалынского моря [Леонов, Лаврушин и др. 2002, Чепалыга 2002–2006, Chepalyga 2007]. Интерес к этой проблеме продолжается и пора подводить предварительные итоги.

Теория «Всемирного потопа»

Теоретическое обоснование этих событий еще только разрабатывается, но уже наметились основные положения возможного будущего «Учения о Потопе». Его основа сформулирована в виде концепции **Эпохи Экстремальных Затоплений** [Чепалыга 2002–2006, Chepalyga 2007]. Согласно этой

концепции грандиозные морские трансгрессии Понто-Каспия сопровождались обширными затоплениями в речных долинах, на склонах и на междуречьях, причем основным фактором затоплений выступает быстрое таяние ледников и вечной мерзлоты в условиях интенсивного потепления 15–17 тыс. лет назад, начавшегося сразу после максимума последнего оледенения.

Морской потоп в пике своего развития проявился в виде системы связанных между собой озерно-морских внутриконтинентальных проточных водоемов, названных нами **Каскад Евразийских Бассейнов** (КЕБ) [Чепалыга 2004, 2005]. Они прослеживались от Арала через Каспийскую и Черноморскую впадины и Мраморное море до Средиземного моря. Эпицентром морских затоплений оказался **Хвалынский бассейн** Каспия с подъемом уровня почти на 200 м, общей площадью около 1 млн. км² и площадью затопления 850 тыс. км². В северной акватории Хвалынского моря сформировались специфические осадки – «шоколадные глины», представляющие собой **крио-суспензиты** [Чистякова, Лаврушин, 2005].

В Черном море потоп выразился в быстром подъеме уровня **Новоэвсинского бассейна** на 35–40 м (от -90 до -50 м) затоплении 30–40 тыс. км² шельфа и формирования специфических осадков (коричневых и **красновато-коричневых глин**), сходных с шоколадными глинами Каспия. Общая площадь затопления водами КЕБ превысила 1,1 млн. км², а объем потопных вод – 700 тыс. км³.

Речной потоп проявился в виде **сверхполоводий** – мощных весенних половодий, превосходя-



щих по расходам воды современные в несколько (10–15) раз и более [Панин, 2000]. Они явились основным источником воды для морских затоплений и оставили следы в рельефе в виде гигантских русловых ложбин (**макромеандров**).

Склоновые обводнения в результате солифлюкционных процессов оставили у подножья склонов отложения плоскостного смыва (пески, супеси, суглинки) мощностью в несколько метров. Генетически они представляют собой континентальные **криосуспензиты** или **турбидиты** [Лаврушин, 2005].

Общая площадь, охваченная событиями ЭЭЗ в СЗ Евразии достигала 10млн. км², их ареал простирался от Атлантики на западе до Енисея на востоке и от Субарктики (исключая ледниковые щиты) до южных гор и морей и совпадал в основном с регионом распространения многолетней мерзлоты. «Всемирность» событий потопы проявилась в повсеместном з одновременном затоплении различных типов ландшафтов: приморских равнин, речных долин, склонов и междуречий в бореальной зоне Евразии.

В результате исследований событий ЭЭЗ проблема выявления и реконструкции палеогидрологических событий в первом приближении может считаться решенной. Гораздо более сложная проблема состоит в увязке этих событий с первоисточниками – библейскими текстами о Потопе. Напрямую это не удастся, необходимы дополнительные данные по археологии, этнолингвистике, генетике и др. Эти сведения позволяют перекинуть мост между палеогидрологическими событиями ЭЭЗ и древнейшими текстами Библии и других источников.

Археологические данные свидетельствуют, что события ЭЭЗ повлияли на развитие археологических культур. Водные пространства постоянных бассейнов оказались барьерами, ограничивающими миграции и культурные обмены. Даже неширокий (10–40 км) Маныч-Керченский пролив прервал связи позднепалеолитических племен юга Восточной Европы (Каменная балка) с Закавказьем и Ближним Востоком [Чепалыга, Леонова и др. 2005]. Морские бассейны КЕБ также служили южной границей позднепалеолитических культур и племен мустьерцев, переживших своих европейских соплеменников почти до конца позднего плейстоцена. Наконец, на берегах Хвалынского моря имеются свидетельства возможного плавания Ноя: древнейшие в мире наскальные рисунки лодок в Губустане.

Этнолингвистические данные.

Последние достижения сравнительной палеолингвистики позволили восстановить предшествующие индо-европейский, евразийский, ностратический и еще более древние языки и даже определить их возраст на основе глоттохронологии. С.А.Старостин [1984] реконструировал наиболее

древнюю языковую общность – сино-кавказскую – на основе родства северо-кавказских и китайского языков. Отдельные элементы этой общности населяли всю Северную Евразию от Атлантики (баски) до Средиземноморья (этруски), Сибири (кеты) и Тихого океана (китайцы).

Более того, на основе родства индийского языка на-дене (атабаски) и китайского реконструирована еще более обширная дене-кавказская лингвистическая общность [Николаев 1997]. Она занимала еще большую территорию в Европе Азии и Северной Америке, т.е. все северное полушарие Земли. Вот этот язык и мог бытовать во время Всемирного Потопа и строительства Вавилонской башни.

Позже единый ареал сино-кавказского языка был разорван в районе Каспия и Средней Азии брешью шириной 2,5 тыс.км, оставив на западном берегу Каспия древнейшие языки этой общности. Причем этот разрыв ареала произошел задолго до появления индо-европейских и даже евроазиатских языков и совпадает с событиями ЭЭЗ. Это позволяет увязать события Всемирного Потопа и строительства Вавилонской башни с началом диверсификации единого праязыка. Последовательность палеогеографических, палеолингвистических и библейских событий представляется следующим образом.

Известно, что первый язык появился в Европе в позднем палеолите у кроманьонцев около 40 тыс. лет назад вместе с древнейшим искусством. Позже, с наступлением максимума последнего оледенения (23–17 тыс.лет), когда резко (на 140 м) снизился уровень океана и возникла Берингиды, эти племена проникли по сухопутному мосту из Азии в Северную Америку. Тогда и могла сформироваться денесинокавказская языковая общность. Еще позже (17 тыс.лет) во время ЭЭЗ ее единый ареал был разорван при затоплениях Хвалынского моря. С этого времени началось раздельное развитие двух ее ветвей: западной (кавказско-европейской) и восточной (сино-тибетской). Наиболее вероятно, что это был первый этап диверсификации единого допаванного дене-кавказского праязыка.

Реконструкция плавания Ноя.

Критерием истинности наших палеогидрологических реконструкций может быть их соответствие с текстом библейского описания. Наложение описанного в Библии Потопа и плавания Ноя на палеогеографические реконструкции древнего Каспия позволяют восстановить с той или иной степенью вероятности следующую картину этих событий. Плавание Ноя происходило в акватории Хвалынского бассейна Каспия, но не в пике событий ЭЭЗ, а скорее всего в средней–поздней хвалыни около 12–13 тыс. лет назад. Уровень моря в это время мог соответствовать хайстэндом от 0 м до +10 +15 м,



Рис. 1. Ноев Ковчег в Хвалынском море (реконструкция А.Л. Чепалыги, художник А.В. Кондратьев)

Параметры этого плавсредства согласно Библии (Бытие, 6): длина корабля 135 м, ширина 25,5 м, высота 13,5 м. Основа корабля – бревенчатый плот. Нижняя палуба на бревенчатой основе площадью около 3000 м² предназначалась для скота и животных, средняя – для команды и obsługi, верхняя палуба – для семейства Ноя.

когда сброс вод по Манычской долине уже прекратился. При более ранних сроках плавания и уровне моря при хаэстендах выше порога стока в проливе + 20 м абс. Ноев Ковчег должен был быть втянут сильным течением в Манычский пролив и проследовать вниз по течению в Черное море. А это уже слишком далеко от конечной цели – горы Арарат близ южного побережья Хвалынского моря. Длительность плавания Ноя согласно Библии (Бытие, 8-10) составляло 375 дней: от 17 дня второго месяца 600 года до 27 дня второго месяца 601 года жизни Ноевой. За это время даже при минимальной средней скорости движения ковчега в дрейфе около 5–10 км в день Ноев ковчег мог покрыть расстояние не менее 1500–1800 км. Если отмерить эту дистанцию от места высадки на южном берегу Хвалынского моря, то это окажется где-то в Северном Прикаспии. Можно уточнить место старта, если учесть, что для строительства ковчега потребовалось очень много леса. Тогда выход экспедиции Ноя наиболее вероятен из палеоэстуария Волги, куда сносились бревна со всего бассейна великой реки. Первый этап плавания Ноя от начала 17 дня второго месяца до Араратских (Кавказских) гор длился 70 дней и проходил, вероятно, среди плоских, низменных, ничем не примечательных равнин Северо-Западного Прикаспия, что следует из текста Библии (Бытие, 9). Первые вершины гор Араратских (Кавказских) Ной мог увидеть из Терского залива Хвалынского моря на месте нынеш-

ней дельты Терека, пройдя расстояние в 700–800 км. Это подтверждает место начала плавания Ноя где-то в палеоэстуарии у последней большой излучины современной Волги на 48–50 с.ш. Далее плавание проходило вдоль Кавказского побережья Каспия в течении 40 дней (Бытие, 9), вероятно вплоть до входа в Куринский залив Хвалынского моря. Здесь в районе Гобустана на скалах высечены изображения древнейших в мире лодок и кораблей, причем не исключено, что среди них были также рисунки Ноева ковчега или других кораблей того времени. Заключительный этап плавания проходил в Южном Каспии, где на его южном берегу, уже не далеко от горы Арарат могла произойти высадка с Ноева ковчега.

Анализ археологических и этнолингвистических данных показывает, что подобные плавания Ноя могли быть не единственным, а неоднократным. Были, вероятно, и другие экспедиции в процессе миграции позднелолитических племен из Восточной Европы на юг для завоевания земель более примитивных мустьерских племен неандертальцев в пределах Центрального и Южного Каспия. Этот процесс мог длиться несколько сотен или тысяч лет и завершился к концу ЭЭЗ. Материальным подтверждением этих экспедиций могут служить не только наскальные рисунки кораблей в Гобустане, но так же «Билиджийская чаша» из кости мамонта, найденная в отложениях одной из хвалынских террас дагестанского побережья.



ХРОНОЛОГИЯ И МОРФОЛОГИЯ ХВАЛЫНСКОГО БАССЕЙНА КАСПИЯ И МАНЫЧСКОЙ ДОЛИНЫ

А.Л. Чепалыга, Н.В. Лаврентьев, А.Н. Пирогов

Институт географии РАН

Хвалынская трансгрессия является самым крупным поднятием уровня Каспийского моря в истории плейстоцена.

В серии морских слоев Каспийского бассейна хвалынские отложения залегают выше позднее-хазарских (последнее межледниковье) и ниже новокаспийских (голоцен) осадков. От нижнего хазара их отделяют континентальные пресноводные ательские слои, синхронные в глубоководной впадине отложениям Ательского регрессивного бассейна. Хвалынские отложения подразделяются на две или три части: нижне-, средне- и верхнехвалынские [Васильев, 1962]. Нижне-хвалынские залегают в основании морской толщи на ательских суглинках и перекрыты эльтонскими континентальными отложениями [Васильев, 1962]. Средне-хвалынские отложения заключены между регрессивными осадками эльтонской и енотаевской регрессий.

Хронология Хвалынской трансгрессии Каспия детально изучена, для нее имеется более полусотни радиоуглеродных датировок [Рычагов, 1997; Свиточ, 2002; Леонов и др., 2003]. Большая часть датировок укладывается в интервале 17–10 тыс. лет.

Хвалынская трансгрессия прошла в 4 этапа. Наиболее ранний из них (древне-хвалынский) начинается с конца Ательской регрессии где-то на уровне –50 м. абс., с датированием около 20 тыс. лет [Безродных и др. 2002]. И продолжается до максимального подъема +35 +50 м абс. с датировками около 16 тыс. лет. Древнехвалынские уровни – это восходящая ветвь кривой колебаний уровня Каспия. Она плохо представлена в осадках и морфологии террас и пока не поддается детальной реконструкции.

Максимум Хвалынской трансгрессии и ее нисходящая ветвь представлена 10 хайстендами и делится на три этапа: ранне, средне и позднехвалынский. Ранняя хвалынь представлена Яшкульской (+40 м.), Сыртовой, или Максимальной (+50 м), Талгинской (+35 м) с возрастом 16–15 тыс. лет. Раннехвалынский этап отделен от Среднехвалынского Эльтонской регрессией.

Среднехвалынский этап также имеет 3 осцилляции Буйнакская (+22 м.), Туркменская (+16 м.), безымянная (+6 м.) возрастом 13–11 тыс. лет. После чего Каспийское море переходит в Енотаевскую регрессивную стадию. Позднехвалынский этап представлен безымянной (–6 м), Махачкалинской (0,–2 м), Кумской (–5,–6 м), Сартасской (–12 м) ос-

цилляциями. Далее наступает Мангышлакская регрессия, которая завершает хвалынский этап в истории развития Каспийского моря.

Пространственными реконструкциями Хвалынского бассейна стали заниматься достаточно давно, однако последние комплексные исследования проводились в конце 80-х годов прошлого века [Варушенко, 1987]. За прошедшие 20 лет широкое развитие получили информационные технологии, в том числе Геоинформационные системы (ГИС), что дало нам повод уточнить и дополнить предыдущие реконструкции (рис.1).

В ходе наших исследований была применена цифровая модель рельефа местности ГТОРО 30, опубликованная на сайте Геологической службы США. Используя геоинформационные технологии, нами было заново посчитаны морфометрические показатели максимальных стадий Хвалынской трансгрессии. Приводим основные морфометрические показатели экстремумов уровней Хвалынского бассейна, начиная с Ательской регрессии (рис.2).

Ательский бассейн (–120 м. абс.) предшествовал Раннехвалынской трансгрессии, его уровень составлял –140 –120 метров абс. [Маев, Чепалыга, 2002]. Это был регрессивный бассейн площадь которого, в своей максимальной стадии –120 м. абс., составляла 131,5 тыс. кв. км, длина береговой линии около 2,2 тыс. кв. км. Что практически в три раза меньше современной площади Каспийского моря. Изрезанность береговой линии была небольшая всего 1,06, это говорит о том, что берег Ательского бассейна проходил по бывшему морскому дну Хазарского бассейна.

Раннехвалынский бассейн (+50 м. абс.) был самый большой по амплитуде изменений уровня и по площади акватории, занимавшей 952 тыс. кв. км (978,6 тыс. кв. км с учетом Волжского эстуария), т.е. почти в 2,5 раза больше современного Каспия, и в 6,5 раза больше предшествующего Ательского моря. Общая площадь затопления водами Хвалынского моря составляла 850 тыс. кв. км. Площадь акватории сопутствующего Арало-Саракамьшского бассейна 222 тыс. кв. км. Коэффициент изрезанности береговой линии Раннехвалынского бассейна был высоким 2,20, и это не случайно, так как границы бассейна проходили у подножья Ергеней, Общего Сырта, у северных чинков Устюрта, по долинам рек сформировались ингрессионные заливы,

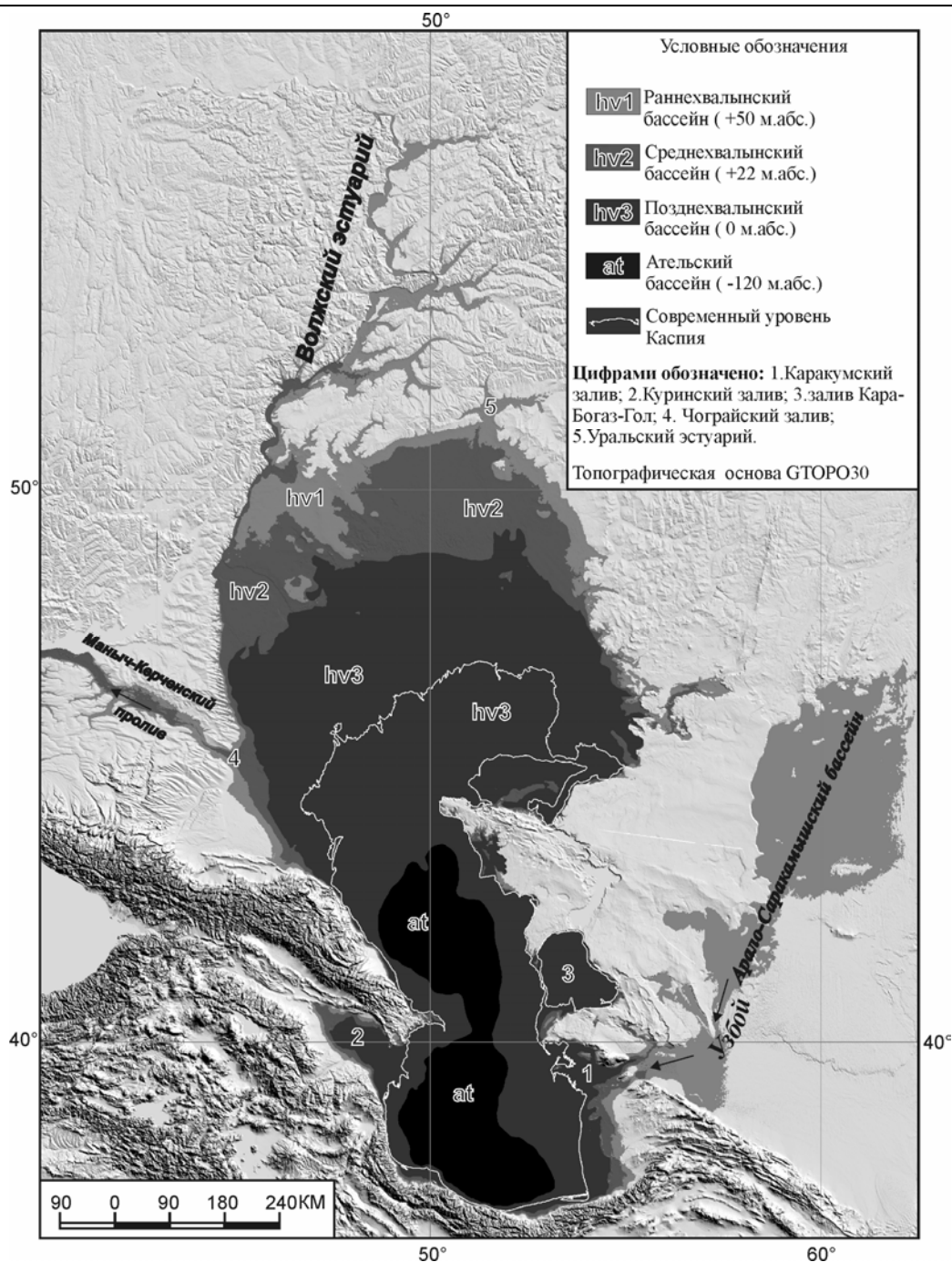


Рис. 1. Хвалынский бассейн и Маныч-Керченский пролив

в том числе Волжский и Уральский эстуарии. Море занимало Куринскую низменность вплоть до района Мингечаура, полуостров Бузачи, часть степного Мангышлака, всю Западно-Туркменскую низменность. Перепопняя Прикаспийскую впадину, каспийские воды сливались через Манычскую впадину в Новоэвксинский бассейн (-50–100 абс.).

Среднехвалынский бассейн (+22 м. абс.), отделен от Раннехвалынского Эльтонской регрессией. Площадь бассейна составляла 838 тыс. кв. км. Длина береговой линии 10112 км. Меньший коэффи-

циент извилистости береговой линии 1,54 по сравнению с Раннехвалынским бассейном объясняется тем, что уменьшился в размерах Волжский эстуарий, практически исчезли заливы, вдававшиеся в уступы возвышенностей Ергени и Общий Сырт. Прекратил свое существование Уральский эстуарий. Маныч-Керченский пролив мог существовать во время пика Среднехвалынской трансгрессии при условии, что возможный порог стока составлял +20 м. абс. [Чепалыга, Пирогов, 2005, Попов, 1983], современный порог стока +27 м. абс. Одна из харак-



Ательский бассейн (-120 м.абс.)	Раннехвалынский бассейн (+50 м.абс.)
Площадь бассейна: 131588 кв.км (2.93 < соврем. Каспия) Длина береговой линии: 2283 км (2.52 < соврем. Каспия) Коэффициент извилистости береговой линии: 1.06	Площадь бассейна: 978656 кв.км(на 2.53 > соврем. Каспия) Площадь островов: 2213 кв.км Длина береговой линии: 17738 км (на 3.07 > соврем. Каспия) Коэффициент извилистости береговой линии: 2.2
Среднехвалынский бассейн (+22 м.абс.)	Позднехвалынский бассейн (0 м.абс.)
Площадь бассейна: 838001 кв.км (на 2.16 > соврем. Каспия) Площадь островов: 3212 кв.км Длина береговой линии: 10112 км (на 1.75 > соврем. Каспия) Коэффициент извилистости береговой линии: 1.54	Площадь бассейна: 699706 кв.км (на 1.81 > соврем. Каспия) Площадь островов: 1894 кв.км Длина береговой линии: 6844 км. (на 1.20 > соврем. Каспия) Коэффициент извилистости береговой линии: 1.43

Рис.2. Основные морфометрические показатели экстремумов уровней Хвалынского бассейна

терной особенностей Среднехвалынского моря, по сравнению с другими хвалынскими бассейнами, наибольшая площадь островов 3,2 тыс. кв. км. Наиболее крупные острова располагались на территории Прикаспийской низменности.

Позднехвалынский бассейн (0 м. абс.) является последней крупной осцилляцией Хвалынской трансгрессии. Площадь бассейна составляла 699,7 тыс. кв. км. Длина береговой линии 6844 км. Коэффициент извилистости береговой линии 1,43. Позднехвалынское море оставило после себя не-

сколько стадийных береговых линий [Леонтьев и др., 1977]. По данным визуализации GTOPO30 наиболее выражены аккумулятивно-абразионные береговые формы максимальной стадии Позднехвалынской трансгрессии (0 м. абс.).

Сток каспийских вод по Маныч-Керченскому проливу (или спиллвэю, т.е. долине слива) в Новоевксинский бассейн Черного моря начался при достижении уровня Хвалынского моря + 20 м [Попов, 1983]. Каспийские воды с характерной раннехвалынской фауной моллюсков зафиксированы



вдоль долины Маныча до с. Маныч-Балабинка. В максимум Хвалынской трансгрессии уровень пролива на входе был +50 м., а на выходе в Черное море в начале сброса -80–90 а позднее -50 м.абс. Длина пролива достигала 872 км, ширина – до 40–50 км., глубина до 20–30 м. Общий объем стока мог превышать современный сток Волги – (10 000 м. куб/ сек), уклон дна 0,0012. Такие параметры пролива могли оказаться значительным препятствием для миграций палеолитического человека [Чепалыга, Леонова, 2004; Леонова, 2006].

Пролив в режиме спиллвея функционировал короткое время в хайстендах ранней хвалыни в интервале 16–14 тыс. лет.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев В.М. Антропоген южного Заволжья// Труды Геологического Института, вып.49.М, изд. Академии Наук СССР, 1961 г., 127 с.

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А. и др. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы ранне-хвалынской трансгрессии Каспийского моря// ДАН. 2002. том 386. №2. с. 229–233

Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. 1997. 267 с

Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М., Изд-во Моск. Ун-та, 1977. 208 с.

Маев Е.Г., Чепалыга А.Л. Каспийское море // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. Выпуск 11. Общая палеогеография. Под ред. А.А.Величко.-М.: ГЕОС. 2002. с. 182–191.

Chepalyga A.L. The late glacial great flood in the Ponto-Caspian basin// The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement. Springer. 2006. p. 119–149

GTOPO 30 <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ИСТОРИКО-ФЛОРИСТИЧЕСКОГО РЕГИОНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

А.А. Чепурная

Институт географии РАН. e-mail: a_cha@bk.ru

При корреляции палинологических данных микulinского межледниковья необходимо учитывать не только пространственную изменчивость теплообеспеченности и увлажненности, которая создает дифференциацию ландшафтных условий различных регионов, но и существовавший в этот период временной климатический тренд. Нарастающее потепление и увлажненность территории приводили к миграции в более высокие широты термофильных элементов флоры, при этом они активно расселялись в южных регионах. Этот факт, возможно, приводил не только к разновременности наступления тех или иных фаз развития растительности в высоких и низких широтах, но и к различной их продолжительности.

Согласно классической схеме стадий развития растительности [Гричук, 1961] широколиственные породы – доминанты лесных формаций сменяли друг друга в следующем порядке: вяз, дуб, липа, граб. Появление, перечисленных выше, широколиственных пород в спорово-пыльцевых спектрах, как правило, происходит в той же последовательности. Однако, иногда на спорово-пыльцевых диаграммах более северных регионов, отображается несколько иная картина.

В пределах центрального историко-флористического региона Восточно-Европейской равнины [Гричук, 1989] нами было собрано и проанализировано около 70 разрезов содержащих палинологические данные на период последнего межледниковья. При сравнении диаграмм, характеризующих юго-западный, центральный и северо-восточный регионы исследуемой территории, было сделано следующее наблюдение. В Южной Литве граб появляется на диаграммах в начале-середине фазы максимума липы (M₅). Однако, при продвижении к северу и северо-востоку появление пыльцы граба соответствует уже максимуму или первой половине фазы максимума дуба (M₄).

Для объяснения этого факта рассмотрим основные миграционные потоки флоры, существовавшие на Русской равнине в микulinское межледниковье, охарактеризованные В.П.Гричуком [1949]. Согласно представлениям Гричука В.П., история формирования флоры широколиственных лесов Восточно-Европейской равнины на протяжении микulinского межледниковья сводится к процессу борьбы и взаимопроникновения неморального, кверцетального и бетулярного [Клеопов, 1941] ценоэле-



ментов. При этом виды каждого ценоэлемента, распространяясь из своих центров концентрации (формирования), образовывали миграционные потоки флоры, в результате чего флора микулинского межледниковья формировалась под влиянием южного потока кверцетального (*Quercus robur*, *Acer tatarica* и др.) ценоэлемента с одной стороны и западно-европейского (*Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica* и др.) и южноуральского (*Tilia cordata* и др.) неморальных ценоэлементов – с другой.

Таким образом, распространение широколиственных пород шло преимущественно с юга и юго-запада. И если предположить, что максимум пыльцы дуба был одновременным на всей территории Русской равнины, то это означало бы, что граб (появление которого на северо-востоке центрального историко-флористического региона происходит почти одновременно с дубом) начал распространяться в Вологодской области раньше, чем на юге Литвы. Очевидно, что такое развитие событий неправдоподобно. Это дает нам возможность не только сделать вывод о том, что фаза максимального распространения дуба не была изохронной в пределах лесной зоны Восточно-Европейской равнины, но и, с учетом приведенного выше указания основных миграционных потоков широколиственных пород, сопоставить палинологические спектры различных регионов по времени появления в них пыльцы граба (рис.1). При этом предположим, что появление граба произошло одновременно на всей территории центрального историко-флористического региона. В этом случае ошибка корреляции будет равна времени его распространения в пределах исследуемой территории. В результате такого сопоставления можно, сделать вывод о том, что появление и распространение широколиственных пород на севере произошло существенно позже, чем на юго-западе – в то время как на территории Белоруссии и Литвы уже заканчивалась фаза максимального распространения липы, в районе Вологды и Костромы еще только начинал распространяться дуб.

Рядом исследователей лаборатории Эволюционной географии [Величко, Борисова, Зеликсон, 2002] путем сравнения с голоценом была доказана одновременность оптимальной стадии микулинского межледниковья на всей территории Русской равнины. Оптимум микулинского межледниковья представляет из себя временной интервал в пределах фазы максимального распространения граба (M_6).

Фаза максимального распространения граба по подсчетам Мюллера [Muller, 1974] для Центральной Европы имеет наибольшую продолжительность по сравнению с другими фазами развития неморальной растительности и составляет около 4000 лет. За это время граница ареала распростра-

нения граба успела продвинуться из Центральной Европы до северного побережья Европейской части России и вернуться к своему первоначальному положению (в Центральную Европу). Время достижения ею максимально северного положения и является рубежом, который выражен на всех диаграммах исследуемой территории максимумом пыльцы граба. Таким образом, временной интервал, в который площадь ареала граба была максимальной, является кульминационным событием микулинского межледниковья и свидетельствует о наиболее благоприятных условиях для существования неморальной растительности на исследуемой территории, следовательно, этот период времени и будет изохронным. Исходя из представленного выше описания направлений основных миграционных потоков флоры, существовавших на Восточно-Европейской равнине в микулинское межледниковье можно сделать вывод о том, что на юго-западе территории продолжительность фазы максимального распространения граба была гораздо больше, чем на северо-востоке. Здесь граб достигает своего максимума в ее первую половину. Таким образом, фаза M_6 на северо-востоке сопоставляется с первой половиной фазы M_6 на юге Литвы. Похолодание, последовавшее за оптимумом микулинского межледниковья, не одинаково отражалось на составе растительности южных и северных регионов. На юге Литвы в это время продолжают господствовать грабовые леса, однако в их составе появляется и начинает возрастать доля хвойных пород. На северо-востоке в это время количество граба резко сокращается и господствующее положение занимает бореальная растительность.

Нижний максимум кривой пыльцы ели на диаграммах неоднороден и имеет два четко выраженных пика. Неоднородность его тем более выражена, чем юго-западнее располагается разрез. В разрезах юга Литвы первый максимум произошел во вторую половину фазы граба, а второй – после ее окончания. На северо-востоке территории максимум ели уже не дифференцируется на два пика. Проводя корреляцию между северо-восточными и юго-западными районами необходимо отметить, что в максимум ели в северо-восточных регионах в спектрах еще присутствует небольшое количество граба. Таким образом, можно предположить, что наличие граба на северо-востоке, говорит о том, что он еще не потерял своих главенствующих позиций на юго-западе. Следовательно, с северо-восточным максимумом ели следует сопоставлять первый максимум на юго-западе.

Результаты проведенной корреляции представлены в табл.1, где показано, что временные границы фаз развития растительности различных регионов не совпадают, а продолжительность фаз разви-

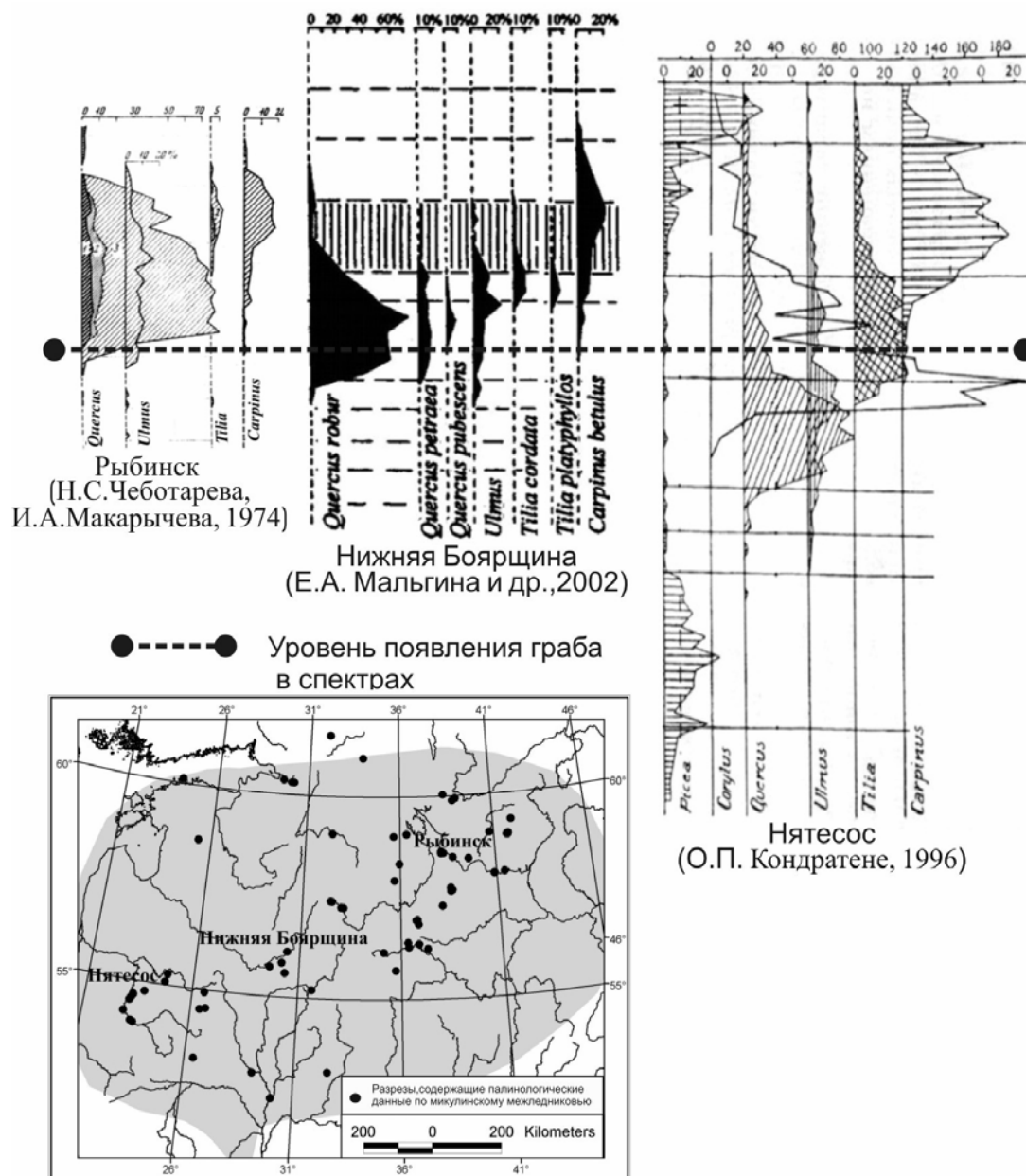


Рис. 1. Корреляция палинологических данных в пределах центрального историко-флористического региона Русской равнины

тия неморальной растительности сокращается в северо-восточном направлении. Указанная выше ошибка корреляции, связанная с временем распространения граба по территории исследуемого региона может привести к сдвигу временных границ фаз неморальной растительности более северных регионов относительно границ фаз южных регионов не более чем на половину фазы развития растительности: так, если в приведенной корреляции начало развития неморальной растительности в Вологодской области соответствует середине фазы максимального распространения липы на юге Литвы, то с учетом времени потребовавшегося на распространения гра-

ба, оно возможно будет соответствовать началу фазы максимального развития граба (M_6).

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. (2002) Парадоксы климата последнего межледниковья. В кн.: Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М., с. 207–239.
- Гричук В.П. (1949). К познанию процесса формирования широколиственных лесов Восточно-Европейской равнины в четвертичном периоде // Вопросы географии, сб. 12, с. 79–96.



Таблица 1. Корреляция основных фаз развития растительности в пределах центрального историко-флористического региона Русской равнины.

Литва [О.П.Кондратене, 1965]		Центр Русской равнины [Гричук, 1961]	Вологодская область [Хомутова, 1970]
M ₅ <i>Pinus-Betula</i>		M ₈ <i>Pinus-Picea-Betula</i>	<i>Picea-Pinus-Betula</i>
M ₄ <i>Pinus-Picea-Carpinus-(Tilia-Quercus)</i>		M ₇ <i>Picea</i>	
M ₃	M _{3c} <i>Carpinus-(Picea)</i>	M ₆ <i>Carpinus</i>	<i>Picea-(Carpinus, Quercus, Tilia)</i>
		M ₅ <i>Tilia-Quercus-Ulmus-Corylus</i>	<i>Quercus-Ulmus-Tilia-Carpinus-Corylus-(Picea)</i>
	M _{3b} <i>Tilia-Quercus-Corylus</i>	M ₄ <i>Quercus-Ulmus -Corylus</i>	<i>Quercus-Ulmus-Corylus</i>
	M _{3a} <i>Quercus-Ulmus</i>	M ₃ <i>Pinus-Betula-(Quercus-Ulmus- Corylus)</i>	<i>Pinus-Picea-(Quercus-Ulmus)</i>
	M ₂ <i>Betula-Picea-(Quercus-Ulmus)</i>	M ₂ <i>Betula</i>	<i>Pinus</i>
M ₁ <i>Pinus-Betula-Picea</i>		M ₁ <i>Picea</i>	

Гричук В.П. (1961). Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР. С. 25–71.

Гричук В.П. (1989). История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: «Наука», 183 с.

Клеонов Ю.Д. (1941). Основные черты развития флоры широколиственных лесов европейской части СССР. Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 1.

Müller H. (1974). Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählung an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. Geologisches Jahrbuch, A-21, 149–169.

ПРИЗНАКИ ПЕДОГЕНЕЗА В ОТЛОЖЕНИЯХ МНОГОСЛОЙНОГО АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ЁНГ-ДОНГ В ДОЛИНЕ РЕКИ ЁНГ-САН

Чжун Хе-Кюн¹, М.И. Дергачева², Ли Хон-Джон³

¹Томский государственный университет, Россия

²Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия

³Mokpo National University, Korea

Изучение признаков педогенеза, реконструкция природной среды по их вещественному составу и свойствам гумуса, а также другие данные, которые характеризуют отложения многослойных археологических стоянок, дают возможность выявить зависимость поведения человека от резких и нерезких колебаний климата, а также разработать модели его адаптации к конкретной природной среде.

В настоящей статье обсуждаются материалы исследования признаков педогенеза в отложениях многослойного археологического памятника Ёнг-донг, расположенного в долине реки Ёнг-сан в юго-западной части полуострова Корея.

Территория расположения этого археологического памятника относится к Восточно-Азиатской суб-

тропической влажной области красноземов и желтоземов под дубово-сосновыми лесами [Розов, Строганова, 1979]. Климат муссонного типа отличается влажным летом и сухой зимой и характеризуется высоким увлажнением (коэффициент увлажнения по Иванову может достигать 2,5). Среднегодовая температура воздуха составляет + 13,3° С, среднегодовое количество осадков – около 1300 мм.

При изучении археологического памятника Ёнг-донг вскрыто 9 метров отложений, в которых выделено 7 стратиграфических слоев. Образцы для аналитических исследований отобраны согласно каждому стратиграфическому подразделению. Особенно подробно изучена верхняя трехметровая толща, в которой выделено три культурных горизонта.



Таблица. Основные характеристики отложений археологического памятника Ёнг-донг

Глубина, см	Слой	C, %	pH _{H2O}	·10 ⁻⁶ СГСЕ/г	Ca ⁺² мг-экв, /100 г	Mg ⁺² мг-экв, /100 г	Ил, %	Физи- ческая глина, %	Fe не- сили- катное, %	Fe аморф- ное, %	Сум- ма ГК*	Сум- ма ФК	Гу- мины	C _{тк} ·C _{фк}
10–20	1	0,14	5,35	-	0,94	3,70	25,0	72,5	4,60	0,94	2,8	45,9	51,3	0,06
30–40	1	0,17	5,30	-	1,03	5,50	28,0	78,1	5,85	1,17	2,5	34,5	63,0	0,07
60–65	1a	0,09	5,39	0,82	0,75	5,50	27,2	66,2	5,50	0,90	4,6	56,5	38,9	0,08
85–90	1б	0,06	5,39	0,42	1,03	5,68	30,1	70,9	7,00	0,74	0,0	57,8	42,2	0,0
115–120	1в	0,04	5,08	0,44	1,68	6,63	32,2	69,9	7,50	0,64	0,0	62,2	37,8	0,0
135–140	2	0,06	5,08	0,97	1,40	4,47	28,5	73,1	10,40	1,16	0,0	39,7	60,3	0,0
155–160	2	0,06	5,09	0,53	1,68	3,85	30,4	69,3	9,80	0,99	0,0	42,4	57,6	0,0
175–180	2	0,06	5,10	0,33	1,96	3,70	24,5	72,3	9,50	0,53	0,0	37,3	62,7	0,0
215–220	3	0,07	5,26	0,93	3,18	3,85	30,9	70,5	9,00	0,94	0,0	34,4	65,6	0,0
245–250	3	0,05	5,35	0,47	3,18	3,39	29,4	71,7	7,80	0,61	0,0	27,6	72,4	0,0
275–280	3	0,05	5,40	0,53	2,99	2,93	34,8	73,3	9,50	0,69	0,0	38,3	61,7	0,0
300–310	4	0,04	5,32	0,43	3,18	2,70	29,4	56,2	9,40	0,42	0,0	34,4	65,6	0,0
320–330	4	0,06	5,35	1,91	3,18	2,70	23,4	61,1	7,86	0,64	0,0	32,8	67,2	0,0
340–350	4	0,06	5,43	1,71	3,18	2,62	21,6	78,5	7,50	0,77	0,0	41,0	59,0	0,0
370–380	5	0,06	5,30	2,11	2,99	2,47	20,6	77,2	6,40	0,77	0,0	32,7	67,3	0,0
390–400	5	0,06	5,31	1,50	2,64	2,18	30,3	67,6	7,81	0,27	0,0	38,6	61,4	0,0
410–420	5	0,07	5,33	1,59	2,90	2,31	33,1	74,9	7,83	0,14	0,0	31,1	68,9	0,0
460–470	6	0,06	5,34	1,11	2,90	2,62	31,1	64,3	7,92	0,71	0,0	37,1	62,9	0,0
490–500	6	0,04	5,31	0,78	2,71	2,31	35,6	58,0	8,20	0,60	0,0	53,2	46,8	0,0
520–530	6	0,07	5,21	1,25	1,96	2,00	32,3	55,6	7,20	0,81	0,0	31,0	69,0	0,0
620–630	7	0,03	5,21	0,41	2,06	2,62	Не опр.		7,80	0,47	0,0	48,7	51,3	0,0
720–730	7	0,03	5,23	0,54	1,96	2,47	Не опр.		7,80	0,47	0,0	56,9	43,1	0,0
780–790	7	0,03	5,34	0,30	1,68	2,62	Не опр.		4,50	0,43	0,0	43,3	56,7	0,0
820–830	7	0,03	5,50	0,43	1,78	2,93	Не опр.		5,40	0,67	0,0	54,7	45,3	0,0
920–930	7	0,03	5,61	0,60	2,90	4,63	Не опр.		5,90	0,94	0,0	47,6	52,4	0,0

По классификации Н.А. Качинского [1958] отложения археологического памятника Ёнг-донг являются глинистыми. Содержание физической глины (частиц < 0,01 мм) в разных стратиграфических подразделениях изменяется в пределах 61–78 %. Доля частиц ила – < 0,001 мм – составляет от 21 до 36% (табл.)

Отложения характеризуются тем, что обменный кальций преобладает над обменным магнием только в стратиграфических горизонтах 4–6, в остальных содержание обменного магния выше. Реакция среды кислая: величина pH лежит между 5,0–5,5. Отложения характеризуются разными уровнями магнитной восприимчивости. Она имеет значения, которые лежат между $0,30 \times 10^{-6}$ SGSM/г и $2,1 \times 10^{-6}$ SGSM/г (табл.).

Стратиграфический горизонт 5 отличается наиболее высоким уровнем магнитной восприим-

чивости ($1,5\text{--}2,1 \times 10^{-6}$ SGSM/г), а лежащие выше и ниже слои 6 и 4 – более низкими ее величинами. Наименьшие значения магнитной восприимчивости имеют стратиграфические горизонты 7, 3 и 2 (табл.). Содержание свободного (несиликатного) железа очень высокое. Среди него окристаллизованные формы преобладают во всех стратах, причем их количество на порядок выше, чем аморфного железа. Аморфные формы содержатся, как правило, в количествах менее 1,0%, и составляют небольшую часть от общего содержания железа (не более 12–17 %).

Количество общего органического углерода является очень низким: верхний 40-см слой содержит всего 0,14–0,17 %, ниже расположенные отложения – меньше, чем 0,1 % (табл.).

В составе гумуса отложений, как правило, преобладают негидролизуемые формы гумуса, из раство-



римых гумусовых веществ содержатся только фульвокислоты (27–62%), за исключением верхней 65-см толщи, где выявлено небольшое количество гуминовых кислот, доля которых составляет 2,5–4,6% от $S_{\text{общ}}$. Среди последних преобладают гуминовые кислоты фракции 2, а бурые их формы отсутствуют.

Содержание «агрессивных» фульвокислот (фракция 1а) превышает 9–20 %, причем в большинстве случаев они являются преобладающей фракцией. В некоторых стратиграфических подразделениях они достигают 22–29 % (табл.).

Приведенные характеристики свидетельствуют, что в целом педогенное преобразование отложений происходило в теплых условиях. При этом период формирования слоя 7 был наиболее холодным и влажным среди всех стратиграфических подразде-

лений. Вероятно, слои 6 и 2 были сформированы при более теплых и сухих условиях. Свойства отложений слоя 5 свидетельствует о теплых и менее засушливых условиях в течение своего формирования, чем слои 6 и 2. В целом, слои 4,5 и 6 формировались в наиболее теплых условиях, которые были неоднозначны по увлажнению.

Работа выполнена в рамках проекта KRF-2003-072-AS1006

ЛИТЕРАТУРА

Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М. 1958.- 192 с.

Розов Н.Н., Строганова М.Н. Почвенный покров Мира.- М., 1979.- 288 с.

ТОЛЩИ РИТМИЧНОСЛОИСТЫХ ЛЕНТОЧНОПОДОБНЫХ КОРИЧНЕВЫХ ГЛИН – ИНДИКАТОРЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЫХ ОБСТАНОВОК МЕЛКОВОДНОГО ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА

И.А. Чистякова

Геологический институт РАН, chistykova@ginras.ru

Для создания общей модели гляциального шельфа большое значение имеет изучение строения и генезиса плейстоценовых межледниковых морских отложений. В то время как последний этап дегляциации достаточно детально изучен, восстановление условий более древних этапов перехода от ледникового этапа к межледниковью является более сложной задачей. Это связано как тем, что имеется ограниченное количество естественных разрезов этих отложений и их приходится изучать по материалам скважин, так и с тем, что вся толща четвертичных отложений, как правило, интенсивно переработана гляциотектоническими процессами, в результате чего разрезы имеют чешуйчатое строение, нарушена первичная фациальная последовательность морских отложений.

Наибольший интерес в этом отношении представляют изученные плейстоценовые межморенные отложения, вскрытые скважинами в Пешской впадине (Северо-Западное Притиманье), относящиеся к одинцовскому межледниковью. Это разрезы скв. 3 и 502 (скважины комплексной тематической экспедиции ПГО Архангельскгеология) в бассейне р. Пезы и по скв. 9,13, 211, 218, 232, 234, 235 Тиманской ТГЭ в бассейне р. Безмошицы. Детальное описание этих разрезов было приведено ранее [Чистякова, 1989], но в свете новых представлений генезис морских межледниковых отложений в данной работе существенно пересмотрен.

Описанные отложения литологически резко отличаются от широко распространенных в разрезах плейстоценовых морских и ледово-морских осадков – зеленовато-серых алевритистых глин и алевритов, обычно содержащих различное количество грубообломочного материала ледового разноса. Это хорошо сортированные глины, преимущественно тонкослоистые, коричневатого-серого цвета, который является характерной особенностью рассматриваемых отложений. Мощность их по скважинам достигает 33 м, но при этом следует иметь в виду, что из-за чешуйчатого строения разреза, реальная их мощность может быть меньше.

Эти отложения в целом аналогичны изученным осадкам времени последнего позднеледникового на шельфе Баренцева моря, и их также можно отнести к суспензитами или отложениям мутьевых потоков [Лаврушин и др., 1991; Чистякова, Лаврушин, 2004].

Среди рассматриваемых отложений выделяется четыре генетических типа осадков: 1 – глины коричневого цвета очень тонкие; 2 – глины коричневатого-серые, светло-серые с редкими песчаными и гравийными зернами, слоистые; 3 – переслаивание коричневатого-серых, светло-коричневых алевритов, глин и песков; 4 – глины и алевриты серого и коричневатого-серого цвета с редкими прослоями песков.

Тонкие хорошо сортированные глины, относимые к 1-му типу, вскрываются в основании разре-



зов только двух из изученных скважин, мощность их составляет около 10 м. Фаунистических остатков в отложениях нет, также практически нет спор и пыльцы, что свидетельствует о крайне неблагоприятных климатических условиях. В коричневых глинах отсутствует пирит, в то время как наличие мелкоглобулярного аутигенного пирита в глинистых фациях всех изученных толщ морских отложений отмечается практически всегда. Вероятно, это свидетельствует об окислительной обстановке в бассейне осадконакопления. Отложения тонкослоистые, при этом отмечается слоистость двух порядков: переслаивание чистых глин и алевроитистых глин с мощностью слоев около 1 мм, и внутри алевроитистых глин слоистость с мощностью слоев в доли мм. В шлифах видно, что глинистые чешуйки ориентированы параллельно напластованию, отмечается агрегатное погасание.

Эти отложения являются, вероятно, осадками ледниковой мути, осаждающейся под сплошным покровом морского льда.

Осадки 2-го и 3-го типов имеют более широкое распространение, чем осадки 1-го типа. В скважинах, где вскрываются коричневые глины, они залегают выше по разрезу и связаны с ними постепенным переходом. В этих отложениях иногда встречаются ходы илоедов, заполненные тонкопесчаным материалом, растительные остатки, в тонкослоистых разностях они ориентированы параллельно слоистости, раковинный детрит и отдельные целые раковины. В алевроитах и глинах присутствуют распыленные глобулы пирита. Отмечаемые на отдельных интервалах в разрезе редкие гравий и галька хорошо окатаны, представлены обломками кварца, кремня, и светло-желтых и серых известняков, углистыми обломками и окатышами темно-коричневых глин, темно-серых и зеленоватых алевроитов. Часто в песчаных и алевроитовых прослоях окатыши глин и алевроитов составляют основную массу включений. Наличие окатышей свидетельствует о размыве подстилающих отложений, то есть о значительной эрозионной способности суспензионных потоков.

Значительное распространение в разрезах имеют алевроиты и глины с ленточноподобной слоистостью. Слоистость горизонтальная, с мощностью слоев от 3–4 мм до 5–15 см. Гранулометрический состав в лентах различный. Если пачки, в которых переслаиваются алевроитистые глины и чистые глины без примеси, для них характерна тонкая слоистость, границы между лентами выражены не резко; есть пачки, содержащие песчано-алевритовые слои и линзы в основании лент, эти ленты имеют большую мощность, часто завершаются прослоями глин коричневатосерого цвета без выраженной слоистости, мощностью до 15 см. Нижний контакт лент, в который присутст-

вуют прослои алевроитов и песков обычно четко выражен, иногда неровный, с карманами.

Ритмичная слоистость в глинах большей части разрезов свидетельствует о неоднократной смене условий осадконакопления, главным образом, разной интенсивности привноса материала, что может быть связано с ритмикой абляционных процессов в краевой части ледника, способствовавших распространению различной плотности суспензионных потоков на дне бассейна. Соотношение прослоев алевроита и глины определяется интенсивностью процессов абляции и зависит не столько от удаления от источника питания, сколько от плотности потока.

Эти отложения формировались в период деградации ледникового покрова в полузамкнутых опресненных водоемах. При импульсивном поступлении масс разжиженного материала формировались мощные автокинетические потоки, которые приводили к накоплению толщи коричневых глин с прослоями алевроитов. Водоемы отличались значительной мутностью, климатическая обстановка отличалась суровостью, возможно, существовал сплошной покров морского льда. В экологическом плане это был мертвый бассейн.

В бассейне переходного типа от опресненного к нормально-морскому формируются отложения 4-го типа: глины и алевроиты серого и коричневатосерого цвета с редкими прослоями песков. Эти отложения связаны с вышележащими постепенным переходом. Выше по разрезу вскрывается характерный для данного региона комплекс межледниковых отложений мелководного морского бассейна, имеющий разнообразный литогенетический состав.

Таким образом, в разрезах межледниковых отложений Пешской впадины имеются осадки, связанные с совершенно особым седиментационным этапом, свойственным позднеледниковью, во время которого происходило образование ритмичнослоистых ленточноподобных отложений с лавинными скоростями осадконакопления.

ЛИТЕРАТУРА

Лаврушин Ю.А., Васильев В.П., Эпштейн О.Г. Специфические особенности строения отложений мелководного гляциального шельфа // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. ГИН РАН. М., 1991. С. 68–86.

Чистякова И.А. Типы морских отложений Прикамья // Литология кайнозойских шельфовых отложений. ГИН АН СССР. М., 1989. С. 52–75.

Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.



ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МОЩНОСТИ АЛЛЮВИЯ ГОРНЫХ РЕК

А.А. Чистяков, Н.В. Макарова

Московский государственный университет, Москва, Россия

Аллювий является весьма сложным генетическим типом четвертичных отложений, формирование фаций и мощностей которого зависит от многих факторов. Формирование аллювия происходит в результате деятельности русловых процессов, которые представляют совокупность явлений, возникающих при взаимодействии руслового потока и отложений (пород), слагающих дно и берега реки. Большое значение имеют климатический и тектонический факторы, определяющие ход разновозрастных эрозионно-аккумулятивных циклов, в процессе которых формируются поймы, террасы и слагающий их аллювий.

Анализ русловых процессов, определяющих фациальную дифференциацию и масштабы накопления аллювия, позволили Е.В. Шанцеру [1951] ввести понятие нормальной мощности аллювиальной свиты для равнинных рек. В равнинном аллювии, нормальная мощность не должна превышать разность высотных отметок среднего уровня воды в паводок и средней отметки дна плесов реки в данном сечении долины. Иными словами она не может быть больше поперечного сечения водного потока, т.к. аллювий отлагается только в воде в результате русловых деформаций. Исходя из данного определения, нормальная мощность современного аллювия, например, Волги в среднем течении должна составлять примерно 20–25 м, а р. Брахмапутры в нижнем течении, где расходы воды намного больше волжских, 30–40 м. Однако, во многих случаях мощность аллювия в современных поймах даже крупных рек редко превышает 15 м, т.е. меньше нормальной. Это можно объяснить тем, что формирование пойм еще продолжается.

Понятие нормальной мощности аллювия было предложено для современных равновесных участков равнинных речных пойм, т.е. в пределах которых река находится в динамическом равновесии. Идеально она позволяет относить участки, где мощность аллювия отклоняется от этого показателя, к прогибающимся или поднимающимся. При определении нормальной мощности аллювия в разновозрастных террасах рек мы сталкиваемся с трудностями, т.к. неизвестны основные показатели – высота паводков при его образовании и глубина плесов. По всей вероятности, чтобы решить это хотя бы приблизительно, условно следует нормальную мощность современного аллювия сравнивать с мощностью аллювия в той или иной террасе.

И.П. Карташов [1972] на основании изучения современного аллювия среднегорных рек считал, что его нормальная мощность на равновесных участках должна быть несколько больше, чем разность уровней средних паводков и средних глубин дна плесов. Причиной этого является накопление аллювия при переходе от процесса врезания к состоянию динамического равновесия. При этом вследствие изменения гидродинамики потока, уменьшения уклона продольного профиля, увеличения длины и типа русла (из прямолинейного врезавшегося оно превращается в равновесное меандрирующее или изгибающееся) баланс рыхлого материала сначала становится положительным и лишь затем переходит в равновесное состояние. В это время начинает формироваться аллювий нормальной мощности. Для горных рек она должна быть меньше равнинной из-за того, что глубина русел даже крупных горных рек редко превышает 10 м, а высота паводков небольшая из-за их обычной растянутости во времени. Нижняя часть аллювия нормальной мощности горных рек представляет собой плотиковый или субстративный аллювий [Карташов, 1972]. В его составе довольно грубые разности аллювия, а верхнюю часть составляют хорошо промытые песчано-гравийные или гравийно-галечные отложения перестративной фазы, формирующиеся в стадию динамического равновесия, перекрытые пойменными осадками. Именно их мощность определяется наибольшей глубиной русла, перемыкающего и перестилающего нижележащий аллювий, и высотой паводков. В этом случае нормальная мощность аллювия горных рек складывается из мощности плотикового аллювия, редко превышающей 3–4 м, перестративного аллювия, примерно такой же мощности, и пойменного мощностью 1–2 м. В целом она составляет 6–10 м, причем это характерно не только для голоценового, но и более древнего аллювия, и она увеличивается вниз по течению, поскольку увеличивается водность рек.

Формирование аллювия нормальной мощности при переходе от врезания к равновесию может прерываться начавшейся аккумуляцией, и тогда плотиковый или субстративный аллювий перекрывается констративным аллювием, мощность которого может достигать сотни метров. В этом случае при прекращении аккумуляции и переходе к завершающей фазе нового динамического равновесия



снова формируется аллювий нормальной мощности путем перебивания и перестилания верхней части констративного аллювия. Его мощность вместе с пойменным аллювием редко достигает 10 метров.

В горных реках с нормальной мощностью аллювия связаны долинные россыпи, плотиковые, концентрирующиеся в основании аллювия, и в верхней его части на контакте с констративным аллювием, служащим «ложным» плотиком.

На равнинных реках мощность аллювия и его фациальная дифференциация почти полностью определяются гидродинамикой водного потока, а геологическое строение речного бассейна и геоморфология практически не имеют значения. В долинах горных рек слишком много факторов, которые осложняют формирование всего аллювия и, в частности, аллювия нормальной мощности. Тектонические и климатические условия обуславливают не только общие закономерности строения аллювия цикловых террас, но и осложняют его на многочисленных локальных участках. Даже климатические условия быстро меняются на протяжении крупных долин от истоков, находящихся в ледниковых областях, до устьевых участков в пределах жарких аридных областей.

Условия формирования всего горного аллювия и его мощности, меняются на различных участках горных долин: ледниковой или троговой, горной, предгорной и подгорно-равнинной. Во всех этих зонах она изменяется в зависимости от тектонических условий, а также воздействия экзогенных процессов, поставляющих в речные долины массу обломочного материала, а также сужающих долины при образовании плотинных перемычек. В связи с этим выделяются несколько типов мощностей аллювия, зависящих от обстановок формирования различной:

1. Мощность гидродинамическая. Не может быть больше живого сечения потока. В этих условиях формируется аллювий нормальной мощности.

2. Мощность, обусловленная неотектоническими причинами: а) формирование констративного аллювия повышенной мощности на участках относительных опусканий или перед растущими поднятиями, подпруживающими реки; б) мощность инстративного аллювия выполнения эрозионных врезов на участках локальных поднятий.

3. Мощность, обусловленная геоморфологическими особенностями речных долин характерная для аллювия во впадинах не тектонического происхождения (троговых, карстовых и др.)

4. Мощность, обусловленная воздействием других экзогенных процессов, поставляющих в речные долины обломочный материал, часто образующий плотинные перемычки: обвальные и оползневые, в виде конусов выноса боковых притоков, гравитационных потоков, селей, сужающих или перегораживающих долины.

5. Мощность, обусловленная техногенными причинами (строительством плотин).

ЛИТЕРАТУРА

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит //Тр. Ин-та геол. АН СССР. 1951. Вып. 135. Геол. серия (№ 55).

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР) //Тр. Ин-та геол. АН СССР. 1972. Вып. 245. 184 с.

Чистяков А.А. Горный аллювий. М., Недра, 1978. 287 с.

ДЕСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ЧЕЛОВЕКОМ И ФОРМИРОВАНИЕ НОВЫХ ТИПОВ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДРЕВНЕЙ ГРЕЦИИ И ДРЕВНЕМ РИМЕ

В.П. Чичагов

Институт географии РАН, Москва

Изучая рельеф и строение поверхностных отложений территорий древних цивилизаций, не всегда принятыми в науках о Земле методами можно оценить масштабы антропогенной деятельности по преобразованию природной среды – ее разрушению и созданию новых образований. Для восстановления объективной картины представляется полезным ис-

пользовать исторические данные, какими бы нетрадиционными, непривычными они не казались геологической аудитории. Эти данные обладают рядом преимуществ, прежде всего возможностью датировать отдельные события с точностью до года.

На протяжении последних 2500 лет природа в целом, рельеф и слагающие его отложения в осо-



бенности значительно изменились. В Средиземноморье и смежных семиаридных регионах антропогенные нагрузки на природную среду были настолько значительными, что привели к формированию безлесных аридных гор и новых склоновых, дельтовых и аллювиальных отложений природно-антропогенного генезиса; вызвали создание и мощное перемещение песчаных морей Северной Африки, образование новых – с возрастами около 2 тыс. л.н. отложений оазисов и почвенных горизонтов. В Средиземноморье антропогенная деструкция проявилась в широком диапазоне: от морского мелководья, озерных отмелей и островов до прибрежных и приподнятых равнин, холмистого рельефа и низкогорий. Отдельные островные горы и холмы в районах и вблизи древних мегаполисов (Афины, Рим, Карфаген и др.) были пронизаны горными выработками и превратились в гигантские катакомбы. Ниже рассматриваются типы наиболее крупных древних сооружений.

Эпохи Древней Греции и Древнего Рима отличались мощным вторжением деятельности человека в природную среду и ее кардинальной перестройкой.

Деструкция природы была весьма значительной в мирные века и резко усиливалась во времена войн. Последние были постоянными. Жан-Жак Бабель установил, что на протяжении истории человечества произошло 14500 крупных и малых войн. Они входили в образ жизни людей и занимали прочное место в их мировоззрении, были целью жизни сильного пола многих поколений. «Мир – удел трусов и женщин». Эти четыре слова, сказанные Приамом, царем Трои – девиз древних. Театры военных действий Древней Греции ограничивались Восточным Средиземноморьем, Древнего Рима – огромной территорией Европы, Северной Африки и Азии. О своеобразии и масштабах изменения природной среды можно судить как по размеру подвергшихся антропогенной деструкции регионов, так и по протяженности линейных нарушений разного назначения. Среди последних наиболее специфичными и наименее изученными являются наиболее древние и широко распространенные фортификационные сооружения – валы и стены.

Империя Древнего Рима функционировала необычайно долго – на протяжении семи веков (754 г.до н.э. – 476 г.н.э.). Краеугольным камнем государственного устройства Рима было ведение постоянных завоевательных войн с колоссальными трофеями и притоком трудовых ресурсов. Немаловажным было и соблюдение системы римских законов, правил, римской традиции – основ длительного развития могучего древнего государства. Войны привели к созданию огромной империи от Британских островов на севере и Северной Африки

на юге, от Галлии на западе до Армении на востоке, к образованию системы хорошо управляемых провинций. Римская традиция предусматривала строгое соблюдение свода законов, что выражалось в идентичности гражданского и военного строительства, создании системы крупных городов аналогичной планировки и структуры, единой дорожной сети и почтовой связи, сооружении системы фортификационных сооружений и проч. в метрополии и провинциях. Соблюдение римского порядка в провинциях обеспечивали римские легионы – крупные, прекрасно обученные и организованные армии древности – общей численностью от 25 до 32. Легионеры служили по 25 лет; в мирные годы постоянно использовались в строительстве и в сельском хозяйстве.

Анализ распространения положения населенных пунктов на территории провинций Римской империи показал, что наиболее комфортными были низкие аккумулятивные приморские равнины и широкие равнины рек. Количество поселений на отдельных равнинах достигало тысячи и больше. Эталон, моделью древних городов был Рим с его циклопическими триумфальными и мемориальными сооружениями. Расположенный на семи холмах, он со времени своего образования был обнесен защитными валами, а затем стенами. Именно с создания фортификационных сооружений такого рода начинались все города Римской империи. Валы и стены создавались и на ее рубежах. Эти укрепления строились и в ранние эпохи. В процессе совершенствования их строительства в различных природных условиях римляне успешно использовали опыт своих предшественников – этрусков и греков и превзошли их. Стены и валы в эпоху римской империи создавались в различных регионах, достигали колоссальной – до нескольких сот км. протяженности и играли главенствующую роль в системе линейных коммуникаций, в организации территории и ее антропогенного освоения, являясь характерной чертой древнеримского этапа освоения и изменения природной среды.

Среди них важнейшими являлись дороги. Римские дороги густой сетью покрывали территорию империи. Они нередко назывались «подземными стенами» из-за их сложного устройства и глубокого заложения. В широкий, глубиной до 3–5 м. ров последовательно, в соответствии с природными особенностями участка трассы укладывались слои бутового камня, щебня, песка. Дороги отличались длительным функционированием, некоторые из них используются поныне. Долгоживущими были и линейные фортификационные сооружения – стены и валы.

Древние валы возникли в эпоху бронзы. Они изначально представляли довольно сложную систему



линейных поднятий – собственно валов, окаймляющих их ложбин или рвов; лагерей квадратных очертаний в плане с башнями, воротами и множеством второстепенных сооружений, из которых

Однажды рационально проложенные линии валов неоднократно подновлялись и восстанавливались. История создания валов и стен тесно связана с историей войн, описанной замечательными греческими и римскими историками, такими, как Гомер, Геродот, Фукидид, Ксенофонт, Эсхил, Плутарх, Страбон, Диодор Сицилийский, Полибий, Иероним Кардинский, Арриан, Ливий, Дионисий Галикарнасский, Саллюстий, Аппиан, Юлий Цезарь, Тацит, Иосиф Флавий, Вегетий и др. и изучена современными военными историографами (А.Р.Берн, В.К.Притчет, Н.Г.Л.Хаммонд, П.Коннелли, Г. де Бир, Б.Добсон, Р.Томлин и др).

Наиболее древними римскими валами можно считать вслед за Дионисием стены ранней Италии – цепи укреплений этрусков. Палатинский, Авентинский и Капитолийский холмы во времена Ромула (вторая половина VIII в. до н.э.) были обнесены рвами и валами с частоколами. Капитолийский холм превратился в неприступную цитадель. Это была единственная часть Рима, не захваченная кельтами в 390 г. до н.э. В 378 г. до н.э. вдоль восточной, слабо защищенной стороны вечного города была сооружена лучшая в Италии террасная стена Сервиана. С этого времени обнесение валом города становится стандартом римского градостроительства. Вслед за Римом валами обносятся Лилибей, Нуманция, Алезия и другие города. В эпоху ранней римской империи создаются линейные сооружения большой протяженности: галльская стена Цезаря в районе Буржа (Аварик) в I в. до н.э., Антонинов вал в Шотландии, Адрианов вал протяженностью в 150 км в Северной Британии, Адрианов вал в Центральной и Восточной Европе вдоль длинной цепи лагерей по долине Рейна от Северного моря до Бонна и по долине Дуная от Регенсбрука до Черного моря общей протяженностью в 450 км. Напомним, что Адрианов вал в Европе наследовал линии древних укреплений V в. до н.э.

Особый тип валов представляли линейные сооружения, создаваемые по периметру римских лагерей. Если древние греки не придавали значения местам стоянок своих войск, то римляне неукоснительно по мере продвижения армии создавали лагерь. Искусство сооружения лагерей ими было доведено до совершенства. Место лагеря тщательно выбиралось высшими военачальниками. Предпочтение отдавалось возвышенному ровному участку вблизи водного источника и леса. Лагерь представлял квадрат со стороной 800 м., был окаймлен рвом глубиной три, шириной четыре метра и валом вы-

сотой 1,25 м. На валу протяженностью в 3000 м. строился частокол из 50–60 тысяч кольев с несколькими боковыми ветвями. Колья ставили так, чтобы ветви сильно переплетались, образуя сплошную защитную стену.

При осаде городов-крепостей на суше, на острове и полуострове создание валов и стен преследовало разные цели. Показательны примеры из истории Древней Греции.

Стены на суше. В сухопутной битве при Платее (Греция) в 429 г. до н. э. по Фукидиду спартанцы применили осаду города путем сооружения сплошного частокола и строительства высокой насыпи – земляного вала, основу которого составляла решетка из бревен. Платейцы в ответ нарастили городскую стену деревянной стеной, внутри которой возвели кирпичную стену; неоднократно делали подкопы под насыпь врага, деформируя и разрушая ее. Спартанцы не смогли взять Платею приступом и были вынуждены применить традиционную греко-римскую тактику: обнесли город стеной, выкопали два рва и создали два вала: на валах построили две стены из необожженного кирпича и перекрыли стены плоской крышей. На крыше была сооружена площадка для часовых, а под ней было помещение для воинов. Площадка в свою очередь была ограждена стеной с зубцами. Через каждые 15 м. были созданы двухэтажные башни. Осажденные в надежде на помощь афинян держались два года.

Стены в осаде островов. В 332 г. до н. э. Александр Македонский осаждал о.Тир, расположенный вблизи восточного берега Средиземного моря. Тирийцы имели опыт обороны острова, выдержав в свое время 13-летнюю ассирийскую осаду. Под стены города Александр подвел дамбу – своеобразное искусственное томболо, на конце которого выстроил две башни. Из них камнеметы планомерно обстреливали стены Тиры. Осада длилась до тех пор, пока корабли не начали наступление с нескольких сторон, рассредоточили силы оборонявшихся, пробили брешь в стене и подвели корабли с навешенными на них таранами...

Стены битве за полуостров. В 212–211 гг. до н.э. Афины начали завоевывать Сицилию, напав на Сиракузы, которыми владел Карфаген. Оставляя в стороне некомпетентность решений афинского полководца Никия, отметим, что вся операция по овладению и обороне расположенных на полуострове Сиракуз была сведена к чередованию создания сооружений осадных и защитных стен. Афиняне окружили Сиракузы единой стеной, сиракузцы последовательно взламывали ее тремя поперечными стенами и сооружением преграды поперек выхода из Большой гавани. Афиняне значительно уступали карфагенянам в фортификационном искус-



стве, потеряли половину флота и потерпели поражение на суше.

Рассмотренные валы и стены широко использовались в древности и в других странах. Вот отдельные примеры: в Малой Азии – вокруг Византии, в Месопотамии – вокруг Вавилона, в восточной части Крыма, на Ближнем Востоке – вокруг Иерусалима, на западном побережье Каспийского моря, в Монголии – вал Чингисхана, в Китае – Великая китайская стена, в Корее – стены вдоль северной границы и проч.

Напомним, в эпохи Древней Греции и Древнего Рима природные условия в бассейне Средиземного моря отличались значительно большей увлажненностью, продолжительными ливнями, разливами рек и озер, широким распространением болот. Все это вызывало необходимость создания множества мостов, переправ, плотов и дополнительного речного флота. Сведение первичных лесов на равнинах заканчивалось.

Выводы: 1. Рельеф и природная среда обширных территорий Средиземноморья – Северной Африки, Юго-Восточной Испании, Южной Франции, Италии, Греции, Малой Азии; Ближнего и Среднего Востока начиная с бронзового века испытали на протяжении древнегреческой и древнеримской эпох длительное, массивное разрушение на протяжении перманентных войн. Свой вклад в эту деструкцию вносило и создание многочисленных фортификационных сооружений. 2. Строительство укреплений – валов и стен, возведение огромных

деревянных мостов через Рейн и Геллеспонт, строительство флотов – все это требовало огромного количества дерева. 3. Для бесперебойного функционирования военной инфраструктуры создавалась система дорог, переправ, мостов, дамб и насыпей в долинах рек, озерных котловинах и на морских побережьях; изменялись отдельные участки русел рек, намывались участки песчаных побережий. 4. Масштабы антропогенных преобразований могут быть дополнены данными о следах древних сооружений на морском мелководье (ангары для военных судов в Карфагене, например). 5. Наибольшим антропогенным деформациям военного происхождения в эпохи Древней Греции и Древнего Рима подверглись равнины – обширные аллювиальные и локальные прибрежные и полуостровные. 6. С окончанием древнеримской эпохи природа равнин Средиземноморья потеряла свой первичный облик; стиль экзогенного рельефообразования начал кардинально меняться от естественного, зонального субтропического к гумидного к семиаридному, антропогенному. 7. В современную эпоху антропогенные преобразования природы и аридных равнин, включавшие продолжавшиеся войны, привели к дальнейшему разрушению значительно измененных ландшафтов и общей антропогенной аридизации Средиземноморья.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ 06-05-64599

ОПОЛЗНИ НИЗКИХ, ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ ЛЁССОВЫХ РАВНИН: ДИНАМИКА, ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ, ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА И ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ КАТАСТРОФ

В.П. Чичагов

Институт географии РАН, Россия, Москва

Автор продолжает изучать весьма своеобразные оползневые процессы и образуемые ими формы, формирующиеся в условиях низких, перигляциальных, сложенных породами лёссовой формации равнин.

Лёссовые равнины пользуются широким распространением в Море [Лёссовый покров..., 2001]. Несмотря на то, что они более ярко морфологически выражены и, по видимому, лучше изучены в аридных областях, породы этой формации пользуются широким распространением в перигляциальной зоне. Например, они формируются вдоль края ледника хр. Сунтар-Хаята и на плоских горных водоразделах Приохотья; «эолово-криогенное происхождение имеют пылеватые супеси в верхних горизонтах склоно-

вых и дельтовых отложений» этого региона [Г.С. Афанасьев и др., 1988, с. 222]. М.А. Глазовская [2005] привела результаты детального изучения пылеватого эолового материала в высокогорьях Внутреннего Тянь-Шаня. Обширные площади приледниковых равнин Северной и Южной Америки, Азии, частично Австралии и Новой Зеландии заняты породами лёссовидно-тонкопесчаной формации [О.К. Борисова, 2007].

В предлагаемом докладе приводятся новые данные об особенностях динамики, экологических последствиях и путях прогноза оползней на низких, сложенных породами лёссовидно-тонкопесчаной формации, перигляциальных равнинах на примере оползня 1993 г. в долине р. Саут Нэйшн, в юго-западной части Квебека, Канада.



Породы лёссовой формации отличаются неустойчивостью к нагрузкам, особенно к резким механическим воздействиям – ударам, встряхиваниям, колебаниям и проч., которые вызывают нарушение связности, разжижение, динамические деформации и нередко непредсказуемые подвижки лессовидных толщ. В условиях горного, предгорного и холмистого рельефа при крупных землетрясениях типа Ашхабадского 1948 г. в Туркмении или Таншанского 1976 г. в Восточном Китае произошли катастрофические быстрые оползни лессовидных пород с подножий склонов, уничтожившие крупные города и унесшие десятки и сотни тысяч человеческих жизней. Причинами этих катастроф были избыточное увлажнение лессовидных толщ, сильные сейсмические удары и встряхивания.

Низкие, с абс. высотами порядка 50–70 м., плоские перигляциальные равнины, сложенные лессовидными суглинками в большинстве как сейсмоактивных, так и асейсмичных регионов в настоящее время не вызывают серьезных опасений и не рассматриваются в качестве районов потенциальных катастроф. Однако, их видимая прочность и устойчивость иллюзорны. Равнины этого типа изначально неустойчивы, т.к. образовались в условиях мерзлотного режима полигонального рельефа тундры, а в настоящее время развиваются в существенно иных, сезонно изменчивых гумидных, более теплых условиях. В строении толщ перигляциальных лессовых грунтов остались многочисленные свидетели их повышенной динамичности в прошлом, свидетели их перигляциального генезиса, начиная с метаморфоз по ледяным клиньям и кончая трубообразными пустотами, известными в толщах террас Енисея. Одновременно в разрезах встречается большое количество трудно распознаваемых следов неясных, но предположительно динамических дислокаций. Анализ аэро- и космических снимков выявил участки с извилистым, неправильно циркулярным рисунком поверхности лессовых равнин, которые рассматривались как следы латеральных перемещений.

Низкие лессовые, исходно перигляциальные равнины сейсмоактивных областей подвержены проявлениям быстро сходящих крупных оползней, которые позволительно интерпретировать как криосейсмооползни.

В 1994 г. автору удалось наблюдать следы одного из оползней такого рода в долине р. Саут Нэйшн – правого притока р. Оттавы в провинции Онтарио, Юго-Восточная Канада. 20 июня 1993 г. (в воскресенье – День Отца) здесь, в условиях плоской равнины междуречья рр. Св. Лаврентия и Оттавы, сложенной лёссовидными суглинками, за один час сошел крупный оползень шириной 350, протяжен-

ностью 650 м. и мощностью всего 15–20 м., «выстрелив» в долину реки разжиженный грунт и образовав в ней дамбу. Необычная морфометрия оползня дополняется специфической морфологией: его плоское, тонкое, мощностью до 15 м., тело имело равнинную поверхность и равнинное ложе – оползень сошел по кровле горизонтально залегающих водоупорных шоколадных глин приледникового Шамплейнового озера-моря.

Важной особенностью лёссовой равнины является ее причленение к южной окраине Канадского щита, испытывающей в современную эпоху наводнение на Северо-Американскую платформу и характеризующуюся густым роем эпицентров преимущественно слабых, но часто повторяющихся землетрясений [Чичагов, 1998]. Исследователи Геологической службы Канады выяснили, что (по данным метеостанции аэропорта Оттавы) за первые две декады июня 1993 г. выпала месячная норма осадков. Были обнаружены следы оползней описанного типа во второй половине голоцена: 4470 ± 80 , 3050 ± 70 и 1100 ВР. С 1850 г. сошли восемь оползней, последние из которых в 1895, 1910, 1971 и 1993 гг. Из них оползень 1993 г. имел наибольшую протяженность и площадь, характеризовался наибольшим значением отношения ширины к глубине по фронту, проявился вблизи населенного пункта и представлял реальную опасность для жизни людей.

В январе 1994 г., во время 30-градусных морозов автору удалось обследовать оползень 1993 г., его неровную поверхность и характер фронтальной части. К рассмотренным ранее результатам наблюдений представляется необходимым добавить один факт: несмотря на скованную лютыми морозами поверхность оползня, его тело продолжало испытывать медленные перемещения на глубине, выдавливая массы незамерзшего грунта в стенку обрыва борта речной долины. Т.о., продолжительность оползневой процесса значительно превышала время схода оползня.

В июле 2007 г. жарким летним днем автор снова обследовал оползневой район долины Саут Нэйшн и познакомился с материалами геологических исследований территории одноименной заповедной зоны. Эти данные приводятся в докладе.

Прежде всего поразил сомкнутый характер лесной и кустарниковой растительности, покрывающей долину реки. Выяснился неровный характер скального ложа русла реки или подошвы оползневых тел. Привлекло внимание полное отсутствие человека и мест его обитания. Сохранилось старое кладбище, церковь и шоссе-ные дороги, несмотря на то, что оползень 1993 г. не унес ни одной человеческой жизни.

За прошедшие 14 лет неровная поверхность тела оползня испытала естественное выравнивание и



превратилась в исходную, практически горизонтальную равнину. Микро рельеф фронтальной зоны остался неровным, но был значительно сглажен. В пределах поймы реки следы оползня 1993 г., также, как и предыдущих оползней, исчезли.

История оползня поучительна в отношении его прогноза и предупреждения. Зная о многократных проявлениях внезапных оползневых процессов в долине Саут Нэйшн, администрация района в 1986–87 гг. получила данные обследования долины, согласно которым опасной в оползневом отношении объявлялась узкая полоса вдоль долины реки. Это заключение рассматривало населенные пункты, удаленные на 500–600 м. вглубь водораздела, как неопасные. По настоянию местных жителей геологи и гидрогеологи Геологической Службы и ряда производственных организаций Канады детально исследовали этот район, проведя комплекс геофизических, буровых, аналитических работ и составив карту-план опасной в оползневом отношении площади в 1990 г. Площадь опасной в оползневом отношении зоны на новой карте превышала площадь контура первой схемы в десятки раз, охватывала значительную площадь плоской, казавшейся «надежной» равнины, окраину населенного пункта и участок шоссе-ной дороги. Резкое увеличение площади опасной зоны соответственно увеличило стоимость мероприятий по предупреждению возможных последствий оползней. Развернулось обсуждение, результаты были проверены и подтверждены.

Администрация района реально оценила возможность и последствия оползневой катастрофы и обратилась к жителям с предложением выкупить у них дома и участки земли и переехать в более безопасные места. Все жители так и поступили.

Через два с половиной года, летом 1993 г. здесь произошел катастрофический оползень, контуры которого практически полностью совпали с контуром прогнозной зоны возможной катастрофы. Совпали до деталей: тыловая часть оползня захватила отмеченный на схеме участок дороги и снесла его (вместе с двигавшейся автомашиной, водителя которой спас специальный вертолет).

Оползни района междуречья Оттавы и Св. Лаврентия сходят медленно, со скоростями порядка 3 км/час. На других перигляциальных лессовых равнинах, например, на равнине в районе Тромсё на западе Норвегии скорости проявления аналогичных оползней достигают 30 км/час, сопровождаются мощной глубинной и боковой эрозией и представляют угрозу населению. Для их предсказания и предупреждения катастрофических последствий в Норвегии были осуществлены исследования по специальному проекту «Quick clay», снят фильм

прохождения последнего разрушительного оползня и проведен комплекс лабораторных исследований. Результаты последнего выявили связь потери устойчивости лёссовидных оползневых масс с изменением их солевого состава.

Т.о., и в условиях низкой лессовой перигляциальной равнины междуречья рр. Св. Лаврентия и Оттавы, расположенной в сейсмоактивной зоне, периодически, с позднего голоцена проявляются своеобразные крупные криосейсмооползни, основными причинами которых являются совпадения повышенной увлажненности лёссовых почвогрунтов и сейсмических встряхиваний, а также положение в их основе плотных водоупорных шоколадных шамплейновых глин. Отметим, что в опубликованных работах рассмотренный оползневой район не входит в состав области распространения лёссовых пород континента [Г.Т. Смит, 1966, Геокриолитологическая карта Северной Америки, 1990; Soil Map of World, 1975].

Оползни рассмотренного типа представляют сложные, недостаточно изученные, но весьма динамичные образования. Ряд связанных с ними вопросов остается нерешенным, дискуссионным. Не изучен вопрос о периодичности проявления оползней; неясна длительность и механизм подготовительного этапа оползнеобразования; неоднозначна связь схода оползней с характером рельефа скального ложа; много вопросов вызывает генезис выравнивания кровли оползневого тела после схода оползня; наконец, нет материалов о связи активизации оползней с характером и интенсивностью антропогенных нагрузок.

Т.о., приведенные данные о проявлении криосейсмооползней на юго-востоке Канады приобретают более общее значение, выходя за региональные рамки. Слабая сейсмичность характерна для многих районов развития лессовидных толщ, включая Субарктику. Роль водоупорных горизонтов здесь может играть поверхность вечномерзлых пород.

Области распространения лёссовидно-тонкопесчаной формации несут следы мощного, эолового, позднеплейстоценового рельефообразования и подвержены процессам антропогенного опустынивания.

Абсолютные высоты подверженных разрушениям аккумулятивных равнин не регламентируют проявление катастрофических природных процессов [Чичагов, 2001]. Даже на предельно слабо наклонных прикаспийских равнинах, расположенных значительно ниже уровня Каспийского моря, установлено проявление быстрых оползней [Леонов, Лаврушин, Эпштейн, 1995].

Не исключено, что современного глобального потепления и непредсказуемо возрастающих антропогенных нагрузок лессовидные породы перигляциальных областей могут оказаться более, а главное – непредсказуемо динамичными, чем это



представлялось ранее, а их подвижки могут создать опасные ситуации, привести к катастрофам. Настораживают приведенные выше, (не слишком надежные) данные об учащении проявления оползней в современную эпоху. Значимость рассмотренных в докладе материалов и вопросов побудила автора еще раз [Чичагов, 1998–2005] выступить на тему о криосейсмооползнях, как о вполне реальных, но, по-видимому, недооцененных, трудно предсказуемых, быстрых и порой катастрофических перемещениях крупных масс лессовидных пород.

Работа выполнена в рамках научной программы проекта РФФИ 06-05-64559

ЛИТЕРАТУРА

Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Бодрова О.В. и др. Геоморфологический анализ областей древнего вулканизма. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 234 с.

Борисова О.К. Изменения растительности и климата умеренных широт Южного полушария за последние 130 000 лет (в сопоставлении с Северным полушарием). М.: Институт географии РАН. Автореф. Дисс. На соискание ученой степени доктора географических наук по специальности 25.00.25. – «Геоморфология и эволюционная география». 2007. 48 с.

Глазовская М.А. Субэральные покровные пылеватые суглинки и почвы в высокогорьях Внутреннего Тянь-Шаня / Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова. (К 100-летию со дня рождения). М.: КМК. 2005. С. 132–162.

Криолитологическая карта Северной Америки. М. 1990.

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Появление грандиозных гравитационных процессов на позднехвалынском палеошельфе северного Каспия // Доклады РАН. 1955. Т. 344. № 2. С. 212–215.

Лёссовый покров Земли и его свойства. М.: Изд-во МГУ. 2001. 464 с.

Смит Г.Т. Лёссовые отложения США / Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Прогресс. 1966. С. 60–69.

Чичагов В.П. Сейсмогенный характер голоценового и современного рельефообразования на востоке Канадского щита // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб. 1998. С. 183.

Чичагов В.П. Природные катастрофы на низких аккумулятивных равнинах // Вестник Калмыцкого института социально-экономических и правовых проблем. 2001. № 2. С. 136–147.

Чичагов В.П. Катастрофические оползни на низкой равнине междуречья рр. Св.Лаврентия и Оттавы (Онтарио, Канада) // Мат-лы III Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Смоленск. 2002. С. 115–118.

Чичагов В.П. Сейсмогенные катастрофические оползни на низких равнинах, сложенных лессовидными суглинками // Ползуновский вестник. 2004. № 2. С. 63–67.

Чичагов В.П. Криосейсмооползни низких, перигляциальных, лессовых равнин // Квартер – 2005. Мат-лы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт. 2005. С. 453–454.

Soil map of the World. 1: 5 000 000. Vol. II. Paris. 1975. 110 p.

РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ МЕТОД: ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОГРАФИИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

О.А. Чичагова, Э.П. Зазовская

Институт Географии РАН, Москва, Россия

Радиоуглеродный метод широко применяется при исследовании факторов и механизмов устойчивости и эволюции геосистем и климата позднего кайнозоя, а так же палеосреды, их реконструкции и прогнозирования.

В области географии и эволюции почв результаты применения радиоуглеродного метода позволили совершенно по-новому взглянуть на процессы, протекающие как в самой почве, так и между почвой и атмосферой. К ним относится определение продолжительности периода гумусообразования, коэффициента обновления гумуса современных и индекса омоложения ископаемых почв, скоростей потоков

углерода в системе почва-атмосфера, скоростей углеродного обмена гумуса зонального ряда почв ЕТР, радиоуглеродного возраста карбонатных аккумуляций в почвах. Полученные оценки потоков углерода в почвах различных эпох голоцена дали возможность прогнозировать их динамику в связи с изменением климата. Благодаря применению радиоуглеродных исследований в палеогеографии была разработана геохронологическая шкала плейстоцена и голоцена, проведена реконструкция природной среды и дан прогноз ее изменения в связи с изменением климата. Реконструкция палеосреды на основе комплексного исследования почв археологических па-



мятников помогла определить временные границы существования различных культур.

Однако, интерпретация радиоуглеродных данных сложна. Одной из её проблем является **проблема определения календарного возраста по радиоуглероду**.

Применение радиоуглеродного метода базируется на трех допущениях: равенство концентрации ^{14}C во всех сферах углеродообменного резервуара, постоянство этой концентрации во времени и точность определения периода полураспада ^{14}C . Предел применения радиоуглеродного метода составляет примерно 50 тыс. лет.

Однако многочисленными исследованиями было показано, что концентрация радиоуглерода в обменном резервуаре Земли непостоянна.

Идеальным материалом для реконструкций прошлых вариаций радиоуглерода в земной атмосфере являются годовые кольца деревьев. Созданная к настоящему времени радиоуглеродная калибровочная кривая, основанная на датировании колец деревьев, покрывает последние 14400 лет. Датирование кораллов, фораманифер и морских слоистых отложений с помощью AMS и ураноториевого метода позволило продлить калибровочную кривую до 26000 лет [Reimer et al., 2004]. В настоящее время калибровка радиоуглеродных данных является обязательной процедурой, и позволяет переводить их из радиоуглеродной в календарную шкалу времени.

Эффект изотопного фракционирования учитывается с помощью введения поправки (*стандарт имеет значение ^{13}C , равное -25‰*). Для введения поправки используются результаты масс-спектрометрических измерений образца или, при невозможности таких исследований, – табличные значения. Рассчитано, что отличие от стандарта в 1‰ дает изменение в возрасте на 16 радиоуглеродных лет.

Не менее важной проблемой радиоуглеродного датирования является **специфика различного углеродосодержащего материала**. Традиционно наиболее надежным материалом для определения возраста и его интерпретации являются такие практически «закрытые» в отношении углеродного обмена системы как уголь, древесина, торф, коллаген кости. Современные почвы относятся к «открытой» системе, которая подвержена постоянному привносу молодого или древнего углерода, ископаемые и погребенные почвы, реликтовые горизонты – это «открыто-закрытые» системы, которые в настоящее время слабо или почти не подвержены углеродному обмену с атмосферой.

Наиболее сложным для отбора и интерпретации ^{14}C -данных является органическое вещество (ОВ) современных и погребенных почв, т.к. оно гетеро-

хронно и состоит из разных по строению, генезису и возрасту фракций. Оно подвержено различным диагенетическим преобразованиям, связанным как с трансформацией в результате биологического круговорота в процессе почвообразования (в случае современных почв), так и со временем и условиями погребения (в случае ископаемых почв); возможно накопление ОВ в результате эолового переноса, эрозии, дефляции и пр. природных процессов [Чичагова, 1985, 1996; Cherkinsky, Brovkin, 1993]. Был исследован возраст фракций ОВ различных типов почв, что помогло **оптимизировать методику получения почвенных препаратов для датирования**. Так же сложны в этом отношении почвенные карбонаты [Хохлова и др., 2004].

Определение коэффициента обновления гумуса современных почв было осуществлено благодаря использованию данных по изменению концентрации ^{14}C в атмосфере, учитывающих «эффект Зюсса» и «бомбовый эффект». Используя эти данные, А.Е.Черкинский и В.А.Бровкин предложили методику определения **скорости минерализации и коэффициента обновления гумуса – K_г**, представляющего собой интегральный показатель омоложения почвенного углерода в результате как биохимической минерализации, так и его миграции [Cherkinsky and Brovkin, 1993]. Этот показатель дает возможность рассчитывать скорость обновления углерода почв при активности образца более 100% эталона (pmC – % of modern C) и вычислять для них конкретный (в годах) радиоуглеродный, а не просто «современный» возраст.

Определение показателя интенсивности омоложения гумуса голоценовых палеопочв (индекс омоложения) для исследования скорости процессов его обновления и изменения во времени радиоуглеродного его возраста проводилось путем сопоставления радиоуглеродных данных профилей фоновых и погребенных почв разных климатических зон ЕТР. Величина омоложения, определенная по разности дат между горизонтами A1 погребенных и фоновых почв, обычно равнялась 100%. [Александровский, Чичагова, 1998, 2000]. Обнаружена четкая зависимость интенсивности омоложения гумуса от глубины залегания датированных горизонтов почвы и климатических условий гумусообразования. Используя эти данные, можно оценивать возможную величину омоложения ^{14}C дат для погребенных почв и реликтовых горизонтов, что должно являться важным условием при геохронологических построениях и палеогеографических реконструкциях.

Оценка потоков углерода в почвах ЕТР, различных эпох голоцена и их динамика в связи с изменением климата проводится на основе созданного компьютерного банка данных (более 2000



разрезов) по запасам углерода: относительным (на 1 кг С в год) и абсолютным (на 1 м² почвы в год) скоростям обновления углерода. Были построены карты органопроевиль почв (ОПП) Мира [Cherkin-sky, Chichagova, 1998] и карты-схемы ОПП субатлантического (SA) и атлантического (AT) периодов голоцена для ЕТР [Чичагова, 1996]. Дана оценка потоков углерода в почвах различных эпох голоцена ЕТР и их динамика в связи с изменением климата [Чичагова и др., 2001]. На основании различных геоэкологических сценариев и наших данных в XXI веке при глобальном потеплении климата на 1 и 2⁰ произойдет увеличение гуматности почв, что приведет к увеличению стока органического углерода из атмосферы в почву и запасанию его в почвах гумидных районов России, при некоторой потере – в семиаридных. В целом должен сложиться положительный баланс углерода в почвах.

Исследование радиоуглеродного возраста ОБ ископаемых почв и реликтовых гумусовых горизонтов необходимо для уточнения хронологии и реконструкции палеосреды.

За последние десятилетия достигнуты большие успехи в применении радиоуглеродного метода датирования голоценовых и плейстоценовых ископаемых почв для уточнения геохронологической шкалы и проведения на ее основе корреляции природных рубежей голоцена и верхнего плейстоцена [Величко, Морозова, 2005; Чичагова, 2005].

Многочисленные ¹⁴C-исследования палеопочв в склоновых, балочных, и пойменных отложениях дали возможность установить *ритмичность почвообразования и выделить этапы активизации природной и антропогенной эрозии* на Среднерусской возвышенности в голоцене [Александровский, Чичагова, 1998; Сычева, Чичагова, 1999].

Радиоуглеродное датирование карбонатов и ОБ почв осуществило переход к количественным связям органического и минерального углерода в гумусовом и карбонатном профилях степных почв [Хохлова и др., 2004].

Предложен новый подход к интерпретации результатов радиоуглеродного датирования карбонатных аккумуляций в черноземных почвах голоценового хроноряда почв степи Приуралья, связанный с климатическими условиями в период образования карбонатов. Отмечаются периоды как омоложения, так и удреждения ¹⁴C – возраста карбонатов, соответствующие как гумидизации, так и аридизации климата в различные эпохи второй половины голоцена. Таким образом, по данным радиоуглеродного возраста карбонатов можно выявить закономерности «перекачки» углерода из резервуара «гумус» в резервуар «карбонаты» в аридные эпохи и полного или частичного обновления

углерода этих двух резервуаров – в гумидные [Хохлова и др., 2004].

Радиоуглеродное датирование палеопочв в целях реконструкции палеосреды проводилось на основе комплексного исследования почв археологических памятников. На основе радиоуглеродных исследований выявлены основные стадии развития ландшафтов, проведена реконструкция палеосреды голоцена центральной лесостепи и подтверждены археологические данные о древнерусских поселениях и поселениях бронзового века на этой территории [Alexandrovskiy, Glasko, Krenke, and Chichagova, 2004].

По данным радиоуглеродного датирования гумусовых горизонтов погребенных почв из разных участков Ергеней (Калмыцкая степь) было показано, что периоды почвообразования, или стабильности поверхности, чередуются с этапами осадконакопления – нестабильности [Гольева А.А. и др., 2005]. Полученные данные коррелируют с основными этапами динамики уровня Каспия, а также с историческими и археологическими данными освоения Северо-Западного Прикаспия [Гольева, Чичагова, Цуцкин, 2001].

Исследование хронологии и периодичности природных экологических катастроф проводилось на основе радиоуглеродного датирования объектов, связанных с ураганной, вулканической деятельностью и землетрясениями. Примером применения радиоуглеродных данных при *реконструкции древних землетрясений* может служить определение радиоуглеродного возраста палеопочв, приуроченных к сейсмодислокациям Керченского п-ова [Никонов и др., 1992], Зап. Кавказа и горного Алтая, что дало возможность пересмотреть общий уровень сейсмической опасности Алтае-Саянской горной страны [Рогожин и др., 1999].

Радиоуглеродное датирование археологических памятников по различному углеродосодержащему материалу из курганов Евразийских степей предгорий Сев. Кавказа помогло уточнить хронологию и границы существования катакомбной культуры в бронзовом веке, хронологический диапазон майкопских памятников Сев.Кавказа, позволило дать четкие временные интервалы культур эпохи энеолита – ранней бронзы Северо-западного Прикаспия и региональную хронологическую последовательность этих культур. Удалось выявить возможную ошибку, заложенную в общепринятых схемах, вызванную *«эффектом резервуара»*, для тех археологических культур, в системе питания которых присутствовал морской или речной компонент [Ван дер. Плихт и др., 2007].

Исследование *проблемы применения радиоуглеродного метода* показало, что для достижения



большей точности определения возраста необходимо не только совершенствовать радиоуглеродный метод, исследовать чистоту и генезис датированных материалов, более тщательно относиться к интерпретации исследуемых объектов, но и проводить их комплексное исследование, включающее изучение палеосреды с помощью палеоботанических, палеопочвенных, биоморфных и др. методов.

Таким образом, благодаря применению радиоуглеродных исследований в географии и геоэкологии осуществлён прогноз динамики потоков углерода в системе почва-атмосфера; исследована хронология этапов педогенеза и седиментогенеза, проведена реконструкция природной среды и дан прогноз ее изменения в связи с изменением климата в голоцене. Осуществлены реконструкция, хронология и прогноз природных катастрофических процессов; уточнена хронология, границы и время существования различных культур.

ЛИТЕРАТУРА

- Александровский А.Л.* Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене. М.: Наука, 1983, 150 с.
- Александровский А.Л., Чичагова О.А.* Радиоуглеродная хронология голоценовых палеопочв. //Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980, с. 82–90.
- Александровский А.Л., Чичагова О.А.* Радиоуглеродный возраст палеопочв голоцена Восточной лесостепи. //Почвоведение, №12, с.1414–1422. 1998.
- Величко А.А., Морозова, Т.Д.* Эволюция почвообразования в плейстоцене. //Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (К 100-летию со дня рождения). М., КМК, 2005, с.65–76.
- Ван дер Плихт Й., Шишлина Н.И., Хеджес Р.Е.М., Зазовская Э.П., Севастьянов В.С., Чичагова О.А.* Резервуарный эффект и результаты датирования катакомбных культур Северо-Западного Прикаспия // Российская археология. 2007. № 2, с.
- Гольева А.А., Чичагова О.А., Цуцкин Е.В.* Влияние исторических событий на эволюцию почв Северо-Западного Прикаспия. //Проблемы эволюции почв. Пушино, 2001. с.66–67.
- Гольева А.А., Чичагов В.П., Чичагова О.А., Седов С.Н.* Геохронология и палеогеография голоцена Ергеней по данным изучения палеопочв // Четвертичное
- всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, 23–26 августа 2005 г., с 89–92.
- Никонов А.А., Чичагова О.А., Черкинский А.Е.* Радиоуглеродное датирование почв для диагностики склоновых дислокаций (на примере участка Крымской АЭС на Керченском п-ове). //Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, с. 80–90. 1992.
- Рогожин Е.А., Богачки Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А.* Следы сильных землетрясений в рельефе Горного Алтая. //Геоморфология, №1,1999,с.82–95.
- Сычева С.А., Чичагова О.А.* Ритмы почвообразования и осадконакопления Среднерусской возвышенности в голоцене. //Почвоведение, №8, с.970–979. 1999.
- Хохлова О.С., Хохлов А.А., Чичагова О.А., Моргунова Н.Л.* Радиоуглеродное датирование карбонатных аккумуляций в почвах голоценового хроноряд степного Приуралья. //Почвоведение №10, 2004 г. с.173–185.
- Чичагова О.А.* Радиоуглеродное датирование гумуса почв.М.: Наука, 157 с. 1985.
- Чичагова О.А.* Современные направления радиоуглеродных исследований органического вещества почв. //Почвоведение, № 1,с.99–110. 1996.
- Чичагова О.А.* Развитие идей И.П. Герасимова в области радиоуглеродных исследований.// Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (К 100-летию со дня рождения). М., КМК, 2005, с. 163–180.
- Чичагова О.А., Александровский А.Л., Горячкин С.В., Ковда И.В.,* Радиоуглеродные исследования как основа оценки потоков углерода в системе почва-атмосфера. //Известия АН. Сер.геогр., № 4, с.1–7. 2001.
- Alexandrovskiy Alexander L., Glasko Maya P, Krenke Nikolay A., and Chichagova Olga A.* Buried soils of floodplains and paleoenvironmental changes in the Holocene. //Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, v. 21, num. 1, p. 9–17. 2004.
- Cherkinsky A.E. and Brovkin V.A.* 1993. Dynamics of Radiocarbon in soils // Radiocarbon, Vol.35, No.3, Pp.363–367.
- Cherkinsky A.E., Chichagova O.A.* Soil Organopropyls (Scale: 1:60 mln)./ Resources and Environment World Atlas, p.II, III 3 Biosphere. Ed. Holzel, Vienna and IGRAS, Moscow,1998.
- Reimer P.J et. all.* INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26cal kyr BP// Radiocarbon, 2004. V.46, Pp.1029–1058.



ВОПРОСЫ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

С.Д. Шведов

Инструментальные наблюдения сейсмичности на Северо-Востоке России начались в Магаданской области в 1952 г, а в Чукотском автономном округе – в 1966 г. Всего в Магаданской области (в разные годы) действовало 19 сейсмостанций, на Чукотке 10, при этом к первой половине 90-х годов прошлого века большинство станций было закрыто. В настоящее время для различных районов Северо-Востока предполагается интенсивность сейсмических сотрясений от 5 до 9 баллов [5], однако вследствие недостатка данных, обусловленного малой продолжительностью наблюдений и редкой сетью сейсмостанций, существующие схемы сейсмического районирования Северо-Востока России (ОСР-97), являются достаточно схематичными и, на наш взгляд, нуждаются в определенной корректировке. Эта задача становится всё более актуальной в свете постоянного расширения освоения коренных месторождений этих территорий в последние годы.

История палеосейсмогеологических исследований

В условиях недостатка инструментальных данных большое значение приобретают другие методы сейсмического районирования, в частности палеосейсмогеологический метод, основанный на выявлении палеосейсмодислокаций – деформаций скальных пород, рыхлых отложений и форм рельефа (а также образование специфических форм рельефа), аналогичных тем, которые наблюдались при современных землетрясениях.

К началу XXI века на территории Магаданской области были описаны 2 группы палеосейсмодислокаций: в районе Верхнекупкинской впадины [10] и на п-ове Кони [9]. Ещё одна группа палеосейсмодислокаций отмечалась на территории Якутии вблизи северо-западной границы области. На территории Чукотской АО к этому времени не было выявлено палеосейсмодислокаций.

В 2000 году опубликована монография Б.П. Важенина [2], в которой преимущественно на основании дешифрирования космических снимков был сделан вывод о наличии в пределах Магаданской области многочисленных групп крупнообъемных обвалов, интерпретируемых как гравитационные палеосейсмодислокации. Впоследствии эти выводы подвергались критике со стороны других магаданских геоморфологов [11], относящих большую часть этих образований к нивально-ледниковым формам. Кроме того, выводы Б.П. Важенина не нашли подтверждения в результатах палеосейсмогеологиче-

ских исследованиях на смежной с Магаданской областью территории – Корякском нагорье [6].

В 2001 году в результате полевых наблюдений несколько разновозрастных тектонических и гравитационных палеосейсмодислокаций было выявлено в верховьях р. Кедон [13]. В дальнейшем в этом районе было отмечено ещё несколько палеосейсмодислокаций и других проявлений современной эндогенной активности [15; 16]. Примечательно, что согласно схеме Б.П. Важенина [2; стр. 8] дешифрируемые по космическим снимкам палеосейсмодислокации на этом участке отсутствуют. Также следует отметить, что на основании инструментального изучения сейсмичности этот участок Магаданской области отнесен к слабосейсмичным [3].

В последующие годы группа палеосейсмодислокаций была выявлена в Килганских горах (Северо-Восточное Приохотье) [14], здесь впервые на Северо-Востоке России обнаружены достаточно редкие их виды, в частности, сейсмоглифы – блоки коренных пород, выбитые из субвертикальных скальных стенок, такие дислокации были описаны в плейстосейстовой области Каргыйского землетрясения 1974 года [11]. Кроме того, отдельные палеосейсмодислокации наблюдались и в других районах Северо-Восточного Приохотья – в верховьях р. Армань [15] и в среднем течении р. Яма.

В 2004 году, в результате площадного дешифрирования аэрофотоснимков и полевых работ, проведенных лабораторией неотектоники СВКНИИ ДВО РАН, палеосейсмодислокации были обнаружены в восточной части Чукотского полуострова [16]. В числе прочих здесь (также впервые на Северо-Востоке России) наблюдались скальные козырьки, аналогичные тем, которые были описаны А.А. Никоновым в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения [8]. Кроме того, в некоторых обнажениях рыхлых отложений здесь отмечались скопления расколотых галек, при этом у части расколотой гальки, причем у некоторой её части наблюдались отчетливые взбросовые или сдвиговые смещения; подобное дробление гальки и валунов отмечалось при некоторых современных землетрясениях [1; 7]. Следует отметить, что для некоторых объектов, выявленных в результате дешифрирования аэрофотоснимков, в ходе полевых работ не удалось обнаружить несомненных признаков их сейсмогенной природы.

Особого внимания заслуживает тот факт, что и в бассейне р. Кедон, и в Килганских горах, и на Чукотке наряду с палеосейсмодислокациями наблюда-



лись также псевдосейсмодислокации (морфологически близкие, но имеющие несейсмогенную природу объекты), а также объекты неясного генезиса; при этом во многих случаях сейсмогенные и несейсмогенные структуры расположены совместно.

Проблема достоверности палеосейсмодислокаций и максимальной интенсивности палеоземлетрясений.

Ещё основоположник палеосейсмогеологического метода В.П. Солоненко отмечал, что в ряде случаев за палеосейсмодислокации могут быть приняты структуры иного генезиса (ледникового, пролювиального, десерпционного) [4]. История изучения палеосейсмодислокаций Северо-Востока России и продолжающиеся дискуссии относительно природы тех или иных структур показывают, что для этой территории проблема достоверности сейсмогенных структур особенно актуальна.

Возможно, причина этого – в особенностях экзогенного морфогенеза этих территорий. Северо-Восток России полностью находится в зоне распространения многолетнемерзлых пород, причём их мощность, как и интенсивность нивально-криогенных процессов, здесь значительно выше, чем в тех сейсмически активных районах (Прибайкалье, Кавказ, горы Средней Азии), в которых отрабатывались принципы и методика палеосейсмогеологических исследований.

Специфика нивально-криогенного морфогенеза в том, что эрозия, гравитационный, пролювиальный и делювиальный снос лишь разрушают гравитационные палеосейсмодислокации, в то время как нивально-криогенные процессы, кроме того, и изменяют их, во многих случаях способствуя исчезновению специфических признаков, по которым определяется их сейсмогенная природа. С другой стороны, воздействие нивально-криогенных процессов может приводить к образованию таких форм рельефа, которые в других районах могут образоваться лишь в результате сейсмических толчков.

Вследствие этого на Северо-Востоке России достаточно широко распространены своеобразные формы рельефа, которые невозможно однозначно отнести ни к сейсмогенным, ни к несейсмогенным образованиям (условно подобные структуры можно назвать «квазисейсмодислокациями»). Это, прежде всего, относится к гравитационным палеосейсмодислокациям. Таким образом, возможны как недооценка сейсмической опасности территории (при полном игнорировании «квазисейсмодислокаций»), так и её переоценка (в случаях, когда все они причисляются к палеосейсмодислокациям).

В этих условиях более достоверными являются сейсмические деформации в коренных породах (скальные козырьки, сейсмоглифы) и в четвертичных отложениях (раздробленная со смещением об-

ломков галька, если характер смещений позволяет исключить экзогенную природу смещений).

Ещё одна особенность экзогенного морфогенеза на Северо-Востоке России заключается в том, что влияние нивально-криогенных процессов значительно увеличивает общую скорость преобразования рельефа. Так, современные измерения ширины стрелковых траншей на заброшенных укрепках Чукотского п-ова показали, что даже на субгоризонтальных поверхностях скорость закрытия рвов составляет несколько см/год (при этом стенки рвов могут оставаться вертикальными). На наклонных поверхностях скорость исчезновения форм микрорельефа будет ещё выше. Таким образом, время существования на Чукотке сейсмогенных рвов, ширина которых не превышает нескольких метров, не превышает, вероятно, 100 – 200 лет; после этого выраженными в рельефе остаются лишь отдельные их фрагменты, расположенные на участках с относительно пониженной интенсивностью экзогенных процессов. На территории Магаданской области скорость нивально-криогенных процессов несколько меньше, вследствие чего сейсмогенные рвы дольше сохраняются в современном рельефе.

Палеосейсмогеологические методы определения интенсивности сейсмического толчка основываются либо на площади распространения сейсмодислокаций, либо на протяженности главного сеймотектонического разрыва. Таким образом, в ряде случаев невозможно достоверно выявить все палеосейсмодислокации (отделив их от псевдо- и квазисейсмодислокаций) и определить общую длину сейсмогенного разрыва (разбитого на отдельные фрагменты и частично уничтоженного экзогенными процессами), что не позволяет точно установить силу палеоземлетрясения.

Выводы:

1. Палеосейсмодислокации достаточно широко распространены на территории Северо-Востока России, что свидетельствует о достаточно высоком (в целом) уровне сейсмичности этой территории и необходимости корректировки существующих схем сейсмического районирования.

2. Особенности экзогенного морфогенеза Северо-Востока России серьёзно затрудняют надёжную идентификацию палеосейсмодислокаций; кроме того, нивально-криогенные процессы могут приводить к появлению псевдосейсмодислокаций. В этих условиях для надёжного сейсмического районирования необходимы детальные полевые работы по заверке результатов дешифрирования аэрокосмоснимков.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Апродов В.А.* О неотектонике и сейсмодислокациях района Гоби-Алтайского землетрясения



в МНР // Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. – М.: Изд-во МГУ. – 1977. – С. 100–112.

2. *Важенин Б.П.* Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2000. – 205 с.

3. *Ващилов Ю.Я., Сахно О.В., Калинина Л.Ю.* Геолого-геофизические условия возникновения землетрясений на северо-востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1996. – 90 с.

4. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. – М.: Наука, 1966. – 231 с.

5. Карта «Сейсмическое районирование территории Российской Федерации» масштаба 1:8000000. Глав. редакторы акад. В.Н.Страхов, проф. В.И. Уломов. – М.: ОИФЗ РАН, 1999.

6. *Леонов В.Л.* Голоценовые разломы (предполагаемые палеосейсмодислокации) и оценка сейсмической опасности территории Корякского автономного округа, Северо-Восток России // Вулканология и сейсмология. – 2000 – № 2 – С. 30–43.

7. *Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р.* Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // ДАН. – 1992. – Т. 401, № 1. – с. 58–61.

8. *Никонов А.А.* Разрушительные землетрясения в эпицентральной зоне Спитакского землетрясения 1988 г. в прошлом. // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1991. – № 12. – С. 3–22

9. *Онухов Ф.С., Уфимцев Г.Ф.* Неотектоника района полуострова Кони (Северное Приохотье) // ДАН. – 1992. – т. 327 – № 3 – С. 315–321.

10. *Смирнов В.Н., Важенин Б.П.* Сейсмогенные формы рельефа в хребте Туманском (Северное Приохотье) // Количественная сейсмология и сейсмостойкое строительство на Дальнем Востоке. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, 1985. – С. 56–57.

11. *Смирнов В.Н., Галанин А.А., Глушкова О.Ю., Пахомов А.Ю.* Псевдосейсмодислокации в горах Примагандья // Геоморфология. – 2001. – № 2. – С. 81–92.

12. *Чернов Г.А.* Сейсмоглифы и сейсмичность Тувы // Геол. и геофиз. – 1980. – № 11. – С. 101–108.

13. *Шведов С.Д.* Неотектоника и палеосейсмодислокации Мунугуджакской впадины (Омолонский массив) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий.: Мат. XI сессии Северо-Восточного отд. ВМО. Т. 3. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2001. – С. 45–47.

14. *Шведов С.Д.* Палеосейсмодислокации Северо-Восточного Приохотья. // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Материалы XXVIII пленума Геоморфологической комиссии РАН. – Новосибирск: 2004. – С. 278–290.

15. *Шведов С.Д.* Новейшая геодинамика районов некоторых золоторудных месторождений Северо-Востока России. // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. – Архангельск: Ин-т. экол. проблем Севера УрО РАН, 2004. – С. 380–383.

16. *Шведов С.Д.* Некоторые результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. – Воронеж: 2006. – С. 273–276.

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КВАРТЕРА

С.М. Шик

Региональная межведомственная стратиграфическая комиссия по центру и югу Русской платформы

Несмотря на большие успехи в изучении четвертичных отложений, достигнутые за последние годы, многие проблемы их стратиграфии и палеогеографии остаются дискуссионными, а некоторые проблемы возникают вновь.

1. К числу вновь возникших относится вопрос о **самостоятельности четвертичной системы и ее нижней границе**; он поднят в последнее время Международной комиссией по стратиграфии, предложившей опустить подошву плейстоцена до основания гелазия (около 2,6 млн. лет) и включить четвертичную систему в состав неогена. Совершенно непонятно, какие преимущества может дать

объединение четвертичной системы с неогеновой и чем предлагаемая граница лучше принятой в 1982 г. (около 1,8 млн. лет) после многолетнего обсуждения (при котором рассматривалась и граница на уровне около 2,6 млн. лет). В то же время такое нарушение стабильности существующей схемы крайне болезненно скажется на практике геологического картирования (особенно с учетом широко распространенного составления специальных карт четвертичных отложений).

2. Пока не существует **общепринятого подразделения плейстоцена**. В Западной Европе принято делить его на три подотдела, несопоставимые ни по



продолжительности (от 1,0 до 0,12 млн. лет), ни по значимости соответствующих событий. Более целесообразным представляется принятое в России деление плейстоцена на две примерно равные по продолжительности части – эоплейстоцен и неоплейстоцен, которые резко различаются и по характеру климатических колебаний, и по наземной и даже морской биоте (по нанопланктону – на уровне зон, по фораминиферам – на уровне подзон). Вероятно, этим подразделениям следовало бы придать ранг ярусов (со стратотипами в Средиземноморье), как это уже сделано в некоторых стратиграфических схемах [Berggren et al., 1995; Chita et al., 1995].

3. Межведомственный стратиграфический комитет России (МСК), приняв 4 апреля 2007 г. решение о подразделении среднего неоплейстоцена на 6 ступеней, а нижнего – на 8 ступеней, устранил существовавшую некоторое время неопределенность в положении нижней границы неоплейстоцена. Она принята в основании палеомагнитной эпохи Брюнес (как предлагалось в «Дополнении к стратиграфическому кодексу» [2000]), в то время как раньше ее часто проводили в основании кроме-ра, т.е. в верхней части эпохи Матуяма. Однако вопрос о сопоставлении ступеней со стадиями изотопно-кислородной шкалы (ИКШ) требует дополнительного обсуждения¹. По «Стратиграфическому кодексу» ступени отвечают оледенениям и межледниковьям; в то же время имеющиеся палеотемпературные данные свидетельствуют, что переход от межледниковых условий к ледниковым в ряде случаев происходил не в конце нечетных стадий, а значительно раньше – в конце их начальных подстадий. Особенно хорошо это видно на примере лучше изученной 5 стадии (см. ниже).

Далеко не однозначно решается и вопрос о соответствии ступеней конкретным стадиям ИКШ и выбора их стратотипов. В особенности это касается нижнего неоплейстоцена, для которого проблематичной является не только корреляция климатолитов с ИКШ, но и сама их последовательность. По мнению ряда исследователей [Санько и др., 2003; Зубаков, 2005; Иосифова и др., 2006], между мучкапским межледниковьем и окским оледенением существует еще один ледниково-межледниковый цикл, для которого характерно присутствие арвикул, более архаичных, чем типичные для лихвинских отложений. Подтверждение или опровержение этой точки зрения – одна из важнейших проблем стратиграфии нижнего неоплейстоцена, без решения которой невозможно ни однозначное со-

поставление ступеней с ИКШ, ни уверенный выбор их стратотипов.

4. Решение МСК о выделении 6 ступеней в **среднем неоплейстоцене** «узаконило» представления о существовании в нем **3 межледниковий и 3 оледенений**, которые давно высказываются многими исследователями [Болиховская, 1995; Зубаков, 2005; Шик, 2005; Волкова и др., 2005; Linder, 1998; Turner, 1998, и др.]. Однако в России в большинстве утвержденных стратиграфических схем пока в среднем неоплейстоцене выделяются только 2 межледниковья и 2 оледенения; выявление недостающих стратотипов – важная проблема стратиграфии среднего неоплейстоцена.

Серьезные разногласия вызывает вопрос о **границах распространения оледенений среднего неоплейстоцена**. Длительное время господствовали представления, что максимальным было первое из них, сформировавшее Днепровский и Донской ледниковые языки. Однако уже к началу 80-х годов были получены данные о принадлежности морены Донского языка (используя современную терминологию) к нижнему неоплейстоцену, а Днепровского языка – к концу среднего неоплейстоцена (6 стадия ИКШ) [Красненков и др., 1980; Величко и др., 1980]. О таком возрасте последней свидетельствует как строение лёссово-почвенных образований в пределах Днепровского ледникового языка [Величко и др., 1984; Герасименко, 2004], так и развитие на юге Брянской области микулинских озерных отложений в остаточных западинах на поверхности морены [Шик, 2004]. Эти представления отражены в принятой в 1983 г. региональной стратиграфической схеме Центральных районов Восточно-Европейской платформы [Решение..., 1986]. Однако многие исследователи до сих пор придерживаются прежних представлений о ее принадлежности первой половине среднего плейстоцена (8 ИКШ). При этом обосновываются эти представления главным образом материалами по Сатинскому полигону [Рычагов и др., 2006], где результаты ТЛ датирования указывают на принадлежность второй сверху морены к 8 стадии, а между двумя моренами обнаружены межледниковые аллювиальные отложения, очень сходные с горкинскими (соответствующими 7 стадии ИКШ). Однако, результаты ТЛ датирования (особенно для отложений с возрастом более 150 тыс. лет) далеко не всегда достаточно надежны, а аллювиальные отложения могут залегать на породах любого возраста.

5. Последнее время появляется все больше данных, что находки типичных представителей **хазарского фаунистического комплекса** – *Mammuthus chosaricus* и *Arvicola chosaricus* – приурочены не только к среднему неоплейстоцену, но и к мику-

¹ Утвержденное МСК решение Комиссии по четвертичной системе о выделении ступеней было принято опросным порядком, без повторного обсуждения



линским отложениям; поэтому требует дополнительного изучения вопрос о верхней границе этого комплекса.

6. Много дискуссионных вопросов остается и в **стратиграфии и палеогеографии верхнего неоплейстоцена**. В частности, это относится к интервалу, отвечающему подстадиям 5d – 5a ИКШ. Обычно его относят к раннему валдаю, хотя некоторые исследователи и считают возможным включать его в состав микулинского межледниковья. Однако этот интервал характеризуется весьма своеобразными климатическими условиями. Значительные похолодания, во время которых уровень океана был на 60–80 м ниже современного и, возможно, развивались материковые оледенения, чередовались с потеплениями межстадиального характера, при которых климат был холоднее, чем в настоящее время (но теплее, чем в среднем валдае), а уровень океана оставался ниже современного (наблюдающиеся на севере трансгрессии были связаны с гляциоизостазией). Представляется, что этот интервал следует выделять в качестве самостоятельного этапа (который Ю.А.Лаврушин [Лаврушин и др., 2002] предложил назвать зовалдаем) с соответствующими региональными подразделениями [Шик и др., 2004].

В последующей ледниковой эпохе можно выделить ранне- и поздневалдайскую мегастадии (4 и 2 ИКС), разделенные продолжительным (около 25 тыс. лет) мегаинтерстадиалом (3 ИКС), во время которого чередовались похолодания и потепления, но климат в средних широтах все время был холоднее современного, а морская трансгрессия на севере имела, очевидно, гляциоизостатический характер. Существовавшие длительное время (50-е – 70-е годы) представления о межледниковом характере этого интервала (молого-шекснинское и каргинское межледниковья) были связаны с ошибочным отношением к этому времени некоторых разрезов более древних (микулинских, казанцевских) отложений.

Однако до сих пор, как и 50 лет назад, серьезные разногласия вызывает вопрос о границах распространения ледников в ранне- и поздневалдайское время. Ряд исследователей считает, что в Европейской России всюду максимальной была ранневалдайская мегастадия, во время которой ледник достигал Клинско-Дмитровской гряды. Однако на северо-востоке Европейской России южнее границы распространения поздневалдайского (осташковского) ледника микулинские отложения не перекрыты мореной; лишь в краевых частях озерных котловин на них иногда залегают мореноподобные отложения делювиально-солифлюкционного происхождения, которые иногда принимают за морену. В области распространения поздневалдайского ледника известен ряд разрезов (Коневиц, Килеши-

но, Колпино и др.), в которых отсутствуют даже следы морены между микулинскими и средневалдайскими озерными отложениями. По некоторым данным, и на Кольском полуострове в ранневалдайское время Скандинавский ледник занимал меньшую площадь, чем поздневалдайский.

Мне представляется, что эти данные убедительно свидетельствуют о том, что на северо-западе Европейской России максимальное распространение ледник имел в поздневалдайское время; такое же соотношение наблюдается в Беларуси и Прибалтике. Однако, на северо-востоке Европейской России и в Западной Сибири соотношение, вероятно, было обратное. Это может объясняться тем, что на западе при достаточной влажности распространение ледников зависело в первую очередь от температуры (которая в позднем валдае была ниже, чем в раннем), а на востоке (при более континентальном климате) – от влажности, которая была выше в раннем валдае.

ЛИТЕРАТУРА

- Болыховская Н.С.* Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
- Борисов Б.А.* К вопросу совершенствования общей стратиграфической шкалы четвертичной системы по данным палеоклиматологии и палеонтологии // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. Материалы LIII сессии Всероссийского палеонтологического общества. СПб., 2007. С. 24–27.
- Величко А.А.* О возрасте морен днепровского и донского языков // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–19.
- Величко А.А., Маркова А.К., Морозова Т.Д. и др.* Проблема геохронологии и корреляции лёссов и ископаемых почв Восточной Европы // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1984, № 6. С. 102–113.
- Волкова В.С., Хазина И.В., Бабушкин А.Е.* Стратиграфия плейстоцена Западной Сибири и палеоклиматическая шкала // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода («Квартер-2005»). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 77–78.
- Герасименко Н.П.* Развитие зональных ландшафтов четвертичного периода на территории Украины. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геогр. наук. Институт географии НАН Украины, Киев, 2004. 41 с.
- Дополнение к Стратиграфическому кодексу России.* СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 112 с.
- Зубаков В.А.* Современное состояние климатостратиграфии: о привязке климатом Европы к астрохро-



нометрической шкале // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, № 66, 2005. С. 42–64.

Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Писарева В.В., Семенов В.В. Верхний Дон как страторегион среднего плейстоцена Русской равнины // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 41–84.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Шулешикина Е.А. и др. О нижнечетвертичном возрасте Донского ледникового языка по данным изучения мелких млекопитающих // Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 3. С. 677–680.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В. Календарно-событийная стратиграфия позднего неоплейстоцена. // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, т. 1. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 143–145.

Рычагов Г.И., Антонов С.И., Малаева Е.М., Судакова Н.Г. Новые данные о среднеплейстоценовых отложениях юго-западного Подмосквья // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. СПб.: Недра, 2006. С. 122–130.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с.+11 прил.

Санько А.Ф., Величkevич Ф.Ю., Якубовская Т.В. и др. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений Беларуси // Стратиграфия и палеогеография геологических формаций Беларуси. Минск, Институт геологич. наук НАН, 2003. С. 261–270.

Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с

Шик С.М. Современные представления о стратиграфии четвертичных отложений центра Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 20046, т. 79, вып. 5. С. 82–92.

Шик С.М. Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода («Квартер 2005»). Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 459–460.

Шик С.М., Борисов Б.А., Зарина Е.П. Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2004, № 65. С. 102–114.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. et al. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy // Geochronology Time Scales and Global stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication № 54, 1995. P. 129–263.

Cita M.B., Castradori D. Rapporto sul workshop «Marine sections from the Gulf of Taranto usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene» // Boll. Soc. Geol. Ital., 114 (1995). P. 319–339.

Linder L., Marciniak B. The occurrence of for interglacials younger than the Sanian2 (Elster2) Glaciation in the Pleistocene of Europe // Acta Geologica Polonica. Vol.48 (1998), № 3. P. 247–263.

Turner Ch. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the work of the INQUA subcommission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International. Vol.47/48, 1998. P. 41–49.

ИСТОРИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ЛАНДШАФТОВ НИЖНЕГО ПОВОЛХОВЬЯ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ И КАРПОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

М.В. Шитов¹, Э.С. Плешивцева², О.А. Щеглова³, Т.А. Константинова¹,
И.Г. Лоскутов⁴, И.Г. Чухина⁴

¹Санкт-Петербургский государственный университет

²Петербургская комплексная геологическая экспедиция

³Институт Истории материальной культуры РАН, г. Санкт-Петербург

⁴Всероссийский институт растениеводства им. Н. И. Вавилова

Нижнее Поволжье – район классических исследований А.А. Иностранцева, Ю. Айлио, Н.Н. Соколова, К.К. Маркова, Н.Н. Гуриной и Г.Н. Лисицыной, которым удалось обосновать хронологию неолита – эпохи раннего металла и показать, что развитие археологических культур здесь происходило на фоне знакопеременных изменений уровня Ладожского озера. Тем не менее, до сих пор неизвестны хронология освоения ландшафтов, хозяйст-

венный уклад носителей различных археологических культур и возраст важного палеоэкологического рубежа – перехода от присваивающего к производящему хозяйству. Отдельную проблему представляет собой происхождение протогородского центра на земляном городище в Старой Ладоге. С одной стороны, Ладога возникает в середине VIII в. как торгово-ремесленный и военно-административный центр на ключевом участке



балтийско-волжского пути. В начальный период своего существования она была, видимо, «лишена земледельческой округи» [Носов, 2000; с. 279]. С другой стороны, еще В. И. Равдоникас отмечал высокий уровень развития сельского хозяйства в Ладоге с самого начала ее существования [Равдоникас, 1950]. Об этом свидетельствуют находки пахотных орудий и макроостатков проса, различных сортов пшеницы, ржи, ячменя и овса в самых древних слоях поселения [Петров, 1945; Равдоникас, 1949; Кирьянов, 1959]. Тем самым обнаруживается культурно-исторический феномен: Ладога возникает с уже готовыми (прото) городскими функциями и с уже развитой земледельческой округой. Поэтому решение вопроса о времени появления в Поволховье сельских поселений, имеет важное значение для понимания генезиса древней Ладоги, а следовательно, и для понимания культурно-исторических процессов, приведших в итоге к возникновению Северной Руси. Едва ли не единственным методом решения указанных проблем является индикация антропогенного воздействия на палеоландшафты.

В 2002–2005 гг. при помощи комплекса методов нами были изучены разрезы озерно-аллювиальных отложений ладожской трансгрессии нижнего Поволховья, а также культурных слоев и погребенных почв на двух ключевых памятниках: земляного городища в Старой Ладоге и Любшанского городища. Хронологический объем изученных разрезов – от второй половины атлантического времени до рубежа XVI–XVII вв. Для индикации антропогенного воздействия на палеоландшафты Поволховья применялась методика, основанная на соотношении пыльцы различных экологических групп растений-индикаторов нарушенных местообитаний. Группы растений-индикаторов были выделены согласно классификации К.-Е. Бэра [1981] и Б.-Э. Берглунда [1985] дополненной группой растений-индикаторов постпирогенных местообитаний. Хозяйственное освоение ландшафтов района происходило на фоне развития ладожской трансгрессии. Она началась несколько ранее 5000 л.н. и достигла максимума (не менее 15–16 м абс. высоты, т.е. на 10 м выше современного уровня воды) около 3000 л.н. Снижение уровня воды до высоты, на которой залегает основание культурного слоя на земляном городище в Старой Ладоге (10 м абс. высоты) произошло приблизительно 2000 л.н.; современной отметки (около 5 м абс. высоты) он достиг в позднем средневековье [Шитов и др., 2004; Шитов и др., 2005]. При снижении уровня воды возникали новые местообитания, которые в ходе первичной сукцессии последовательно занимали водные, околотовные, луговые и лесные сообщества. Поэтому при интерпретации палинологических дан-

ных учитывалась возможность влияния на палиноспектры эффекта колебания уровня воды.

В **позднеатлантических–суббореальных** отложениях ладожской трансгрессии пыльца травянистых растений (до 0,4%) представлена единичными пыльцевыми зернами *Typha*, *Nuphar*, *Myriophyllum*, *Polygonum amphibium*, *Poaceae*, *Apiaceae*, *Artemisia* и *Ranunculus*, т.е. никаких признаков антропогенного воздействия на ландшафты нет. Это трудно объяснить: даже если предположить, что неолитическое население с началом трансгрессии оставило прибрежную зону, то в среднесуббореальное время в Поволховье существовал ряд поселений эпохи раннего металла (ЭРМ), бытование которых Н. Н. Гурина [1961] относил к началу II – концу I тыс. до Р.Х. Возможно, что поселения ЭРМ района относятся к 2 различным хронологическим группам [Юшкова, 2004]. Памятники ранней группы датируются серединой II тыс. – началом I тыс. до Р.Х., а поздней – VIII–V вв. до Р.Х. Поэтому следует признать, что хозяйственная деятельность на поселениях ЭРМ ранней группы не вызывала сколько-нибудь существенного воздействия на ландшафты или это воздействие было очень локальным.

В **раннесубатлантических** отложениях ладожской трансгрессии палиноспектры кардинально меняются. Участие пыльцы травянистых растений возрастает до 10,8–17,6%; в ее составе до половины приходится на пыльцу растений-индикаторов нарушенных местообитаний, в том числе постпирогенного иван-чая (до 21,8%), рудеральных маревых (до 8,3%), полыней (до 7,4%) и капустных (до 6,8%), а также луговых и пастбищных цикориевых, бобовых, щавеля, клевера, подорожника, и др. (до 9,0%). Эти значения близки к участию пыльцы растений-индикаторов в палиноспектрах современных почв района. Кроме того, в ранне- и среднесубатлантических отложениях ладожской трансгрессии низовий р. Паша – региона, плотно заселенного уже в раннем средневековье, количество пыльцы травянистых растений ничтожно – от 0,8 до 2,9%; в ее составе отмечены всего 2 пыльцевых зерна маревых и 1 пыльцевое зерно полыни. Поэтому необходимо признать, что значительное участие пыльцы антропохорных растений свидетельствует о широком распространении в районе Старой Ладоги еще до завершения ладожской трансгрессии постпирогенных, рудеральных и пасквальных местообитаний. Возникновение участков нарушенного субстрата, возможно, связано с бытованием поздней группы поселений ЭРМ.

В самой верхней части отложений ладожской трансгрессии **на рубеже SA-1/SA-2** в палиноспектрах несколько сокращается участие пыльцы древесных растений, появляется пыльца крапивы (до 2,0 %), а



также *Cerealia* – ржи (до 4,1%) и ячменя (единично). Эти изменения фиксируют новый этап освоения ландшафтов Поволховья: при сохранении непрерывности хозяйственной деятельности, незадолго до снижения уровня воды в Волхове ниже 10 м абс. высоты, происходит разряжение лесов и появление культивируемых полей. Скорее всего, эти события связаны с хозяйственной деятельностью на почти еще неизученных памятниках раннего железного века.

Следующий этап хозяйственного освоения нижнего Поволховья фиксируется находками зерен мягкой и карликовой пшеницы, ячменя и ржи в почвах, погребенных под валом Любшанского городища (2 км ниже Старой Ладого, разрушено в середине IX в.). Эта дерново-карбонатная оподзоленная почва характеризуется 2-членным строением: верхняя ее часть турбирована (еще до строительства укреплений), а нижняя, судя по мезоморфологическим признакам, является ненарушенной. Зерна *Cerealia* встречены в обеих частях погребенной почвы. По углю из погребенной турбированной почвы получены 8 ¹⁴C-датировок, самые молодые из которых попадают в интервал от 1470±70 (Ле-5658) – 1460±100 л.н. (Ле-7319) до 1380±80 (Ле-5656) – 1370±65 л.н. (Ле-5662). Поэтому, очевидно, зерно культурных злаков из ненарушенной погребенной почвы не может быть моложе середины – третьей четверти I тыс. от Р.Х.

Погребенная *in situ* почва ископаемые споры и пыльцу не содержала. В большом количестве они отмечены в прослоях и линзах аллохтонных почв из насыпи вала. Эти прослои и линзы образовались при отсыпке вала, когда сперва снималась почва, а затем почвообразующие породы. По составу пыльцы и спор в образцах аллохтонных почв они четко разделяются на 2 группы. Первая характеризуется раннесубатлантическими палиноспектрами, в которых участие пыльцы травянистых растений составляет 10,5–13,9%; в ее составе доминирует пыльца постпирогенного иван-чая. Вторая группа характеризуется среднесубатлантическими спектрами, содержание пыльцы травянистых растений составляет 25,7–42,9%; в ее составе преобладает пыльца широко распространенных, при участии рудеральных, луговых и пастбищных видов, а также *Cerealia* – пшеницы (4,3–16,0%), ржи (6,4%) и ячменя (4,3%). Для сравнения, в современной почве района Любшанского городища встречается только пыльца ржи (1,8%) и овса (3,5%). Поэтому, вероятно, образцы ископаемой почвы различных групп соответствуют различным стратиграфическим интервалам древней почвы, которые отражают два этапа ее формирования. Первый, раннесубатлантический этап, сопровождался образованием рудеральных и постпирогенных местообитаний; именно с ним,

скорее всего, связаны древнейшие датировки по углю из погребенных *in situ* почв: 1730±70 л.н. (Ле-5659) и 1540±35 л.н. (Ле-5661). На втором, среднесубатлантическом этапе, произошло разряжение лесов, появились выкашиваемые луга и поля, где возделывались пшеница, рожь и ячмень. С этим этапом связаны и макроостатки *Cerealia* из погребенных *in situ* почв.

Верхняя часть погребенных почв на земляном городище в Старой Ладого подверглась турбации в начальный (до середины IX в.) период существования поселения. В ее нижней, ненарушенной части отмечена пыльца пшеницы, т.е. еще до начала хозяйственной деятельности в непосредственной близости от будущего поселения располагались культивируемые поля. На участке отбора проб на анализ макроостатков разделить турбированную и ненарушенные части погребенной почвы не удалось. Среди более чем 1500 определяемых семян сорных растений в отмывках из погребенной перегнойно-глеевой почвы и культурного слоя, на нет ни одного, принадлежащего специализированным сорнякам зерновых. В их составе полностью доминируют семена рудеральной *Chenopodium album* (до 89,6%). Другие 19 таксонов, определенные в отмывках, представлены небольшим количеством семян. Чаще всего встречаются семена сеgetально-рудеральных и рудерально-сеgetальных *Galeopsis sp.*, *Cuscuta sp.*, *Elytrigia repens*, *Polygonum convolvulus*, *P. persicaria*, *Sinapis arvensis*, *Stellaria media*, *Barbarea arcuata* или рудеральных растений – *Aegopodium podagraria*, *Carduus sp.*, *Hyoscyamus niger* и *Urtica dioica*. Разнообразны по таксономическому составу, хоть и присутствуют в ничтожных количествах семена лесных и луговых видов – *Anthriscus sylvestris*, *Breteroa incana*, *Carex sp.*, *Dactylis glomerata*, *Mentha arvensis*, *Nepeta sp.* Наибольшего видового разнообразия семена травянистых растений достигают за счет появления лесных и луговых видов в отложениях культурного слоя, что связано, вероятно, с их привносом с навозом и сеном. Никаких других изменений в составе семян по разрезу не наблюдается, что указывает на сохранение одних и тех же – рудеральных местообитаний при накоплении погребенной почвы и основания культурного слоя. Признаков распространения здесь луговых, а тем более, полевых, сообществ не отмечено. Мало вероятным кажется и локальное использование этого участка под огороды: судя по мезоморфологическим признакам и значением магнитной восприимчивости, почвы там развивались в условиях гидроморфного или полугидроморфного почвообразования.

Почти половина находок зерен культурных злаков из погребенных почв Любшанского городища



приходится на пшеницу. Ее пыльца чаще всего и в наибольших количествах встречается в аллохтонных почвах оттуда и только она отмечена в нижней, ненарушенной части погребенных почв на земляном городище. Это весьма характерно. Именно зерно пшеницы преобладает в древнейших культурных слоях Старой Ладоги [Кириянов, 1959], а также в Приильменье на поселении Прость в культурном слое VI–VIII вв. [Alsleben, 2001]. Пыльца пшеницы и ржи образует отчетливый максимум в слоях несколько древнее 700 г. от Р. Х. в разрезе Радбелик в Приильменье, где до того возделывались только ячмень и овес [Königsson, Possnert, 1997; Königsson, 2001]. Похоже, в составе культур нижнего Поволховья и Приильменья в VI–VIII вв. доминирует пшеница – культура, нетипичная для этих районов в более раннее и более позднее время. Древности Любшанского городища [Рябинин, Дубашинский, 2002] и поселения Прость в Приильменье [Носов и др., 1999] относятся к славянскому кругу. Поэтому, учитывая близкую хронологию и состав культивируемых злаков, можно предполагать, что земледелие распространялось в Поволховье и Приильменье почти одновременно в ходе единого этапа расселения славян.

Ко времени основания Ладоги около 753 г. от Р. Х. в нижнем Поволховье уже существовали сельские поселения. Ландшафты давно претерпели значительные антропогенные изменения. Торгово-ремесленный центр на земляном городище возник в районе с уже сложившейся земледельческой средой. Территория, на которой он располагался, стала пригодна для заселения в ходе снижения уровня воды не ранее середины I тыс. от Р. Х. или чуть позже [Шитов и др., 2004; Шитов и др., 2005]. Тем не менее, она имела древнюю, развитую сельскохозяйственную округу на пригодных ландшафтах. **Эффект мгновенного** возникновения протогородского центра с развитой земледельческой округой,

связан не только с культурно-историческими, но и с палеогидрологическими процессами – снижением уровня воды и появлением пригодных для жизни аллювиальных ландшафтов на территориях, уже освоенных земледельческим населением.

Судя по данным из разрезов культурного слоя земляного городища в Старой Ладоге в середине X в. произошло сокращение околородных местообитаний, что, видимо, связано со снижением уровня Волхова. В палиноспектрах слоев моложе середины XII в. резко уменьшается участие пыльцы постпирогенных и рудеральных растений. Это обусловлено снижением частоты пожаров и сокращением площади рудеральных местообитаний в результате изменений системы землепользования и проведения планировочных работ при строительстве в 1153 г. каменного собора Св. Климента.

Во всех разрезах культурного слоя на земляном городище обнаружена пыльца *Cerealia*. Наиболее широким латеральным и стратиграфическим распространением пользуется пыльца ржи. Она отмечена во всем изученном стратиграфическом интервале. Пыльца ячменя, овса и гречихи обнаружена в слоях XVI в. Пыльца *Centaurea cyanus*, специализированного сорняка зерновых, встречена только в одном образце из слоев конца XVI в. Учитывая, что пыльца и семена *Centaurea cyanus* не известны в раннем средневековье Приильменья [Königsson, Possnert, 1997; Königsson, 2001; Alsleben, 2001] и в новгородском зерне XI–XIII вв. [Кириянов, 1959], представляется вероятным, что в сорно-полевой флоре Северной Руси василек синий распространяется позже – только в XVI в.

Авторы благодарят Е.С. Малясову за консультации и помощь в определении ископаемых пыльцы и спор, а также начальника Староладожской экспедиции ИИМК РАН А.Н. Кирпичникова и сотрудников Староладожского музея-заповедника А.А. Селина и А.И. Волковицкого за содействие и помощь в полевых работах.

ОТЛОЖЕНИЯ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ РЕГРЕССИЙ КАСПИЯ В АКВАТОРИИ И ИХ АНАЛОГИ НА СУШЕ

В.К. Шкатова

ВСЕГЕИ

В региональной стратиграфической схеме кватерра Каспия (рис.1) выделено шесть вместо трех (МСК, 1999 г.) регрессивных горизонтов: тюркянский, сингильский, енотаевский и новые – астраханский (черноярский), ательский, мангышлакский. Наша задача заключалась, во-первых, в обосновании

регрессивных горизонтов, выделенных в схеме 1999 г. для суши, материалами по акватории и, во-вторых, в выделении новых регрессивных горизонтов и их обосновании материалами по суше и акватории.

Тюркянская регрессия произошедшая в начале раннего неоплейстоцена, была длительная и глубоко-



Global stratigraphical Scale			Paleo-magnetic Scale	ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА России (МСК, 1995)				ОБЩАЯ МАГНИТО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА России (МСК, 2000)				КИСЛОРОДНО-ИЗОТОПНАЯ ШКАЛА	
System	Series	Subseries, Stages	Chronos, Subchrons, excursion events	СИСТЕМА	НАДРАЗДЕЛ	РАЗДЕЛ	ЗВЕНО	ОРТОЗОНА	СУБЗОНЫ, МИКРОЗОНЫ	ПОЛЯРНОСТЬ	ВОЗРАСТ (ТЫС. ЛЕТ)	СТАДИЯ	ВОЗРАСТ (ТЫС. ЛЕТ)
Quaternary				ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (КВАРТЕР)				БРЮНЕС (N)	ЭТРУРИЯ	2,5	1		
Holocene				ГОЛОЦЕН			СОЛОВКИ		6,0				
Pleistocene		Late	BRUNNES	ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНЕЕ	ГЕТЕБОРГ		12	2	11		
Middle			МОНО ЛАШАМП (КАРТАПОЛОВО) СТРЕЙТ				25		3	24			
			БЛЕЙК (СЕРОГЛАЗКА)				42		4	57			
							a		71				
							b		82				
Early			c	92									
			d	102									
			e	114									
			127										
			182	6	186								
Neogene	Pliocene	Gelasian	TUYAMA	ЭОПЛЕЙСТОЦЕН	НИЖНЕЕ	ВЕРХНЕЕ	ЯМАЙКА (БИВА I)	182	7	242			
							ЛЕВАНТИН (БИВА II, ДНЕПР, ЧАГАН)	290	8	301			
	9	334											
	10	364											
	11	427											
	ЭМПЕРОР (ЕЛУНИНО V)	460	12				474						
	13	528											
	14	568											
	БИГ ЛОСТ (ЕЛУНИНО VI)	580	15				621						
	ДЕЛЬТА (ЕЛУНИНО VII)	635	16				659						
	17	712											
18	760												
19	787												
20	816												
КАМИКАТСУРА (ЗЫХ)	850	21	865										
990	22-26	865											
ХАРАМИЛЬО	1070	27-31											
КОБЬ МАУНТИН (КВЕМОНАТА-НЕБИ)	1210	35											
1240													
1775	63												
1790	64												
1820	65												
1950	71												
	72												

кая, уровень моря снизился до отметок минус 150–200 м, осушив Северный и частично Средний Каспий. В акватории они представлены глубоководными дельтами (конусами выноса), сложенными морскими турбидитовыми отложениями, мощностью до несколько сотен метров (Леонов и др., 1998 г.).

На суше в Прикаспийской низменности отложения этого времени приурочены к линейно вытянутым древним понижениям в рельефе, где залегают с разрывом между морскими апшеронскими и бакинскими образованиями. Сложены континентальными (тюркянский аллювий) глинами и песками с линзами галечников, с наземными и пресноводными

моллюсками, эвригалинными остракодами, мощностью до 74 м.

Стратотип тюркянского горизонт не определен (В.Е. Хаин, 1950 г., район п. Тюркяны, Азербайджан). На Нижней Волге к тюркянскому горизонту условно отнесены прямо намагниченные (ортозона Брюнес) песчаные глины с гравием (шабенирский аллювий) в разрезе Астраханской параметрической скважины 123, в интервале 100–93 м, с. Береговое, в 70 км севернее г. Астрахани.

Сингильская регрессия, произошедшая в начале среднего неоплейстоцена. По мнению одних (Рычагов, 1997г.) по глубине была довольно значительной



РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА КАСПИЯ (ПРОЕКТ) (В.К. Шкатова, 2007)			Индексы	Региональная стратиграфическая схема Нижневокаспийского региона, МСК, 1999 г		Регион. схема СК, МСК, 1998	Местные схемы для морской формации Каспийского и Черного морей			Рег.страт.схема Центра Европейской России (С.М.Шик, 2005 г.)		
Надгоризонт	Горизонты и подгоризонты			нагорный	горизонт		нагорный	горизонт	Маныч	Местные подразделения	Местные подразделения	Надгоризонт
Каспийский	Новокаспийский	Верхненовокаспийский	nk ₃	Новокаспийский	В	Н	Новокаспийский	Древне-черноморские	Фанагорийское	Новокаспийские	Шуваловский	
		Средненовокаспийский	nk ₂						Новочерноморские			
		Нижненовокаспийский	nk ₁						Древне-черноморские			
		Мангышлакский	mg						Мангышлакские			
Хвалынский		Верхнехвалынский	hv ₂	Хвалынский	Сарпинский	Енотаевский	Хвалынский	Новозвксинские	Сурожские	Верхнехвалынские	Валдайский	Осташковский
		Енотаевский	en						Сурожские (сочинские)			
		Нижнехвалынский	hv ₁						Верхне-средне карангатские			
Хазарский	Верхне-хазарский	Агельский	at	Верхне-хазарский	Никольский (Верхне-хазарский)	Проломский (Нижне-хазарский)	Урюпинский	Узунларские	Регрессия	Нижне-хазарские	Московский	Чекалинский
		Копановский	kp						Регрессия			
		Никольский	nl						Темрюкские (ашейские)			
		Астраханский (черноярский)	as									
Сингильский		Нижнехазарский	hz ₁	Сингильский	Мелицкий (Нижне-хазарский)	Ильинский	Ильинский	Ранне-древне-эвксинские	Узунларские (шапские и шапугские)	Нижне-хазарские	Калужский	Лихвинский
		Сингильский	sn									
Бакинский	Верхнебакинский	Верхнебакинский	bk ₂	Верхнебакинский	Выпильский	Липовский	Ильинский	Верхнебакинские	древнеэвксинские (вуланские)	Верхнебакинские	Окский	Мучапский
		Нижнебакинский	bk ₁						Верхнечаудинские (идукопасские)			
									Нижнечаудинские (пезуапсинские)			
Тюркянский		Тюркянский	tr	Тюркянский	Тюркянский	Тюркянский	Тюркянский	Регрессия	Регрессия	Тюркянский	Акуловское	Криницкий (Ликовское ол.)
Апшеронский	Верхнеапшеронский (замьянский)	Замьянский	ap ₃	Верхнеапшеронский	Замьянский	Сероглазовский	Цубукский	Апшеронские		Апшеронские	Толучеевский	
		Сероглазовский	ap ₂									
		Цубукский	ap ₁									
		Нижнеапшеронский (новоказанковский)	ap ₀									

Рис. 1. Региональная стратиграфическая схема квартера Каспия (проект, 2007 г., сост. В.К. Шкатова)

(уровень моря снижался не менее, чем до минус 48 м), по мнению других (Леонов и др., 1998 г.) – была выражена незначительным понижением уровня моря, на что указывает отсутствие резко расчлененного рельефа в подошве хазарских отложений в акватории Каспия.

На суше в это время в понижениях дохазарского рельефа формировались сингильские озерно-аллювиальные отложения. Они вскрываются скважинами и обнажаются в обрывах Волги. Сложены синими и коричневыми наклонно залегающими алевритами, мощностью 10–15 м, с пресноводными остракодами, моллюсками, с остатками растений и костей крупных млекопитающих. Генезис отложе-

ний определяется по структурно-текстурным признакам, кривым распределения по данным ситового анализа, по наличию древесины, моллюсков, остракод и млекопитающих.

Отложения охарактеризованы сингильским комплексом крупных и мелких млекопитающих, криофильной карпофлорой и криофильным энтомологическим комплексом, в котором доминируют бореально-неморальные виды (Бидашко, 1987 г.). Основу комплекса составляют луговые, болотные и эвритопные формы, в то время как типичные лесные дендрофильные виды отсутствуют. Эти данные свидетельствуют о лесостепных ландшафтах (а не лесных, как предполагалось ранее), что согласуется



с сингильским териокомплексом и палиноспектрами (Абрамова, 1982 г.).

Ландшафт представлял собой мозаику луговых, лугостепных и степных открытых пространств с небольшими массивами лесов с березой, ивой, возможно, с сосной, елью и лиственницей, с кустарником малины. По исследованиям насекомых в это время на широте г. Волгограда среднеянварская температура воздуха была минус $18-20^{\circ}\text{C}$ (современная – минус 10°C), среднеиюльская – плюс $17-20^{\circ}\text{C}$ (современная – плюс 24°C), годовая сумма осадков – 350–400 мм (современная – 300–350 мм), что позволяет в общих чертах соотнести с климатом современных лесостепей Западной Сибири. Лектостратотип сингильского горизонта – сингильские озерно-аллювиальные отложения, разрез п. Никольское, пр. берег Волги (Шкатова, 1973 г., МСК, 1986 г.). Сингильская свита без указания разреза была выделена П. А. Православлевым в 1932 г.

Астраханская (черноярская) межхазарская регрессия произошла в конце среднего неоплейстоцена, уровень моря располагался на отметке – 60 м от современного. Прибрежно-морские и авандельтовые мелководные отложения в акватории выделены между морскими нижним и верхним хазаром на отметках около минус 90 м на глубине моря 8–13 м и минус 120 м на глубине моря 25–37 м (Безродных и др., 2004 г.).

На суше в это время образовывался черноярский педокомплекс, мощностью до 4-м, с почвами степного типа, малокарбонатными, с сингенетическими жилками смятия и слабо развитыми щельниками, морфология которых свидетельствует об участии в их образовании сезонных ледяных жил. В нем встречены белые «кости из ательского яруса» В.И. Громова, хары среднееоплейстоценового возраста, криотермная малакофауна и фауна остракод, спорово-пыльцевые комплексы степного типа. В черноярском педокомплексе зафиксирована аномальная полярность – Черноярская (Ямайка?), являющаяся надежным репером при стратиграфических корреляциях.

Стратотип астраханского (черноярского) горизонта – черноярский педокомплекс, разрез пп. Черный Яр-Нижнее Займище, пр. берег Волги (Шкатова, 1973 г., МСК, 1986 г.).

Ательская регрессия произошла в позднем неоплейстоцене в период между поздним хазаром и ранней хвалыней, во время которого происходило осушение обширных пространств каспийского шельфа и интенсивное врезание рек. В акватории уровень моря снижался до абсолютных отметок минус 100 м (минус 70 м от современного), суша распространялась до глубины 25 м современного моря, где под нижнехвалынскими образованиями

вскрыты лагунно-дельтовые пылевато-глинистые осадки, включающие растительный детрит и фрагменты корневищ растений, мощностью до 15 м (Безродных и др., 2004 г.). В Среднем Каспии по сейсмическим данным в это время формировались мощные конуса выноса (Леонтьев и др., 1998 г.).

На суше в это время образовывались озерно-аллювиальные лессовидные суглинки, мощностью до 30 м, со следами погребенных почв в кровле. Мощные криотурбации в основании (ательская криофаза), свидетельствуют об отсутствии в это время многолетней мерзлоты, но климат был холоднее современного на $2-3^{\circ}\text{C}$ и средняя годовая температура воздуха могла быть около $5-6^{\circ}\text{C}$. Палинологические исследования подтверждают существование холодной перигляциальной полярно-маревой степи.

Из ательских образований определены наземные и пресноводные моллюски, в массовом количестве пресноводные и единичные эвригалинные остракоды, единичные гигроганы харовых водорослей и фораминиферы, костные остатки верхнепалеолитического фаунистического комплекса. В ательских суглинках, в хорошо развитой ископаемой коричневой почве (в балке Сухая Мечетка, Рынок, г. Волгоград) М.Н. Грищенко в 1951 г. была открыта волгоградская стоянка палеолитического человека. Ательские образования датированы ТЛ – методом в интервале 80–28 тыс. лет (Шаховец, 1987 г.). В них обнаружена аномальная намагниченность – Ательская, сопоставляемая с Норвежско-Гренландским экскурсом Стрейт (80–60 тыс. лет. назад). Это время характеризуется интенсивными тектоническими движениями, о чем свидетельствуют деформации позднехазарских террас и вынос огромного количества грубообломочного материала с Кавказа временными водотоками с образованием аллювиально-пролювиальных равнин (Рычагов, 1995 г.). Для морской каспийской формации это важный климатобиомагнитотектонически репер.

Стратотип горизонта – лессовидные озерно-аллювиальные отложения, разрез п. Райгорода (лектостратотип) и п. Никольское (парастратотип), пр. берег Волги (Шкатова, 1975 г., МСК, 1986 г.). Ательскую (Атель – древнее название Волги) континентальную свиту по разрезам Северного Прикаспия выделил в 1908 г. П.А. Православлев.

Енотаевская регрессия происходила в позднем неоплейстоцене в период между морскими образованиями нижнехвалынского и верхнехвалынского возраста, когда уровень моря установился на отметках минус 20 м от современного уровня. Авандельта Волги отмечена на отметке минус 45–50 м на глубине 8–13 м современного моря. В акватории мелководные отложения прибрежно-морского и авандель-



тового типа представлены тонкозернистым песком и глинами с прослоями раковинного детрита.

На суше в это время отлагались континентальные (аллювий степных рек) енотаевские образования. Они представлены лессовидными супесями и суглинками с бедным комплексом пресноводных и наземных моллюсков и остракод, с погребенными почвами и щельниками в кровле и в подошве.

Стратотип енотаевского горизонта – аллювиальные отложения в разрезе п. Молчановка (лекто-стратотип), долина Волги (МСК, 1986 г.).

Мангышлакская регрессия (мангышлакская фаза, Жуков, 1945 г., мангышлакские слои, Рычагов, 1997 г.) произошла в конце позднего неоплейстоцена начале голоцена (возраст по ^{14}C 9000–7000 лет) в период между трансгрессиями верхнехвалынской и нижневокаспийской, когда уровень моря снижался до абсолютных отметок минус 73–75 м (около минус 45 м от современного). В акватории на глубине моря 8–13 м зафиксирована наземная дельта с серией русловых потоков и озерных образований. Представлена глинистыми песками с растительным детритом и пылеватыми глинами, с прослоями сапропелей и торфа. На глубине 15–17 м наземная дельта переходит в аванделту, которая сложена глинами с прослоями песка, с обломками раковин, общей мощностью 9 м. Отложения содержат обедненный комплекс моллюсков (дрейссен и хипанисов) с примесью пресноводных, но с отсутствием представителей рода дидакн, что характерно для современного Северного Каспия. Спорово-пыльцевые спектры отражают растительность открытых ландшафтов с преобладанием ксерофитных степей.

На суше аридные климатические условия способствовали широкому развитию эоловых образований. Стратотип мангышлакского горизонта пред-

лагается урочище Жекалган (Казахстан), где мангышлакские эоловые отложения лежат на морских верхнехвалынских образованиях. Сложены мелкозернистыми с крупной косою слоистостью песками желто – и коричневатобурными, хорошо отсортированными, с мелкими окатанными обломками раковин. По составу песок кварц-полевошпатовый и соответствует составу подстилающих хвалынских отложений. На границе с нижележащими отложениями легкая фракция обеднена карбонатами и снижается доля частиц размером 0,01–0,1 мм. В пределах всего разреза отмечается повышение карбонатности от основания к средней части, с максимальным содержанием карбонатов на уровне преобладания песчаных фракций над глинисто-алевритовыми. На этом же уровне обнаруживаются доломит и отдельные кристаллы палыгорскита, свидетельствующие о максимуме аридизации климата. Количество глинистых минералов по разрезу остается практически неизменным. Завершается разрез почвенными горизонтами, в которых отмечается незначительное повышение глинистости, снижение карбонатности, повышение содержания органического вещества, определяемые развитием влажных условий. Палеомагнитная аномалия – Ганюшкино (Гетеборг, 9–12 тыс. лет.) выявлена в образованиях, относящихся к верхам морской верхней хвалыни, переходящая в эоловые пески, что позволяет говорить об окончании эолообразования около 8–7,5 тыс. лет назад (Еремин и др., 1992 г.).

Эпохи регрессий являлись переломными в эволюции Каспийского региона – климато-биомагнито-стратиграфическими и тектоническими рубежами. Составленная региональная стратиграфическая схема с включением регрессивных горизонтов (рис.1) имеет большое значение для наиболее полного познания четвертичной истории Каспия.

ГЛЯЦИОТЕКТОНИТЫ – БАЗАЛЬНАЯ ЗОНА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПОКРОВА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

О.Г. Эпштейн

Геологический институт РАН, г. Москва

В юго-восточной части Баренцева моря, как и в остальной акватории морского бассейна [Elveroi, Solheim, 1983; Ельников и др., 1988 и др.], четвертичный покров резко несогласно перекрывает различные докайнозойские (главным образом, мезозойские) образования. За исключением верхов, представленных бассейновыми позднеледниково-голоценовыми осадками, четвертичная толща ре-

гиона сложена диамиктонами (преимущественно плотными твердыми), природа которых оценивается неоднозначно: от ледово-, ледниково-морской до ледниковой (например, [Павлидис и др., 1990; Кошелева, Яшин, 1999; Эпштейн и др., 1999]). Результаты инженерно-геологического бурения, проведенного НИС «Бавенит» (АМИГЭ, г. Мурманск) в разных районах юго-восточной части Баренцева



моря (рис. 1), показали, что во всех случаях, когда скважинами (их средняя глубина 30–50 м) вскрыта подошва плейстоценовых диамиктонов, последние отделены от находящихся в коренном залегании мезозойских отложений зоной, в которой последние интенсивно дислоцированы. Слагающие эту зону осадки, которые залегают непосредственно у подошвы плейстоценовых диамиктонов, являющихся, по нашему мнению, основной мореной, рассматриваются как гляциотектониты (в двух районах они охарактеризованы – [Эпштейн, Гатауллин, 1993; Gataullin et al., 1993]).

Зона гляциотектонитов имеют мощность обычно от первых метров до 7–10 м, в единичных случаях до 20–25 м. Данным образованиям, как экзогенным, повсеместно свойственна общая закономерность: наиболее интенсивные деформационные структуры развиты вверху разреза, ниже они постепенно ослабевают (вплоть до полного исчезновения). При этом особенно сильная дислоцированность отложений наблюдается непосредственно у подошвы диамиктонов и близ нее (до нескольких метров). Вверху разреза развиты пликативные и разрывные нарушения, а внизу – встречаются почти исключительно разрывные (здесь и далее речь идет о мелких – до первых десятков сантиметров – структурах, различимых в керне скважин диаметром 76–89 мм). По данным бурения, верхней границей зоны гляциотектонитов повсеместно является подошва диамиктонов, которая в виде резкой ровной или неровной линии отделяет темно-серые диамиктоны от нижележащих осадков совершенно иной окраски, сложения и «срезает» основные подходящие к ней структуры последних. Нижняя граница гляциотектонитов не имеет отчетливой вещественно-морфологической выраженности и в разрезах геотехнических скважин проводится в значительной мере условно. Подошвой гляциотектонитов можно считать уровень разреза, ниже которого мезозойские отложения уже не обнаруживают заметных нарушений своего залегания. В зоне гляциотектонитов дислоцированные мезозойские осадки сохраняют определенные черты крупной вертикальной литологической стратификации, которая заключается в том, что в разрезе чередуются интервалы (обычно 1–5 м и более) существенно глинистых, песчано-алевритовых и песчано-алеврито-глинистых отложений. Указанные особенности строения гляциотектонитов в полной мере проявляется в их сейсмических признаках. Зона этих образований имеет лишь четкую литологически резко выраженную кровлю. Значительный скачок в изменении физических свойств отложений, происходящий на этой границе, проявляется на сейсмоакустических разрезах как регионально раз-

витая субгоризонтальная поверхность, которая, используя термин, употребляемый для этой структурной поверхности в западной части Баренцева моря [Solheim, Kristoffersen, 1984; Dowdeswell et al., 1998 и др.), может быть названа «верхним региональным несогласием» (ВРН). В связи с отсутствием выразительной подошвы гляциотектониты нечетко обособляются в волновом поле. С достаточным основанием к зоне этих образований можно отнести участки сейсмоакустических разрезов, где вблизи границы «верхнего регионального несогласия» отражающие поверхности меловых отложений теряют свою отчетливость, линейную выдержанность (деформируются) или прерываются совсем (зона отсутствия регулярных отражений). Затуханию зоны гляциотектонитов в волновом поле, очевидно, способствуют также ее маломощностью и сохраняющиеся в ней черты крупной стратификации. Вероятно, поэтому в ряде участков отдельные (реже достаточно многочисленные) наиболее выразительные отражающие границы мезозойской толщи непрерывно прослеживаются вплоть до линии ВРН.

Стиль деформационных структур, развитых в гляциотектонитах, в основном определяется литологией отложений и, в первую очередь степенью их литификации. По этому признаку триасовые отложения значительно отличаются от юрско-меловых. Они представлены слабо литифицированными светлых тонов алевритами, песчаниками и ярко окрашенными аргиллитоподобными глинами, тогда как вторые, как правило, – рыхлыми алевритопесчаными осадками светло-серого, зеленовато-серого или зеленого (глауконитовые разности) цвета и твердыми преимущественно черными глинами. Триасовые породы, участвующие в гляциодислокациях, образуют монопородные брекчии, в которых дресвяно-щебенчатые обломки (до 2–3 см) включены в такую же по составу тонкоперетертую массу. В менее прочных юрско-меловых отложениях развиты самые разнообразные деформации, общий характер которых тесно связан с литологией осадков. Наиболее сложные мозаичные дислокации наблюдаются в песчано-алевритовых отложениях. Здесь развиты отчетливые гляциотектонические структуры пластического течения вещества: сложно сочетающиеся между собой разнообразные складки, в том числе волочения, структуры будинаж, структуры тектонического рассланцевания (система субгоризонтальных сдвиговых плоскостей), флюидального течения, многочисленные разнонаправленные разрывные нарушения, фиксирующие сдвиговые перемещения осадков и т. д. В ряде случаев осадки полностью теряют элементы первично слоистого строения и превращаются в бесструктурную массу, в которой лишь в виде отдельных пятен выделяются

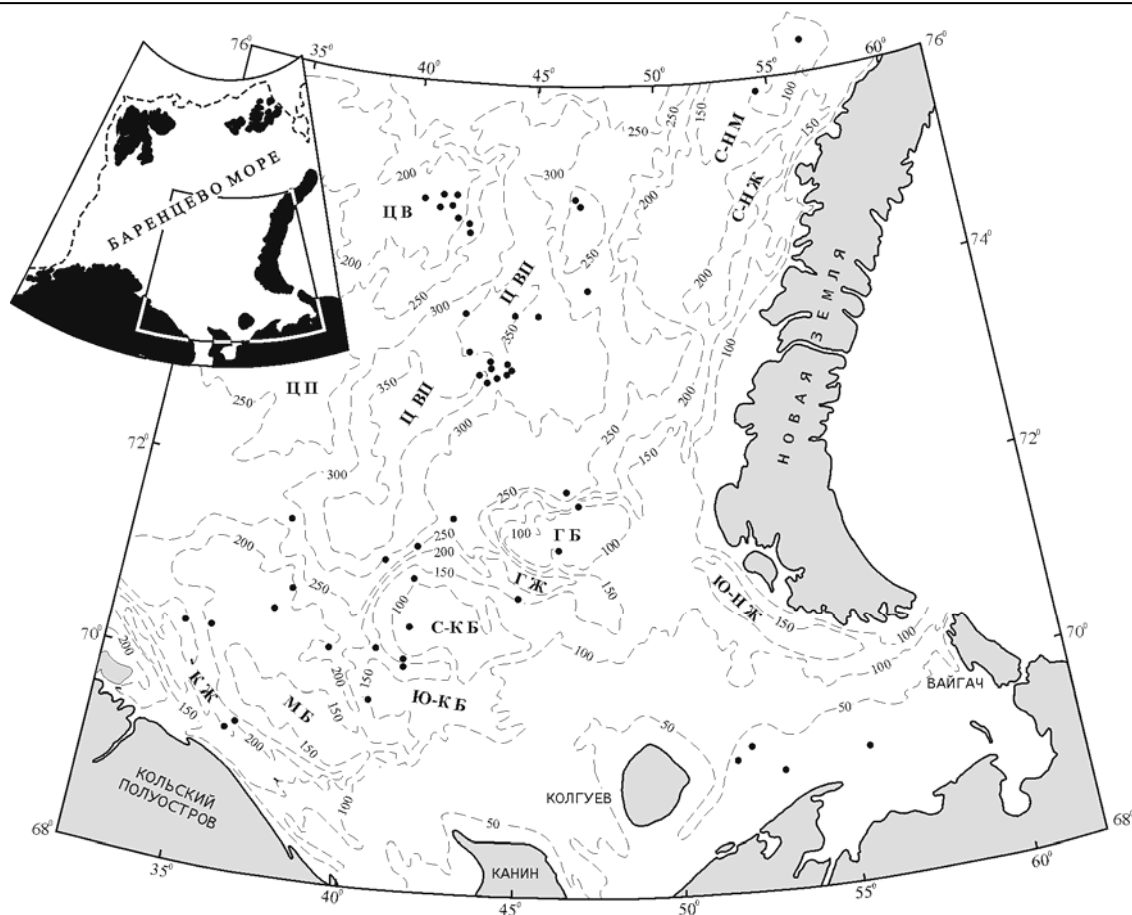


Рис. 1. Схема расположения инженерно-геологических скважин (черные кружочки), вскрывших зону гляциотектонитов в юго-восточной части Баренцева моря.

Основные морфологические элементы дна региона (буквенные сокращения): Г Б – Гусиная банка, Г Ж – Гусиный желоб, К Ж – Кольский желоб, М Б – Мурманская банка, С-К Б – Северо-Канинская банка, С-Н М – Северо-Новоземельское мелководье, С-Н Ж – Северо-Новоземельский желоб, Ц В – Центральная возвышенность, Ц ВП – Центральная впадина, Ц П – Центральное плато, Ю-К Б – Южно-Канинская банка, Ю-Н Ж – Южно-Новоземельский желоб. Изобаты (пунктирные линии) проведены через 50-100 м.

На врезке показано общее положение региона исследований. Пунктиром обозначена изобата 500 м, отвечающая примерно положению бровки Баренцевоморского шельфа

участки иной окраски или различимы только отдельные разрывные нарушения, подчеркиваемые темной глиной трения. Используя выводы [Леонов, Эпштейн, 2002], можно заключить, что активные процессы вязко-пластичного гляциотектонического течения алеврито-песчаных отложений обусловлены тем обстоятельством, что эти осадки испытывают влияние фактора гранулированной среды. В дислоцированных песчано-алеврито-глинистых отложениях в большей мере сохраняются фрагменты слоевых единиц. Это или разной формы деформированные блоки глин, заключенные в алеврито-песчаном материале, или будины алевритов и песков, содержащихся в глинистой массе. Во многих случаях они рассечены разрывными нарушениями со смещением отдельных их частей относительно друг друга. В массивах глин также развиты складчатые и разрывные дислокации. Однако первые распознаются лишь

при наличии фрагментов прослоев (будин) алевритов и песков. В случае однородного сложения в глинах обнаруживается только брекчированность, которая часто бывает настолько интенсивной, что эти твердые отложения в руках легко рассыпаются на мелкую щебенку.

Наблюдаемые в кернах скважин мелкие дислокационные структуры несомненно являются частью более крупных. Наблюдаемое в гляциотектонитах изменение направления и угла падения фрагментов слоев, линий флюидального течения (от субгоризонтальных до почти вертикальных) по разрезу свидетельствует о том, что вертикальный размер складчатых структур часто превышает 0,5–1,0 м.

Зона гляциотектонитов, развитая в основании покрова четвертичных отложений рассматриваемого региона, прослеживается и в районах прибрежной суши. Очень выразительные гляциотектонические



структуры наблюдаются, например, в обрывах северного берега о. Колгуева [Лаврушин, Эпштейн, 2001].

Следует отметить, что гляциотектониты типичны для областей четвертичного и современного оледенения [Лаврушин, 1976; Boulton, 1979 и др.]. В составе гляциотектонитов наблюдаются не только рыхлые и слабо сцементированные отложения, но и прочные породы, переслаивающиеся со слабо литифицированными [Dellwig, Balwin, 1965 и др.] Гляциотектонические процессы вызываются прямой передачей субстрату напряжений, создаваемых давлением и движением ледника [Лаврушин, 1976; Aber, 1985], налегающего на ложе. Такие напряжения, составляющие 60–90 % общей кинетической энергии базальных слоев ледника [Boulton, 1979; Echelmeyer, Zhongxiang, 1987], вызывают общее перемещение вещества субстрата в сторону движения ледника [Лаврушин, 1976; Boulton, 1979; Тарноградский, Каплянская, 1987], тектонизируя отложения ложа независимо от их температурного состояния: мерзлого или немерзлого [Boulton, 1979; Aber, 1985; Echelmeyer, Zhongxiang, 1987]. При этом интенсивность нарушений в гляциотектонитах закономерно падает вниз от подошвы ледника [Dellwig, Balwin, 1965; Hart, Boulton, 1991 и др.]

Таким образом, в юго-восточной части Баренцева моря в основании четвертичного покрова повсеместно развита зона сложно дислоцированных мезозойских отложений (зона гляциотектонитов). Зона этих образований имеет несомненно экзогенную природу. Она возникла в непосредственной связи с процессами формирования перекрывающих ее плейстоценовых диамиктонов и является прямым геоиндикатором ледникового происхождения последних.

Автор выражает признательность руководству АМИГЭ (г. Мурманск) за предоставленную возможность участвовать в рейсах НИС «Бавенит» и изучить сейсмоакустические материалы.

ЛИТЕРАТУРА

- Ельников И.Н., Гайнанов В.Г., Литвин В.М. Структура четвертичных отложений и подчетвертичной поверхности Баренцева моря по данным непрерывного сейсмопрофилирования. Четвертичная палеоэкология и палеогеография Северных морей (отв. ред. Г.Г. Матишов, Г.А. Тарасов). М.: Наука, 1988, с. 93–103
- Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки Арктических морей России. С-Петербург, ВНИИОкеангеология, 1999, 286 с.
- Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., Наука, 1976, 237 с.
- Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в юж-

ной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов). Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 2001, № 64, с. 35–60

Леонов М.Г., Эпштейн О.Г. Бородулинские гляциодислокации (Русская плита) и их значение для познания механизмов структурообразования. Геотектоника, 2002, № 3, с. 22–39

Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Щербаков Ф.А. Актуальные проблемы четвертичной геологии Баренцева моря. Современные процессы осадконакопления на шельфа Мирового океана (отв. ред. Н.А. Айбулатов). М.: Наука, 1990, с. 78–93

Тарноградский В.Д., Каплянская Ф.А. Классификация продуктов гляциотектонической переработки рыхлых пород ледникового ложа. В сб. Кайнозойский седиментонез и структурная геоморфология СССР (науч. ред. Ю.Ф.Чемеков). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1987, с. 73–78

Эпштейн О.Г., Гатауллин В.Н. Литология и условия образования четвертичных отложений восточной (Приновоземельской) части Баренцева моря. Литология и полезные ископаемые, 1993, № 1, с. 119–124

Эпштейн О.Г., Романюк Б.Ф., Гатауллин В.Н. Плейстоценовые Скандинавский и Новоземельский ледниковые покровы в Южной части Баренцева моря и на севере Русской равнин. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, 1998, № 63, с. 132–155

Aber J.S. The character of glaciotectionism. Geologie en Mijnbouw, 1985, v. 62, p. 389–395

Boulton G.S. Processes of glacial erosion on different substrata. Journal of Glaciology, 1979, v. 23, № 89, p. 15–38

Dellwig L.F., Balwin A.D. Ice-push deformation in Northeastern Kansas. Kansas Geological Survey Bulletin, 1975, Part 2, 1965, p. 3–16

Dowdeswell J.A., Elverhøi A., Spielhagen R. Glacimarine sedimentary processes and facies on the Polar North Atlantic margins. Quaternary Science Reviews, 1998, v. 17, p. 243–272

Echelmeyer K., Zhongxiang W. Direct observation of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures. Journal of Glaciology, 1987, v. 33, № 113, p. 83–98

Elverhøi A., Solheim A. The Barents Sea ice sheet – a sedimentological discussion. Polar Research, 1983, v.1, № 1, p. 23–42

Gataullin V., Pilyak L., Epstein O., Romanuk B. Glacigenic deposits of the Central Deep: a key to the Late Quaternary evolution of the eastern Barents Sea. Boreas, 1993, v. 22, p. 47–58

Hart J.K., Boulton G.S. The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. Quaternary Science Reviews, 1991, v. 10, p. 335–350

Solheim A., Kristoffersen Y. Sediments above the upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of glacial history. Norsk Polarinstitutt. Skrifter 179 B, 1984, 26 p.



ОБ УРУНДЖИКСКОМ ЭТАПЕ В ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ КАСПИЯ

Т.А. Янина

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва e-mail: didacna@mail.ru

Урунджикский этап в развитии Каспийского бассейна впервые был установлен П.В. Федоровым [1948] на основе малакологического анализа четвертичных отложений Туркмении. Его существование отрицается рядом исследователей Каспийского плейстоцена [Лебедева, 1978; Мамедов, Алескеров, 1988 и др.]. Негативное отношение к выделению урунджикского горизонта высказано В.К. Шкатовой в предложенной ею Региональной стратиграфической схеме квартера Каспийского региона (Москва, ГИН, март 2007 г.). Последнее обстоятельство побудило автора высказать свое мнение по этому вопросу.

П.В. Федоровым [1948] в разрезе Южный Урунджик было описано стратотипическое местонахождение урунджикской фауны моллюсков: ракушечник двухметровой мощности с многочисленными *Didacna eulachia*, *D. aff. delenda*, *D. karelini*, *Dreissena rostriformis*, залегающий со следами размыва на бакинских глинах и перекрытый хазарскими отложениями. Осадки, содержащие фауну аналогичного состава, залегают с размывом на бакинских отложениях почти на всех брахиантиклинальных структурах Западной Туркмении. Выше залегают песчано-глинистые осадки, в которых каспийская фауна постепенно мельчает и сменяется пресноводной. В.Н. Вебер и К.П. Калицкий [1911] всю эту толщу отнесли к верхнему отделу бакинского яруса, П.В. Федоров [1948] — к хазарскому ярусу, с урунджикским горизонтом (ракушечник с *D. eulachia*) в основании. В дальнейшем П.В. Федоров [1957] увеличил объем урунджикского горизонта, включив в него залегающие на Челекене на бакинских отложениях ракушняки с многочисленными крупными массивными раковинами *Didacna rudis*, *D. celekenica*, *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii*, *D. aff. paleotrigonides*, *D. lindleyi*, *D. carditoides*, *D. pravoslavlevi*, *D. kolesnikovii*, постепенно переходящие в аллювиально-дельтовые осадки. По Л.А. Невеской [1958], к урунджикским отложениям относятся только ракушечники с обилием *D. eulachia*; выше лежащая же толща с *Didacna pravoslavlevi*, *D. rogugelica* и др., по ее мнению, хазарская.

Второй областью распространения отложений с урунджикской малакофауной является Куринская депрессия (Азербайджан). Согласно исследованиям П.В. Федорова [1957, 1978], Б.Г. Векилова [1969], раковины урунджикских моллюсков широко распространены в осадках Аджинаура (Дуздаг, Карад-

жа, Мишовдаг). Это *Didacna eulachia*, *D. mingetschaurica*, *D. colossea*, *D. pravoslavlevi*, *D. celekenica*, *D. lindleyi*. А.В. Мамедов и Б.Д. Алескеров [1988] отрицают существование урунджикских отложений со специфичной урунджикской фауной, считая, что под урунджикскими здесь выделены разновозрастные отложения: бакинские (Дуздаг, Караджа) и нижнехазарские (Мишовдаг). Такого же мнения придерживается и Н.А. Лебедева [1978].

Автором [Янина, 2005] проведено малакофаунистическое изучение разрезов плейстоцена Куринской депрессии. Фаунистический анализ показал, что выделение среди ископаемых раковин, содержащихся в осадках Аджинаура, фауны самостоятельного урунджикского бассейна неправомерно. Но восточнее, в разрезах Узундере, Колайсар и Мишовдаг, между толщами с достоверно бакинской и хазарской фаунами выделяется отделенная от них угловым несогласием пачка отложений, содержащая фауну моллюсков, носящую промежуточный характер между бакинской и хазарской фаунами. В местонахождении Узундере эти песчано-алевритовые осадки включают два тафоценоза моллюсков: нижний — с господством *Theodoxus* и дрейссен, верхний — с угнетенными дрейссенами и мощными раковинами *Didacna colossea* и *D. celekenica*. В местонахождении Колайсар толща песчаная, включает прослой раковин моллюсков из многочисленных *Didacna eulachia*, *D. celekenica*, *D. shirvanica*, редких *D. nalivkini*, *D. pravoslavlevi*, *D. lindleyi*, *D. pallasi*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Monodacna caspia*. Анализ остракод, выполненный О.Н. Братановой по образцам, предоставленным ей автором, показал принадлежность одному бассейну отложений этих местонахождений. Аналогичная надбакинская толща в местонахождении Мишовдаг представлена чередованием песчано-алевритовых осадков с песчаниками и ракушняками. В ее основании в маломощном пласте ракушняка залегают фаунистическая группировка, состоящая из *Corbicula*, дрейссен, монодакн, угнетенного облика дидакн, с единичными *Didacna kovalevskii*. Выше она сменяется тафоценозом из многочисленных *Didacna eulachia*, *D. colossea*, *D. celekenica*, *D. carditoides*, *D. mingetschaurica*. В выше лежащем слое вновь господствуют слабо солоноватоводные виды, сменяющиеся в вышележащих осадках фаунистической группировкой из много-



численных *Didacna kovalevskii* с примесью дидакн, характерных для хазарских бассейнов Каспия. При этом каких-либо перерывов в осадконакоплении не наблюдается. Очевидно, все три описанные толщи принадлежат разным участкам одного бассейна: прибрежным (Колайсар и Узундере) и более глубоководному (Мишовдаг). Заключенные в них тафоценозы отражают отдельные этапы развития бассейна, существовавшего в эпоху между бакинской и раннехазарской трансгрессиями, – урунджикского.

На Апшеронском полуострове П.В. Федоровым [1957] описана урунджикская фауна в районе пос. им. Разина, где она представлена многочисленными *D. eulachia*, *D. rudis*, *D. celekenica*, *D. pravoslavlevi*.

Урунджикская фауна установлена не во всех природных областях Каспийского региона – в Куринской депрессии, Апшеронском полуострове и юго-западной Туркмении. Она включает 21 вид дидакн (таблица). Из них 10 видов перешли в нее из бакинской фауны (*D. eulachia*, *D. rudis*, *D. pravoslavlevi*, *D. lindleyi*, *D. kovalevskii*, *D. carditoides*, *D. mingetchaurica*, *D. vulgaris*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*). Из них многочисленны *D. eulachia* (Куринская депрессия, Апшеронский полуостров, юго-западная Туркмения), *D. pravoslavlevi* (встречаются в Куринской депрессии и на Апшеронском полуострове, многочисленны в юго-западной Туркмении), *D. kovalevskii* (господствуют в Куринской депрессии, встречаются в юго-западной Туркмении). Остальные виды встречаются редко. 10 видов дидакн (*D. colossea*, *D. celekenica*, *D. shirvanica*, *D. trigonula*, *D. paleotrigonoides*, *D. bergi*, *D. gurganica*, *D. porsugelica*, *D. adacnoides*, *D. kolesnikovii*) появляются в Каспийском регионе впервые. Из них широкое распространение в составе урунджикской фауны имеют *D. celekenica* (Куринская депрессия, Апшеронский полуостров, юго-западная Туркмения), *D. colossea* (Куринская депрессия); вид *D. shirvanica* встречается в составе фауны в Куринской депрессии; остальные виды распространены очень редко. Характерными для фауны видами являются *D. eulachia*, *D. pravoslavlevi* и *D. kovalevskii*; руководящим видом для региона – *D. celekenica*; для Куринской депрессии – *D. colossea* и *D. shirvanica*; для юго-западной Туркмении – *D. bergi*, *D. porsugelica*, *D. kolesnikovii*.

Судя по распределению по толще урунджикских отложений раковин дидакн, среди них выделяются две фаунистические группировки в ранге подкомплекса: раннеурунджикский с характерными видами *D. eulachia*, *D. celekenica*; и позднеурунджикский – с *D. kovalevskii*, *D. pravoslavlevi*, *D. celekenica*. По господствующим в них видам первый подкомплекс назван *Didacna eulachia*, второй – *Didacna kovalevskii* (таблица). Между отложениями, содер-

жащими эти подкомплексы, нет следов перерыва, они образуют единую толщу осадков одного бассейна с нестабильным уровнем. Урунджикская фауна представляет собой переходную фауну от бакинской к хазарской, а ее подкомплексы отражают этапы этого перехода.

В распределении представителей фауны по площади региона отмечаются различия, отраженные в выделенных автором ассоциациях. В раннеурунджикском подкомплексе выделены ассоциации *Didacna eulachia* – *D. colossea* – *D. celekenica* в юго-западной области (Куринская депрессия); *D. eulachia* – на Апшеронском полуострове и в юго-восточной области (юго-западная Туркмения). В позднеурунджикском подкомплексе – ассоциация *Didacna kovalevskii* для Куринской низменности, *Didacna celekenica* – *D. pravoslavlevi* – для юго-западной Туркмении. Ассоциации дидакн обладают свойствами, характерными для подкомплекса в целом, отражая лишь его особенности в различных природных областях.

Палеогеографический анализ урунджикской фауны и ее биостратиграфическое положение приводят к выводу, что в Каспии в эпоху длительной послебакинской регрессии отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия. Судя по ареалу и гипсометрии распространения отложений, море не на много превышало площадь современного Каспия. Вглубь побережий оно проникало лишь по Куринской и Западно-Туркменской депрессиям. Урунджикский водоем был заселен богатыми сообществами моллюсков. Урунджикская фауна имеет четко выраженную преемственность от бакинской. По сравнению с ней, богатой как таксономически, так и количественно, урунджикские дидакны представлены еще более крупными, массивными формами, свидетельствующими об очень благоприятных для их расцвета условиях – оптимальной солености бассейна, его хорошей аэрации, теплопроводности и насыщенности питательными веществами. Соленость бассейна, по видимому, была близкой, либо немного превышала таковую в максимум бакинской трансгрессии (15–16%). Средняя температура воды была, очевидно, выше, о чем свидетельствуют как большие размеры раковин одних и тех же видов, так и высокая карбонатность осадков. Разумеется, на каждом этапе существования бассейна неоднократно возникали местные опресненные условия, что выражено в фаунистическом составе каждого местонахождения, но они слабо влияли на облик моря в целом.

За время существования бассейна произошли заметные изменения в составе населявшей его фауны. В Куринском заливе резко увеличилось количество *D. kovalevskii*, появились редкие моллюски видов *D. aff. nalivkini*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. vulgaris*. Раковины этих дидакн



Таблица. Распространение дидакн в урунджикских отложениях Каспийского региона

ПРИРОДНАЯ ОБЛАСТЬ	Куринская депрес- сия		Апше- ронский п-ов	Юго-Западная Туркмения		Каспийский регион Под- комплексы дидакн	
	ur1	ur2	ur	ur1	ur2	ur1	ur2
Виды дидакн							
<i>D. eulachia</i>							
<i>D. colossea</i>							
<i>D. celekenica</i>							
<i>D. rudis</i>							
<i>D. shirvanica</i>							
<i>D. pravoslavlevi</i>							
<i>D. lindleyi</i>							
<i>D. aff. nalivkini</i>							
<i>D. pallasi</i>							
<i>D. kovalevskii</i>							
<i>D. carditoides</i>							
<i>D. mingetchaurica</i>							
<i>D. trigonula</i>							
<i>D. subpyramidata</i>							
<i>D. paleotrigonoides</i>							
<i>D. vulgaris</i>							
<i>D. bergi</i>							
<i>D. gurganica</i>							
<i>D. porsugelica</i>							
<i>D. adacnoides</i>							
<i>D. kolesnikovii</i>							
Ассоциации дидакн	<i>D. eulachia</i> – <i>D. colossea</i> – <i>D. celekenica</i>	<i>D. kovalevskii</i>	<i>D. eulachia</i>	<i>D. eulachia</i>	<i>D. celekenica</i> – <i>D. pravoslavlevi</i>	<i>D. eulachia</i>	<i>D. kovalevskii</i>

обладают гораздо меньшими размерами, заметное количество среди них получили тригоноидные дидакны. Такая тенденция в развитии малакофауны отражает изменение условий ее обитания в сторону опреснения и приближает ее к раннехазарской. Наблюдаемая в Куринском заливе урунджикского моря картина развития его фауны отражает завершение крупной эпохи существования бакинских дидакн и зарождение новой - хазарской – фауны при резкой смене условий их существования. В Туркменском заливе урунджикского моря господствующие в начале его существования *D. eulachia* сменились *D. celekenica*, *D. pravoslavlevi*, *D. kovalevskii*, *D. lindleyi*, редкими *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. bergi*, *D. porsugelica*, *D. adacnoides*, *D. kolesnikovii*. Обращает на себя внимание появление здесь тригоноидных ди-

дакн, что отражает тенденцию, аналогичную Куринскому заливу. Здесь также наблюдается переход от бакинской малакофауны к хазарской.

В Северном Прикаспии синхронной урунджикскому бассейну по времени была сингильская эпоха. Урунджикский бассейн с Понтом не сообщался. На Маныче его осадков не установлено. Раковины *D. eulachia*, найденные в чаудинских отложениях, по-видимому, являются элементами бакинской фауны.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-64297).

ЛИТЕРАТУРА

Векилов Б.Г. Антропогенные отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во ЭЛМ, 1969. 217 с.



Лебедева Н.А. Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 150 с.

Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Палеогеография Азербайджана в раннем и среднем плейстоцене. Баку: ЭЛМ, 1987. 157 с.

Невесская Л.А. Четвертичные морские моллюски Туркмении. М.: АН СССР, 1958. 82 с.

Федоров П.В. Каспийские моллюски Западной Туркмении // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 13. С. 54-67.

Федоров П.В. Четвертичные отложения и история развития Каспийского моря. М.: Наука, 1957. 305 с.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 185 с.

ГОЛОЦЕН ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ (ОТЛОЖЕНИЯ И БИОРАЗНООБРАЗИЕ МАЛАКОФАУНЫ)

Т.А. Янина, А.А. Свиточ

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва e-mail: didacna@mail.ru

Голоценовые и современные отложения дельты Волги имеют пестрое строение и разный малакофаунистический облик, отражающие разнообразный гидрологический, гидрохимический и пр. режим водоемов. Среди них выделяются осадки максимума новокаспийской трансгрессии (средний голоцен) и погребенные авандельтовые отложения. К позднему голоцену относятся осадки поздней стадии новокаспийской трансгрессии и култушные образования. Современные отложения – это придельтовые морские и разнообразные дельтовые осадки.

Отложения начала новокаспийской трансгрессии развиты в виде прерывистого слоя в межбугровых (бэровские бугры) понижениях. По составу это пески хорошо сортированные, желто-серые, слоистые, с многочисленными раковинами солоноватоводных моллюсков *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena caspia*, *Dr. andrusovi*, *Didacna trigonoides*, *Micromelania caspia*, *Clessiniola variabilis*, наряду с которыми ощутимо присутствие представителей пресноводной фауны родов *Unio*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Theodoxus*.

Вверх по разрезу они сменяются серыми песками максимума новокаспийской трансгрессии, содержащими, наряду с перечисленными солоноватоводными видами, раковины *Cerastoderma glaucum*. Это были мелководные солоноватые водоемы с периодическим опреснением водами Волги. Возрастным аналогом отложений максимума новокаспийской трансгрессии являются авандельтовые образования, слагающие нижнюю часть дельтовых осадков устья Волги. По составу это пески глинистые, реже супеси серого и желто-серого цвета, с растительными остатками и многочисленными раковинами пресноводных и солоноватоводных моллюсков родов *Monodacna*, *Adacna*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Dreissena*, *Unio*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Theodoxus*.

Вверх по разрезу осадки переходят в позднеголоценовые култушно-ильменные образования. В центральной части долины распространены отложения опресненных заливов (култуков) – супеси и пески в разной степени илистые и глинистые, серые, с растительными остатками и раковинами пресноводных, реже – солоноватоводных, моллюсков: *Unio*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Theodoxus*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Monodacna*, *Adacna*. На периферии дельты в ильменах осадки залегают прямо с поверхности, по составу более тонкие и органогенные – глины и тяжелые суглинки серо-сизые до черных, с массой растительных остатков, карбонатов и раковин пресноводных моллюсков. На окраинных участках дельты ильменные отложения фациально переходят в опресненные осадки новокаспийской трансгрессии.

Современные отложения дельты, достигающие мощности 10–12 м, в лито-фациальном отношении весьма разнообразны. В мористой части это обычающие во время сгонов пески с многочисленными раковинами солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Подводная часть дельты разделяется на островную зону авандельты и собственно авандельту. Острова авандельты, как правило, сложены морскими осадками, в то время как в култушной зоне преобладают острова с аллювиальными отложениями. Нижняя граница островной зоны проходит по южным концам морских островов. Ширина зоны 20–40 км. Зона собственно авандельты шириной 20–45 км располагается между островной зоной и двухметровой изобатой, преобладают участки с глубиной менее 1 м. Границы зон нижнего края дельты изменяются в зависимости от колебаний уровня моря: при понижении уровня расширяется култушная зона и образуются новые острова; при повышении уровня култушная зона и острова сокращаются. За 2-метровой изобатой начинается мелководная зона моря.



Аллювиально-морские отложения развиты в центральных частях дельты, где слагают с поверхности ее низменные участки. Вверх по течению они сменяются аллювиальными пойменными и русловыми образованиями. Первые слагают с поверхности большую часть дельтовой равнины Волги. Вторые заполняют русла многочисленных волжских рукавов и протоков, а также залегают под пойменными осадками.

В преддельтовом участке Нижней Волги преобладает песчаное дно, довольно велики глубина и скорость течения. Этим определяется характер фауны. На песчаном дне без ила распространен псаммофильный биоценоз. Из моллюсков в его составе отмечаются редкие дрейссены. Их количество резко увеличивается при добавлении гравийного материала. Литофильный биоценоз приурочен только к обнажениям каменистого грунта, встречается преимущественно близ правого более высокого берега. На камнях, не покрытых песком или илом, отмечается комплекс реофильных видов, в который входят моллюски *Viviparus* и *Dreissena*.

На глинистых грунтах, встречающихся отдельными пятнами вблизи берегов, у обрывов («яров»), обитает аргиллофильный биоценоз, из моллюсков в нем встречаются вивипары и дрейссена. Заиление грунтов приводит к образованию пелофильных биоценозов: они развиваются на илисто-песчаном грунте и появляются уже при незначительном заилении песка: в глубоких плесах и ямах русла, за косами у берегов и в русле промываемых воложек. Из моллюсков в нем развиты сферииды, местами вивипары, дрейссена и *Unionidae*. Он формируется там, где заиление еще недостаточно сильно, чтобы значительно ухудшить кислородный режим. Пелофильный биоценоз появляется при отсутствии течений и сильно развитом илистом покрове. Из моллюсков к пелофильным формам относятся сферииды *Sphaerium corneum*, вивипары и унии, главным образом *Anodonta piscinalis*, *Unio tumidus*, *U. pictorum*. Местами на включениях плотных субстратов, в частности, на раковинах уний, встречаются сросстки дрейссен. Пелофильный биоценоз развивается главным образом в заиляющихся староречьях, заливах и затонах. В прибрежной полосе на глубине не более 1,5–2 м, преимущественно в затонах или староречьях, а также в пойменных водоемах, среди зарослей растительности развивается фитофильный биоценоз. Грунт под растениями, как правило, заселяется пелофильным биоценозом с большей или меньшей примесью фитофильных форм.

В пойме Волги расположены пойменные водоемы, образующие генетический ряд водоемов, различных по степени обособленности от русла, проточности и заиления: рукав – затон – пойменное озеро – пойменный пруд – лужа и болото. Поймен-

ные водоемы заселены в основном пелофильным и фитофильным биоценозами. В рукавах, имеющих некоторую проточность, сохраняются еще илисто-песчаные и даже песчаные грунты, на которых встречаются пелореофилы и даже псаммофилы. В затонах дно уже сильно заилено, но местами еще сохраняются пелореофильные формы. В пойменных прудах, зарастающих на всей площади, пелофильный биоценоз сближается и отчасти смешивается с фитофильным. В озерах и прудах с сильным накоплением илов кислородный режим резко ухудшается, число видов падает, остаются только наиболее выносливые пелофилы. В мелководных сильно зарастающих водоемах-болотах обитают смешанные пелофильно-фитофильные элементы.

При развитии пойм и образовании пойменных водоемов происходит изменение фауны. С обособлением от реки пойменных озер, при обмелении озер и превращении их в пойменные пруды и лужи, при заболачивании пониженных участков поймы происходит постепенное выпадение речных видов (*Sphaerium solidum*, *Pisidium supinum*, *Anodonta complanata*, *Dreissena polymorpha*) и замена их видами тех же родов, но приспособленных к стоячим водам (*Viviparus contectus*, *Sphaerium corneum*) или же жаберные моллюски уступают место легочным (*Limnea stagnalis*, *Radix auricularia*, *Physa fontinalis*, *Acroloxus lacustris*, *Coretus corneus*).

Протоки и рукава дельты, наряду с пресноводными моллюсками *Unio pictorum*, *Anodonta complanata*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium* sp., *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasii*, богаты каспийской фауной *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*. Литофильный, а также настоящий псаммофильный биоценоз в дельте практически отсутствуют, так как песчаное дно почти всегда более или менее заилено. Наиболее распространен биоценоз песчано-илистого грунта, в котором по биомассе также преобладают вивипары. У берегов протоков местами встречаются обнажения глин с аргиллофильным комплексом, из моллюсков для него характерны дрейссены. В нижней части рукавов дельты на илисто-ракушечных грунтах, зарастающих макрофитами, расселилась фауна смешанного состава с большим количеством каспийских моллюсков *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*. Эти каспийские виды обладают значительной эвригалинностью (выносят колебания солености от 0,3–0,4 до 12–13 ‰) и в большей или меньшей степени оксифильны. Это псаммопелофильные виды, обитающие или находящие оптимум на илисто-песчаных грунтах, образующихся при незначительном течении – условиях, наиболее характерных для дельты.

Уже в наше время в дельте появилась и расселилась понтотазовская цветная монодакна (*Monodacna*



colorata), не прижившаяся в Куйбышевском водохранилище, куда она выпускалась для акклиматизации, и сама вселившаяся в Волгоградское водохранилище и в низовья Волги. В дельте появился и брюхоногий моллюск *Lithoglyphus naticoides* также имеющий азовское происхождение и проникший, очевидно, не без помощи судов, через Волго-Донской канал. Очевидно, этим же путем проникла и начала широкое расселение *Dreissena bugensis*.

Предустьевое пространство Волги в Северном Каспии заселено слабо солоноватоводными видами *Monodacna*, *Adacna*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Dreissena*, наряду с которыми еще многочисленны пресноводные виды родов *Unio*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Theodoxus*. При повышении солености до 2,5 ‰ ряд пресноводных видов выпадает. В зоне солености до примерно 6 ‰ живут *Dreissena polymorpha*, *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Theodoxus pallasi*. При дальнейшем повышении солености *Dreissena polymorpha* выпадает. В этой зоне развиваются типичные каспийские виды: *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena caspia*, *Dr. andrusovi*, *Didacna trigonoides*, *Micromelania caspia*, *Clessiniola variabilis*, присутствует *Hydrobia ventrosa*, *Monodacna colorata*.

По литературным материалам [Идельсон, 1941; Жадин, 1952; Пирогов, 1974] можно проследить изменения в дельте с падением уровня Каспия, начавшимся еще в 30-х годах. Дельта сильно выдвинулась в море; площадь многих островов увеличилась и они присоединились к матерiku, некоторые мелкие протоки высохли. Култуки авандельты с нарастанием дельты вошли в ее состав и преврати-

лись в ильмени. Сначала это были приморские ильмени с илесто-песчаными грунтами, богатые каспийскими формами. Отмечалось большое количество дрейссены. Однако в 1950–1960 гг. (авторами предполагается, что вследствие уменьшения поступления взвесей), количество ее сильно уменьшилось, вплоть до полного исчезновения во многих ильменах; из моллюсков господствующей стала вивипара, довольно многочисленны были униониды. По мере нарастания дельты ильмени заиливались и теряли проточность. В заиленных ильменах, где некоторая проточность бывает только весной, доминировала вивипара. Дальнейшее их заиливание и полная потеря проточности и высыхание в межень привели к исчезновению большинства моллюсков и широкому распространению мотылей. Наконец, в полностью отделившихся от дельты сильно заиленных ильменах с заморами бентос беднел, но с их зарастанием развивалась фитофильная фауна, в которой преобладали прудовики (*Limnaea*). При повышении уровня Каспия начался обратный процесс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 05-05-64808, 07-05-00752).

ЛИТЕРАТУРА

Жадин В.И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.: АН СССР, 1952. 376 с.

Идельсон М.С. Зообентос полных водоемов дельты Волги и его значение в питании рыб // Тр. ВНИРО, 1941. Т. 16. С. 103–118.

Пирогов В.В. Малакофауна дельты Волги. Автореф. канд. дисс. Л., 1974. 19 с.

СТРАТИГРАФИЯ НАХОДОК ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ФАУНЫ В БАСЕЙНЕ РЕКИ ШЕКСНЫ

О.В. Яшина

ЧерМО отдел природы, г. Череповец, e-mail: Aculina 12@rambler.ru

Река Шексна – это важная водная артерия в бассейне верхней Волги. Когда-то ее длина составляла 410 км. В настоящее время она зарегулирована на всем своем протяжении и имеет длину всего 102 км. Основная масса находок четвертичной фауны в ее бассейне связана с хозяйственным освоением этой территории. В данной работе использован материал, обнаруженный как при изучении коллекций краеведческих музеев, так и при полевых исследованиях. В целом можно выделить 24 местонахождения располагающихся в Кириллов-

ском, Шекснинском и Череповецком районах. 6 находок – это подъемный материал.

Кирилловский район. Местонахождения в карьерах «Коврижинский», «Иванов Бор», «Кузинский».

Карьеры расположены в верхнем течении р. Шексны в 14 километрах южнее г. Кириллова.

В Коврижинском карьере находки известны из моренных отложений, связанных с вепсовской подвижкой ($gl_{iii}^{vd.vp.}$) и из отложений мстинского интэрстадиала верхневалдайского ледникового комплекса. Морена представлена валунными суглин-



ками или супесями бурого цвета с сероватым оттенком, с включениями гравия, гальки и валунов мощностью до 7 м. Отложения мстинского интерстадиала $gl_{iii}^{vd.ms}$ – это озерные мелко- и тонкозернистые безгравийные пески мощностью до 3 м.

Состав фауны: Mammuthus primigenius Blumenbach.

Материал: фр. тазовой кости ЧерМО¹ 11726/(П-135). От Авдеева Г.Ф. 1979 г.; фрагменты берцовых, бедренных костей, зубы, бивни – частные коллекции.

Местонахождение Иванов Бор.

Карьеры расположены в западной части зандрового поля, окаймляющего границу распространения осташковского ледника. Отложения зандра залегают на бабушкинской морене (конец среднего неоплейстоцена) [Проблемы..., 2000] Здесь же, в зоне развития осташковского ледника, а также на сопредельных территориях, известны отложения микулинского горизонта, которые представлены озерно-болотными и озерно-аллювиальными отложениями.

Материал. Правая ветвь нижней челюсти без зуба № 5059/ (П-131) и берцовая кость № 4030(П-132), Зуб M_3 dex № ЧерМО 4028/1 (П-58) фрагмент нижней челюсти № ЧерМО 4029/1-4(П-131), Правая плечевая кость ВОКМ² НВ 14073 – Mammuthus primigenius Blumenbach.; Зуб M^3 № ЧерМО 11741 (П-74) Palaeoloxodon antiquus Falconer, фрагмент черепной коробки с роговым стержнем Bison priscus Bojanus.

Кузинский карьер.

В северо-восточной части карьер примыкает к Коврижинскому песчано-гравийному месторождению. Карьером разрабатываются отложения едровской стадии нижневалдайского стадияльного подкомплекса и вепсовской стадий верхневалдайского стадияльного комплекса. [Ашадзе, 1973].

Состав фауны. Mammuthus primigenius Blumenbach.

Материал. Зуб M^{2-3} sin ЧерМО 11735/П-68.

Шекснинский район. *Местонахождение* «Речная Сосновка».

Карьер расположен в 50 км от г.Череповца на правом берегу реки Шексны. Он приурочен к Речно-Сосновской-Анисимовской гряде. Ее протяженность составляет 1,5 км, ширина 300 м.

Находки известны из песчано-гравийных отложений, расположенных на глубине примерно 3 м (№ 3051), а также из красно-коричневых глин на глубине от 2,5 до 3,4 м (№ 2371, 3446/3 и др.). Радиоуглеродный анализ по фрагменту зуба (ЧерМО №-4053/10) мамонта дал дату 31600 ± 1200 лет назад (Сулержицкий, ГИН 8675) [Яшина, 2000]. Это по-

зволяет отнести находки к отложениям нижневалдайского стадияльного подкомплекса.

Состав фауны. Bison priscus Bojanus, Ovibos sp., Mammuthus primigenius Blumenbach.

Материал. 25 костей Mammuthus primigenius Blumenbach (зубы 20; 5 фрагментов бивней и ребро); 5 костей Ovibos sp (фр. черепа и позвонки); 4 кости Bison priscus Bojanus (роговые стержни с фрагментом черепной коробки).

Карьер кирпичного завода у железнодорожной станции Шексна.

Карьер кирпичного завода расположен на 3-ей озерной террасе с абс. отм. 117–125 м. Под мстинскими осадками вскрыты отложения соминского межстадиала $lq_{iii}^{vd.sm}$, которые представлены безвалунными коричневыми и серыми глинами. В нижней части карьера на глубине 2,5–3 м найден бивень мамонта Mammuthus primigenius Blumenbach. [Хавин, 1965].

Местонахождение на р. Чернуха.

Расположено в районе д. Шутово (ныне не существует) около д. Борисово (Шекснинский район). Зуб Mammuthus primigenius Blumenbach № 1262(П-37) найден при добыче песка в карьере. В настоящее время карьер сработан и заровнен.

Время открытия. 1939 г.

Местонахождение р. Угла.

Река Угла в районе с. Никольского (ныне пос. Шексна) Шекснинского района впадает в реку Шексну. Угла – левый приток реки Шексны в ее среднем течении. Кости найдены в отложениях размытой серовато-синей глины. Предположительно могут быть отнесены к средневалдайским межстадияльным слоям.

Материал Правая бедренная кость № 847(П-87) Mammuthus primigenius Blumenbach.

Время открытия. В 1919 г. Краеведом Светловым.

Материал. Бедренная кость, три зуба, фрагмент бивня и два позвонка Mammuthus primigenius Blumenbach. Один из зубов был определен Громовым И. в 1937 году как форма переходная от трогонтериевого слона к мамонту.

Время открытия. В 1933 году краеведом Цветковым В.А.

Череповецкий район. *Местонахождение на р. Конома.*

Река Конома правосторонний приток р. Шексны в ее среднем течении. При промывке аллювия ниже д. Шурово были обнаружены кости позднелепестовых мелких млекопитающих (Arvicola terrestris L, Microtus sp., Micromamalia indet и др.), фрагменты костей крупных млекопитающих (Mustelidae и др.) и кости конечностей лягушек (Rana sp.), которые были определены (А.К. Агаджаняном и А.С. Тесаковым).

¹ ЧерМО – Череповецкое музейное объединение

² ВОКМ – Вологодский областной краеведческий музей



Таблица 1.

№ п/п	Место находки.	Материал.	Время открытия
1.	На реке Южок у д. Старое Охотского с/с.	Концевой фрагмент бивня мамонта № 827(П-9), бивень № 2373/1(П-16).	1915 г., 1951 г.
2.	На реке Южок близ д. Новогородово Щетинской волости.	Бивень № 1404/101(П-15), бедренная и тазовая кости; бедренная кость мамонта № 1007 (П.-90).	1925 г., 1929 г.
3.	Краеведом В. Ливановым на берегу р. Кисьмы (Щетинский сельсовет).	Два коренных зуба №706/ (П-25) – сохранился один	1920 г.
4.	Краеведом В. Ливановым и колхозником Соковым на берегу р. Кисьмы (Щетинский сельсовет).	Бивень – не сохранился.	1932 г.
5.	Близ с. Космодемьянское Щетинской волости Краеведом В. Ливановым.	Два коренных зуба № 1404/102-103(П-32) М ¹ sin и М ₃ sin.	1925 г.
6.	Деревня Пустынка Ольховской волости.	Фрагменты бивня мамонта №89/2 (п-79) и трубчатых костей мамонта № 89/1-3 (П-79,80).	1926 г.
7.	Обнаружен выше с. Космодемьянского 5–6 верст у д. Ибсово (ныне Ярославская область) Дегтяревым А.В.	Фрагмент бедренной кости № 642 (П-82).	1928 г.
8.	В Красносельском перекате – Черепановский шлюз на глубине 3 м.	Бедренная кость мамонта № 904(П-88); 945/1(П-28); 945/2 (П-29) – фрагменты зубов мамонта и–бедренная кость № 945/3 (П-90).	1934 г.
9.	На реке Южок у д. Горка Мяксинского района.	Бивень мамонта № 1098 (П-10).	1936 г.
10.	На берегу р. Шексны около с. Любец.	Зуб мамонта Pd ⁴ sin.	1937 г.

Местонахождение д. Волгучино.

Несколько выше д. Волгучино в размытых отложениях синей глины относящихся к Средневалдайский межстадиальным слоям в 2004 г. Мальцевым В.В. обнаружен зуб мамонта М³ sin.

Местонахождение в устье р. Ягорба.

Всего было рассмотрено 80 костей. Из них 13 – принадлежат мамонту, 4 овцебыку, копытным – 30 (лось, лошадь, кабан, олень), 24 рыбных кости, 9 костей грызунов, из которых 5 челюстей бобра разной сохранности. Некоторые из них несут следы антропогенных повреждений: спилы, срезы, потертости [Яшина, 2006]. Найдены образуют единый позднеплейстоценовый–голоценовый комплекс, связанный с формированием пойменных отложений в приустьевой части р. Ягорбы.

Местонахождение на территории усадьбы Горка.

Череповецкий район Матуринский сельсовет, на территории усадьбы Горка, левый берег р. Шексны почти напротив устья р. Ягорбы. В 1927 году при рытье котлована на глубине 4,5 м в синей глине были найдены кости мамонта. Вторично в 1933 году вправо от котлована на расстоянии 3 м был сделан еще ряд находок. Предположительно они могут быть отнесены к средневалдайским межстадиальным слоям.

Материал. 1927г.: берцовая кость мамонта № 830/1 (П-85), позвонок 830/2 (П-86); зуб № 833/1 (П-

27), бивень, ребро, позвонок. 1933г.: 2 зуба, 4 ребра, коленные суставы *Mammuthus primigenius* Blumenbach.

В настоящее время сохранились лишь берцовая кость, зуб и позвонок. Предполагалось, что все кости принадлежали одному животному.

Местонахождения в бассейне среднего течения р. Шексны и ее притоках.

Состав фауны. *Mammuthus primigenius* Blumenbach.

К этой группе можно отнести местонахождения, обнаруженные в 30-ых годах прошлого столетия в среднем и нижнем течении р. Шексны и по ее притокам (Большому Югу, Кисьме и др.). Все находки были сделаны в отложениях синей глины связанных со средневалдайскими межстадиальными слоями и, чаще всего, не по одной сразу.

Местонахождение Гритинская гора.

Местонахождение и геологические условия, материал. На пустыре у улицы Резникова был обнаружен зуб мамонта. Несколько ниже при строительстве подъемника на лыжном стадионе на пологой озерной террасе с абс. отметками 120 м был обнаружен фрагмент бивня мамонта. Вмещающая порода–линза плотных среднезернистых песков желтого цвета в валунном суглинке, представляющем ледниковые образования едровской стадии. Несколько ниже по разрезу, год спустя обнаружен еще фрагмент позвонка.



Таблица 2. Подъемный материал:

№	Место находки	Материал	Время открытия
1.	Кирилловский район. Найдены близ д. Олютинское Кирилловского уезда на р. Ухтомка.	Зубы №96/1-2 Equus caballus fossilis	
2.	Шекснинский район. На реке Шексне 10 км ниже шлюза в пос.Шексна, шлюз № 7.	Зуб Mammuthus primigenius Blumenbach № 5059/ (П-65).	
3.	Шекснинский район. Найдены на р. Божея. Река Божея впадает в Дьяконовский залив на территории Заречного с/с Шекснинского района.	Фрагмент трубчатой кости Mammuthus primigenius Blumenbach № 2124/1 (П-126).	В 1949 г. Рачинским В.Г.
4.	Находка была сделана у ст. Роща (р. Роица) Шекснинский район.	Зуб M ₂ sin Mammuthus primigenius Blumenbach № 11734 (П-67).	
5.	Череповецкий район. В перекате около Луковца колхозником Кузнецовым.	Зуб мамонта № 1358 (П-31).	1939 г.
6.	Зубы мамонта были обнаружены в 1924 году жителем п. Грязливец Фединым. В настоящее время это пос. Харламовское, который расположен на левом берегу р. Мологи километрах в 50 от ее устья.	Зубы № 1404/110-111 (П-35) Mammuthus primigenius Blumenbach. Половина зуба 1404/111 была отправлена на радиоуглеродный анализ. Была получена дата 42700±1400 (ГИН №8860).	1929 г.



Фото 1. Вид на террасу со стороны Рыбинского водохранилища



Фото 2. Бивень мамонта

Разрез представлен (снизу вверх):

1. Валунный суглинок красно-коричневого цвета с большим количеством валунов изверженных пород и кремневых конкреций 0,45м;
2. Линза песка плотного желтоватого цвета содержащего фрагмент бивня мамонта 0,25–0,3 м;
3. Валунный суглинок красно-коричневого цвета с большим количеством кремневых конкреций и валунов изверженных пород. Валун сильно выветрен – 0,3м;
4. Супесь желтоватого цвета 0,4 м; Почвенный слой, сформированный в покровных суглинках, почва сильноподзолистая.

5. ПРС – 0,2 м

Местонахождение карьер «Мурашкины Горы».

Карьер расположен в Мяксинском, ныне Череповецком, районе близ д.д. Новоселы, Матинка, Полуево, Малата. Здесь же протекает река Матинка. Ныне это фактически черта города. Находка была сделана шофером рыболовецкой артели Реутовым в 1957 году.

Здесь же расположен и карьер «Ильинское», который разрабатывает гравийные отложения камов. Камовые холмы наблюдаются в долине р. Матинки. Это флювиогляциальные образования эдровской стадии. Их максимальные абсолютными отметки составляют 107–129 м, они превышаются над ее поймой на 4–10 м. Длинными осями камы ориентированы в юго-западном направлении.

Состав фауны. Mammuthus primigenius Blumenbach, Equus caballus sp.

Материал. Зубы M₃ dex №3036(П-44), M₂₋₃ dex № 11736(П-69), зуб № 1338(П-219).

Геологические условия. В гравийных отложениях на глубине 3 м, приуроченных к абс. отм 120 м.

Местонахождение Жидиховское болото.

Это единственное известное в бассейне верхней Шексны местонахождение костей мамонта «in situ». 68 костей были найдены во время торфоразработок в слое сапропеля на глубине 2–3 м в траншее шириной 19,6 м и длиной 26,1 м. В настоящее время в фондах Череповецкого музейного объединения находятся на хранении кости общим числом 29 штук (1649/1-29). В 1996 году в Геологическом институте для определения возраста находки был произведен радиоуглеродный анализ. Он составил 9800±100 лет (ГИН 8859, 8885, 8676_а). Калиброванная дата от 8800 до 9700 лет до н.э.

Всего было рассмотрено более 130 костей мамонта, около 10 костей бизона, 40 – копытных и



и некоторых других животных. Морфологические особенности большинства зубов мамонта позволяют их отнести к позднему типу *Mammuthus hrimigenius*. Находки костей других животных также подтверждают позднеплейстоценовый возраст вмещающих отложений.

Интерес вызывает зуб *Palaeoloxodon antiquus* Falconer, который, вероятно, относится к отложениям микулинского горизонта, представленными на изучаемой территории в зоне развития ошашковского ледника, и находки в аллювии р. Кономы, также характеризующие благоприятную климатическую обстановку позднего плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Ашадзе В.А., Рыцарева Г.В. Отчет о результатах геолого-разведочных работ, проведенных в северо-западной части Кузинского гравийно-песчаного ме-

сторожения Кирилловского района Вологодской области 1972–1973 гг.

Ауслендер В.Г. Основные черты стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии молодого шекснинской низины.

Сенюшов А.Р., Кротова Н.Г., Хавин Е.И., Гаркуша В.И., Пуолокайнен З.И., Войнова Л.Ф. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке М 1:200000 района нижнего течения р. Шексны (Вологодская область).

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России)/ Материалы международного симпозиума. М.:ГЕОС, 2000.

Яшина О.В. История создания палеонтологической коллекции в музее г. Череповец // Палеонтология в России: Итоги и перспективы. Тезисы докладов XLVI сессии Палеонтологического общества при РАН (24–28 января 2000 г.). – Спб. 2000. С. 99–100.



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Агаджанян А.К.</i> Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины: достижения и проблемы.....	3
<i>Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И.</i> К стратиграфии и палеогеографии нижнего плейстоцена Среднего Поволжья.....	6
<i>Алексеев М.Н., Друщиц В.А.</i> Возможность дальней корреляции позднекайнозойских геологических событий в пределах дальневосточных морей России.....	9
<i>Андреев А.А., Ширмайстер Л., Гроссе Г., Тарасов П.Е. & Х.-В. Хуббертен</i> Растительность и климат в районе моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по пыльцевым данным.....	12
<i>Андреичева Л.Н.</i> Фации морских отложений плейстоцена на Европейском Северо-Востоке.....	14
<i>Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Лаухин С.А., Кузнецов В.Ю., Чернов С.Б., Т.В.Тертычная, А.М. Фирсов</i> Применение усовершенствованных вариантов ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методов для обоснования хронологии позднеплейстоценовых отложений Западной Сибири.....	18
<i>Астахов В.</i> Новое о широтном градиенте в ледниковой истории Евразии.....	20
<i>Базарова В.Б., Мохова Л.М., Климин М.А., Орлова Л.А.</i> Изменение климата и растительности в юго-восточном Забайкалье в среднем и позднем голоцене.....	24
<i>Байгушева В.С.</i> Археологические особенности палеонтологических местонахождений начала четвертичного периода.....	26
<i>Балтрунас В., Кармаза Б., Кармазене Д.</i> Некоторые особенности строения и формирования плейстоценовых отложений Северной Литвы.....	28
<i>Балуховский А.Н., Антонова Т.А., Гельви Т.Н.</i> О распространённости литологических формаций плейстоцена континентального блока (численный анализ).....	29
<i>Белянина Н.И., Белянин П.С., Митюрёв Е.В.</i> Переориентация стока р. Раздольной в плейстоцене, Южное Приморье.....	31
<i>Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В.</i> Хронология ладожской трансгрессии.....	33
<i>Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.</i> Цикличность в развитии растительности и климата неоплейстоцена.....	36
<i>Болиховская Н.С., Молодьков А.Н.</i> Изменения растительности и климаторитмика в интервале 39–33 тыс. л. н. по данным палинологического и ОСЛ анализов отложений валдайского времени в разрезе Вока, С-В Эстония.....	40
<i>Большаков В.А.</i> Актуальные вопросы корреляции глубоководных и континентальных отложений неоплейстоцена с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата.....	42
<i>Большаинов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В., Рахольд Ф., Овердуин П., Хуббертен Х., Макаров А.С., Гусев Е.А.</i> Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем неоплейстоцене.....	45
<i>Борисов Б.А.</i> Дальнейшее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы.....	49
<i>Борисова О.К.</i> Особенности проявления заключительного похолодания позднеледникового в умеренных широтах.....	51
<i>Будников А.Л., Русанов Г.Г.</i> Озерные отложения эпохи последнего (сартанского) оледенения в долинах Салаира.....	54
<i>Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Тимирева С.Н.</i> Две модели развития лессово-почвенно-криогенной формации на Восточно-Европейской равнине.....	57
<i>Волков И.А.</i> Роль катастрофических стоков в формировании первой террасы основных рек Сибири.....	60
<i>Волкова В.С.</i> Отложения эоплейстоцена Западной и Средней Сибири.....	62
<i>Воскресенская Е.В.</i> Вещественный состав и условия накопления отложений позднепалеолитической стоянки Хотылево-2.....	64
<i>Воскресенская Т.Н.</i> Литология и условия накопления отложений прибрежной зоны Сахалина в плейстоцене.....	67



<i>Галахов В.П., Самойлова С.Ю.</i> Оледенение Чуйской котловины в максимум последнего похолодания.....	70
<i>Гептнер А.Р.</i> Вулканогенно-осадочные отложения гляциального шельфа Исландии.....	72
<i>Герасимов Б.Б., Никифорова З.С.</i> К вопросу генезиса четвертичных отложений Лено-Анабарского междуречья.....	74
<i>Глушанкова Н.И.</i> Палеозтапность и собенности плейстоценового педогенеза на Восточно-Европейской равнине.....	76
<i>Голованова О.В.</i> Специфика дифференциации осадочного материала при накоплении отложений плейстоцена-голоцена Северного Каспия и Прикаспия.....	79
<i>Головина Л.А., Былинская М.Е.</i> Перспективы и трудности стратиграфического расчленения и корреляции плиоцен-четвертичных отложений Арктики по карбонатным планктонным микроорганизмам.....	83
<i>Голубева Ю.В.</i> Палеоландшафты и палеоклиматы голоцена на Европейском Северо-Востоке России по палинологическим данным.....	85
<i>Гольдфарб Ю.И.</i> Генетическое, литодинамическое деление горного аллювия и его нормальная мощность (горная система Черского)	87
<i>Гугалинская Л.А., Алифанов В.М.</i> Голоценовые почвы и микростратиграфия поздневалдайских покровных лессовидных суглинков в центре Восточно-Европейской равнины.....	90
<i>Гусев Е.А., Попов В.В., Иосифиди А.Г., Деревянко Л.Г., Аникина Н.Ю., Полякова Е.И., Рекант П.В., Анохин В.М.</i> Строение верхнекайнозойского осадочного чехла арктического шельфа Чукотки.....	93
<i>Гуськов С.А., Кузьмин Я.В., Левчук Л.К.</i> Радиоуглеродные даты по раковинам фораминифер – доказательство существования каргинской трансгрессии на севере Сибири.....	97
<i>Дановский А.А., Дикарёв В.А.</i> К вопросу об абсолютной хронологии изменений уровня Чёрного и Азовского морей в районе Керченского пролива.	100
<i>Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Морозова Е.М., Еремеев А.А.</i> Четвертичные отложения широтного течения р. Белой (Южный Урал)	102
<i>Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В., Иноземцев С.А., Симакова А.Н., Никольский П.А., Трубихин В.М.</i> Плиоцен-четвертичные отложения в разрезах северо-восточного приазовья и нижнего Дона.....	104
<i>Дренова А.Н.</i> Распространение древних материковых дюн в бассейне верхней Волги (их ориентировка, строение, гранулометрический состав)	108
<i>Дроздов Н.И., Чеха В.П.</i> Стратиграфия четвертичных отложений, палеогеография и археология Куртаковского геоархеологического района (к 20-летию со времени открытия).....	111
<i>Дуброво И.А. Писарева В.В., Шик С.М.</i> О хозарском слоне из Люберецкого района Подмосковья.....	114
<i>Евдокимов С. П.</i> Метод актуализма в геологии и палеогеографии.....	116
<i>Евзеров В.Я.</i> Модель дегляциации Кольского региона в позднем плейстоцене-голоцене.....	119
<i>Еременко Е.А.</i> Генетические типы ложбин в краевой зоне московского оледенения.....	122
<i>Забелин В.И., Озерская Т.П., Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И.</i> Новые находки скорлупы яиц страусов в Туве и их палеогеографическое и стратиграфическое значение.....	126
<i>Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Буравская М.Н., Чернов А.В.</i> Динамика верхней Вычегды во второй половине голоцена (по аналитическим и геоморфологическим данным).....	130
<i>Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Куприш О.В., Жданова А.И.</i> Гранулометрическая и петромагнитная характеристика четвертичных отложений Усть-Канской и Ябоганской котловин для их фациально-генетической диагностики.	133
<i>Зубаков В.А.</i> Пять этапов изменения климата и биоценозов в высоких широтах Северного полушария в плио-плейстоцене.....	137
<i>Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С.</i> Верхний плиоцен и плейстоцен юга Западно-Сибирской равнины: стратиграфия, изменения природной среды и климата.	141
<i>Зюганова И.С.</i> Растительность позднеплейстоценовых водоемов на территории Центрально-Лесного Заповедника, Тверская область (по данным карпологиического анализа).....	144
<i>Иванов Д.Л.</i> Биостратиграфические корреляции фаун мелких млекопитающих позднеледникового-голоцена Беларуси.....	147



<i>Иванова В.В., Никольский П.А.</i> Геохимия четвертичных отложений в низовьях реки Адыча (северная Якутия)	152
<i>Иванова Е.Д., Пшеница О.Ю., Горбаренко С.А.</i> Четвертичные глубоководные комплексы бентосных фораминифер в северо-западной части Тихого океана	154
<i>Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К.</i> Климато-стратиграфические события среднего плейстоцена на территории Верхнего Дона и Македонии.	156
<i>Иосифова Ю.И., Агаджанян А.К., Семенов В.В.</i> О положении нижней границы четвертичной системы на Русской равнине – проблемы и варианты.	159
<i>Казанский А.Ю., Куприш О.В., Кривоногов С.К., Федотов А.П.</i> Определение источников поступления осадочного материала в озеро Хубсугул (Монголия) по петромагнитным данным	160
<i>Казьмин С.П.</i> Мангышлакская аридизация последней дегляциации в умеренном поясе северного полушария	163
<i>Казьмин С.П., Волков И.А., Климов О.В.</i> Последняя дегляциация, океан и атмосфера	165
<i>Калмыков Н.П.</i> Носороги рода <i>Coelodonta</i> в бассейне озера Байкал	168
<i>Каревская И.А.</i> Степи и тундростепи как зональный тип растительности на Дальнем Востоке России в плейстоцене по палинологическим данным	171
<i>Клювиткина Т.С., Полякова Е.И.</i> Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей	174
<i>Кокин О.В., Тарасов Г.А.</i> К истории развития ледникового рельефа Западного Шпицбергена в голоцене	177
<i>Колпаков В.В.</i> О роли «надледы» в развитии повторно-жильного льда	180
<i>Коницев В.Н.</i> Криогенная трансформация минерального вещества	182
<i>Коновалова В.А., Липницкая Т.А.</i> Микрофаунистическая характеристика отложений местонахождения мамонтовой фауны Луговское (Ханты-Мансийский автономный округ)	185
<i>Короткий А.М.</i> Использование геологических данных при изучении археологических памятников Приморья	187
<i>Короткий А. М., Бородин М.А.</i> Динамика многолетней мерзлоты в четвертичное время (юг Дальнего Востока)	190
<i>Корсакова О.П., Колька В.В., Зозуля Д.Р.</i> О возможном распространении позднеплейстоценового Карского ледника в пределы Кольского полуострова.	193
<i>Крахмальникова Т.В.</i> Самая южная находка овцебыка в позднем плейстоцене Украины	195
<i>Кремень А.С., Левин А.В.</i> Влияние современных экзогенных геологических процессов на состояние геосистемы Смоленской области	198
<i>Кривоногов С.К., Шейнкман В.С.</i> Позднеплейстоценовый ледниковый максимум в горах Сибири	201
<i>Кузьмин Я.В.</i> Природная среда и человек в каменном веке Восточной Азии: некоторые итоги изучения и проблемы	205
<i>Лавров А.В., Забелин В.И.</i> Первобытный тур (<i>Bos primigenius</i> , Bovidae) в раннем голоцене Республики Тывы.	208
<i>Лавров А.С., Потапенко Л.М.</i> О возрасте последнего ледникового покрова на Северо-Востоке Русской равнины	209
<i>Лаврушин Ю.А., Холмовой Г.В., Шнур В.Г.</i> Климат и аллювиальный процесс в новейшей геологической истории (на примере Дона)	214
<i>Лаптева Е.Г.</i> Климатостратиграфия и этапы развития растительного покрова восточного склона Урала во второй половине позднего неоплейстоцена и голоцене (по палинологическим данным из рыхлых отложений карстовых полостей)	218
<i>Лаухин С.А.</i> Современные данные о заселении Северной Азии палеолитическим человеком	219
<i>Левашенко Д.В.</i> Растительный покров в климатический оптимум голоцена в дельте Печоры	223
<i>Левитан М.А., Штайн Р.</i> История скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане в течение последних 130 тыс. лет	224



<i>Лецинский С.В.</i> Геохимический стресс, энзоотические заболевания и вымирание мамонтов Северной Евразии в конце плейстоцена.....	226
<i>Лецинский С.В., Бурканова Е.М., Бабенко С.Н., Коновалова В.А., Пономарева Е.А.</i> Комплексные палеонтолого-стратиграфические исследования керна скважин местонахождения мамонтовой фауны и палеолита Луговское (Западная Сибирь)	229
<i>Лецинский С.В., Зенин В.Н.</i> Условия залегания раннепалеолитических индустрий местонахождения Дарвагчай-1 (Южный Дагестан)	233
<i>Ломтев В.Л.</i> К четвертичной тектонике Сахалина и его подводных окраин.....	237
<i>Ломтев В.Л., Гуринов М.Г.</i> Абиссальные грязевулканы полигона Н10-2 в Магеллановых горах (Восточно-Марианская котловина, ЮЗ Пацифика)	240
<i>Лосева Э.И.</i> Заметный рубеж в развитии плейстоценовой диатомовой флоры Северо-Востока Европы.....	243
<i>Макаров В.И.</i> Актуальные проблемы изучения четвертичной геодинамики платформенных территорий.....	244
<i>Макарова Т.Р.</i> Распределение вариантов климатической асимметрии в долинах малых водотоков на Курильских островах	247
<i>Макарова Н.В., Макаров В.И.</i> О нижнеплейстоценовых моренах центра Русской равнины.....	250
<i>Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Чернов С.Б.</i> Особенности $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и среднеплейстоценовых погребенных органогенных отложений.....	252
<i>Маркин С.В.</i> Северо-Западный Алтай в период заключительной стадии верхнего палеолита.....	256
<i>Маркова А.К., Т. ван Кольфсхотен, Пузаченко А.Ю., Косинцев П.А., Смирнов Н.Г.</i> Динамика комплексов млекопитающих Европы в конце плейстоцена – раннем голоцене (24–8 тыс. лет назад).....	258
<i>Матасова Г.Г., Казанский А.Ю.</i> Комплексные исследования лессово-почвенных отложений Сибири (на примере опорных разрезов Белово и Куртак)	261
<i>Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Титов В.В.</i> Проблемы и перспективы изучения позднечетвертичных отложений Азовского моря и Приазовья.....	265
<i>Минина Е.А., Круткина О.Н.</i> Карта геологических опасностей России масштаба 1:5 000 000.....	268
<i>Минина Е.А., Рыжкова, В.М., Тарноградский В.Д., Шкатова В.К.,</i> Карта ресурсного потенциала четвертичных образований России масштаба 1:5 000 000.....	270
<i>Минюк П.С., Борходоев В.Я.</i> Геохимические характеристики осадков скважины Lz1024, оз. Эльгыгытгын, Чукотка – как показатели палеоклимата.....	273
<i>Молодин В.И., Каныгин А.В., Гуськов С.А., Хазин Л.Б.</i> Проникновение вод Аральского моря на юг Западной Сибири в голоцене: археологические и палеонтологические свидетельства, хронология.....	274
<i>Мотузко А.Н.</i> Фауна мелких млекопитающих каргинского межледниковья предгорий западных склонов Восточного Саяна.....	279
<i>Мохова Л.М.</i> Состав пылевого дождя на юге Приморского края.....	282
<i>Мысливец В.И.</i> Глобальный рельеф и развитие человечества.....	283
<i>Назаров Д.В.</i> К стратиграфии плейстоцена центральной части западносибирской Арктики.....	287
<i>Найдина О.Д.</i> Растительность и климат региона моря Лаптевых во время постгляциальной трансгрессии по результатам палинологического изучения колонок внешнего шельфа.....	290
<i>Нечаев В.П.</i> Значение субаэральной криолитозоны для развития приполярных районов северного полушария в позднем кайнозое.....	292
<i>Николаева С.Б.</i> Сейсмичность в четвертичных отложениях Кольского региона как индикатор палеосейсмической активности территории.....	295
<i>Никольский П.А., Зажигин В.С., Басилян А.Э.</i> Новые данные по фауне млекопитающих и стратиграфии плейстоцена Северной Якутии.....	298
<i>Никонов А.А.</i> Активные разломы в рыхлом покрове Северо-Запада России.....	301
<i>Новенко Е.Ю., Фаустова М.А., Чепурная А.А.</i> Динамика растительности лесной зоны Восточно- Европейской равнины в заключительную фазу микулинского межледниковья.....	304



<i>Новичкова Е.А., Полякова Е.И., Алиев Р.А., Шевченко В.П.</i> Применение анализа цист динофлагеллат для детальных палеогеографических реконструкций в осадках арктических морей (на примере Белого моря) за исторический период времени.....	308
<i>Олюнина О.С., Романенко Ф.А.</i> Поднятие Карельского берега белого моря в голоцене по результатам изучения торфяников.....	312
<i>Орлова Л.А., Талибова А.Г. Пономарчук В.А.</i> Реконструкция климата второй половины голоцена юга Западной Сибири по изотопным данным.....	315
<i>Очур К.О., Ондар Е.Э.</i> Гумус современных почв Тувы и реконструкция изменений природной среды позднего плейстоцена-голоцена на его основе.....	318
<i>Панин П.Г.</i> Особенности строения межледниковой и интерстадиальной палеопочв в позднем и среднем плейстоцене центра Восточно-Европейской равнины.....	320
<i>Певзнер М.М.</i> Голоценовый вулканизм и неотектоника северо-восточной Камчатки.....	322
<i>Певзнер М.М.</i> Методы изотопного датирования четвертичных отложений.....	324
<i>Пелявина И.В.</i> Радоновые воды Ленинградской области как экологический фактор.....	327
<i>Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Новрузов З., Карягды С.К., Абраамсен Н.</i> Хвалынские отложения разреза Караджа (палеомагнетизм, стратиграфия, тектоника).....	329
<i>Писарева В.В., Фаустова М.А.</i> Изменение ландшафтов севера Евразии в средневалдайское время.....	331
<i>Полякова Е.И., Штайн Р., Баух Х.А., Кассенс Х.</i> Постгляциальное развитие ледово-гидрологических обстановок на Сибирском шельфе Евразии.....	332
<i>Попова Л.В.</i> Эволюция <i>Spermophilus</i> и палеогеографические события в плейстоцене Причерноморья.....	336
<i>Постоленко Г.А.</i> Основные закономерности строения и четвертичной истории горных речных долин (в связи с датировками стоянки Карама на Алтае)	340
<i>Разжигаева Н.Г., Гребенникова Т.А., Ганзей Л.А., Белянина Н.И., Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е.</i> Климат и развитие ландшафтов в последнее межледниковье на юге Малой Курильской дуги.....	343
<i>Родин В.С., Волынец А.О., Чурикова Т.Г.</i> Минералогия плейстоцен-голоценовых пород Озерновского района Срединного хребта Камчатки в связи с его геодинамикой.	346
<i>Романенко Ф.А., Белова Н.Г., Николаев В.И., Олюнина О.С.</i> Особенности строения рыхлых отложений Югорского побережья Байдарачьей губы Карского моря.....	348
<i>Росина В.В.</i> Рукокрылые (Chiroptera, Mammalia) как показатель палеогеографических условий четвертичного периода: некоторые итоги.....	351
<i>Русанов Г.Г.</i> Четвертичные озерные отложения бассейна Акайры и их отличия от туерьской свиты неогена.....	355
<i>Рыбалко А.Е., Федорова Н.К.</i> Роль четвертичной тектоники и современной геодинамики в формировании рыхлого покрова и геоэкологических обстановок внутренних бассейнов гляциальной зоны Северо-Запада России.....	357
<i>Рысков Я.Г., Николаев В.И., Морозова Т.Д., Панин П.Г.</i> Реконструкция палеотемператур и осадков плейстоцена на Русской равнине по изотопным данным.	360
<i>Садчикова Т.А.</i> Аутигенный глауконит из позднеплейстоценовых морских отложений западного Прикаспия (археологический раскоп раннепалеолитической стоянки древнего человека Дарвагчай, южный Дагестан)	363
<i>Салтыков В.Ф.</i> Ледниковые отложения восточной части Донского ледникового языка.....	365
<i>Свиточ А.А.</i> Голоцен Прикаспия (геохронология, стратиграфия и стратотипы).....	368
<i>Седов Б.М.</i> Покровное оледенение Чукотского полуострова и шельфа Чукотского моря в период последнего гляциального максимума (геофизические данные).....	369
<i>Семенов В.В.</i> Экскурсы геомагнитного поля хрона Брюнес в плейстоценовых отложениях центральных районов Русской равнины: новые данные и проблемы.....	372
<i>Сергеенко А.И., Зигерт К., Белолубский И.Н., Андреев А.А., Ширмейстер Л.</i> Новые данные по стратиграфии едомных отложений прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья.....	374



<i>Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К.</i> Значительный поздневалдайский речной сток в Баренцево-морско-Карский сектор Северного Ледовитого океана.....	377
<i>Сиренко Е.А.</i> Палинологический аспект в исследованиях нижнеплейстоценовых отложений платформенной Украины.	380
<i>Слагода Е.А.</i> Перспективы использования криолитологических закономерностей в генетической литологии.	382
<i>Сотникова М.В.</i> Ранне-среднеплейстоценовая ассоциация хищных млекопитающих севера Сибири.....	384
<i>Спиридонова Е.А., Алешинская А.С., Кочанова М.Д.</i> Природные и антропогенные факторы изменения ландшафтов Самбийского полуострова с железного века по новое время (по данным палинологического анализа)	387
<i>Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Каневский М.З.</i> Полигонально-жильные льды как отражение палеогеографических условий верхнего плейстоцена на Енисейском севере.....	392
<i>Субетто Д.А.</i> Быстрая и асинхронная трансформация природно-климатических обстановок на рубеже позднего плейстоцена и голоцена.....	395
<i>Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И., Костомаха В.А., Немцова Г.М.</i> Палеогеографическая обусловленность геоэкологической устойчивости природных систем Центрального региона России.....	398
<i>Судакова Н.Г., Писарева В.В., Маркова А.К.</i> Климато-стратиграфические подразделения окско-днепровского этапа в Центре и на Юге Восточно-Европейской равнины на основе сравнительного анализа литостратиграфических, палинологических и палеотериологических данных.....	400
<i>Сычева С.А., Гунова В.С., Симакова А.Н.</i> Два варианта строения позднеплейстоценовой покровной толщи перигляциальной области Русской равнины.....	404
<i>Сычева С.А., Гуськова Е.Г., Распопов О.М., Иосифиди А.Г.</i> Первичные палеомагнитные исследования осадочных пород Микулинской погребенной балки в окрестностях Курска.....	407
<i>Талденкова Е.Е., Баух Х.А., Степанова А.Ю., Овсепян Я.С., Погодина И.А., Кассенс Х.</i> Новые данные о поступлении трансформированных атлантических вод и палеогеографии моря Лаптевых в послеледниковье и голоцене (по материалам изучения ископаемых комплексов микрофауны).....	408
<i>Тевелев А.В., Базилевская Е.А., Георгиевский Б.В.</i> Аккреционная модель формирования новейших структурных дуг восточного склона Южного Урала.....	411
<i>Тевелев А.В., Шилова Г.Н., Георгиевский Б.В.</i> Четвертичные отложения Восточного склона Южного Урала....	414
<i>Трегуб Т.Ф.</i> Особенности хронологической последовательности неоплейстоценовых флор юго-восточного склона Среднерусской возвышенности и Среднего Дона.....	417
<i>Украинцева В.В.</i> Индекс сходства как эффективный инструмент при реконструкции биотических и абиотических явлений и событий: развитие идей В.П. Гричука в палинологии и палеогеографии.....	420
<i>Украинцева В.В., Поспелов И.Н.</i> Биостратиграфические свидетельства об экстремальных наводнениях в голоцене: полуостров Таймыр, Россия.	424
<i>Фаустов С. С.</i> Индикация палеоклиматических событий плейстоцена магнитными свойствами отложений....	427
<i>Филиппова Н.Ю.</i> Микрофлористическая характеристика верхнеплиоцен - эоплейстоценовых отложений северо-западного Прикаспия.....	430
<i>Филиппов В.Е., Никифорова З.С.</i> Эоловая деятельность в эпохи оледенения четвертичного периода.....	433
<i>Форонова И.В.</i> Этапы развития фауны плейстоценовых крупных млекопитающих Западной Сибири.....	436
<i>Хорева И.М.</i> Фораминиферы из морских верхнеплейстоценовых отложений Чукотки.....	440
<i>Чепалыга А.Л.</i> Эпоха Экстремальных Затоплений (ЭЭЗ) как проявление «Всемирного Потопа» в Понто-Каспийском бассейне.....	441
<i>Чепалыга А.Л., Лаврентьев Н.В., Пирогов А.Н.</i> Хронология и морфология Хвалынского бассейна Каспия и Манычской долины.	444
<i>Чепурная А.А.</i> Корреляция палинологических данных в пределах центрального историко-флористического региона Восточно-Европейской равнины.....	447
<i>Чжун Хе-Кюн, Дергачева М.И., Ли Хон-Джон</i> Признаки педогенеза в отложениях многослойного археологического памятника Ёнг-Донг в долине реки Ёнг-Сан.....	450



<i>Чистякова И.А.</i> Толщи ритмичнослоистых ленточноподобных коричневых глин – индикаторы позднеледниковых обстановок мелководного гляциального шельфа.....	452
<i>Чистяков А.А., Макарова Н.В.</i> Особенности формирования мощности аллювия горных рек.....	454
<i>Чичагов В.П.</i> Деструкция природной среды человеком и формирование новых типов рельефообразования и континентальных отложений в Древней Греции и Древнем Риме.....	455
<i>Чичагов В.П.</i> Оползни низких, перигляциальных лёссовых равнин: динамика, экологические последствия, возможности прогноза и предупреждения катастроф.....	458
<i>Чичагова О.А., Зазовская Э.П.</i> Радиоуглеродный метод: применение в географии и геоэкологии.....	461
<i>Шведов С.Д.</i> Вопросы палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России.....	465
<i>Шик С.М.</i> О некоторых проблемах стратиграфии и палеогеографии квартера.....	467
<i>Шитов М. В., Плешивцева Э. С., Щеглова О. А., Константинова Т. А., Лоскутов И. Г., Чухина И. Г.</i> История хозяйственного освоения ландшафтов Нижнего Поволжья (по палинологическим и карпологическим данным)	470
<i>Шкатова В.К.</i> Отложения неоплейстоценовых регрессий Каспия в акватории и их аналоги на суше.....	473
<i>Эпштейн О.Г.</i> Гляциотектониты – базальная зона четвертичного покрова в юго-восточной части Баренцева моря.....	477
<i>Янина Т.А.</i> Об урунджикском этапе в плейстоценовой истории Каспия.....	481
<i>Янина Т.А., Свиточ А.А.</i> Голоцен дельты Волги (отложения и биоразнообразие малакофауны).....	484
<i>Яшина О.В.</i> Стратиграфия находок четвертичной фауны в бассейне реки Шексны.....	486