

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



ПАЛЕО-
ЛИМНОЛОГИЯ
ОЗЕР
в аридных
и гумидных
зонах

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ ОЗЕР в аридных и гумидных зонах

4562
Ответственный редактор
Г. Г. МАРТИНСОН



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО
„НАУКА“
Ленинградское
отделение
1985



Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., 1985. 171 с.

В тематическом сборнике изложены новые материалы, выясняющие закономерности развития озерных бассейнов прошлого в аридных и гумидных климатических областях. Отмечается закономерность образования озерных котловин, зависимость литогенетической специфики континентальных отложений и характера состава лимнобионтов от климатических условий. Устанавливается неоднократная смена аридности и гумидности в пространстве и времени на континенте Евразии. Даются методические указания по использованию спорово-пыльцевого анализа при палеолимнологических исследованиях. Сборник представляет интерес для лимнологов, географов, геологов, палеонтологов, зоологов, ботаников, гидробиологов и палеогеографов.

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук

А. В. МАКЕДОНОВ,

кандидат географических наук

Г. В. ДРУЖИНИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Многочисленные озерные бассейны, расположенные на континентах нашей планеты, являясь важнейшими элементами природного ландшафта, значительно отличаются между собой по своему генезису, географическому положению, морфометрии и лимнологическим характеристикам. Они встречаются на территории Советского Союза в различных географо-климатических зонах: в тундровых условиях Севера, в пустынных и межгорных районах Средней Азии и Казахстана, в высокогорных областях Алтая, Тянь-Шаня, Памира и Кавказа, на широких просторах Русской равнины и Западно-Сибирской низменности, Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Основное влияние на возникновение и развитие озер и их котловин имели тектонические процессы и климатическая обстановка, наложившие свой отпечаток на эволюцию водных бассейнов. Наблюдаются трансгрессивные и регрессивные фазы в развитии озерных систем.

Само образование озерных котловин значительно отличается в зависимости от расположения их в аридных и гумидных климатических зонах. В сборнике отмечается, что общая направленность процессов формирования гидрографической сети в гумидной зоне выражается в постепенном преобразовании озерных систем в речные долины, тогда как в аридной климатической области процесс протекает в обратном направлении — от речной сети к озерным системам.

Благодаря неоднократной смене климатической обстановки во времени и пространстве менялся и характер водных систем, что непосредственно отражалось на процессах осадкообразования, изменении гидрофизических, гидрохимических условий и составе биоты.

Известно, что климат является важнейшим фактором географической среды, оказывающим глубокое влияние на все экзогенные и эндогенные процессы в озерах, а также на эволюцию органического мира. Естественно, что осадочные толщи, накапливающиеся на дне внутренних бассейнов прошлого, и заключенные в них остатки лимнобионтов несут на себе печать палеоклимата и позволяют восстанавливать палеогеографическую и палеоклиматическую обстановку.

Большое значение при реконструкции характера озер в аридной и гумидной климатической зонах играет состав лимнической фауны и флоры, которые чутко реагируют на изменения окружающей среды.

Наиболее характерными формами для выяснения палеоэкологических условий озер прошлого являются моллюски, остракоды

и харовые водоросли. Примеры приспособления этих организмов к различным климатическим изменениям и их эволюция приводятся в соответствующих разделах данного сборника.

В предлагаемом тематическом сборнике помещены статьи Б. Г. Венуса, Д. В. Севастьянова, В. Ф. Шувалова, Н. В. Толстиковой, И. Ю. Неуструевой, Н. П. Кянсеп-Ромашкиной, Г. Н. Бердовской и В. И. Хомутовой, в которых приводится конкретный новый материал, свидетельствующий о влиянии климатической зональности на возникновение и развитие озерных бассейнов и их органического мира.

Г. Г. Мартинсон

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИН В ГУМИДНОЙ И АРИДНОЙ ЗОНАХ

При изучении озерных котловин в различных климатических зонах можно выделить некоторые закономерности в их происхождении и развитии.

Озерные котловины являются элементом гидрографической сети и теснейшим образом с ней связаны. Установление и рассмотрение этих связей — цель предлагаемой работы.

Наиболее широко распространены озера в областях покровных четвертичных оледенений и на территориях, непосредственно к ним примыкающих. К таким классическим районам относятся Северная Европа, Канада. В Советском Союзе это Кольский полуостров, Карелия, Карельский перешеек и др.

На тесную связь озер с реками впервые обратил внимание П. А. Кропоткин (1876). По его мнению, в предледниковых областях озера постепенно превращаются в реки, направление стока которых обычно зависит от общего уклона местности у края ледника. Этот период, наступающий сразу после отступления ледника, был назван П. А. Кропоткиным (1876) озерным этапом. В своей работе, указывая на огромную роль озер в образовании речных долин, П. А. Кропоткин (1876) пишет: «Вообще говоря, не долины предшествуют озерным бассейнам, а озерные бассейны долинам. Громадное большинство долин (я думаю, даже едва ли не все) образуются из цепи озер». В. В. Докучаев (1878), используя большой фактический материал, дополнил представления П. А. Кропоткина и доказал, что озерное происхождение имеют долины Верхнего Днепра, Западной Двины, Припяти, Шексны, Мологи и ряда других рек. Необходимо отметить, что такой подход к формированию речных долин для российской географии был совершенно новым.

Идеи П. А. Кропоткина и В. В. Докучаева были развиты Д. Д. Квасовым (1963), который также считает, что наличие многочисленных озер в зонах избыточного увлажнения — явление крайне эфемерное. По его мнению, озера перестают существовать из-за врезания водотоков, соединяющих озера, и из-за заполнения их котловин осадками.

В областях, покрывавшихся ледником, сохранилось огромное количество озер. Это свидетельствует о том, что совсем недавно территория переживала стадию неэрозионного развития рельефа. Больше всего озер приурочено к области аккумуляции моренного материала последнего оледенения. Она протягивается узкой

полосой через север ГДР, Польши, Литву, Валдайскую возвышенность. С внешней стороны к ней примыкают районы, где озер значительно меньше, что свидетельствует о более древнем рельефе этой области, так как существовавшие здесь озера уже спущены и сохранились лишь их пересохшие котловины, тяготеющие к долинам современных рек (Квасов, 1963). К северу от моренной полосы озер также меньше, вероятно из-за преобладания здесь ледникового выпахивания, способствовавшего выравниванию территории. Возникавшие в этом районе неглубокие озера, даже при незначительном эрозионном врезе в пороги стока, переставали существовать. К озерам, сохранившимся в области аккумуляции моренного материала до настоящего времени, Д. Д. Квасов (1963) относит также крупные, но относительно мелководные озера, как Чудское, Псковское, Ильмень, Выртсъявр, а также южные части Ладожского и Онежского озер.

В Заонежье, где граница последнего оледенения примыкает к Балтийскому щиту, и на Кольском полуострове вновь появляется огромное количество небольших и средних по величине озер, форма которых во многом зависит от разломов различного порядка. Кристаллические породы щита здесь часто выходят на поверхность. Экзарационная деятельность ледника особенно сильно проявилась на ослабленных участках приразломных зон дробления. В результате возникли пониженные желобообразные формы рельефа, в которых при отступлении ледника образовывались озера и формировалась речная сеть.

В качестве характерного примера формирования озерно-речной сети в условиях молодого ледникового рельефа гумидной зоны рассмотрим систему проточных озер Канентъявр—Колгиявр, расположенную на северо-востоке Кольского полуострова в бассейне р. Териберки и изученную автором (Венус, 1974а). В этом районе озера приурочены к зоне разломов и грабеновых понижений, выполненных ледниковыми, водно-ледниковыми и озерными осадками. В позднеледниковое время рассматриваемые озера располагались в области распространения мертвого льда, о чем свидетельствуют характерные формы рельефа (Венус, 1974а). Мертвый лед дольше всего сохраняется в депрессиях-грабенах. Талые воды приносили в пониженные участки большое количество обломочного материала, что обусловило довольно быстрое заполнение озерных котловин. Еще до полного стаивания ледника в депрессиях, местами подпруженных мертвым льдом, возникали озера, уровень которых был значительно выше современных водоемов. На оз. Канентъявр (рис. 1) этот уровень зафиксирован террасой 15—18-метровой высоты. Она сложена косослоистыми, хорошо сортированными среднезернистыми песками с редкой мелкой галькой. Возраст террасы позднеледниковый, так как она прислонена к водно-ледниковым осадкам, а в некоторых случаях к морене. Озеро Канентъявр сформировалось несколько ранее расположенной к северу от него системы озер Большой Колгиявр.

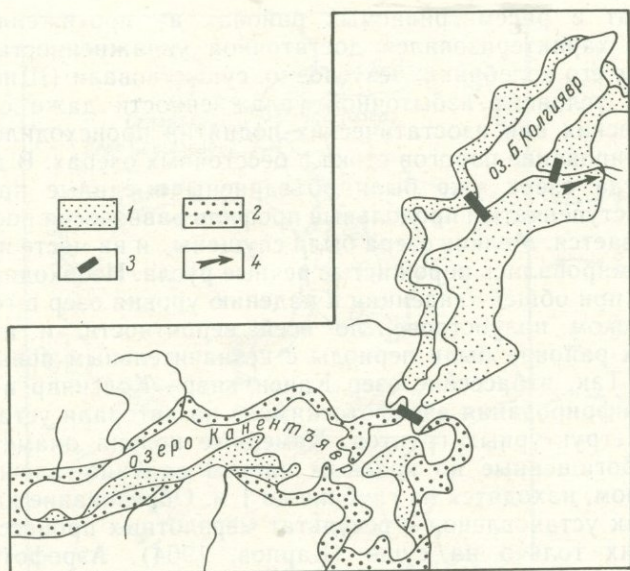


Рис. 1. Схема развития озерной системы Канентъявр-Большой Колгьявр в голоцене:

1 — граница озер при уровне 2.5 м выше современного; 2 — граница озера при уровне 15—18 м выше современного; 3 — современный порог стока; 4 — направление современного стока в бассейн р. Терiberки.

В котловине, где в настоящее время располагаются эти озера, сохранялся мертвый лед, препятствовавший стоку из оз. Канентъявр, что привело к резкому поднятию его уровня и образованию террасы высотой 15—18 м. Высокое стояние уровня было относительно кратковременным, а сброс вод, обусловленный вытаиванием мертвого льда, быстрым. Этим может быть объяснено отсутствие древних береговых форм в рельефе ныне осушенных склонов котловины оз. Канентъявр, сложенных кристаллическими породами. В системе озер Колгьявр не зафиксировано высокого стояния уровня. Озерные осадки здесь не распространены выше 3—4 м над современным урезом воды. По всей вероятности, после вытаивания в котловине оз. Колгьявр мертвого льда вся система озер получила сток в бассейн р. Терiberки. Следует отметить, что рельеф дна озер Колгьявр ровный; без резкого колебания глубин. Это вызвано тем, что ледниковая экзарация здесь была не столь глубокой, как в котловине оз. Канентъявр. Содержащийся в леднике и на его поверхности терригенный материал в значительной мере сnivelировал ранее созданную ледниковую ложбину.

Эпохи оледенений характеризовались сухим и холодным климатом (Квасов, 1975). Резкая его гумидизация произошла в поздние послеледниковое время.

Климат в рассматриваемых районах на протяжении всего голоцена характеризовался достаточной увлажненностью, хотя некоторые его колебания, безусловно, существовали (Шнитников, 1957). В условиях избыточной увлажненности даже с учетом тектонических или изостатических поднятий происходило активное формирование порогов стока в бессточных озерах. В дальнейшем, когда озера уже были объединены в единые проточные системы, ступенчатый продольный профиль равновесия постепенно выравнивается. Мелкие озера были спущены, и на месте их котловин сформировались порожистые речные русла. Необходимо отметить, что при общей тенденции к падению уровня озер в голоцене на Кольском полуострове, по всей вероятности, и в других гумидных районах были периоды с незначительным повышением уровней. Так, в бассейне озер Канентъявр—Колгиявр в результате дешифрирования аэрофотоснимков на литорали установлено наличие структурных грунтов. Каменные кольца диаметром до 1.5 м, обогащенные по краевым частям валунно-галечниковым материалом, находятся на глубине до 1 м. Образование каменных колец, как установлено, — результат мерзлотных процессов, происходящих только на суше (Карпов, 1964). Аэрофотосъемка в районе проводилась в июле в период межени.

Следовательно, наличие каменных колец на литорали может быть объяснено лишь подъемом уровня в озерах. В настоящий момент довольно трудно объяснить причину этих незначительных подъемов уровня. Это могло произойти в результате увеличения общей увлажненности (Шнитников, 1957) или, что менее вероятно, из-за подъема отдельных блоков в районе порога стока.

В качестве примера перестройки озерно-речной системы с перемещением порога стока можно привести также оз. Вялозеро (Венус, 1974а), которое расположено в таежном ландшафте западной части Кольского полуострова.

Это довольно крупный озерный водоем площадью 104 км². Он располагается в зоне развития грядово-кольцевого ледниково-аккумулятивного рельефа, образование которого связано с таянием небольших разобщенных между собой глыб мертвого льда (Арманд, 1964). Озерные отложения Вялозера, представленные в основном слоистыми песками с галькой, слагают террасы высотой 2—3 м и 8—11 м. Эти осадки занимают значительно большую территорию, чем современная площадь озера. Залегают они непосредственно на морене, которой сложен грядово-кольцевой рельеф. В случаях, когда высокая терраса отсутствует, на увалистых берегах, сложенных моренной, зафиксированы участки, обогащенные валунами. Этот валунно-увалистый берег достигает отметок 10—12 м над современным урезом воды. Такая высота соответствует второму террасовому уровню. По нашему мнению, увалы образованы при постепенном падении более высокого уровня Вялозера, когда в литоральной части из морены под воздействием волн был вымыт мелкозернистый и галечниковый материал. К северу от Вялозера, отметка которого равна 120 м, распола-

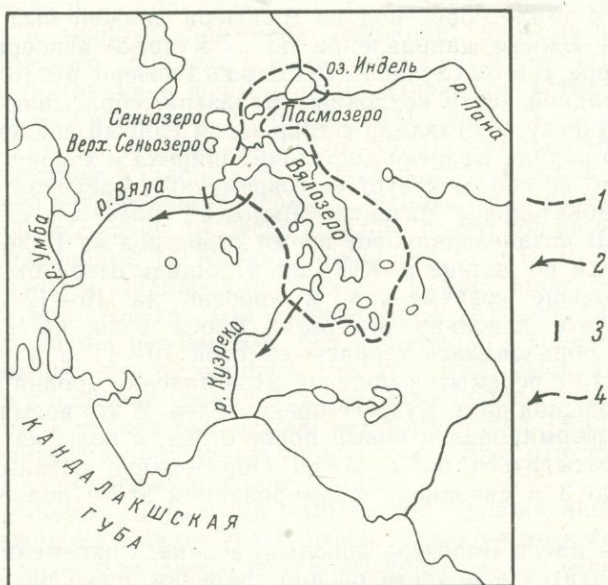


Рис. 2. Схема перестройки стока Вялозера:

1 — контур Вялозера в позднеледниковое время; 2 — современный сброс вод; 3 — современный порог стока; 4 — позднеледниковый сброс вод.

гаются ряд небольших озер: Пасмозеро, Великое, Индель с соответствующими отметками зеркала 129, 126 и 124 м. Все они находятся в области развития слабовсхолмленной ледниковой заболоченной равнины. Однако под слоем торфа в понижениях этой равнины на морене залегают песчаные и супесчаные осадки. В период стояния Вялозеро на 10—11 м выше современного, эти озера должны были составлять с ним единый водоем. Аналогичная картина имела место и на юго-западном побережье Вялозера, где водоразделы между Ечозером (отметка зеркала 115 м), Ремизозером (отметка 117 м) и Вялозером не превышает 4 м, а пониженные участки рельефа между ними выполнены послеледниковыми озерными отложениями. Таким образом, при подъеме уровня Вялозера на 10—11 м его акватория была значительно больше современной (рис. 2).

В настоящее время сток Вялозера осуществляется по р. Вяле в р. Умбу и далее в Белое море. В истоке р. Вялы, в месте пересечения его моренной грядой, наблюдается ряд порогов. Этот участок и является современным порогом стока Вялозера. Русло р. Вялы в этом участке имеет крутое падение порядка 18 м на 1 км. Здесь же располагается скульптурная терраса высотой 15—18 м, врезанная в ледниковые отложения. Все это свидетельствует о том, что порог стока сформировался здесь недавно. При стоянии уровня Вялозера на 10—11 м выше современного и при отсутствии

стока по р. Вяле сброс вод из Вялозера должен был осуществляться в южном направлении по р. Кузреке непосредственно в Белое море. В этом случае Ремизозеро и Ечозеро, расположенные в юго-западной части котловины Вялозера, сбрасывающие свои воды в Кузреку, составляли с Вялозером единый водоем. Характерно, что долина Кузреки достаточно широка и хорошо разработана, а это не соответствует ее современным расходам.

Последовательное развитие Вялозера рисуется следующим образом. В позднеледниковое время сброс вод из Вялозера осуществляется по долине р. Кузреки. Площадь озера была значительно больше современной, и уровень на 10—12 м выше. В результате довольно быстрого сброса воды на побережье Вялозера образовались террасы высотой 10—11 м и увалистые поверхности с перемытой мореной. При падении уровня примерно на 8 м сброс вод по р. Кузреке прекратился. В это время в истоке р. Вялы сформировался новый порог стока, и воды из Вялозера стали сбрасываться по р. Вяле. Образование озерных террас высотой до 3 м связано с формированием этого нового порога стока.

Водная масса Вялозера довольно велика. Современный порог стока находится в области распространения легко размываемой морены. Можно предположить, что в относительно недалеком (в геологическом понимании) будущем воды Вялозера в основном будут спущены. На месте Вялозера сформируется единая система р. Вялы с небольшими остаточными озерами, сохранившимися в пониженных участках рельефа.

Такие остаточные озера можно сейчас наблюдать на р. Вяле, в месте ее впадения в р. Умбу, и на р. Умбе, выше устья р. Вялы. На развитие гидрографической сети в бассейне Вялозера едва ли существенно влияли неотектонические движения. Район располагается в области Панско-Стрельниковской неоструктуры, характеризующейся очень слабым темпом поднятия и являющейся областью аккумуляции. На фоне общего поднятия Кольского полуострова эту область следует рассматривать как зону погружения (Кошечкин, 1969). Таким образом, климатический фактор и связанные с ним экзогенные процессы в формировании современного рельефа играют здесь ведущую роль.

Время, когда Кольский полуостров был покрыт льдом, Д. Д. Квасов (1963) называет неэрозионной стадией развития рельефа. Лед отступил с Кольского полуострова 9—10 тысяч лет назад. После освобождения от ледника на территории установился озерный этап формирования гидрографической сети, характеризующийся ее молодостью. На протяжении всего голоцена район находился в зоне избыточного увлажнения. Поэтому на Кольском полуострове можно на конкретных примерах проиллюстрировать классические выводы П. А. Кропоткина и В. В. Докучаева.

Рассмотренная схема эволюции гидрографической сети наиболее отчетливо проявляется в системах малых и средних озер. В развитии таких крупных озер, как Ладожское и Онежское,

существенная роль принадлежит структурно-тектоническому фактору, что в значительной мере усложняет картину и требует более сложного подхода. Роль геологического строения и новейшей тектоники в формировании Онежской котловины рассмотрена в монографии Г. С. Биске, Г. Ц. Лака, Д. Д. Лукашева и др. (1971). Д. Д. Квасов (1975, 1976) детально исследовал сложную историю Ладожского и Онежского бассейнов на протяжении всего четвертичного периода. Однако, если рассматривать направление развития процесса в целом, то его ход не противоречит представлениям П. А. Кропоткина (1876) и В. В. Докучаева (1878). Развитие Ладожского и Онежского бассейнов обусловлено неоднократной перестройкой порогов стока (Квасов, 1975, 1976), которая была бы невозможна без избыточного количества вод. На протяжении всего голоцена для этих озер была характерна тенденция к падению уровня. Современный порог стока в истоках р. Невы образовался около 2500 лет тому назад (Квасов, 1975, с. 174) и привел к понижению уровня озера. Этот отрезок времени ничтожен в геологическом понимании.

При условии сохранения избыточной увлажненности порог стока должен бы и далее углубляться. Однако в этом смысле Ладожское озеро находится в исключительном положении. Дело в том, что базисом эрозии порога стока Ладожского озера является дно устьевой части р. Невы (глубина 9—10 м). При достижении порогом стока этих отметок его врез прекращается. К этому моменту озеро еще не будет спущено, так как его глубина превышает 200 м. Далее процесс превращения озера в часть речной сети пойдет за счет осадконакопления в его котловине, а завершение этого процесса — только вопрос времени и климата.

Мы рассмотрели роль озерных котловин в формировании речной сети гумидных областей, расположенных в зоне покровного оледенения, характеризующейся относительно стабильной тектонической обстановкой. Предложенная схема может быть применена к районам с избыточным увлажнением, не подвергавшимся оледенению и находящимся в мобильных тектонических зонах.

В качестве примера рассматривается развитие системы р. Амура — район, хорошо знакомый автору. Река Амур почти на всем протяжении протекает в зоне гумидного климата, существовавшего здесь при некоторых колебаниях на протяжении всего неоген-четвертичного времени (Бельтнев, Варнавский, 1977). Только ограниченные участки бассейна Амура в четвертичное время подвергались горному оледенению. Таковыми были северо-западное обрамление Амуро-Зейской депрессии и северная часть Сихотэ-Алиня. Ледниковые эпохи безусловно сказывались на общей климатической обстановке, но они существенно не влияли на формирование долины Амура. Несмотря на это общие, характерные для гумидных областей черты в формировании озерно-речных систем довольно четко прослеживались и здесь.

Долина Амура в своем среднем и нижнем течении имеет четковидный характер. Расширенные участки, к которым приуро-

чены современные депрессии, сменяются суженными на месте пересечения рекой горных сооружений. Современный облик долины Амура обязан своим происхождением длительной истории развития рельефа, в которой немалая роль принадлежит древним лимническим бассейнам. Озерные бассейны в Средне-Амурской депрессии периодически возникали и исчезали на протяжении почти всего мезо-кайнозоя. В Средне-Амурской депрессии озера существовали с неогена по настоящее время (Венус, 1974б, Ахметьева, 1977).

Развитие Амура-Зейской депрессии имело сложный характер. Эпохи погружения сменялись эпохами слабых поднятий, которые особенно четко проявлялись в плейстоцене. Средне-Амурская депрессия характеризуется устойчивым погружением с момента ее заложения. Большое значение имеет вопрос о путях стока вод из пресноводных бассейнов, существовавших на территории Амура-Зейской депрессии. Вероятно, до конца неогена он осуществлялся в южном направлении через впадину Сунь-Ляо, расположенную на территории Китая. В геологическом строении этих впадин много общего. Весьма близки разрезы их осадочного выполнения (Венус, 1974б). Основные структурные элементы Амура-Зейской депрессии имеют свое продолжение в депрессии Сунь-Ляо.

На тектонической карте СССР (Шатский, Богданов и др., 1957) в южной части Амура-Зейской депрессии выделяется Сунь-Узский грабеновый прогиб — продолжение Лермонтовского погружения (Амура-Зейская депрессия), соединяющийся с прогибом Далай, расположенным во впадине Сунь-Ляо. Локальное соединение между двумя депрессиями в неоген-четвертичное время осуществлялось через Сунь-Узский грабеновый прогиб. Массовые замеры косо́й слоистости и ориентировки галек (Бурилина, 1965), проведенные в отложениях зейской серии, свидетельствуют о южном и юго-восточном направлении сноса. На водоразделах центральной части хребта Малый Хинган (правый берег р. Амура, территория Китая) сохранились песчано-галечниковые отложения зейской серии. Связь обеих впадин была нарушена в ранне-четвертичное время, что было обусловлено новейшими поднятиями в районе Малого Хингана. В результате этих поднятий на территории Амура-Зейской депрессии возник озерный бассейн, в котором накапливались мелкозернистые пески, глины и суглинки, составляющие верхнюю часть разреза белогорской свиты. Существование этого бассейна было относительно кратковременным. Спуск вод из него и перестройка рельефа Амура-Зейской депрессии тесно связаны с историей развития Средне-Амурской впадины.

В отличие от Амура-Зейской, Средне-Амурская депрессия имеет удлиненную форму и четко выраженную северо-восточную ориентировку. В ней отчетливо проявляется унаследованность новейшего структурного плана от более древних мезозойских структур Сихотэ-Алиньской складчатой области. Заложение депрессии, по-видимому, произошло в начале палеогена, когда

наметилась область погружения. Направленность в развитии (как для депрессии в целом, так и для отдельных структур) сохранялась с эоцена до настоящего времени. С началом олигоцена, вероятно, надо связывать появление в Средне-Амурской депрессии первых, достаточно точно установленных, озерных бассейнов (Венус, 1974б).

В конце раннечетвертичного времени в пределах депрессии образуется обширный озерный бассейн, над водами которого возвышались цепочки скалистых островов, ориентированных на северо-восток и приуроченных к зонам поднятий. Возникновение озерного бассейна связано с новейшими поднятиями на участке, где в настоящее время располагается город Комсомольск-на-Амуре. Эти поднятия привели к подпору вод и затруднению стока с территории депрессии. Современная долина р. Амура на участке у г. Комсомольска и несколько ниже его резко сужается. К правому берегу здесь почти вплотную примыкают отчетливо выраженные денудационные поверхности, поднятые над современным руслом на несколько сотен метров. На этой поверхности местами сохранились галечники, состоящие в основном из кремнистых пород. Широко распространенная в Средне-Амурской впадине и относящаяся к плиоцен-раннечетвертичному времени осадконакопления приамурская свита также в основном представлена кремнистыми галечниками (Чемяков, 1960). Перечисленные факты свидетельствуют о существовании на этом участке Амура устойчивых неотектонических поднятий, наиболее активно проявившихся в раннечетвертичное время. В образовавшемся в результате подпора вод озерном бассейне в Средне-Амурской впадине шло накопление песков и суглинков, которые в настоящее время слагают наклонные озерно-аллювиальные равнины с абсолютными отметками от 45 до 150 м и террасы с относительной высотой от 40 до 60 м. Границу раннечетвертичного бассейна можно установить лишь ориентировочно, так как озерные отложения этого времени в результате последующих неотектонических движений в краевых частях впадины оказались в значительной мере размытыми, а в самой впадине перекрытыми более молодыми образованиями. Озерный бассейн на территории Средне-Амурской депрессии просуществовал до начала среднечетвертичного времени, после чего начался его постепенный спуск. Сток огромных масс воды, поступавших из рек Сунгари, Уссури и других, привел к быстрому углублению порога стока. На это указывает отсутствие в краевых частях депрессии реликтовых абразионных и аккумулятивных береговых форм рельефа, которые образовались бы при стабилизации уровня. Такой режим продолжается до начала голоцена. В озерном бассейне накапливаются глины, суглинки и мелкозернистые пески, которыми сложены пологонаклонные озерно-аллювиальные равнины с абсолютными отметками от 24 до 45 м и террасы с относительной высотой 10—20 м. Новейшие движения в значительно меньшей степени сказываются на гипсометрическом положении этих осадков,

а современные их отметки, по-видимому, близки к тем, которые существовали в момент аккумуляции. Поэтому границу среднечетвертичного озерного бассейна можно проводить с большой точностью. К началу голоцена депрессия почти полностью осушается, и Амур образует в ее пределах долину, близкую к современной. В депрессии сохраняются только отдельные проточные озера, соединенные с Амуром, и в большинстве случаев находящиеся в приустьевых участках рек, впадающих в Амур в пределах депрессии.

История развития долины Амура теснейшим образом связана с формированием обеих рассмотренных выше депрессий (рис. 3). В неогене Амуро-Зейская депрессия была соединена со впадиной Сунь-Ляо. И сток вод из нее происходил на юг по системе Празеи. В этот период на территории Средне-Амурской депрессии проходила крупная речная артерия, соединявшая ряд озер и объединявшая Сунгари и Амур в его нижнем течении, после впадения в него р. Сунгари. В начале четвертичного времени в результате поднятий центрального и западного склонов Малого Хингана (территория Китая) сток вод из Амуро-Зейской депрессии во впадину Сунь-Ляо прекратился. В Амуро-Зейской депрессии возник обширный озерный бассейн, в котором накапливались отложения белогорской свиты. В то же время восточная часть Малого Хингана (территория СССР) испытывала восходящее развитие.

Поднятие привело к образованию крупной антиклинальной структуры северо-восточного простираения. Эти выраженные в рельефе структуры испытывали непрерывное эрозионное расчленение, чему способствовал гумидный климат, в целом господствующий в этом регионе на протяжении всего четвертичного времени. Строение антиклинальной структуры асимметрично. Ее крутое крыло, осложненное крупным разломом, обращено на юго-восток, в сторону Средне-Амурской депрессии. Реки, стекающие по этому склону хребта, впадающие в систему Амур—Сунгари, характеризовались интенсивной эрозионной деятельностью. Они быстро удлиняли русла. В результате перехвата реками восточного склона Малого Хингана рек его западных склонов происходит спуск озерного бассейна, расположенного в Амуро-Зейской депрессии, в Средне-Амурскую. Вырабатывается современный участок р. Амура, прорезающий Малый Хинган. Амур на этом участке имеет очень узкую каньонообразную долину, лишенную высоких террас. Долины левых притоков зачастую ориентированы параллельно Амuru, но сток по ним происходит в противоположном Амuru направлении. Это не обусловлено литологическим составом пород или разломами. Скорее всего такая ориентация притоков унаследована от древней речной системы, когда сток вод осуществлялся на запад в сторону Амуро-Зейской депрессии. Таким образом, участок долины Амура восточного склона Малого Хингана образовался лишь в начале четвертичного времени.

После спуска озерного бассейна с территории Амуро-Зейской

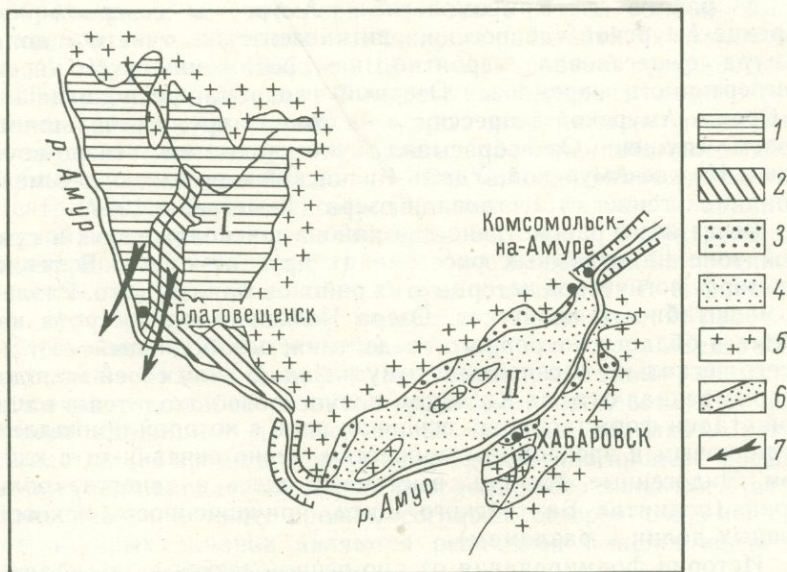


Рис. 3. Схема развития озерных бассейнов и долины р. Амура в Амуро-Зейской и Средне-Амурской депрессиях:

1 — площадь развития озерных бассейнов в плейстоцен-раннечетвертичное время; 2 — комплекс четвертичных террас; 3 — область распространения раннечетвертичных наклонных равнин с отметками 45—150 м и террасы 40—60 м; 4 — область распространения среднечетвертичного озерного бассейна, озерные равнины с отметками 24—45 м и террасы 10—20 м; 5 — горное обрамление депрессии; 6 — участки речных перехватов и антицидентных долин; 7 — древнее направление стока.

депрессии и возникновения нового местного базиса эрозии, реки в депрессии врезают свои русла в озерно-аллювиальную равнину. В это время формируются высокие террасы Амура, Зеи, Буреи и их притоков.

Можно предположить, что р. Амур в зоне Мало-Хинганского поднятия имеет антицидентную долину, существовавшую здесь на протяжении всего неогена, а возможно, и палеогена. Но, допуская столь продолжительную связь двух депрессий посредством мощной реки, способной переносить огромное количество обломочного материала, необходимо допустить сходство в составе одновозрастных осадков, заполняющих обе депрессии. В действительности же состав этих отложений совершенно различен. Сазанковская свита в Амуро-Зейской депрессии состоит из сильно каолинизированных песков и галечников, ее возрастной аналог в Средне-Амурской впадине (верхние горизонты ушумунской свиты) характеризуется преобладанием глин. Более молодая белогорская свита в Амуро-Зейской депрессии представлена каолинизированными песками, а в верхней части разреза глинами и суглинками. Аналогичная ей по возрасту приамурская свита в Средне-Амурской впадине характеризуется более крупным обломочным материалом и значительно меньшей каолинизацией.

В районе г. Комсомольска-на-Амуре, в северной части Средне-Амурской депрессии, антицедентный участок долины Амура существовал, вероятно, на протяжении всего неоген-четвертичного времени. Озерный водоем, располагавшийся в Средне-Амурской депрессии, в настоящее время в большинстве своем спущен. Он сбрасывал свои воды на северо-восток, где в Нижне-Амурской, Удыль-Кизинской и других более мелких впадинах также существовали озера (Ахметьева, 1977).

Выше нами рассмотрено два района, расположенных в гумидной зоне на огромных расстояниях друг от друга. В геолого-геоморфологической истории этих районов мало общего. Различна и масштабность процессов. Озера Кольского полуострова находятся в области покровного оледенения, освободившейся от льда всего несколько тысячелетий тому назад. В силу своей молодости озерно-речная сеть на Кольском полуострове находится в начальной стадии формирования, основная роль в которой принадлежит ледниковым и эрозионным процессам, тесно связанным с климатом. Эндогенные факторы выступают здесь в качестве общего фона (поднятия Балтийского щита, приуроченность некоторых речных долин к разломам).

История формирования озерно-речной сети в системе долины Амура, охватывая промежуток времени с неогена по голоцен, неизмеримо длительнее истории развития рек и озер Кольского полуострова. Долина Амура пересекает мобильную в тектоническом отношении область, развитие которой происходило под влиянием движений различного знака. Поэтому было бы неверным недооценивать здесь роль эндогенных процессов. Однако климатический фактор для этого района не менее существен, хотя роль его недооценивается. Имеются все основания считать, что на протяжении всего четвертичного времени климат при некоторых колебаниях в ту или иную сторону (Бельтнев, Варнавский, 1977; Ахметьева, 1977) был достаточно влажным. Чтобы представить себе, какую огромную эрозионную работу производит р. Амур, достаточно привести следующие показатели. Амур относится к рекам с дождевым питанием. Среднее количество осадков в районе Средне-Амурской депрессии 600—650 мм в год, в районе Амуро-Зейской депрессии — в пределах 350—500 мм в год. Средние расходы воды в створе у г. Хабаровска 8630 м³/сек, а максимальные достигают здесь 13 400 м³/сек. Большие массы воды, поступавшие в речные системы Празеи и Праамура производили огромную эрозионную работу, они способны были вести активную перестройку рельефа и противостоять достаточно интенсивным неотектоническим движениям. Именно благодаря избыточной увлажненности долина Амура сначала пережила озерный этап развития, впоследствии сменившийся речным этапом. Таким образом, при всей разномасштабности процессов долина Амура имеет общие черты развития, характерные для речных систем ледниковых и приледниковых гумидных зон, на которые указывали еще Н. П. Кропоткин (1876) и В. В. Докучаев (1878).

Обращаясь к истории развития озерно-речной сети аридных зон, прежде всего приведем выдержку из работы Н. Т. Кузнецова и Э. М. Мурзаева (1963, с. 166): «Аридность и озерность — явления сопряженные, в зоне влажного климата почти не известны крупные озера. Они либо быстро заполняются наносами, либо спускаются реками, превращаясь в расширенные, часто заболоченные участки речных долин». Это высказывание относится к Центральной Азии, где озер значительно больше в аридной западной части, чем в более влажной — восточной. В Центральной Азии озерность сочеталась с аридностью и в прошлом на протяжении всего палеогена и неогена. С этой позиции Н. Т. Кузнецова и Э. М. Мурзаева (1963) интересно обратиться к работам Г. Е. Быкова (1933), который считал, что озера Северного Казахстана обязаны своим существованием сухому климату, обусловившему слабое развитие эрозионных процессов. При повышении влажности из озер вновь должны возникнуть реки.

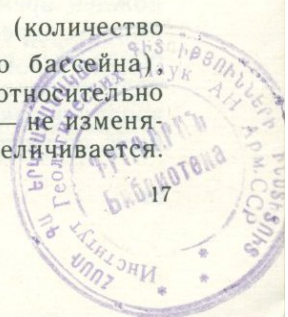
В настоящее время в степной зоне Казахстана процесс формирования озер находится в стадии прогрессивного развития. Автор считает неверной точку зрения, согласно которой современные озера аридных районов являются реликтами бывших когда-то более обширных бассейнов.

4562
Большинство озер в засушливых районах образуются по древним пересохшим или современным временно пересыхающим речным долинам. Развитие озер происходит по определенному циклу: русло реки, плес, озеро-плес, длинное озеро, круглое озеро, сухая озерная котловина (Быков, 1933). Плесы представляют собой расширенные участки реки с крутыми берегами. Это еще не озера. Озера-плесы уже настоящие озера вытянутой формы. Они обычно глубокие, иногда между ними имеется прямая или грунтовая связь. Длинные озера имеют вытянутую форму в виде овала. Круглые озера располагаются часто у водоразделов, иногда в долинах, с которыми их связь, на первый взгляд, плохо выражена, но может быть установлена по косвенным геолого-геоморфологическим признакам или путем бурения. Берега у круглых озер пологие, что зависит от степени их переработки. Круглые озера неглубокие и, как правило, соленые. Такие озера могут расти в ширину за счет переработки берегов. Рост происходит до определенного предела.

Для озер, питающихся атмосферными водами с поверхности водосбора, предлагается формула равновесия (Быков, 1933):

$$\frac{1}{n} АП_1 + АП = ЕП.$$

В этой формуле $\frac{1}{n}$ (коэффициент стока), А (количество атмосферных осадков), P_1 (площадь водосборного бассейна), Е (испарение с единицы поверхности) — величины относительно постоянные. Левая часть уравнения — приток воды — не изменяется. В правой части — П (площадь озера) увеличивается.



При этом должен наступить момент, при котором испарение с поверхности будет больше притока воды, и дальнейший прирост площади приведет к пересыханию озера к концу лета.

Для области распространения казахского мелкосопочника характерно наличие широких и плоских долин, лишенных постоянных водотоков. Заложение некоторых таких долин относится еще к началу неогена, когда территория Казахстана была значительно обводнена. Эти долины обнаружены к северу и северо-востоку от оз. Балхаш, к юго-западу от Иртыша, в бассейнах рек Ишим, Сарасу, Моинты, Токрау, Аягуз и др. (Кассин, 1936; Медоев, 1956; Поползин, 1967). Эти древние долины достигают в ширину иногда нескольких километров и не соответствуют протекающим в них сейчас небольшим, часто пересыхающим водотокам. Врезанные в коренные породы, они выполнены аллювиально-пролювиальными осадками неогенового и четвертичного возраста. В некоторых долинах располагаются современные озера. Г. П. Медоев (1956) отмечал, что на территории Казахстана речная сеть из-за небольших уклонов поверхности быстро приобретает «старческий» вид, и в пересохших руслах образуются группы озер. Причина образования озера — занос основных древних долин наносами из боковых временных потоков с окружающих возвышенностей мелкосопочника.

Другой причиной возникновения озер могут являться неотектонические антиклинальные сводовые поднятия. Целый ряд таких озер установлен в бассейнах рек Ишима и Тургая (Михайлов, 1957).

Характерным примером образования озер в древней долине под воздействием неотектонических процессов может служить система Боровых озер в Северном Казахстане (Дружинин, 1980) (рис. 4). Древняя долина, в которой расположены озера, пересекается Жайнакской антиклиналью и Восточно-Кокчетавской синклиной широтного простирания. В результате долина расчленена на отдельные звенья. Несколько южнее через долину проходят Бальктинская и Казгородская синклинали северо-восточного простирания. Между этими структурами и расположены озера Котырколь, Жукей, Куртыколь и др. Приведенный пример наглядно иллюстрирует, как при недостаточной увлажненности новейшие тектонические движения способствуют возникновению озер в древних долинах.

Помимо тектонических факторов на формирование озер в древних долинах существенно влияет вынос аллювиально-пролювиального материала из боковых и окружающих возвышенностей (Поползин, 1960). Во время таяния снега и редких ливневых дождей временные потоки образуют в основных руслах конусы выноса, перегораживающие долину. В результате в этих долинах, обязанных своим происхождением эпохам с большей увлажненностью, возникают озера. Засушливый климат способствует образованию таких озер, так как перемычки между ними не могут быть прорезаны эрозией.

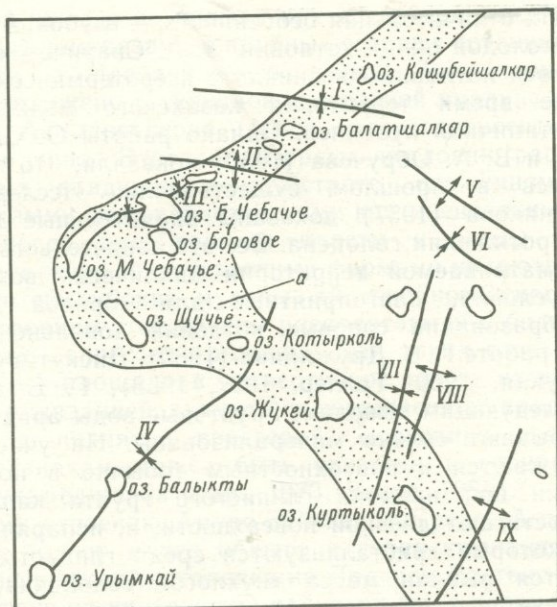


Рис. 4. Тектоническая схема района Боровых озер, приуроченных к древней долине (по Дружинину, 1980, с. 37):

I—VI синклинали (I — Восточно-Кокчетавская, II — Жайнакская, III — Майблыкская, IV — Балыктинская, V — Южножанаульская, VI — Казгородская); VII—IX антиклинали (VII — Степняковская, VIII — Келикшинская, IX — Куртыркольская).

Ш. Цигмит (1955), рассматривая историю озер Бон-Цаган и Адгин-Цаган, расположенных в юго-восточной части долины озер Монголии, отмечает, что оба озера находятся в древней долине. В послеледниковое время они были соединены между собой и имели сток на юго-восток. Сейчас оба озера бессточные и соленые. По всей вероятности, локализация озер и их засоление связаны с аридизацией климата в голоцене.

Аналогичные примеры можно привести и для юго-восточного Забайкалья. В. К. Добровольский (1952) считает, что цепь озер по дну долины современной р. Урулюнгуй и многочисленные слепые долины рек и ручьев, впадающих в нее, можно рассматривать как реликты древней, хорошо развитой речной сети.

Выше мы остановились на озерах, образующихся в древних долинах, котловины этих озер являются элементами древних долин. Однако в аридных областях возможен и иной механизм образования озер в безводных долинах.

В Казахстане распространено явление соровой дефляции. Сорово-дефляционные впадины врезаны либо в поверхность днищ древних долин, либо непосредственно в цокольную равнину. Типичными представителями таких котловин являются впадины озер в долине р. Селеты. Это озера Алтасор, Тамсор, Ка-

расор и др. Их отличительная особенность — глубокий врез, бессточность и молодой облик котловин. З. А. Сваричевская (1965) считает, что эти котловины возникли в ксеротермическую эпоху. В настоящее время территория казахского мелкосопочника не является типичной пустыней. Однако работы О. С. Коржинского (1929) и В. А. Обручева (1930) показали, что пустынные условия здесь в прошлом существовали. Исследованиями А. В. Шнитникова (1957) доказаны значительные колебания климата на протяжении голоцена. Все это свидетельствует о том, что на рассматриваемой территории циклически возникали и возникают условия, благоприятные для соровой дефляции. Механизм образования соровых котловин довольно подробно рассмотрен в работе Г. В. Дружинина (1980). Дискутируя с рядом авторов (Щукин, 1960; Геллер, 1937, 1938), Г. В. Дружинин приходит к следующим выводам. Грунтовые воды аридных областей часто бывают сильно минерализованы. На участках, где воды приближаются к поверхностным (обычно в понижениях рельефа), они при наличии глинистого грунта капиллярным поднятием достигают дневной поверхности, и, испаряясь, оставляют соли, которые кристаллизуются среди глинистых частиц. Так образуется рыхлая масса «пухлого» солончака, которая легко подвергается развеванию. Местное усиление дефляционной работы ветра может быть вызвано завихрением воздушного потока при встрече с каким-либо препятствием — уступом рельефа, созданным тектоникой или эрозией. Древние речные долины являются пониженными участками рельефа. В них аккумулярован рыхлый материал. Кроме того, борты древних долин создают условия для возникновения завихрений в воздушных потоках. Все это говорит о том, что в древних долинах создаются благоприятные условия для формирования сорово-дефляционных впадин. Цепочкообразное расположение сорово-дефляционных котловин также в ряде случаев может быть объяснено приуроченностью к древним долинам. Г. В. Дружинин (1980) считает, что для начальной стадии возникновения дефляционно-соровых котловин совсем не обязательна связь с грунтовыми водами. С площади микроводосбора поступает достаточное количество солей, способное создать условия для развития дефляции. Близость к грунтовым водам достигается уже на более поздней стадии развития бессточной котловины, после ее углубления в толщу подстилающих пород. Далее развитие котловины может происходить по формуле равновесия (Быков, 1933), о которой говорилось выше. В обычных озерах при постепенном заполнении впадин осадками происходит постепенное «старение» — выполаживание и, в конечном итоге, выравнивание озерной котловины. Сорово-дефляционные котловины образуются на ровных поверхностях рельефа. Озера, приуроченные к сорово-дефляционным котловинам, характеризуются своей относительной молодостью.

Выше рассмотрена история развития средних и мелких

озер аридной зоны и их прямая или косвенная связь с речными долинами. История развития крупных озерных котловин не всегда укладывается в предложенную схему. Так, озеро Зайсан, которое расположено в типичной межгорной впадине, по классификации Н. А. Флоренсова (1968) следует относить к озерам «гобийского» типа. Этот тип озерных котловин располагается в межгорных впадинах на субстрате, сложенном рыхлыми или полурыхлыми мезо-кайнозойскими континентальными образованиями, иногда вмещающими пласты и линзы эффузивов. Вмещающими озера тектоническими формами являются широкие, относительно неглубокие мульды мезо-кайнозойского покрова. Озерные котловины этой группы располагаются в более крупных, чем они сами, депрессиях рельефа. Для таких озер характерно сокращение по площади в четвертичное время из-за усыхания в связи с аридизацией климата и сокращением впадин за счет вовлечения в поднятие предгорий. Котловина озера Зайсан по всем признакам может быть отнесена к гобийскому типу (Мацуй, Мухамеджанов и др., 1973; Венус, 1980).

По своему строению Амуру-Зейская и Средне-Амурская впадины также имеют много общего с гобийским типом. Однако палеогеографическая обстановка на Дальнем Востоке и в Восточном Казахстане на протяжении кайнозоя была различной. В первом случае господствовал гумидный климат, во втором — явно преобладали аридные эпохи. В результате озера, расположенные в амурских впадинах, благодаря активной эрозионной деятельности были спущены, и образовалась современная долина Амура. В Зайсанской впадине, в системе Иртыша, сохранился проточный озерный бассейн, что в целом не характерно для аридных областей. Вероятно, это обусловлено тем, что Черный Иртыш, на долю которого приходится более 90 % водного баланса оз. Зайсан, берет свое начало в горах, в зоне достаточной увлажненности. Воды в озере оказываются достаточно для углубления порога стока и формирования антицидентной долины на участке пересечения Белым Иртышом Колбинского хребта и поддержания, таким образом, проточности озера. Поддержанию достаточно высокого уровня озера способствует также то, что тектонические погружения Зайсанской впадины непрерывно компенсируются терригенным материалом, поступающим в нее с горного обрамления.

Балхаш-Алакольская группа озер имеет сложную историю развития, которая до сих пор является поводом для дискуссий. Л. С. Берг (1904 г.) считал, что оз. Балхаш очень молодое и имеет ингрессионный характер берегов. К этому мнению позднее присоединилась З. А. Сваричевская (1965). Б. Ф. Мефферт (1912) и М. П. Русаков (1933) высказали мнение о регрессивном типе берегов некогда крупного, озерного водоема. Их точку зрения поддержал К. В. Курдюков (1952). Против последней точки зрения З. А. Сваричевская (1965) приводит следующие данные. Галечниковые террасы Балхаша, на основании которых базировались представления о большом Балхаше, явля-

ются IV позднеледниковой террасой долины р. Моинты. Береговая зона Балхаша характеризуется исключительной молодостью. Берег бухтовый, ингрессионный, местами сбросовый. З. А. Сваричевская (1965) считает, что в Балхаш-Алакольской впадине в неогене, а возможно, и в раннечетвертичное время была сформирована речная сеть. На это указывает наличие в Северном Прибалхашье позднеолигоцен-неогеновых речных долин. Хорошо разработанная речная сеть не могла слепо заканчиваться в пределах Балхаш-Алакольской впадины. Сток в западном направлении в бассейн р. Чу не мог происходить, так как отсутствуют следы долин, пересекающих Чу-Балхашский водораздел в его юго-западной части. Видимо, сток шел через Джунгарские ворота на восток. Уже в это время, возможно, в наиболее глубоких местах впадины располагались проточные озерные бассейны (рис. 5). Перестройка речной сети, вероятно, началась в начале среднечетвертичного времени, она соответствовала верхнегобийской фазе тектогенеза, которую В. С. Ерофеев (1969) выделяет применительно к горным сооружениям и межгорным впадинам Восточного Казахстана. Время активизации тектонических процессов совпало с резкой гумидизацией климата и общим значительным обводнением территории. Сток вод из Балхаш-Алакольской впадины, вероятно, по-прежнему осуществлялся через Джунгарские ворота на восток. В период верхнегобийской фазы тектогенеза шло формирование толщи верхнегобийских конгломератов, которые большинством исследований ранее относились к позднеплиоценовым—раннечетвертичным. В настоящий момент, по ряду убедительных доказательств, их следует считать среднечетвертичными (Ерофеев, 1969; Мацуй, Мухамеджанов и др., 1973). Следует отметить, что З. А. Сваричевская (1965) также допускает возможность стока через Джунгарские ворота в среднечетвертичное время. В дальнейшем, по ее мнению, «мощные конусы выносов, интенсивно нараставшие на обоих склонах Джунгарских ворот, а также поднятия привели к окончательному обособлению бассейнов и прекращению их соединения» (Сваричевская, 1965, с. 184).

В межледниковое время, по мнению этого исследователя, произошло резкое сокращение озерного бассейна. В доказательство этого З. А. Сваричевская (1965) ссылается на погребенные торфяники из скважины, пробуренной в западном плесе оз. Балхаш в 20 км от южного берега (Сапожников, 1951).

В работах Д. Г. Сапожникова (1951) нет данных о возрасте торфяников, и выводы З. А. Сваричевской построены на общих логических рассуждениях. Нами в 1980 г. в том же плесе при отборе колонок донных отложений на глубине 6 м в двух точках, расположенных в 5 км друг от друга, вскрыты прослой погребенного торфяника, мощностью около 9 см. В одной колонке они перекрыты 8-сантиметровым слоем карбонатного ила, в другой — аналогичными осадками мощностью 15 см. Исследованием погребенных торфяников под илами мощностью 8 см

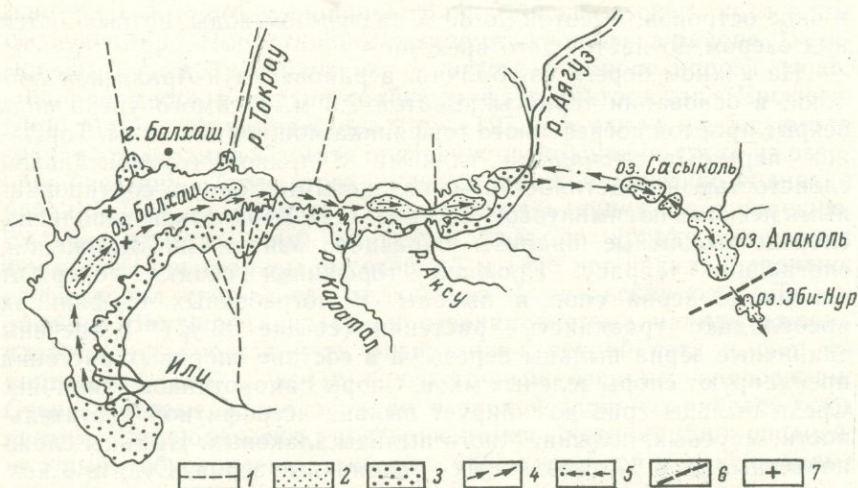


Рис. 5. Схема развития Балхаш-Алакольской озерной системы в плейстоцене:

1 — древние долины; 2 — озерные бассейны 4000—5000 лет назад; 3 — озерный бассейн фазы Фернау 400—500 лет назад; 4 — направление стока в плиоцене—среднем плейстоцене; 5 — направление стока 400—500 лет назад; 6 — порог стока в плиоцене—среднем плейстоцене; 7 — участки с определением абсолютного возраста погребенных торфяников.

радиоуглеродным методом под руководством Л. Лиива был определен его возраст в одной колонке в $3860 + 80$ лет (ТА 1393). В другой, где слой торфяников погребен под слоем ила в 15 см, получен возраст $5050 + 100$ лет (ТА 1394). Эти датировки свидетельствуют об атлантическом времени образования торфяников. Во время образования торфяников климат в этом районе, по всей вероятности, характеризовался засушливостью. Уровень озера был на 6 м ниже уровня 1981 г., что привело к значительному сокращению площади озера. Небольшие, бессточные, по всей вероятности, соленые озера сохранились лишь в наиболее глубоких местах Балхашской озерной котловины (средняя глубина современного оз. Балхаш около 6 м). Торфообразование происходило в пониженных заболоченных участках осушенного дна, чем и объясняется линзообразное залегание торфяников. Различие в абсолютных датировках торфяников объясняется тем, что на протяжении почти 1000 лет оз. Балхаш в современном понимании не существовало. В его котловине располагалась цепочка озер, сохранившихся в наиболее глубоких понижениях рельефа. Именно в это время полностью пересохал Узун-Арал, и на его месте была излучина р. Ортасу (Джуркашев, 1964, 1972). В этот засушливый период на пересохшем дне озера сформировался эоловый рельеф, представленный барханами и дюнами, при затоплении которого в последующем обводнении Балхашской котловины на ряде участков образовался аральский тип берегов. Отдельные барханы

в виде островов, высотой до 30 м над урезом воды, возвышаются над озером до настоящего времени.

На южном берегу оз. Балхаш в районе Узун-Аральской протоки, в основании террасы высотой 2.5 м, у самого уреза воды вскрыт прослой погребенного торфяника мощностью 10 см. Торфяник перекрыт песчаными глинами с тонкой горизонтальной слоистостью и подстилается косослоистыми, хорошо сортированными песками полимиктового состава. Г. Н. Бердовской выполнены спорово-пыльцевые анализы образцов, взятых из отложений, слагающих террасу. Кроющие торфяники осадки содержат единичные зерна спор и пыльцы. В погребенных торфяниках преобладают травянистые растения (свыше 90 %). Встречены единичные зерна пыльцы березы, а в составе споровых растений преобладают споры зеленых мхов. Споры папоротников единичны. Среди пыльцы трав доминирует пыльца ксерофитной растительности: маревых, полыни. Много пыльцы злаковых. Пыльцы сложноцветных до 8 %, гвоздичных — единичные зерна. Судить о возрасте вмещающих пород на основании приведенного комплекса не представляется возможным, можно лишь сделать вывод, что климат в период торфообразования был несколько суше современного. Погребенные торфяники из этой террасы исследованы на абсолютный возраст радиоуглеродным методом. Время образования торфяников 750 ± 50 лет (ТД 1924). Таким образом, возраст осадков, слагающих 2.5-метровую террасу, не превышает 800 лет. На большинстве геолого-геоморфологических карт она показана как позднечетвертичная, по данным анализа возраст ее значительно моложе. А. В. Шнитников (1957, 1980), исследуя изменчивость увлажненности по многовековым циклам, между фазами повышенной увлажненности Эгезен и Фернау выделяет маловодную фазу. Эта фаза подтверждена большим количеством радиоуглеродных датировок, которые сделаны по древесине пней, в настоящее время находящихся под водой в прибрежных частях озер Иссык-Куль, Шалкар и др. Все полученные данные датировок свидетельствуют о том, что мелководная фаза на оз. Иссык-Куль существовала 650—800 лет тому назад. Это совпадает с датировкой погребенного торфяника из нижней части разреза оз. Балхаш. Осадки, слагающие 2.5-метровую террасу, сформировались после накопления торфяника при последующем подъеме уровня, который был выше современного, по крайней мере, на 2.5—3 м.

Из всего сказанного следует, что на протяжении всего голоцена уровень оз. Балхаш неоднократно менялся. Несмотря на относительно короткий (в геологическом понимании) промежуток времени, котловина озера прошла сложный путь развития. Речная сеть на месте современной озерной котловины была сформирована в неоген-раннечетвертичное время. Сток по рекам и системе проточных озер осуществлялся на восток через Джунгарские ворота. В начале среднечетвертичного времени, в результате интенсивной обводненности во впадине был сформирован обшир-

ный бассейн, объединявший Балхаш-Алакольские котловины в единое озеро. Порог стока в это время находился в районе Джунгарских ворот. Тектонические поднятия в районе порога стока, имевшие место в верхнегумидную фазу тектогенеза (Ерофеев, 1969; Мацуй, Мухамеджанов и др., 1973), а также последующая резкая аридизация климата привели к прекращению стока из озерного бассейна. После этого происходили периодические поднятия уровня озера, но в целом наблюдается тенденция к его падению. Следует отметить, что во время подъема уровня, в период формирования террасы высотой 2.5 м (800 лет назад), вероятно, существовал сток в оз. Балхаш из Алакольских озер. Таким образом, Балхаш-Алакольская озерная система на протяжении плейстоцена прошла путь развития от речной сети к системе проточных озер и далее к бессточным озерным котловинам. Озера, которые располагаются в этих котловинах, подвержены резким, периодически повторяющимся колебаниям уровней, которые обусловлены сменой увлажненных и засушливых циклов.

Показательные статистические данные приводятся в работе А. М. Никитина (1977). На территории Средней Азии наибольшее число озер (57.8 %) располагается в предгорной равнинной области на высоте от 0 до 500 м, в зоне «равновесия стока». В ней речной сток, атмосферные осадки и грунтовое питание равны испарению с поверхности озера и грунтовому оттоку из озерной котловины. В зоне «равновесия стока» из-за дефицита воды в озерах не формируется порога стока, и, таким образом, бессточные озера не преобразуются в речные системы. Значительная часть бессточных озер в этой зоне сильно минерализована. Наиболее бедна озерами зона «рассеивания стока» (500—1500 м), где сосредоточено всего 1.2 % озер. Наконец, в зоне «формирования стока» (1500—5000 м) расположено 41.2 % всех озер. Однако в этом высотном интервале значительно возрастает увлажненность, и развитие озерных котловин происходит по закономерностям, характерным для гумидных областей. Озера здесь эфемерны, в них быстро углубляются пороги стока и они переходят в горные речные долины с крутым и ступенчатым продольным профилем равновесия. Большинство рассмотренных нами озер аридной зоны располагается в «зоне равновесия стока».

Таким образом, рассматривая историю развития озерных котловин в гумидных и аридных зонах, можно наметить следующие общие закономерности. В гумидной зоне озерные котловины являются начальной стадией формирования речной сети. В условиях влажного климата река — система устойчивая. Особенно отчетливо эта закономерность проявляется на малых и средних озерах в областях, подвергавшихся покровному оледенению. Такие крупные озера, как Ладожское и Онежское, стоят несколько особняком. История их развития осложнена рядом процессов, накладывающихся на климатическую обстановку (Квасов, 1975,

1976). Однако в конечном счете, как уже говорилось выше, и из этих озерных систем должна сформироваться речная сеть.

Сравнительный анализ закономерностей формирования и трансформации гидрографической сети в гумидной и аридной зонах показывает:

1. Для гумидных зон областей покровных оледенений основным рельефообразующим фактором, формирующим озерные котловины, является аккумулятивно-эрозионная деятельность ледника. На стадии отступления ледника (что соответствует повышению увлажненности) котловины заполняются водой и возникают озерные системы. Дальнейший распад оледенения и, следовательно, увеличение увлажненности приводят к переполнению озерных котловин, интенсивной эрозии порогов стока, спуску озера, в конечном счете, к возникновению устойчивых речных систем в межледниковый период.

2. Для аридных зон основным рельефообразующим фактором является речная эрозия периодов повышенной увлажненности. По мере уменьшения увлажненности происходит распад речной сети на отдельные котловины, представляющие собой озерные системы, которые при дальнейшей аридизации климата могут полностью пересыхать. При повышении увлажненности трансформация гидрографической сети идет в обратном направлении, озерные системы преобразуются в речные.

3. Между этими двумя ярко выраженными и противоположно направленными процессами трансформации гидрографической сети существует более сложный, но достаточно широко распространенный вариант, рассмотренный нами на примере бассейна Амура. Бассейн этой реки огромен, он расположен в мобильных тектонических областях и различных климатических зонах. Поэтому характер трансформации гидрографической сети, подчиняясь закономерности, характерной для гумидных зон, осложнен активной тектонической деятельностью.

Промежуток времени трансформации гидрографической сети в рассмотренных климатических зонах может быть совершенно различен. Он зависит от многих факторов: тектонической активности, общего уклона местности, устойчивости пород и ряда других. Но общая направленность процесса трансформации гидрографической сети сохраняется и является функцией климата.

Литература

Арманд Н. Н. Грядово-кольцевой рельеф морены. — В кн.: Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова. М.—Л., 1964, с. 68—71.

Ахметьева Н. П. Палеогеография нижнего Приамурья. М., 1977. 109 с.
Бельтнев Е. Б., Варнавский В. Г. Палеогеографические условия развития территории Хабаровского края и Амурской области в палеогеновое и неогеновое время. — В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М., 1977, с. 17—27.

Биске Г. С., Лак Г. Ц., Лукашев А. Д. и др. Строение и история развития котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 71 с. (Тр. Инст. геол. Карельск. ФАН СССР, вып. 7).

Бурилина Л. В. Литологическая характеристика и условия осадконакопления кайнозойских отложений в Амуро-Зейской депрессии. — В кн.: Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М., 1965, с. 61—74.

Быков Г. Е. Рельеф и водоемы бассейна реки Тере-Аккан в Казахстане. М.—Л., 1933, с. 408—423 (Изв. ВГО, вып. 5).

Венус Б. Г. Генезис озерных котловин в различных ландшафтах Кольского полуострова. — В кн.: Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Л., 1974а, с. 4—20.

Венус Б. Г. Развитие древних озерных систем Дальнего Востока и их роль в формировании долины Амура. — В кн.: Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974б, с. 8—20.

Венус Б. Г. История развития озерного бассейна в четвертичное время. — В кн.: Палеогеография Зайсана. Л., 1980, с. 153—157.

Геллер С. Ю. О некоторых основных вопросах происхождения рельефа пустыни. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1937, № 4, с. 539—545.

Геллер С. Ю. К вопросу о происхождении бессточных впадин. — В кн.: Проблемы физической географии. Алма-Ата, 1938, с. 41—53.

Джуркашев Т. Н. Пролит Узун-Арал и некоторые вопросы новейшей истории озера Балхаш. — Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., 1964, № 4, с. 40—47.

Джуркашев Т. Н. Антропогенная история Балхаш-Алакольской впадины. Алма-Ата, 1972. 126 с.

Добровольский В. К. К вопросу о древней речной сети и озерных бассейнах Юго-Восточного Забайкалья. — Вестн. МГУ, сер. физ.-мат. и ест. наук, 1952, № 3, с. 101—108.

Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. — Тр. общ. естествоисп., 1878, т. IX. 201 с.

Дружинин Г. В. Основные закономерности строения берегов озер Северного Казахстана. Л., 1980. 135 с.

Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, 1969. 166 с.

Карпов Н. Н. Каменные многоугольники в мелеющих ледниковых озерах Хибинских гор. — В кн.: Проблемы палеогеографии и морфогенез в полярных странах. М., 1964, с. 34—39.

Кассин Н. Г. О древних долинах в Центральном Казахстане. — Проблемы сов. геолог., 1936, т. VI, № 1, с. 77—81.

Квасов Д. Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины. — В кн.: Озера полуаридной зоны. М.—Л., 1963, с. 247—286 (Тр. лаб. озеровед., т. XV).

Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 248 с.

Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера. — В кн.: Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976, с. 7—40.

Коржинский Д. С. Происхождение мелкосопочника и озер Киргизской степи. — Природа, 1929, № 7—8, с. 708—711.

Кошечкин Б. И. Неоструктурный план северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. — В кн.: Природа и хозяйство севера. Вып. I. Апатиты, 1969, с. 9—18.

Кропоткин П. А. Исследования о ледниковом периоде. — Зап. РГО, 1876, вып. I, т. VII. 717 с.

Кузнецов Н. Т., Мурзаев Э. М. Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время. — В кн.: Озера полуаридной зоны. М.—Л., 1963, с. 157—174.

Курдюков К. В. Древние озерные бассейны Юго-Восточного Казахстана и климатические условия времени их существования. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1952, № 2, с. 11—24.

Мацуи В. М., Мухомеджанов С. М., Ерофеев В. С. и др. Поздний кайнозой Казахстанского Прииртышья. Алма-Ата, 1973. 142 с.

Медоев Г. П. Погребенные долины Сары-Арка (Центральный Казахстан). — Изв. ВГО, 1956, т. 88, вып. 2, с. 174—178.

Мефферт Б. Ф. Очерки геологии Северного Прибалхашья. — Изв. РГО, 1912, т. 48, с. 23—66.

Михайлов А. Е. К вопросу о происхождении некоторых озер северной части Центрального Казахстана. — Землеведение, 1957, т. IV, вып. 2, с. 74—89.

Никитин А. М. Морфология и морфометрия озер Средней Азии. Л., 1977, с. 4—21 [Тр. САРНИГМИ, вып. 50 (131)].

Обручев В. А. К происхождению мелкосопочника и озер Киргизской степи. — Природа, 1930, № 2, с. 86—87.

Поползин А. Г. Озера юга Обь-Иртышского бассейна. Новосибирск, 1967. 350 с.

Поползин А. Г. Лабановская группа озер Кокчетавской области. — В кн.: Вопросы географии Казахстана. Вып. 6. Алма-Ата, 1960, с. 125—138.

Русakov М. П. Геологический очерк Прибалхашья и оз. Балхаш. М., 1933. 139 с.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология оз. Балхаш. М., 1951. 203 с. (Тр. Ин-та геол. наук, вып. 132, сер. геол., № 53).

Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., 1965. 296 с.

Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., 1968, с. 59—73.

Цигмит Ш. Из прошлого долины озер Монгольской Гоби. — Природа, 1955, № 8, с. 94—95.

Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений Средне-Амурской депрессии (Дальний Восток СССР). Информационный сборник ВСЕГЕИ. Четвертичная геология и геоморфология, № 29. Л., 1960, с. 5—14.

Шатский Н. С., Богданов А. Н. и др. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран (объяснительная записка). М., 1957. 126 с.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. — Записки Геол. общ. СССР, 1957, т. 16, нов. сер. 338 с.

Шнитников А. В. Из истории озер Северного Казахстана. — В кн.: Озера Казахстана и Киргизии и их история. Л., 1975, с. 5—27.

Шнитников А. В. Озеро Иссык-Куль. — В кн.: Озера Тянь-Шаня, и их история, физическая география и палеогеография. Л., 1980, с. 5—66.

Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. I, М., 1960. 615 с.

Д. В. СЕВАСТЬЯНОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ГОРНЫХ ОЗЕР В ГОЛОЦЕНЕ

Многочисленные и разнообразные по генезису озера — характерный элемент горных ландшафтов. Озера встречаются на различных высотах и практически во всех поясах гор, однако количество озер, их размеры, происхождение и закономерности эволюции различны в зависимости от ряда факторов, среди которых наиболее важное значение имеет высотное положение.

В равнинных условиях развитие озер в гумидных и аридных зонах имеет ряд существенных особенностей, связанных прежде всего с условиями увлажнения и стока в их бассейнах, а также соотношением процессов эрозии и аккумуляции. Общая направленность процессов формирования гидрографической сети в гумидных зонах идет в направлении от озерных систем к речным, в аридных зонах — от речной сети к озерным системам (см. статью Б. Г. Венуса в настоящем сборнике).

Подобно гумидным и аридным территориям горные и предгорные районы отличаются как по степени увлажнения, так и по характеру эрозионного расчленения рельефа. Отличия в климатических условиях различных высотных поясов гор весьма значительны. Интенсивность солнечной радиации возрастает на 10 % на каждый километр высоты, однако длинноволновое излучение земной поверхности с высотой увеличивается еще быстрее, поэтому температура воздуха понижается в среднем на 0.6 °C на каждые 100 м подъема в горы. Среднее количество осадков при тех же условиях увеличивается только до определенной высоты, затем (обычно выше снеговой границы) начинает падать. Обратного ходу осадков ведет себя величина испарения при увеличении абсолютной высоты. В результате сумма климатических изменений, происходящих с подъемом на 1 км в горах, эквивалентна изменениям по широте на расстоянии более 1300 км (Калесник, 1970). Таким образом, с подъемом в горы происходит переход от аридных условий к гумидным. В соответствии с этим проявляются соответствующие закономерности в развитии озер и формировании гидрографической сети, особенно наглядно — в горах Юга СССР.

В связи с существенными климатическими различиями, закономерности высотной поясности проявляются и в современном распределении озер по высоте в горах и предгорьях.

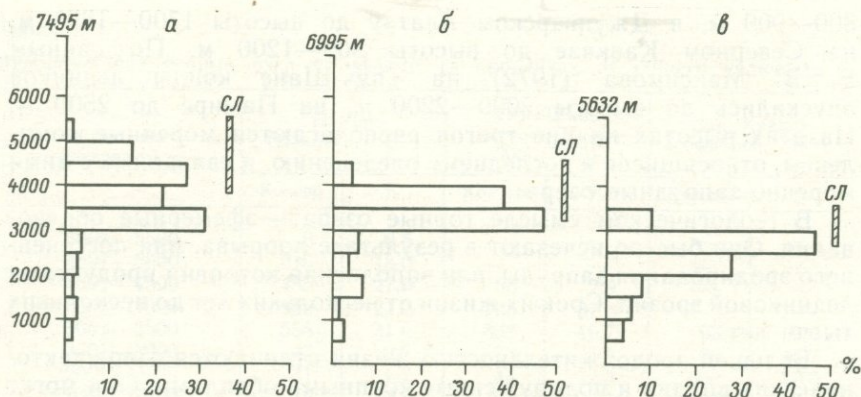
Например, в Средней Азии — обширной территории Юга СССР, площадью около 1.5 млн. км² — на равнинах и в горах

насчитывается более 5600 озер. Наибольшее количество озер (57.6 %) расположено на предгорных равнинах, в зоне «равновесия стока», в интервале высот от 0 до 500 м над уровнем моря, в условиях недостаточного увлажнения. Значительная часть этих озер сильно минерализована. Наиболее бедна озерами зона «рассеивания стока» (500—1500 м), где сосредоточено всего 1.2 % озер. Наконец, в зоне «формирования стока» (1500—5500 м) располагается 41.2 % всех озер Средней Азии, или около 60 % всей озерной площади. Озерность горной части Средней Азии составляет 2.04 %, что в два раза больше озерности Кавказа — 1.0 % (Никитин, 1977). В зоне формирования стока, которая является гумидной зоной и наиболее благоприятна для существования озер, преобладает процесс озерообразования (эрозия \leq аккумуляция; осадки \geq испарение). Зона рассеивания стока характеризуется наибольшим развитием эрозионных процессов, в ней наблюдается спуск и исчезновение озер (эрозия $>$ аккумуляция; осадки = испарение). В предгорной аридной зоне равновесия стока прослеживается превращение речных русел в конечные, бессточные озера (эрозия \leq аккумуляция, осадки \leq испарение).

В высотном распределении горных озер, которые лежат выше 500 м (табл. 1), выделяются интервалы, в которых количество озер наибольшее. Такие «озерные пояса» располагаются на Памире в интервале от 3000 до 5000 м (93 %), на Тянь-Шане — от 3000 до 4000 м (84 %), на Кавказе — от 2000 до 3500 м (83 % всех озер).

Таким образом, из приведенных данных видно, что в настоящее время наибольшее количество озер в горах сконцентрировано в областях, примыкающих к зонам современного оледенения гор. Верхней границей распространения озер в горах является снеговая линия (см. рис.), выше которой существование открытых водоемов невозможно (за исключением вулканических областей гор). При этом большинство озер располагается в относительной близости к климатической снеговой линии, в гляциально-инвальному, альпийскому и субальпийскому, реже — лесному высотных поясах гор. Следовательно, в эпоху максимального развития последнего горного оледенения «озерные пояса» в горных странах располагались значительно ниже, в соответствии с величиной депрессии климатической снеговой линии и положения концов ледников.

Следует отметить, что генетическое разнообразие озер в горах меньше, чем на равнинах. По происхождению озерные котловины в горах можно разделить на 2 основных класса — азональные и зональные, которые, в свою очередь, подразделяются на 5 типов и 19 подтипов, объединяющихся в 3 группы. Группы выделяются по специфической форме профиля озерных котловин, подтип — по местоположению и процессу, формирующему котловину, тип — по генезису процесса, сформировавшего озерную котловину (табл. 2). Следует отметить, что «озерные пояса» гор представлены преимущественно гляциогенными озерами. Другие типы озер встречаются на этих высотах значительно реже.



Распределение горных озер по высоте (в процентах от общего количества):

а — на Памире; б — на Тянь-Шане; в — на Западном Кавказе; СЛ — высотный интервал положения климатической снеговой линии. 7495 м, 6995 м, 5632 м — высочайшие вершины горных стран.

Как показывают современные исследования, решающее значение для образования озер в горах имеет рельефообразующая деятельность ледников. Наиболее значительной озерностью отличаются горные страны, несущие современное оледенение, такие, как Тянь-Шань, Алтай, Северный Урал, Кавказ, Альпы, Скалистые горы, Анды, Каракорум и др. Сочетание достаточного количества осадков и большой высоты над уровнем моря создает предпосылки для развития оледенения. Области, освободившиеся от оледенения, как в горах, так и на равнинных территориях, обычно изобилуют озерами.

Таким образом, жизнь подавляющего большинства горных озер связана с ледниками. Под их воздействием озера зарождаются, живут, питаются ледниковым стоком, и отмирают вследствие разрушительного ледникового паводка или постепенного заполнения наносами — продуктами ледниковой эрозии.

Все исследователи связывают существование гляциогенных озер с деятельностью современного и древнего оледенения. Под древним оледенением в данном случае может пониматься только последнее, позднеплейстоценовое оледенение, которое деградировало в течение голоцена и остатки которого мы видим в современных горных ледниках. Следы этого оледенения, в частности, являются трог, морены и озера на дне трогов. По оценкам разных авторов (Забиров, 1956; Калесник, 1963; Щербакова, 1974; Тронов, 1966; Максимов, 1980) депрессия снеговой линии в горах Средней Азии, на Кавказе и на Алтае в позднем плейстоцене достигала от 300 до 1300 м, а депрессия концов ледников составляла от 600 до 2000 м.

По материалам А. В. Шнитникова (1973) в позднем плейстоцене в горах Алтая ледники спускались до абсолютной высоты

800—900 м, в Джунгарском Алатау до высоты 1700—1800 м, на Северном Кавказе до высоты 800—1200 м. По данным Е. В. Максимова (1972), на Тянь-Шане концы ледников опускались до высоты 2000—2200 м, на Памире до 2500 м. На этих высотах на дне трогов располагаются моренные комплексы, относящиеся к последнему оледенению, и связанные с ними моренно-запрудные озера.

В геологическом смысле горные озера — эфемерные образования. Они быстро исчезают в результате прорыва, или постепенного эродирования запруды, или заполнения котловин продуктами ледниковой эрозии. Срок их жизни от нескольких лет до нескольких тысяч лет.

Большей продолжительностью жизни отличаются озера тектонических впадин и подпруженные крупными обвалами. Они могут существовать десятки и даже сотни тысяч лет (Иссык-Куль, оз. Бива).

Приледниковые моренно-запрудные озера, которые являются самыми молодыми водоемами гор, могут исчезать и возобновляться вследствие отдельных стадийных подвижек ледников и переформирования плотин. Подвижки ледников и возрождение озер могут быть как многовекового, так и внутривекового характера.

Динамика ледников, обусловленная изменениями тепловлагообеспеченности климата, сказывается на колебаниях ледникового стока и водного баланса горных озер. При этом колебания уровней и площадей озер любого генезиса выступают как чуткие индикаторы изменчивости общей увлажненности их бассейнов (Шнитников, 1973).

В условиях высокогорья зона распространения многолетне-мерзлых пород на Тянь-Шане развита выше 2500 м, на Памиро-Алае — выше 3500 м, на Кавказе — выше 3000 м. Для этой зоны характерно распространение криогенных форм рельефа и термокарстовых озер. Эти озера редко достигают в горах размеров более 0.01 км², но весьма многочисленны в районах современного оледенения и в перигляциальных областях гор. В связи с общим потеплением климата в голоцене происходило вертикальное перемещение зоны многолетне-мерзлых пород и термокарстовых озер.

Чем дальше от зоны современного оледенения и чем меньше абсолютная высота, тем меньше гляциогенных (термокарстовых, моренно-запрудных и каровых) озер сохранилось. Вне пределов распространения следов последнего оледенения встречаются озера других генетических типов — гравитационные, гидрогенные. Чаше всего озера гравитационного типа (обвално-запрудные и др.) лежат на более низком гипсометрическом уровне, чем озера гляциогенные, но нередко имеют значительные размеры. Это такие крупные озера, как Сарезское на Памире (высота 3240 м, глубина 505 м); Искандеркуль в Гиссаро-Алае (высота 2193 м, глубина 72 м); Сарычелек на Тянь-Шане (высота 1874 м,

Таблица 1

Распределение горных озер по высоте (в процентах от общего количества)

Высотные интервалы, м	Памир (Никитин, 1977)		Тянь-Шань (Жуков, Стависский, 1975)		Зап. Кавказ (Ефремов, 1980)	
	Кол-во	%	Кол-во	%	Кол-во	%
5001—5500	8	0.5	—	—	—	—
4501—5000	246	13.0	—	—	—	—
4001—4500	485	27.0	56	2.9	—	—
3501—4000	383	21.3	723	37.6	—	—
3001—3500	558	31.0	838	46.7	98	9.6
2501—3000	47	2.6	73	3.8	489	45.7
2001—2500	31	1.7	44	2.3	300	28.0
1501—2000	15	0.8	99	5.1	84	7.2
1001—1500	14	0.7	13	0.7	58	5.5
1501—100	13	0.7	17	0.9	41	4.0
Всего	1800	100 %	1863	100 %	1070	100 %

Таблица 2

Генетическая типизация котловин горных озер

Класс	Тип	Подтип	Группа
Азональные	Тектонические	Межгорные	Котловинные
		Внутригорные	»
		Разрывные	Провальные
	Вулканогенные	Сбросовые	Запрудные
		Кратерные	Провальные
		Лавовые	Запрудные
	Гравитационные	Сейсмо-обвальные	»
		Оползневые	»
		Лавинные	»
		Лавинного выбивания	Котловинные
Гидрогенные	Карстовые	Провальные	
	Суффозионные	»	
	Пойменные	Котловинные	
Зональные	Гляциогенные	Старичные	»
		Собственно ледниковые	Запрудные
	Моренные	Котловинные	
		Запрудные	
	Каровые	Котловинные	
	Зандровые	Запрудные	
	Термокарстовые	Котловинные	
	Провальные		

глубина 342 м); Большая Рица на Кавказе (высота 950 м, глубина 116 м).

Как было показано, в распределении различных генетических типов озер в горах по высоте проявляются зональные и азональные закономерности. Положение гляциогенных озер определяется зональными факторами, положение тектонических, гравитационных и вулканических — азональными факторами. В распределении гидрогенных озер могут принимать участие и те и другие факторы.

Высотная дифференциация расположения различных генетических типов горных озер определяет и характер их эволюции. Наличие оледенения в бассейне озера имеет решающее значение в формировании стока, температурного и гидрохимического режима озера, гидробиологических условий, проточности и осадконакопления в озере.

В позднем плейстоцене, в эпоху максимума последнего оледенения, в горных странах гумидной зоны горно-долинные ледники выходили в предгорья и образовывали гигантские ледники подножий, подобные известному современному леднику Маласпина в Северной Америке. Таковыми, например, были ледники предгорий в Центральных Альпах и на Швейцарском нагорье, которые вследствие своего движения сформировали котловины крупнейших озер Альп — Женевского, Фирвальдштетского, Цюрихского и Боденского озер. Возраст этих озер не превышает 10—12 тыс. лет (Staub, 1961; Adrian, 1963).

В горах аридной зоны, таких как Тянь-Шань и Памир, имеющих меньшую энергию оледенения, ледники в эпоху своего максимального развития не достигали предгорий, а выходили только во внутригорные тектонические котловины, нередко заполняя их и образуя ледоемы. Наличие крупных выровненных поверхностей — сыртов — создало благоприятные условия для развития мощных ледников предгорного типа на значительных высотах. В отличие от этого, на Кавказе, имевшем большую расчлененность рельефа, развивались только крупные долинные ледники, не достигавшие предгорий (Тушинский, 1960). Это обстоятельство предопределило различия в современной озерности горных территорий. Распад ледников в голоцене вызвал мощный импульс озерообразования на выровненных пространствах сыртов и в замкнутых внутригорных котловинах гор Средней Азии. В результате образовались такие крупные высокогорные озера, как Каракуль, Ранкуль и Шоркуль на Памире, озера Чатыркель и Сонкель на Тянь-Шане. Существовали и другие крупные озера, которые к настоящему времени исчезли, будучи спущенными в результате речной эрозии.

Деградация оледенения, которая происходила в течение голоцена во всех горных странах и наблюдается в настоящее время, выразилась в уменьшении общей площади и мощности ледников, отступании их на более высокие гипсометрические уровни. Крупные ледники распадались на более мелкие морфологические формы. У концов отступающих ледников, как правило, образуются

вались озера, подпруженные мощными конечными моренами. Однако чем меньше размер ледника, тем меньше его эродирующая и аккумулярующая способность, тем меньше по размеру озерную котловину способен он сформировать в активную фазу. В соответствии с уменьшением размеров ледников, в течение голоцена происходило постепенное уменьшение площадей гляциогенных озер. Наблюдения показывают, что средние размеры моренно-запрудных озер, лежащих в трогах, сократились от 1—5 км² до 0.01—0.5 км². В настоящее время в трогах нередко можно наблюдать следы некогда существовавших крупных моренно-запрудных озер в виде выровненных участков речных долин с поверхности выполненных аллювием, а в разрезе вскрывающих лимно-гляциальные отложения. На Кавказе, например, подобные места называют «полями».

Таким образом, распад ледников и их отступление в современную эпоху приводит к некоторому увеличению числа озер в горах, но при уменьшении их средней площади. Малые озера в высокогорных областях интенсивно заносятся продуктами ледниковой и склоновой эрозии и быстро исчезают. Общая озерность горных территорий направленно уменьшается, а «озерный пояс» гор постепенно перемещается все выше, вслед за отступающими ледниками.

В зависимости от положения в том или ином высотном ландшафтном поясе гор озера в различной степени подвержены экзогенным факторам, способствующим деградации и исчезновению водоемов. Основными из них являются: гляциальный, нивально-гравитационный, флювиальный, эрозионный, биогенный, а в текущем столетии и антропогенный факторы. В высоких поясах гор большую активность имеют первые три фактора, ниже — последние три фактора.

Существование горных озер в условиях интенсивно протекающих процессов физико-химического выветривания и денудации на их водосборах определяет особенности процессов седиментации в водоемах. Решающее значение в горных озерах имеет накопление минерального вещества — до 98 % в гляциально-нивальном поясе гор. По мере уменьшения высоты расположения озер возрастает доля органического вещества в осадках, достигая 25—35 % в субальпийском и лесном поясах. Это указывает на общую направленность процессов седиментации в ходе эволюции горных озер. В молодых озерах преобладает накопление минерального вещества, но по мере уменьшения размеров оледенения на водосборах и развития озер на протяжении голоцена возрастает роль автохтонных биогенных осадков в донных отложениях, отражая общее улучшение экологических условий и направленность процесса природного эвтрофирования озер (Севастьянов, 1979). Процесс деградации оледенения имел возвратно-поступательный характер, соответствующий ритмическим закономерностям колебаний климата в голоцене (Шнитников, 1973; Максимов, 1972).

Ритмические изменения природных условий в горах отчетливо фиксируются в слоистости донных отложений. Это сезонные слои ленточных глин приледниковых озер, которые отличаются по крупности и откладываются в зависимости от интенсивности приноса обломочного материала в разные сезоны года. Это и более крупные слои, насыщенные органическим веществом (остатками водной растительности, торфа), погребенные минеральными наносами в результате циклической изменчивости климата, оледенения и стока большей длительности.

Скорость седиментационных процессов в горных озерах различна как в пространстве, так и во времени, что связано с самим положением озер и условиями их проточности, а также и с изменчивостью условий увлаженности и стока в отдельные интервалы времени.

Озера, бессточные и имеющие фильтрационный сток, являются отстойниками, накопителями наносов, поэтому с наибольшей скоростью заполняются осадками. Скорость осадконакопления в таких водоемах может достигать от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров в год.

В то же время озера проточные, с высокой водообменностью, сбрасывают большую часть взвешенных наносов посредством руслового стока. Скорость осадконакопления в крупных озерах внутригорных впадин различна на отдельных участках акватории. Она максимальная в районах впадин потоков, несущих наносы (сантиметры в год), и наименьшая — в глубинных участках, удаленных от устьев рек (доли миллиметра в год.). Установлено, что на протяжении послеледникового времени (последние 15 тыс. лет) средняя скорость седиментации в горных озерах направленно уменьшалась. Например, в озерах Тянь-Шаня за голоцен средняя скорость осадконакопления в озерах сократилась от 5.2 до 0.5 мм/год в связи со значительными уменьшением размеров оледенения и сокращением ледникового стока (Севастьянов, 1983).

В настоящее время озера внутригорных впадин (относимые к типу тектонических озер) являются наибольшими по площади и запасам водных масс. Крупные изменения в водном балансе этих озер происходили под влиянием многовековых колебаний осадков и стока. В эпохи повышенной увлажненности тектонические впадины внутригорных котловин заполнялись водой (или ледниками в зависимости от высоты). Образовывались крупные пресные проточные озера (или ледоемы, при выходе ледников из горного обрамления на дно котловины). В эпохи пониженной увлажненности проточные озера внутригорных впадин сокращали свои акватории, уровень озер понижался, они превращались в бессточные водоемы, осолонялись, расчленились на отдельные плесы и усыхали. В текущем столетии на крупных бессточных озерах горных территорий явно проявляется тенденция к усыханию, обусловленная ходом развития глобальной многовековой фазы пониженной увлажненности. Так, уровень оз. Иссык-Куль в голо-

цене испытывал значительные колебания, при которых неоднократно возникал проточный режим озера. Известно, что в VI—XV веках нашей эры уровень Иссык-Куля был примерно на 10 м ниже современного, а в XVIII—XIX веках — на 10—12 м выше современного. В течение последнего столетия уровень оз. Иссык-Куль устойчиво понижается со средней скоростью 7 см в год (Забиров, 1965; Алешинская, Бондарев, 1970; Шнитников, 1979).

Аналогичная направленность к усыханию наблюдается и на других озерах Тянь-Шаня. На оз. Сонкель, которое является слабо проточным, снижение уровня за последние 10 лет составило величину около 1 м. На оз. Чатыркель — за это же время уровень упал более чем на 1.5 м (Озера Тянь-Шаня. . ., 1980). На Памире наблюдается увеличение минерализации озер Каракуль и Сасыккуль. Значительно понизились уровни озер Ранкуль и Шоркуль. Только с 1965 по 1975 г. оз. Шоркуль почти в 2 раза сократило свои размеры и обмелело на 2.5 м (Никитин, 1975).

Таким образом, в настоящее время горные озера существуют в условиях неблагоприятного климатического фона. Некоторое увеличение ледникового стока не компенсирует возрастающие потери на испарение с поверхности озер. Более того, общеклиматическая тенденция к уменьшению общей увлажненности в ряде случаев усиливается возрастающим антропогенным воздействием на озера: разбор вод на орошение земель, промышленные и бытовые нужды.

На фоне неблагоприятной климатической тенденции возрастание антропогенных воздействий на горные озера является тревожным фактором. Деградация горных озер, которая протекает весьма интенсивно под влиянием природных экзогенных факторов, значительно усиливается хозяйственной деятельностью человека.

Подводя итог, можно отметить, что в раннем голоцене в результате коренной перестройки климата в горных странах начался распад оледенения. Подъем климатической снеговой линии и таяние ледников привело к импульсу озерообразования. Сформировались крупные приледниковые озера в предгорьях (Альпы), в межгорных и внутригорных впадинах (Кавказ, Памир, Тянь-Шань). Середина голоцена — атлантический период, — как известно, отличалась наиболее теплым и влажным климатом, который способствовал интенсивному таянию ледников и отступанию их высоко в горы. Этот период отличался увеличением стока, интенсивным изостатическим поднятием гор и усилением эрозионных процессов, что в совокупности привело к спуску большинства крупных озер и уменьшению общей озерности горных территорий. Наконец, поздний голоцен, сопровождающийся возрастающей аридизацией климата, дифференциацией рельефа и дальнейшим сокращением масштабов оледенения, также характеризуется постепенным сокращением озерности гор. «Озерный пояс» в горах в течение голоцена перемещался все выше, в соответствии с отступающим оледенением. Природное уменьшение озерности горных стран и сокращение водных

ресурсов гор в настоящее время усиливается под воздействием антропогенных факторов. Определяющим в развитии горных озер является природный климатический фон. Антропогенное влияние, накладываясь на этот фон, ускоряет деградацию горных озер, активизирует процесс естественного эвтрофирования водоемов.

Литература

Алешинская З. В., Бондарев Л. Г. Колебания уровня Иссык-Куля в позднем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Вопросы географии, вып. 79. М., 1970, с. 133—146.

Ефремов Ю. В. Генетическая классификация горных озер Западного Кавказа. Сб. работ Рост. ГМО, вып. 17. Л., 1980, с. 109—118.

Жуков Н. Н., Стависский Я. С. Некоторые сведения об озерах Киргизии. Л., 1975, с. 96—108 [Тр. САРНИГМИ, вып. 2. (83)].

Забиров Р. Д. Древнее и современное оледенение хребта Терской Алатау и колебания уровня озера Иссык-Куль. — Изв. АН Кирг. ССР, 1965, вып. 2, с. 26—41.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963, 551 с.

Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970. 288 с.

Максимов Е. В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л., 1972. 296 с.

Максимов Е. В. Ледниковое прошлое хребта Киргизский Алатау. Л., 1980. 184 с.

Никитин А. М. О современном состоянии бессточных озер Восточного Памира. Л., 1975, с. 76—86 [Тр. САРНИГМИ, вып. 2(83)].

Никитин А. М. Морфометрия и морфология озер Средней Азии. Л., 1977, с. 4—21. [Тр. САРНИГМИ, вып. 50(131)].

Озера Тянь-Шаня и их история. Л., 1980, с. 232.

Севастьянов Д. В. О некоторых закономерностях развития высокогорных озер Тянь-Шаня и их палеогеографическом значении. — Изв. ВГО, 1979, вып. 6, с. 495—500.

Севастьянов Д. В. Особенности современной эволюции горных озер. — Изв. ВГО, 1983, вып. 1, с. 3—11.

Тронов М. В. Ледники и климат. Л., 1966. 408 с.

Тушинский Г. К. Ритмы в динамике оледенения и снежности Кавказа. — Вестн. МГУ, 1960, № 1, с. 31—36.

Шнитников А. В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки. — В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с. 7—38.

Шнитников А. В. Озеро Иссык-Куль. Природа, охрана и перспективы использования озера. Фрунзе, 1979. 85 с.

Щербакова Е. М. Рельефообразующая деятельность плейстоценового оледенения на Алтае. — Вест. МГУ, География, 1974, № 5, с. 18—26.

Adrian H. Die geologische Geschichte Aaretals zwischen Thun und Bern. Schweiz. — Naturschutz. 1963, Bd 29, N 1, S. 24—36.

Staub W. Wesentliche Phasen der Würmeiszeit und der Nacheiszeit im Schweizerischen Mittelland. — Jahresber. Geogr. Ges., 1961, N 45, S. 48—56.

ОЗЕРНЫЕ БАССЕЙНЫ АРИДНЫХ И ГУМИДНЫХ ОБЛАСТЕЙ МОНГОЛИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

Климат, наряду с рельефом, является одним из ведущих географических факторов, оказывающих решающее влияние на ход экзогенных процессов, происходящих на поверхности суши, на условия осадконакопления и состав растительности и животного мира. Естественно в связи с этим, что многие характерные черты древних континентальных толщ и морфологические особенности ископаемой флоры в значительной мере отражают характер палеоклиматов соответствующих им эпох. Так, например, широко известно, что угленосность и сероцветность осадочных толщ, преобладание в их разрезах аллювиальных фаций и каолинитовый состав глинистых компонентов указывают на гумидный климат места и времени их формирования. Напротив, такие признаки, как красноцветность, повышенная карбонатность и соленосность отложений и широкое развитие в них пролювиальных фаций являются свидетельством засушливых климатических условий. Хорошим показателем климата областей денудации и сноса являются коры выветривания, однако древние коры выветривания в ископаемом состоянии встречаются довольно редко. Поэтому для выяснения климата областей сноса в большинстве случаев также приходится использовать данные по литолого-фациальному составу отложений соседних с ними зон аккумуляции и характеру заключенных в них фаунистических и флористических комплексов.

Территория Монгольской Народной Республики в отличие от многих других внутриконтинентальных регионов Азии выгодно отличается полнотой разреза и широким площадным распространением мезозойских континентальных образований. Вследствие этого эволюция позднемезозойских палеоклиматов может быть здесь восстановлена с достаточной степенью надежности и детальности.

Анализ важнейших литолого-фациальных признаков различных по возрасту юрских и меловых континентальных толщ МНР, особенностей содержащихся в них остатков ископаемой фауны и флоры, а также изменения состава и цвета разновозрастных толщ и заключенных в них комплексов ископаемых органических остатков по площади свидетельствуют о том, что климат Монголии в течение позднего мезозоя испытывал неоднократные изменения и, начиная с поздней юры, не был одинаковым на всей ее территории. Характерно при этом, что, как и ныне, наиболее засушливым

климатом в позднеюрско-меловое время обладали южные и юго-западные районы МНР. Данное обстоятельство указывает на то, что характер атмосферной циркуляции над территорией Монголии и соседних с нею регионов Азии в позднем мезозое ненамного отличался от существующей в настоящее время.

Изменчивость климатических условий на территории МНР в позднемезозойское время проявлялась в смене эпох гумидного, аридного и семиаридного палеоклиматов. Эпохи гумидизации климата соответствовали периодам талассократического (по В. М. Сеницыну, 1966) развития Азии, т. е. периодам наступления моря на сушу и опусканиям значительной части материков. К таковым в позднем мезозое относятся ранняя и средняя юра и, в меньшей мере, апт-альб (на территории МНР начало апт-альба). Аридные и субаридные эпохи совпадают с периодами геократического развития континентов, т. е. эпохами подъема и разрастания континентов. В. М. Сеницын (1966) к этой эпохе относит позднеюрское и меловое время. Помимо указанных причин на изменение палеоклиматов Монголии существенное влияние в отдельные периоды оказывала перестройка ее рельефа, в частности, возникновение горных барьеров на пути влажных ветров со стороны океанов и морей, а также повышение или снижение общего ее гипсометрического уровня, обусловленное тектоническими процессами, происходившими на территории МНР в это время.

Кроме периодических изменений климата, в юрское и меловое время имели место и его сезонные колебания. Об этом свидетельствуют годовые кольца роста у деревьев юрско-раннемелового времени, факты опадения листвы и некоторые другие данные.

Температурный режим также не оставался постоянным в течение позднего мезозоя. С ранней и средней юры к позднему мелу климат становился все более и более теплым и лишь в начале апт-альба произошло некоторое его временное похолодание. В целом, однако, колебания эти были не очень значительными и не выходили за пределы температур, свойственных зонам современных тропиков и субтропиков. Об этом достаточно определенно свидетельствуют литологические особенности позднемезозойских отложений МНР, состав содержащихся в них остатков флоры и фауны, среди которых повсеместно присутствуют лишь теплолюбивые формы, а также результаты биогеохимического анализа раковин озерных моллюсков (Колесников, 1982).

Отмеченная выше климатическая зональность, проявлявшаяся на территории МНР с конца юры до конца позднего мела, объясняется пограничным расположением этой территории между позднемезозойской зоной жаркого аридного климата, занимавшей, по данным В. М. Сеницына (1962), Среднюю и Переднюю Азию, Казахстан, Западный и Северный Китай и юг Монголии, и зоной более влажного теплоумеренного климата Северо-Восточной Азии, захватывавшей северные и северо-восточные районы Монголии. В эпохи общего увлажнения или аридизации климата происходило соответственно сужение или расширение азиатской

аридной зоны, приводившее к смещению границ климатических зон и на территории МНР, а также к возникновению здесь зон умеренно влажного, семиаридного и субаридного климата, т. е. промежуточных между указанными выше. Одной из важных причин, способствовавших проявлению климатической зональности, несомненно, являлась разница в высотных отметках западных и северных регионов МНР, с одной стороны, и ее южных регионов, с другой. Первые, как и ныне, были более высокими и получали влаги, приносимой ветрами с запада и северо-запада, больше, чем вторые (Шувалов, 1982). В раннем мелу отчетливо ощущалось влияние влажных ветров со стороны Тихого океана, т. е. с востока, вследствие чего даже юго-восточные районы Монголии попадали в зону умеренно влажного климата. Видимо, в это время Хинганский горный барьер либо еще не существовал, либо характеризовался незначительными абсолютными и относительными высотами.

Изменения климатических условий, происходившие на территории МНР в течение позднемезозойского времени, существенно отражались на степени и характере ее обводнения на том или ином этапе, на многих особенностях ее озерных водоемов и составе их фауны и флоры; в ряде случаев они оказывали прямое воздействие и на сам процесс возникновения и развития озер, равно как и на их исчезновение. Что касается пространственного распространения озерных бассейнов, то оно зависело не столько от климата, сколько от рельефа и особенностей тектонических движений в зонах поднятий и погружений, также существенно менявшихся на протяжении позднего мезозоя. В юрское и раннемеловое время на территории Монголии преобладали активные дифференцированные движения, способствовавшие возникновению в различных ее регионах горных поднятий и разделявших их систем межгорных впадин, в которых и происходило развитие озерных бассейнов. В позднем мелу движения на всей территории МНР приобрели спокойный, близкий к платформенному характер. Северные, северо-восточные и западные регионы испытывали в это время общее слабое поднятие, а южные и юго-восточные, гобийские регионы — общее опускание. В пределах последних и происходило развитие позднемеловых озер Монголии. Широкому распространению озер в гобийских районах, располагавшихся в это время в зоне засушливого климата, способствовал большой приток речных вод с севера и запада Монголии, где климат в позднем мелу был значительно более влажным, чем на юге и юго-востоке МНР.

Ниже коротко остановимся на важнейших чертах юрских и меловых палеоклиматов Монголии, на характере проявления палеоклиматической зональности на ее территории в это время и на особенностях озерных бассейнов МНР на каждом из рассматриваемых этапов.

Первый из рассматриваемых этапов (ранне-среднеюрский) соответствует периоду максимального увлажнения территории

МНР и Азии в целом за все мезозойское время (Синицын, 1962, 1966). В это время во всех депрессионных зонах Монголии (Предалтайской, Предханхуэйской, Верхнеселенгинской, Предхэнтэйской, Восточногобийской, Северогобийской и др.) происходило формирование однотипных аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных сероцветных, в различной степени угленосных осадочных толщ, сложенных песчаниками, гравелитами, глинами, аргиллитами и конгломератами с хорошо окатанной галькой и кремнисто-глинистым цементом. При этом грубообломочные образования, как правило, слагают низы нижне-среднеюрских свит, а тонкообломочные — их верхние части. Все вышеуказанные черты ниже-среднеюрских отложений Монголии, объединяемых в хамархубуринский горизонт (Мартинсон, 1975; Шувалов, 1982), а также постоянное присутствие, а нередко и преобладание каолинита в их глинистых фракциях (Сочава, 1975) указывают на равномерно влажный, гумидный климат всей территории МНР в рассматриваемое время. Об этом же свидетельствуют и каолиновые, местами близкие к латеритовым коры выветривания данной эпохи (Ефремов, 1954), а также морфологические особенности растительных остатков, среди которых преобладают влаголюбивые виды хвойных, гинкговых и папоротников. Одновременно все остатки фауны и флоры, обнаруженные в ниже-среднеюрских отложениях Монголии, указывают на то, что температурный режим данной эпохи был близок к субтропическому (Ефремов, 1955; Синицын, 1962, 1966; Мартинсон, 1961 и др.).

Анализ фациального состава нижней и средней юры МНР и характера растительности этой эпохи свидетельствует о сильной обводненности ее территории в это время. Однако обводненность ее, судя по повсеместному преобладанию аллювиальных фаций, была связана главным образом с широко разветвленной речной сетью как в зонах поднятий, так и в зонах опусканий. Ограниченное площадное развитие лимнических и озерно-болотных образований указывает на то, что озерные бассейны имели распространение не во всех впадинах и не отличались за редким исключением значительными размерами. Большая часть озер представляла собой относительно неглубокие, часто проточные водоемы, возникшие в пойменных участках долин рек и в понижениях обширных аллювиальных равнин. Воды ранне-среднеюрских озер МНР были обогащены продуктами гниения растительных остатков, содержали в себе мало кислорода и извести и по биологическому типу приближались к категории дистрофных водоемов. В них обитала бедная в видовом отношении типичная пресноводная фауна с тонкостенными раковинами (ферганоконхи, униониды, тутуеллы и др.), немногочисленные виды остракод, конхострак и ганоидных рыб (Мартинсон, 1975, 1982; Шувалов, 1975а, 1982 и др.).

Отдельные озера этой эпохи нередко зарастали водной и прибрежной растительностью и превращались в болота, где происходило формирование мощных торфяников, давших начало

юрским углям, имеющим местами (Сайхан-Обо, Эгин-гол, Цаган-Обо и др.) промышленное значение.

Пространственное распространение основных озерных бассейнов ранне-среднеюрского времени на территории МНР показано нами на рис. 1.

Наиболее четко зависимость развития озерных бассейнов от климата может быть прослежена на примере поздней юры, неокома и начала апт-альба. В течение всего этого времени расположение основных депрессионных зон на территории МНР практически оставалось неизменным, несколько изменялся лишь характер рельефа областей сноса и аккумуляции. В то же время климат этих эпох был существенно различным.

В поздней юре на крайнем севере и северо-востоке климат по-прежнему оставался гумидным, и здесь местами продолжалось формирование слабо угленосных, во многом сходных с нижне-среднеюрскими сероцветных отложений аллювиального и озерно-аллювиального генезиса. Во впадинах Западной, Центральной, Южной и Восточной Монголии, т. е. на большей части ее территории, происходило накопление красноцветных, преимущественно грубообломочных отложений — конгломератов и конгломератобрекчий с прослоями и линзами гравелитов, разнозернистых песчаников и щебнистых глин. Весьма характерна плохая сортировка и «местный» состав обломочного материала этих пород, свидетельствующие об их преимущественном пролювиальном и аллювиально-пролювиальном генезисе. Значительно реже в разрезах верхнеюрских свит Монголии, объединяемых нами в шарилинский горизонт, присутствуют типично озерные фации, представленные красноцветными и пестроцветными тонкослоистыми глинами и песчаниками, иногда с прослоями и линзами мергелей и гипса. Наиболее часто озерные осадки наблюдаются в верхних частях разрезов свит шарилинского горизонта и лишь в Ошинуринской, Дзурумтайской и некоторых других впадинах этого времени озерные фации имеют широкое распространение по разрезу. Характерна небольшая мощность и невыдержанность озерных осадков по простиранию. Все вышеприведенные данные, а также преимущественный карбонатный и железисто-карбонатный цемент обломочных пород шарилинского времени и почти полное отсутствие в них растительных остатков свидетельствуют о жарком и засушливом климате указанных регионов Монголии в позднеюрское время. В то же время красноцветность пород указывает на то, что годовая сумма атмосферных осадков здесь не могла быть меньше 500—800 мм, ибо при меньшем их количестве процессы красноземного выветривания прекращаются (Синицын, 1966). Очевидно, этого количества осадков было достаточно, чтобы даже в условиях жаркого климата и очень сильного испарения в горных районах этой зоны Монголии могли существовать отдельные относительно крупные реки, доносившие свои воды до некоторых впадин юга, востока и запада МНР.

Литологические особенности лимнических отложений поздне-

юрской аридной зоны Монголии и состав найденных в них органических остатков дают возможность предположить, что озера этой зоны представляли собой слабо осолоненные, преимущественно конечные водоемы открытого типа с широкой литоральной зоной, в хорошо аэрируемых водах которой произрастали некоторые виды харовых водорослей (Кянсеп-Ромашкина, 1982) и обитали немногочисленные виды моллюсков, остракод и изредка филопод (Мартинсон, 1975; Шувалов, 1975а; Шувалов, Трусова, 1976). Размеры озер, как правило, были невелики и не оставались постоянными во времени. В особо засушливые эпохи они резко сокращались по площади, а иногда и полностью пересыхали. Об этом свидетельствуют небольшие мощности позднеюрских озерных отложений Монголии и невыдержанность лимнических фаций как по вертикали, так и по латерали. Лишь в Дзурумтайской, Ошинуринской и некоторых других впадинах поздней юры озера существовали довольно длительное время и достигали нескольких сотен квадратных километров по площади (рис. 2).

В гумидной зоне Монголии крупных озерных бассейнов в поздней юре тоже не было. Небольшие озерные бассейны Шарингольской и некоторых других впадин Северной Монголии по своему характеру были близки к ранне-среднеюрским озерам МНР.

В неокоме произошло выравнивание климата территории МНР за счет его некоторого увлажнения на западе, юге, востоке и в центре и аридизации на севере и северо-востоке. Однако и в это время он не был одинаковым на всей территории. Западные и юго-западные районы МНР по-прежнему располагались в зоне более засушливого (семиаридного) климата, в то время как на остальной части Монголии установились умеренно-влажные климатические условия. Граница между этими климатическими зонами была не столь четкой, как между аридной и гумидной зонами поздней юры и существенно продвинулась по сравнению с последней к юго-западу (рис. 3).

Увлажнение климата на большей части территории МНР способствовало усилению эрозионной деятельности рек и временных потоков в зонах поднятий и, в конечном счете, существенному сглаживанию их рельефа, и изменению условий осадконакопления во впадинах. В большинстве впадин Монголии, заложившихся еще в поздней юре, в начале и середине раннего мела (цаганцабское и шинхудукское время) происходило формирование главным образом лимнических сероцветных отложений, представленных разнородными песчаниками, глинами, глинистыми и карбонатно-глинистыми сланцами, мергелями, слоистыми туфами с прослоями доломитов и известняков. Во впадинах Западной и Юго-Западной Монголии неокотские отложения, как правило, пестроцветные и практически не содержат в своем составе битуминозных глинистых сланцев и глинисто-карбонатных сланцев, широко развитых в верхах неокома Центральной, Юго-Восточной и Северо-Восточной Монголии (Девяткин и др., 1975). Некоторые

разрезы неокомских отложений в центре и на востоке МНР содержат в себе небольшие по мощности прослой углей. Характерно ритмичное переслаивание песчаников, глин, сланцев, доломитов и других пород в большинстве разрезов неокома МНР. Фации рек и временных потоков, представленные сероцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и конгломератобрекчиями, встречаются значительно реже, пространственно тяготеют к краевым частям неокомских впадин, не отличаются большими мощностями (до 100—150 м) и чаще всего развиты в нижних частях цаганцабских и шинхудукских толщ.

Указанные климатические условия не были постоянными в течение всего неокомского времени: относительно влажные периоды сменялись более засушливыми, во время которых климат даже северных и северо-восточных регионов МНР становился семиаридным и субаридным. В эти периоды, видимо, и накапливались известняки, доломиты, глинисто-карбонатные сланцы. Несомненно имели место и сезонные колебания климата, которыми только и можно объяснить тончайшую слоистость доломитов, глинисто-карбонатных и «бумажных сланцев».

Преобладание сугубо лимнических фаций в разрезах неокомских толщ МНР, широкое площадное распространение и значительные мощности свидетельствуют о том, что озера в это время длительно существовали в большинстве впадин Монголии и характеризовались крупными размерами. Нередко они занимали почти всю площадь впадин. Судя по составу осадков рассматриваемого времени, неокомские озера Монголии были значительно более глубокими, чем юрские. На это указывает и состав ископаемой фауны моллюсков и остракод, обнаруженной в цаганцабских и шинхудукских отложениях (Мартинсон, 1975; Неуструева, 1982; Сочава, 1975; Шувалов, 1975в, 1982 и др.). Об относительной глубоководности неокомских озерных бассейнов Монголии говорит и почти полное отсутствие харовых водорослей в отложениях этой эпохи, обычно весьма обильных в осадках мелководных озер. Воды этих водоемов характеризовались слабой минерализацией (0.2—1.2 %) и среднегодовыми температурами от +17 до +20 °С (Колесников, 1982). На невысокую степень минерализации озерных водоемов неокома Монголии указывает и состав их лимнобиоса, представленного исключительно пресноводными формами моллюсков, остракод, конхострак, рыб и водных насекомых (Мартинсон, 1975 и др.).

В неокоме существенно, по сравнению с поздней юрой, изменился характер растительного покрова на большей части территории МНР. Обнаруженные в отложениях неокома остатки листовой флоры и спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о широком распространении лесных ландшафтов не только на севере, но и на юге МНР. В составе окружавших неокомские водоемы лесов преобладали теплолюбивые хвойные, главным образом, представители семейства Рипасаеа, гинкговые и различные виды папоротников и хвощей. Наряду с ними в ряде мест

(районы Анда-Худука и сомона Манлай) обнаружены листья и пыльца покрытосеменных (Братцева, Новодворская, 1976; Красилов, 1980). Все эти данные, а также угленосность некоторых неокомских разрезов не согласуются с мнением отдельных исследователей (Синицын, 1962, 1966; Сочава, 1975 и др.) об аридных климатических условиях во время формирования неокомских отложений Монголии и сопредельных с нею регионов Забайкалья и Северо-Восточного Китая.

Обилие растительной и животной органики в неокомских озерах МНР, наряду с восстановительной средой зоны осадко-накопления, благоприятствовало образованию на дне водоемов сапропелевых илов, послуживших исходным продуктом для формирования горючих сланцев и нефти в ряде впадин Восточной и Юго-Восточной Монголии (Дзунбаинской, Тамцагской, Нилгинской, Чойбалсанской и др.). В целом неоком — это период наибольшего распространения крупных озер на территории МНР за все мезозойское, да и кайнозойское время. Естественно, неокомские бассейны были значительно более разнообразными, чем мы их выше обрисовали, и по размерам, и по глубинам (последние у многих озер не были постоянными и во времени), и по солености (озера запада и юга МНР были более солеными, чем северной и восточной частей МНР) и т. д.

Учитывая особенности распространения климатических зон на территории Монголии на данном этапе, можно предположить, что влажные массы воздуха в это время поступали сюда не столько с запада (как в поздней юре), сколько с востока, т. е. со стороны Тихого океана.

В начале апт-альба произошло дальнейшее весьма существенное увлажнение и некоторое похолодание климата Монголии. Особенно значительным оно было на севере, в центре, на востоке и юго-востоке МНР, где отложения этого (хухтыкского) времени повсеместно представлены сероцветными песчаниками, глинами, глинистыми сланцами, гравелитами и конгломератами с прослоями и линзами углей. Характерно обилие остатков окремненной древесины и отпечатков листьев и стеблей растений, однозначно указывающих наряду с литолого-фациальными особенностями вмещающих их отложений на теплый и гумидный климат этих регионов Монголии в начале апт-альбского времени (Шувалов, 1982). В составе лесной растительности гумидной зоны Монголии повсеместно преобладали представители семейства сосновых, араукариевые, болотные кипарисы и различные виды папоротников. Широким развитием пользовались покрытосеменные. Представительство гинкговых, напротив, по сравнению с юрой и неокомом существенно уменьшилось (Братцева, Новодворская, 1975; Ларищев, 1955 и др.). По мнению А. А. Ларищева, изучавшего окаменелую древесину из хухтыкских отложений Юго-Восточной Монголии, климат ее в это время был близок к климату современных влажных субтропиков.

В западных и южных районах Монголии климат был менее

влажным, но более теплым, чем на севере и востоке МНР. Здесь в хухтыкское время формировались преимущественно пестроцветные, в конце этапа местами даже красноцветные озерные, аллювиальные и пролювиальные образования. В отдельных районах Южной и Западной Монголии (Ингэниховурская, Ихэснурская и другие впадины) эти отложения даже загипсованы. Растительные остатки в них встречаются редко, отсутствуют в них и угольные прослои. Все эти признаки свидетельствуют о жарком семиаридном климате, господствовавшем здесь в течение большей части хухтыкского времени.

В гумидной зоне Монголии в хухтыкское время озерные условия осадконакопления широко сочетались с речными и озерно-болотными. За редким исключением, озера этого климатического пояса характеризовались небольшими размерами и глубинами, были пресноводными и проточными, нередко заболачивались. Во многих районах Центральной, Восточной и Северо-Восточной Монголии с этим периодом связано промышленное угленакопление (Баганур, Овдог-Худук, Налайха и др.). Преимущественным развитием озерные бассейны в этой зоне пользовались в начале хухтыкского времени. К концу этапа почти во всех впадинах гумидной зоны МНР происходило формирование мощных (до 300—500 м) толщ косослоистых сероцветных песчаников, гравелитов и конгломератов, часто содержащих в себе прекрасной сохранности кремневые древесные пни и стволы. Хорошая окатанность обломочного материала этих аллювиальных отложений и постоянное присутствие в нем экзотических галек указывают на дальность его переноса и многоводность речных артерий хухтыкского времени.

В зоне семиаридного климата, на юге и западе МНР, судя по широкому распространению озерных фаций по разрезу и простиранию хухтыкских толщ и их мощностям, во впадинах преобладали озерные условия осадконакопления. По своим размерам и глубинам озера этой зоны Монголии существенно превосходили таковые гумидной зоны. Площадь некоторых из них, например, Ингэниховурского, достигала более тысячи квадратных километров (Мартинсон, Шувалов, 1976). Значительно большим было и время их существования.

Хухтыкские озера Западной и Южной Монголии представляли собой, как правило, конечные бессточные водоемы с изменчивым гидродинамическим режимом и повышенной соленостью вод, достигавшей 6—10‰ (Колесников, 1982). В широкой литорали этих водоемов произрастали обильные харовые водоросли, обитали многочисленные и разнообразные моллюски, в том числе крупные с толстостенными раковинами сайншандии и псевдохирии, а также остракоды, конхостраки и водные черепахи (Мартинсон, Шувалов, 1976; Неуструева, 1982; Шувалов, 1982 и др.). Среднегодовые температуры воды этих водоемов составляли около +22 °С (Колесников, 1982), т. е. были близки к температурным показателям зоны современных субтропиков и тропиков.

Для климата Монголии в начале апт-альба была характерна

сезонная контрастность. Она четко устанавливается по наличию годовых колец роста у хухтыкских деревьев, по микроструктурам нарастания экзоскелетов *Unio*, *Suneopsis* и других лимнических моллюсков из отложений этого возраста и по ряду других показателей (Колесников, 1982; Шувалов, 1982).

Характер распространения климатических зон на территории МНР в начале апт-альба (рис. 4) свидетельствует о том, что в это время, как и в неокоме, на климат ее главное влияние оказывали влажные восточные ветры со стороны Тихоокеанских морей, а проникновению влаги с запада, по-прежнему, видимо, препятствовал Алтай-Саянский горный барьер.

В целом климатические условия Монголии и особенности ее палеогеографии в начале апт-альбского времени (Шувалов, 1982) благоприятствовали широкому развитию озерных водоемов в большинстве депрессивных зон этого этапа, особенно на юге и западе МНР, хотя по времени существования и размерам хухтыкские озера значительно уступали неокомским (цаганцабским и шинхудукским) озерным бассейнам.

В конце апт-альба (барунбаянское время) климат Монголии вновь резко аридизируется. Об этом свидетельствуют литолого-фашиальные черты соответствующих этому этапу отложений барунбаянской свиты (Шувалов, 1982), развитых исключительно в южных и юго-восточных регионах МНР. Сложены они в основном плохо отсортированными конгломератобрекчиями, конгломератами, разнозернистыми песчаниками, гравелитами и щелнистыми глинами, сходными с верхнеюрскими образованиями аридной зоны МНР, но отличающимися от последних значительно меньшими мощностями. В некоторых разрезах барунбаянской свиты, приуроченных к центральным частям Олдахухидской, Сайшандинской, Тамцагской и некоторых других впадин северной части Гоби, присутствуют, наряду с вышеуказанными красноцветами, пестроцветные тонкослоистые глины и песчаники с прослоями мергелей озерного генезиса. Значительно реже небольшие по мощности (до 10—15 м) линзы озерных глин и мергелей встречаются в краевых частях впадин барунбаянского времени, например, на юге Олдахухидской и Цогтобинской впадин, в урочищах Барун-Баян и Дзун-Баян (Шувалов, 1975а). Линзовидный характер этих слоев, их небольшие мощности и ограниченное площадное развитие указывают на то, что озера в краевых частях этих впадин возникали лишь в периоды увлажнения климата, были невелики по размерам и существовали крайне непродолжительное время. Несколько более крупными были озера, развитые в центральных частях барунбаянских впадин. Здесь они, судя по мощностям лимнических толщ, достигающих местами 50—60 м и более, существовали в течение почти всего барунбаянского времени (рис. 5).

Как и позднеюрские озера Южной Монголии, озера рассматриваемой эпохи отличались в целом небольшими глубинами, повышенной соленостью вод и относились преимущественно

к категории бессточных конечных водоемов открытого типа. В периоды длительных засух они резко сокращались по площади, вплоть до полного исчезновения (особенно в краевых частях впадин). В них обитали немногочисленные виды полупресноводных моллюсков и остракод (Мартинсон, 1982; Барсболд, 1972; Станкевич, 1982), местами произрастали харовые водоросли (Кянсеп-Ромашкина, 1982). Никаких других растительных остатков в отложениях барунбаянской свиты обнаружить пока не удалось. Само их отсутствие, наряду с морфологическими особенностями озерной фауны и флоры, лишней раз указывает на жаркий, засушливый климат гобийских районов Монголии в рассматриваемое время. Что касается климата западных и северных регионов МНР в это время, то прямых данных о нем нет. Преобладание речных фаций в некоторых разрезах барунбаянской свиты на севере Гоби дает возможность предположить, что приносившие сюда обломочный материал реки были достаточно многоводными и не пересыхающими даже в засушливые периоды. Естественно, такие реки могли брать свое начало лишь в зонах повышенного увлажнения, к которым, видимо, и относились горные районы Северной и Западной Монголии. Одновременно климат этих районов МНР в силу их общей значительной приподнятости был, очевидно, и более прохладным, чем на юге и юго-востоке МНР.

На крайнем востоке и юго-востоке Монголии климат в барунбаянское время, судя по широкому развитию в составе одноименной свиты не характерных для нее сероцветных отложений (Тамцагская и Нилгинская впадины), был, вероятно всего, близок к семиаридному (рис. 5), занимая промежуточное положение между климатом северных и южных районов МНР.

В позднем мелу территория МНР развивалась в условиях спокойного тектонического режима, близкого, по характеру движений к платформенному (Николаева, Шувалов, 1969; 1975б и др.). В это время отчетливо обособилась область плавного общего опускания, включавшая в себя южные и юго-восточные регионы Монголии (Гобийский прогиб, или Гобийская плита), и обширная область Северомонгольского поднятия, охватывавшая западные, северные, северо-восточные и частично центральные районы МНР (Шувалов, 1975б). Осадконакопление в позднем мелу было ограничено исключительно южными и юго-восточными, гобийскими регионами; на остальной части Монголии повсеместно господствовали процессы денудационного выравнивания и сноса. Климат Южной и Юго-Восточной Монголии, судя по литолого-фациальному составу отложений баинширэнской (сеноман-сантон), барунгойотской (сантон-кампан) и нэмэгэтинской (маастрихт) свит и особенностям заключенных в них остатков ископаемой фауны и флоры, по-прежнему оставался жарким и засушливым, хотя не был постоянным в течение всего позднего мела. Северные и западные, более приподнятые районы МНР отличались более влажным, семиаридным и умеренно-влажным климатом. Об этом, в частности, говорит каолиновый состав верхнемеловых кор

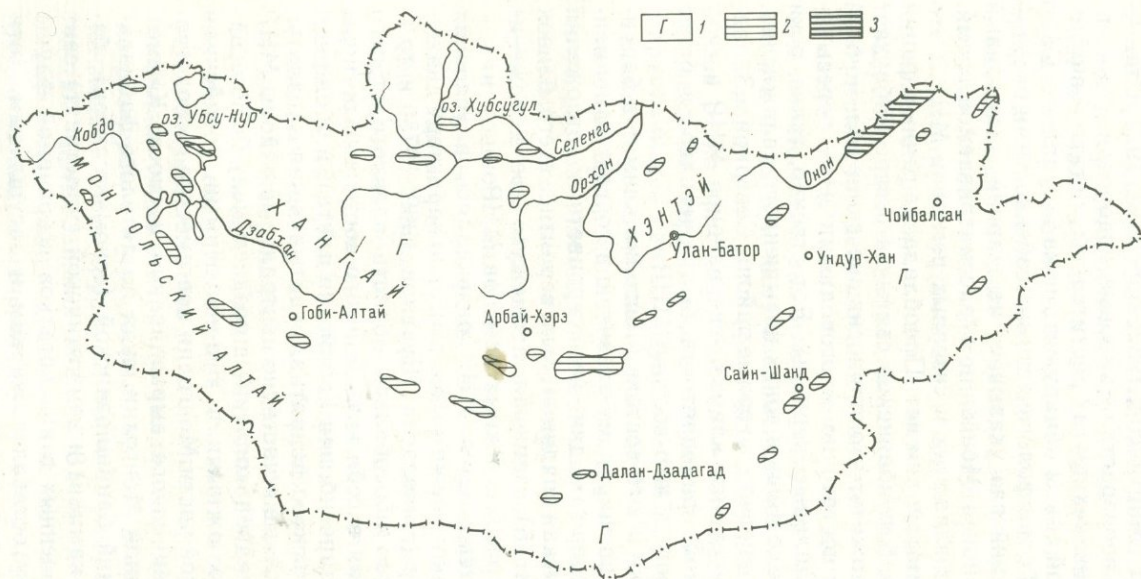


Рис. 1. Схема распространения озерных бассейнов Монголии в ранне-среднеюрское (хамархубуринское) время:
 1 — гумидная климатическая зона, 2 — озерные бассейны, 3 — морской залив.

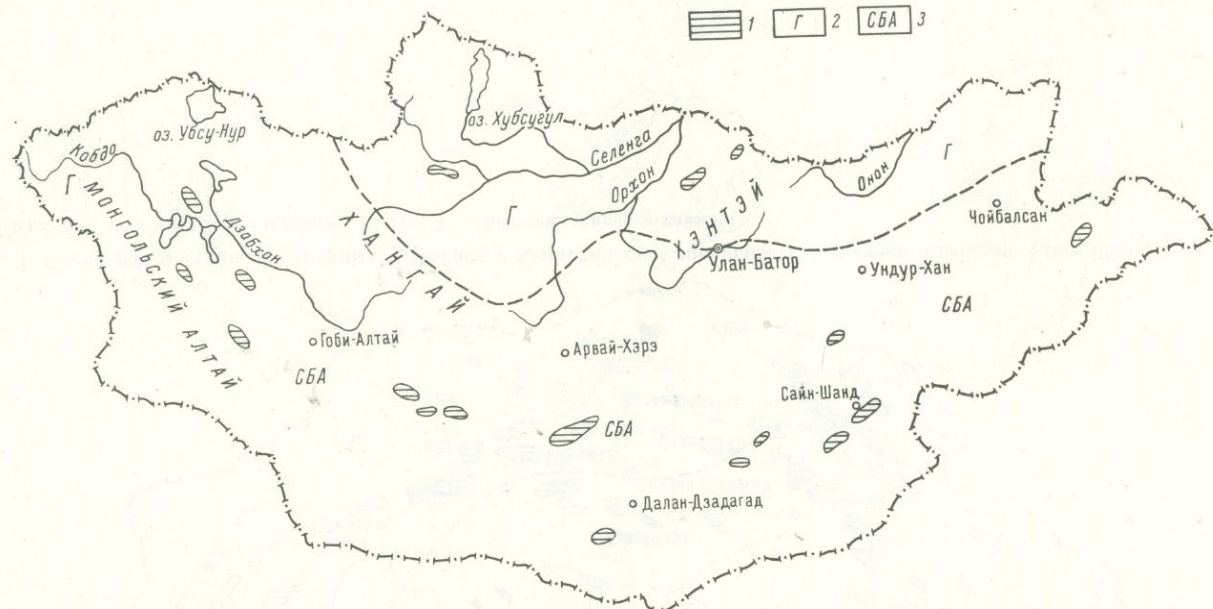


Рис. 2. Схема распространения озерных бассейнов и климатической зональности Монголии в позднеюрское (шарилинское) время:
 1 — озера, 2 — гумидная зона, 3 — аридная зона.

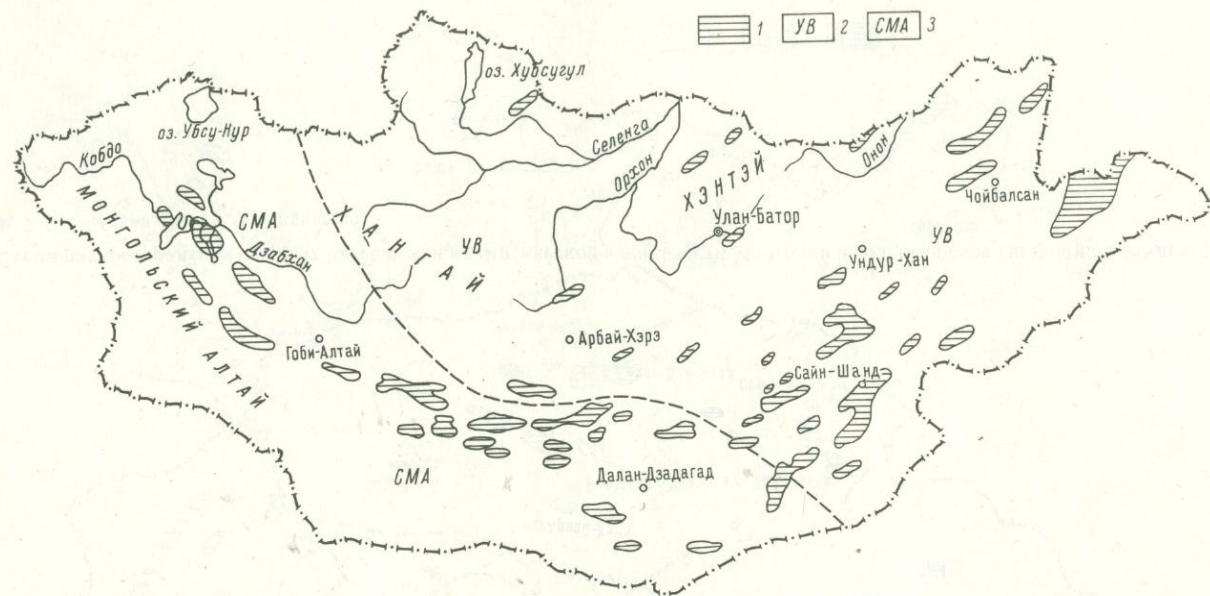


Рис. 3. Схема распространения озерных бассейнов и климатической зональности Монголии в неокоме (цаганцабское время):
1 — озера, 2 — зона умеренно влажного климата, 3 — зона семиаридного климата.

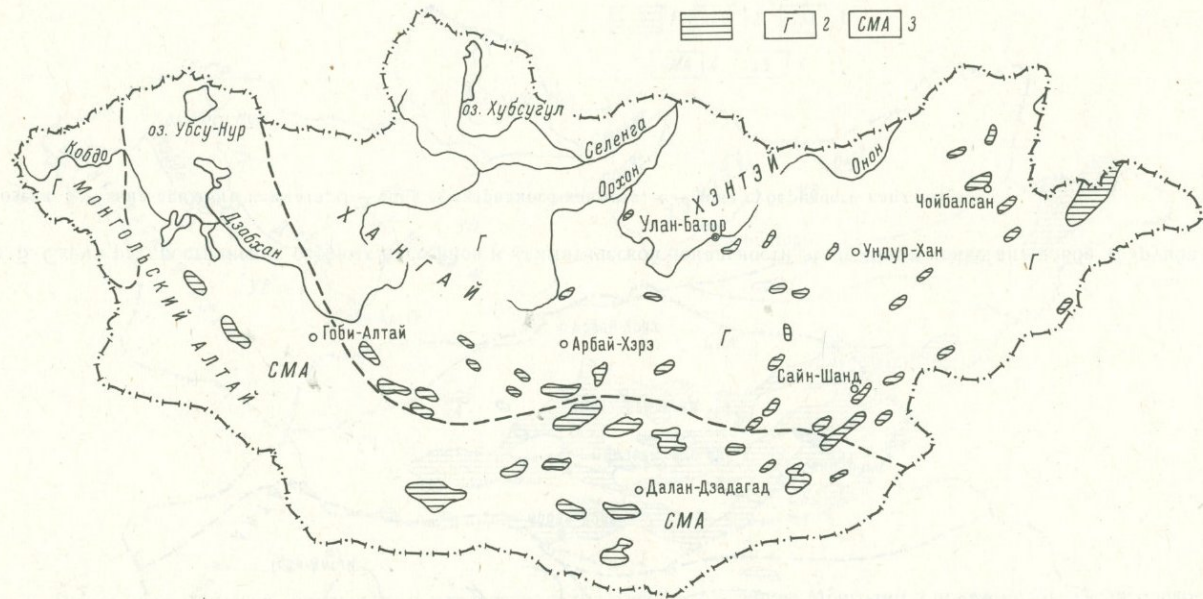


Рис. 4. Схема распространения озерных бассейнов и климатической зональности Монголии в начале апт-альба (хухтыкское время):

1 — озера, 2 — зона гумидного климата, 3 — зона семиаридного климата.

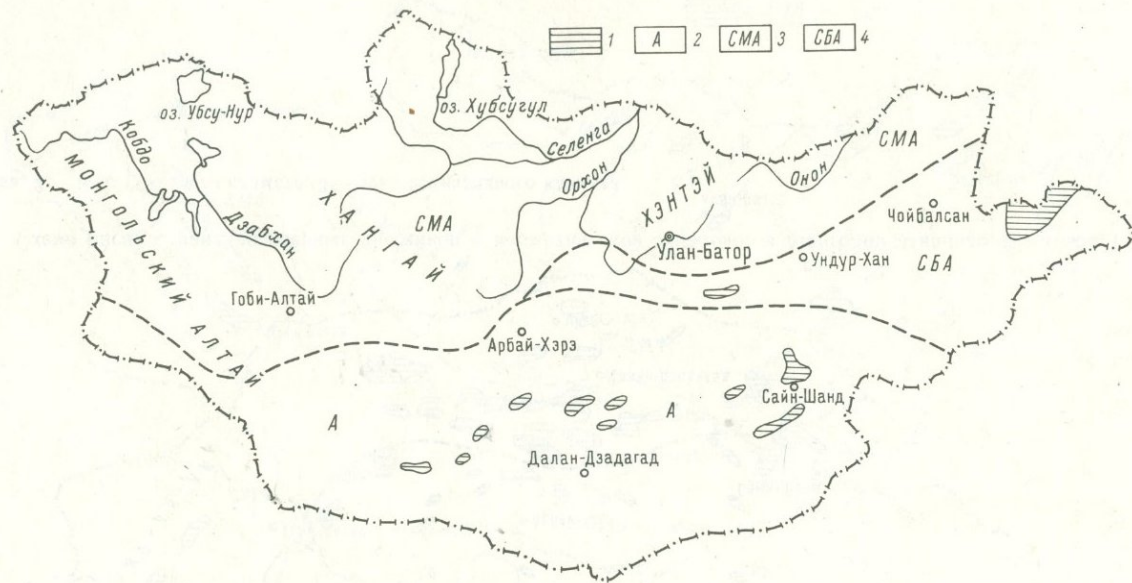


Рис. 5. Схема распространения озерных бассейнов и климатической зональности Монголии в конце апт-альба (барунбянское время):

1 — озера, 2 — зона аридного климата, 3 — зона семиаридного климата, 4 — зона субаридного климата.

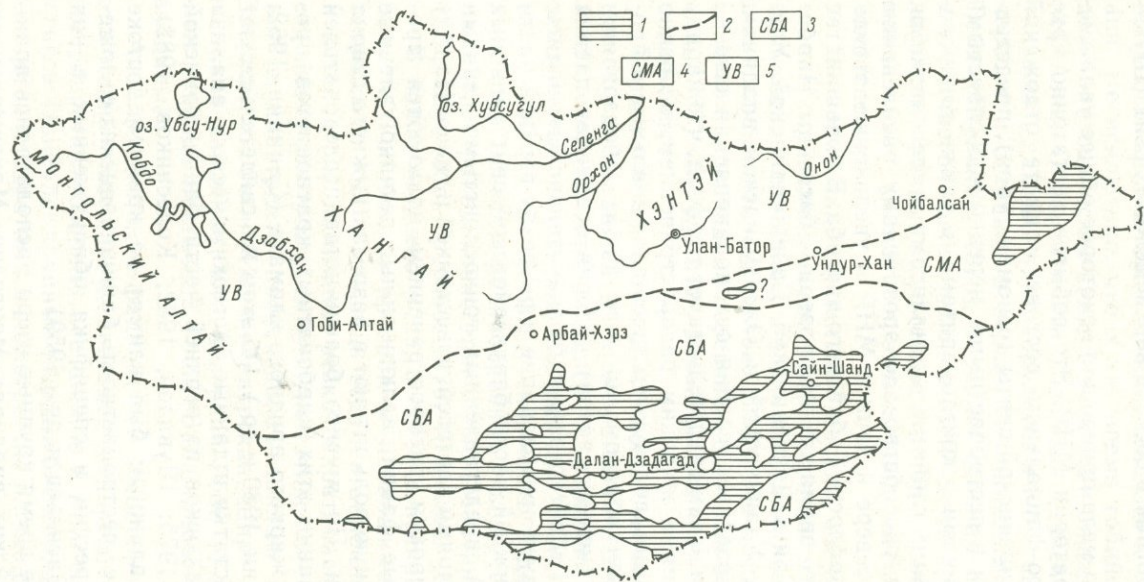


Рис. 6. Схема климатической зональности и распространения озерных бассейнов Монголии в поздне меловое, сантонское время: 1 — озера, 2 — границы климатических зон, 3 — зона субаридного климата, 4 — зона семиаридного климата, 5 — зона умеренно влажного климата.

выветривания, обнаруженных в Бэгэрском районе Западной Монголии и в соседних с Северной Монголией районах Прибайкалья (Девяткин, Черняховский, Хосбаяр, 1970; Логачев и др., 1974), и широкое развитие аллювиальных фаций в северных частях Гобийского прогиба в составе верхнемеловых свит (Шувалов, 1982).

В начале позднего мела произошло некоторое общее увлажнение климата на территории МНР. Это событие достаточно ярко отражено в литолого-фациальном составе и цвете отложений нижней части баинширэнской свиты (сеноман-турон), представленных сероцветными и пестроцветными, нередко косослоистыми гравелитами, песчаниками и конгломератами, а также тонкослоистыми пестроцветными глинами, аргиллитами и песчаниками. Увлажнение климата способствовало эрозионному расчленению горных поднятий на севере и западе МНР и увеличению оттуда притока речных вод в область Гобийского прогиба. В большинстве гобийских впадин в это время возникли озерные бассейны. Наиболее крупными они были в Дзунбаинской, Сайншандинской, Улугейской, Тамцагской, Уланнурской и Олдахухидской впадинах. Однако в это время озерные условия осадконакопления еще не были доминирующими, о чем свидетельствует тот факт, что наряду с лимническими фациями широким распространением, особенно в краевых частях впадин, пользуются здесь аллювиальные и пролювиальные (главным образом на юге Гоби) образования.

В раннем сеноне (коньяк-сантон) условия осадконакопления в зонах аккумуляции Гобийского прогиба значительно изменились. Об этом свидетельствует преобладание в разрезах верхней части баинширэнской и нижней части барунгойотской свит типичных озерных образований, представленных тонкослоистыми глинами и песчаниками с прослоями мергелей, известняков и гипса. Наряду с ними местами широким распространением пользуются пролювиальные и эоловые фации; аллювиальные песчано-галечные отложения определенную роль играют в разрезах нижнего сенона лишь на севере Гоби. По мнению большинства исследователей Монголии, формирование этих карбонатных красноцветов происходило в условиях жаркого аридного климата (Синицин, 1962; Сочава, 1975; Верзилин, 1980 и др.). Об этом же свидетельствуют все фаунистические остатки и данные биогеохимического анализа раковин озерных моллюсков из верхней части баинширэнской свиты (Мартинсон, 1975; Шувалов, 1982; Колесников, 1982).

Несколько более влажным был климат на крайнем востоке МНР, на что указывает пестроцветность баинширэнских отложений Тамцагской депрессии и специфика обнаруженных в них остатков остракод (Васильев и др., 1959).

В рассматриваемое время крупные озера располагались практически во всех гобийских впадинах Монголии. Максимального площадного распространения они достигли в сантоне (рис. 6). В это время на территории современной Гоби, вероятнее всего, существовал даже единый огромный внутриконтинентальный

водоем, отдельные части которого соединялись между собой системой проливов и проток. Крупный озерный бассейн располагался и в Тамцагской впадине.

Гипсометрический уровень раннесенонских озерных бассейнов МНР был чрезвычайно низким, близким к уровню мирового океана. Не исключено, что в это время гобийские бассейны имели даже эпизодические связи с морскими бассейнами Китая и Средней Азии. О вероятности подобных связей могут, в частности, указывать находки ихтиодорулитов и зубов акул, остатков морских черепах и остракод в верхах банширэнинской свиты Восточной Гоби (Шувалов, 1976), а также сильная обводненность южно-восточногобийских районов МНР в это время, несмотря на то, что приток речных вод с севера и запада Монголии в связи с общей аридизацией климата в этот период, несомненно, должен был сократиться.

Периодические длительные засухи, имевшие место в раннем сеноне, приводили к резкому сокращению озерных бассейнов по площади, тем более, что они не отличались в целом значительными глубинами (Шувалов, 1982). На освободившихся от воды участках происходило перевевание донных осадков (Кайе, Деяткин, 1969). В полуотшнурованных заливах местами происходила садка гипса.

Воды раннесенонских бассейнов отличались повышенной соленостью, достигавшей на юго-востоке МНР 12 ‰ (Колесников, 1982), хорошо прогревались и аэрировались. Среднегодовая температура вод в них, по данным Ч. М. Колесникова, достигала $+25 \text{ }^\circ\text{C}$. В чистых и спокойных водах литоральной зоны этих озер обитали разнообразные полупресноводные виды моллюсков, остракод, конхострак и рыб (Мартинсон, 1982; Станкевич, 1982; Шувалов, Трусова, 1979; Шувалов, 1976 и др.).

В конце позднего мела, в связи с прекращением погружения области Гобийского прогиба и начавшимся общим поднятием территории МНР, площадь седиментационных бассейнов на юге и юго-востоке Монголии резко сократилась. Судя по пространственному распространению нэмэгэтинской свиты, осадконакопление в маастрихте происходило главным образом на востоке Заалтайской Гоби (Ингэниховурская, Ширэгингашунская и Эхингольская впадины), юге Северной Гоби (Уланнурская впадина) и юго-западе Восточной Гоби (Байшинцавская и Ханбогдинская впадины).

Анализ литолого-фациальных особенностей нэмэгэтинских отложений указывает на повсеместное преобладание в их разрезах пестроцветных озерных песчаников и глин с прослоями мергелей и гипса. Наиболее крупный озерный бассейн, достигавший нескольких сотен квадратных километров по площади, существовал в это время в Ингэниховурской впадине; остальные озера были значительно меньшими по размерам.

Позднесенонские озера гобийских районов Монголии представляли собой относительно неглубокие олиготрофные водоемы

с неустойчивым гидродинамическим режимом, повышенной соленостью вод ($10-11\text{‰}$), вполне сопоставимой с таковой современного Арала, и постоянно высокой их температурой, составлявшей от $+23$ до $+25\text{ °C}$ (Колесников, 1982). В хорошо аэрируемых водах широкой литоральной зоны этих озер обитали многочисленные и весьма разнообразные моллюски, остракоды, конхостраки, черепахи, крокодилы и отдельные виды динозавров (Мартинсон, 1982; Станкевич, 1982; Шувалов, Чхиквадзе, 1975; Шувалов, Трусова, 1979; Барсболд, 1983 и др.). Здесь же произрастали обильные харовые водоросли (Кянсеп-Ромашкина, 1982) и лотосовые (устное сообщение Н. М. Макулбекова). В хвойно-широколиственных лесах прибрежной зоны и на открытых пространствах саванного типа обитали многочисленные и весьма разнообразные сухопутные динозавры, примитивные млекопитающие, ящеры и некоторые другие другие позночные (Ефремов, 1955; Рождественский, 1971; Kielan-Jaworowska, 1975; Keilan-Jaworowska, Sochava, 1969; Синецын, 1962 и др.).

В самом конце позднего мела и начале палеогена в связи с дальнейшим поднятием и иссушением климата озерные бассейны в гобийских районах Монголии практически полностью исчезли.

Приведенные выше материалы позволяют, как нам кажется, сделать вывод о том, что при наличии соответствующих структурно-геоморфологических и тектонических условий широкому развитию и длительному существованию крупных озерных водоемов наиболее благоприятны семиаридный и умеренно влажный климаты. Именно такие климаты были характерны для Монголии в неокоме и в ее южных и западных регионах в начале апт-альба. В это время приток речных вод в постоянно прогибавшиеся озерные котловины, видимо, в целом уравновешивался их испарением с поверхности озер. Длительность существования озерных условий осадконакопления в неокомских и апт-альбских впадинах МНР подтверждается большими мощностями тонкозернистых песчано-глинисто-сланцевых и глинисто-карбонатных образований этого времени, достигающих местами $800-1000$ м. Подсчет сезонных ритмов в глинисто-карбонатно-сланцевой толще готерив-барремского возраста, развитой в районе р. Холботу-Гол в Гобийском Алтае, произведенный А. В. Сочавой, показал, например, что крупный озерный бассейн в неокоме существовал здесь не менее 3 млн. лет. За это время в условиях постоянного прогибания днища Холботинской впадины сформировалась толща озерных осадков около 700 м. Столь же длительное время, видимо, озерный бассейн существовал в начале апт-альба в южной части Ингэниховурской впадины Заалтайской Гоби, где озерная толща песчано-глинисто-карбонатных осадков достигает мощности около 1000 м (Мартинсон, Шувалов, 1976).

Гумидные и аридные климаты значительно менее благоприятствуют широкому развитию озерных бассейнов. В условиях гумидного климата основная масса обломочного материала во впадины приносится реками, процесс заполнения впадин происходит

довольно быстро, а возникающие местами озерные бассейны при избыточном переувлажнении быстро спускаются реками. Такая картина на всей территории МНР наблюдалась в ранней и средней юре и на севере и востоке МНР в начале апт-альба.

Аридный климат, если он господствует на всей территории водосбора, также неблагоприятен для развития озер, поскольку приток речных вод во впадины в таких условиях крайне ограничен, а испарение с поверхности водоемов очень велико. Подобные условия на большей части территории Монголии существовали в поздней юре и конце апт-альба. В это время озерные бассейны были распространены лишь в тех впадинах, которых достигали реки с постоянным водотоком. В большинстве же впадин небольшие озера эпизодически возникали только в периоды увлажнения климата или после сильных ливней, как это имеет место сейчас в гобийских регионах МНР. Не влияет на этот вывод и тот факт, что крупные водоемы в позднем мелу существовали длительное время именно в аридной зоне на юге и юго-востоке Монголии. Вызвано это было главным образом тем, что позднемеловые озера Гобийского прогиба основное свое питание получали из соседних, более высоко располагавшихся и значительно более увлажнявшихся регионов Северной и Западной Монголии. Подобную картину можно наблюдать сейчас, например, на западе МНР в Котловине Больших озер, расположенной в зоне аридного климата, питаемой водами крупных рек, берущих свое начало в сильно увлажненных высокогорных районах Алтая и Хангая. Точно так же крупные озера Казахстана (Балхаш, Зайсан, Аральское море), расположенные в аридном азиатском поясе, основное свое питание получают из соседних более увлажненных горных районов Средней Азии и Алтая.

Литература

Барсболд Р. Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части МНР. М., 1972. 88 с.

Барсболд Р. Хищные динозавры мела Монголии. М., 1983. 117 с.

Братцева Г. М., Новодворская И. М. Споры и пыльца из нижнемеловых отложений местонахождения Хурэн-Дух. — Ископаемая фауна и флора Монголии. М., 1975, с. 205—209.

Братцева Г. М., Новодворская И. М. Об условиях захоронения раннемеловой фауны и флоры в местонахождениях Буйлясунтуин-Худук и Анда-Худук. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., 1976, с. 285—290.

Васильев В. Г., Волхонин В. С. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., 1959. 494 с.

Верзилин Н. Н. Основные особенности осадконакопления на территории Южной Монголии в позднемеловую эпоху. — Вестн. ЛГУ, 1980, № 6, с. 18—27.

Девяткин Е. В., Мартинсон Г. Г., Шувалов В. Ф., Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии. — В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., с. 25—41.

Девяткин Е. В., Черняховский А. Г., Хосбаяр П. О о́ре

выветривания в Бэгэрнурской впадине (Западная Монголия). — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970, с. 31—36.

Ефремов И. А. Палеонтологические исследования в МНР. — Тр. Монгол. комис. АН СССР, 1954, вып. 59, с. 1—32.

Ефремов И. А. Захоронение динозавров в Нэмэгэту (Южная Гоби, МНР). — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2, М., 1955, с. 789—809.

Кайе А., Девяткин Е. В. Морфоструктурные исследования кварцевых зерен из песков мезо-кайнозойских отложений Монголии. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5, с. 67—85.

Колесников Ч. М. Биогеохимическое изучение гидрохимии и термики меловых лимнических водоемов Монголии. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 101—125.

Красилов В. А. Ископаемые растения Манлая. — В кн.: Раннемеловое озеро Манлай. М., 1980, с. 41—43.

Кянсеп-Ромашкина Н. П. Распространение харовых водорослей в мезозойских озерных бассейнах Монголии и условия их произрастания. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 158—179.

Ларищев А. А. О флористическом составе мезозойских лесов пустыни Гоби в Монголии. — Бюлл. МОИП, нов. сер., отд. геол., 1955, т. 30, вып. 6, с. 97—98.

Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., 1974. 359 с.

Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.—Л., 1961. 332 с.

Мартинсон Г. Г. К вопросу о принципах стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных образований Монголии. — В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975, с. 7—25.

Мартинсон Г. Г. Поздне меловые моллюски Монголии. М., 1982. 81 с.

Мартинсон Г. Г., Шувалов В. Ф. Стратиграфия и ископаемые моллюски нижнемеловых озерных отложений Заалтайской Гоби в Монголии. — В кн.: Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л., 1976, с. 20—50.

Неуструева И. Ю. Условия обитания раннемеловых остракод Монголии. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 126—144.

Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое. — Вестн. ЛГУ, сер. геол., геогр., 1969, вып. 3, с. 129—139.

Рождественский А. К. Изучение динозавров Монголии и их роль в расчленении континентального мезозоя. — Тр. ССМГЭ, 1971, вып. 3, с. 21—32.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., 1962. 267.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л., 1966. 166 с.

Сочава А. В. Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии. — В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975, с. 113—182.

Станкевич Е. С. Остракоды позднего мела и особенности их обитания. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 145—157.

Шувалов В. Ф. Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии. — В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л., 1975а, с. 50—112.

Шувалов В. Ф. Структуры платформенного этапа развития Монголии (поздний мел—палеоген). — В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М., 1975б, с. 243—259.

Шувалов В. Ф. Основные этапы развития мезозойских озерных бассейнов Монголии. — В кн.: История озер в мезозое, палеогене и неогене. Л., 1975в, с. 32—39.

Шувалов В. Ф. Верхний сенон юго-востока Монголии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 2, с. 58—62.

Шувалов В. Ф. Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. М., 1982, с. 18—80.

Шувалов В. Ф., Трусова Е. К. Новые данные о стратиграфическом положении позднеюрских и раннемеловых конхострак Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., 1976, с. 236—265.

Шувалов В. Ф., Трусова Е. К. Позднемеловые конхостраки Монголии. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1979, с. 83—92.

Шувалов В. Ф., Чхиквадзе В. М. Новые данные о позднемеловых черепахах Южной Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М., 1975, с. 214—229.

Kielan-Jaworowska Z. Evolution of the therian mammals in the Cretaceous of Asia. — *Paleontol. polon.*, 1975, vol. 33, p. 103—132.

Kielan-Jaworowska Z., Sochava A. V. The first multituberculata from the uppermost Cretaceous of the Gobi Desert, Mongolia. — *Acta palaeontol. polon.*, 1969, vol. 14, p. 355—371.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МОЛЛЮСКОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В ДРЕВНИХ ОЗЕРАХ АРИДНОГО И ГУМИДНОГО КЛИМАТА

При реконструкции палеогеографической обстановки озерных и других пресноводных водоемов большое значение имеет их ландшафтно-климатическое положение. Распознавание древней географической среды ведется разными методами, в том числе путем использования экологии организмов, населявших бывшие бассейны. Большую роль среди последних играют моллюски. Восстановление экологии древних моллюсков в значительной степени базируется на данных по экологии современных видов моллюсков. За последнее десятилетие накопились очень интересные экологические знания по малакофауне (Алимов, 1981 и др.), но, как правило, они ограничиваются решением преимущественно биологических задач. Л. Е. Смирнов (1982) своевременно ставит вопрос об усилении эколого-географического направления, в том числе, биогеографической экологии, по которой проводятся работы (Старобогатов, 1970 и др.), но ограниченно. Между тем палеолимнологические исследования нуждаются именно в таких работах. Автор осознает, что влияние климата и ландшафтной обстановки не является прямым воздействием на изменение малакофауны, что нельзя проводить прямой зависимости состава моллюсков от физико-географической среды и тем более от условно выделяемых человеком абиотических факторов. Но при реконструкции условий обитания древних моллюсков и вмещающих их водоемов одним из видов информации является метод аналогии образа жизни современных моллюсков, условия существования которых нам заведомо известны. Поэтому в данной статье приводятся те экологические аспекты современных моллюсков, которые могут быть использованы при характеристике древних озер. Проявление опосредованной зависимости малакофауны от климата — многообразно и сказывается в изменении в конкретной обстановке лимитирующего фактора. Это может быть изменение температурного режима, изменение степени увлажненности, а, следовательно, изменение минерализации водоемов, уровня вод, степени трофности и т. д. Эти изменения отражаются в составе комплексов моллюсков и в их распространении. Зональное распределение солнечной лучистой энергии (Калесник, 1970) определяет зональность: 1) температуры воды водоемов, 2) атмосферных осадков, облачности, испарения, системы ветров, 3) ландшафтов, их типа водной миграции, характера выветри-

вания, 4) типов животного и растительного мира и возможные пути их миграции.

Принято различать два основных вида климатической зональности: 1) гумидная зональность выделяется для регионов с повышенной увлажненностью и пониженным количеством тепла; 2) аридная зональность отличается значительным недостатком влаги и преобладанием повышенных температур.

В условиях гумидного и аридного климата такие изменения несколько отличаются, хотя их различия не всегда выявляются. В статье автор по литературным данным и своим наблюдениям (Прибалтика, Карельский перешеек, Юго-Восточный Казахстан) проводит сравнительный анализ экологических отличий пресноводных моллюсков, которые можно использовать при восстановлении палеолимнической среды в водоемах гумидного и аридного климата.

Температурный режим

Палеонтологический метод позволяет восстанавливать только относительный температурный режим озерных бассейнов. По отношению к температурному фактору условно делят моллюсков на stenothermных и эвритермных (Старобогатов, 1970; Кривошеина, 1973). Первые не выдерживают существенных колебаний температуры. К ним относятся теплолюбивые моллюски тропических и субтропических водоемов, а также холодолюбивые моллюски северных широт. В глубоких озерах в придонных слоях также обитают stenothermные моллюски, как, например, *Neopisidium conventus* (Clessin). Эвритермные моллюски переносят существенные колебания температур. К ним относятся палеарктические роды. Они приурочены преимущественно к литоральной и супралиторальной зоне озер.

Для умеренного пояса в целом характерна значительная разница летних и зимних температур. В условиях гумидного климата эта разница выражается слабее, а в условиях аридного климата амплитуда сезонных и суточных температур резко возрастает. Контрастность колебаний температур воды в озерах и оказывает наиболее существенное влияние на формирование малакофауны и ее географическое размещение как в прошлые геологические эпохи, так и в текущее голоценовое время. Не имея специальных регуляторных структур, пресноводные моллюски, как и другие холоднокровные организмы, зависят от температуры воды вмещающего их водоема. В условиях сравнительно высоких температур моллюски функционируют быстрее, больше усваивают пищи, усиливают дыхание, быстрее достигается взрослое состояние, сокращаются сроки развития. Низкая температура воды понижает интенсивность обмена и всех жизненных функций (Жадин, 1961; Старобогатов, 1970; Алимов, 1981; Тодераш, 1983). А. Ф. Алимов отмечает прямую зависимость скорости фильтра-

ции от температуры. Верхний порог фильтрационной активности двустворчатых моллюсков умеренной и субтропической зон достигает температуры около 30 °С. Нижний порог фильтрационной способности, по его наблюдениям, колеблется в пределах 4—5.9 °С (Алимов, 1981).

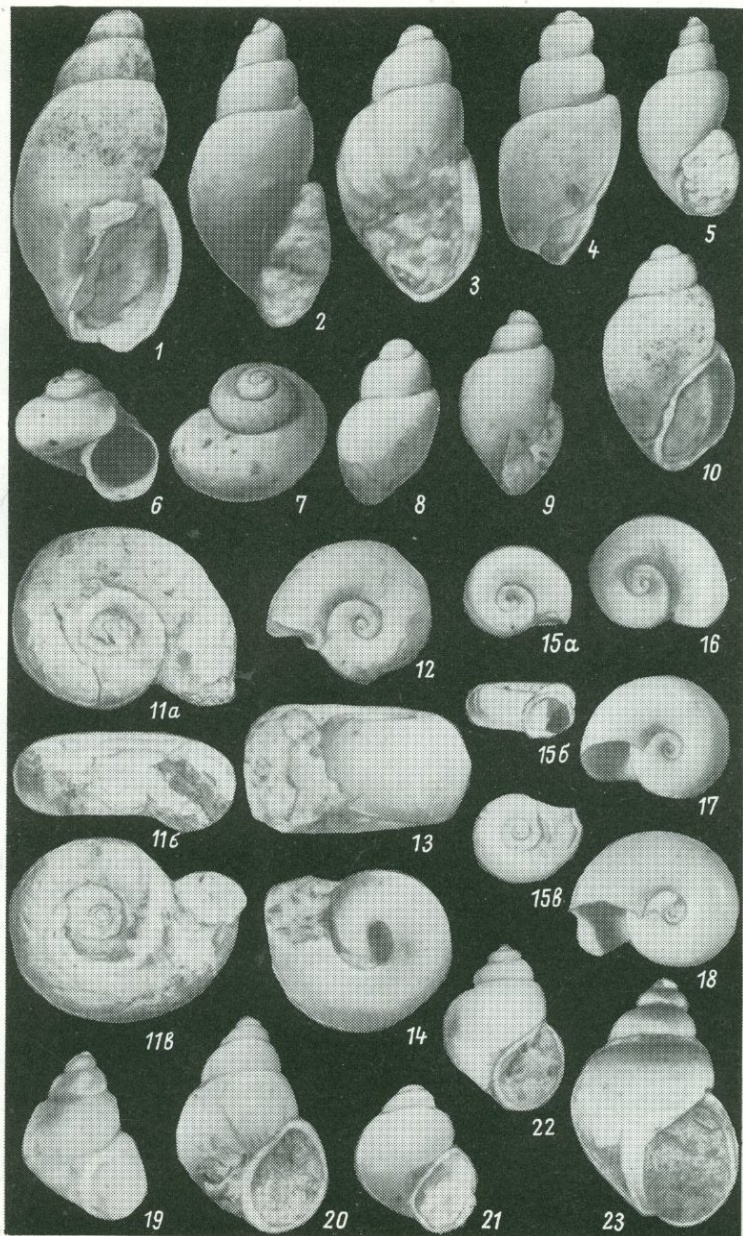
Необходимо отметить особенности озерных моллюсков аридного климата высокогорных районов. В последних с высотой возрастает интенсивность солнечной радиации, но убывает температура прогревания воздуха и воды водоемов на 5—6° на 1 км высоты. Уменьшение среднегодовых температур по мере подъема, неоднородность климата, вызываемая многообразием экспозиционных условий, отражаются на различии увлажненности на разных высотах. До пояса облаков в целом увлажненность растет, а выше — уменьшается. Для таких континентальных высокогорных районов, как Памир, характерны горностепные и пустынные условия. Здесь водотоки временные, содержание питательных веществ значительно сниженное, связь между озерами ограниченная. Поэтому моллюски высокогорных озер (Севастьянов, 1979) отличаются малочисленностью видов и особей, преобладанием живородящих двустворок и легочных гастропод с сокращенными сроками развития молоди. Раковины отличаются легкостью, мелкорослостью и тонкостенностью, т. е. способностью к быстрейшему прогреванию в короткий период сильной солнечной инсоляции.

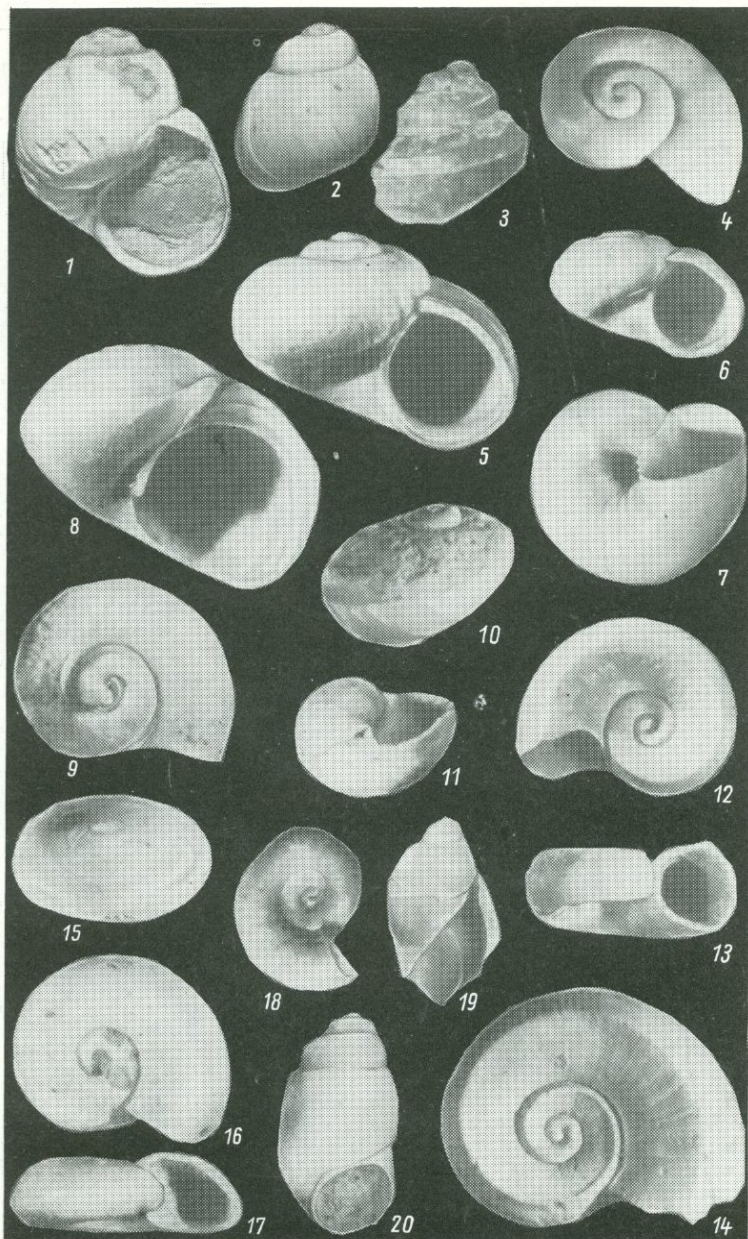
Жесткость вод

Моллюски обитают в водоемах различной жесткости вод. Наиболее благоприятными условия роста большинства моллюсков оказываются в водоемах с умеренно жесткой водой с содержанием кальция от 20 до 100 мг/л. Исключение составляют маргаритифериды. Так, *Margaritifera margaritifera* предпочитают воды с малым содержанием кальция 5—20 мг/л (Алимов, 1981). Диапазон наиболее оптимальных концентраций кальция у разных видов разный. А. Ф. Алимов приводит такие примеры концентраций кальция: *U. Unio tumidus* — 60—70 мг/л; *U. pictorum* — 50—60 мг/л; *A. anatina* — 35—60 мг/л; *A. piscinalis* — 35—50 мг/л; *A. zellensis* — 40—50 мг/л; *A. seisanensis* — около 30 мг/л; *A. ponderosa* — 50—70 мг/л; *Dreissena polymorpha* — около 70 мг/л. Перловицы предпочитают более жесткие воды, чем беззубки.

А. Ф. Алимов приходит к выводу, что содержание кальция в воде не влияет прямо на толщину створок раковин моллюсков. Количество его в воде, по его мнению, определяет скорость роста моллюсков, с которой связаны размеры и толщина створок их раковин.

Близкой точки зрения придерживаются Н. Д. Зыкова, А. П. Изакенайте, А. С. Кремень и Н. Д. Круглов (1979). По их







Т а б л и ц а I

Виды гастропод, общие для всего аральского горизонта (Северное Приаралье и Тургайская впадина)

Фиг. 1, 2, 5. *Stagnicola* ex gr. *palustris* (Müller) (1 — Кушук, скв. 3, × 20; 2 — Алтын-Чокусу, × 20; 5 — Акеспе-Кендерле, × 10). Фиг. 3—4, 8—10. *Galba spiriopana* Tolstik. (3 — Кентюбек, × 20; 4, 8 — Кентюбек, × 13; 9—10 — Акеспе-Кендерле, × 13). Фиг. 6—7. *Valvata* ex gr. *piscinalis* (Müller) Саякен, × 13). Фиг. 11, 15. *Gyraulus subalbus* (Martins). (11 — Кинтыкче, × 2; 15 — Алтын-Чокусу, × 13). Фиг. 12—14. *Planorbis* ex gr. *corneus* (L.). (Кинтыкче, × 2). Фиг. 19—20, 23. *Gabbiella volkovaе* Roška (19 — Акеспе-Кендерле, × 13; 23 — Кинтыкче, × 13). Фиг. 16—18. *Gyraulus* ex gr. *macroconcha* S. Pop. et Starob. (Саякен, × 13). Фиг. 21—22. *Bithynia* ex gr. *leachi* (Sheppard) (21 — Акеспе-Кендерле; 22 — Кинтыкче, × 13).

Т а б л и ц а II

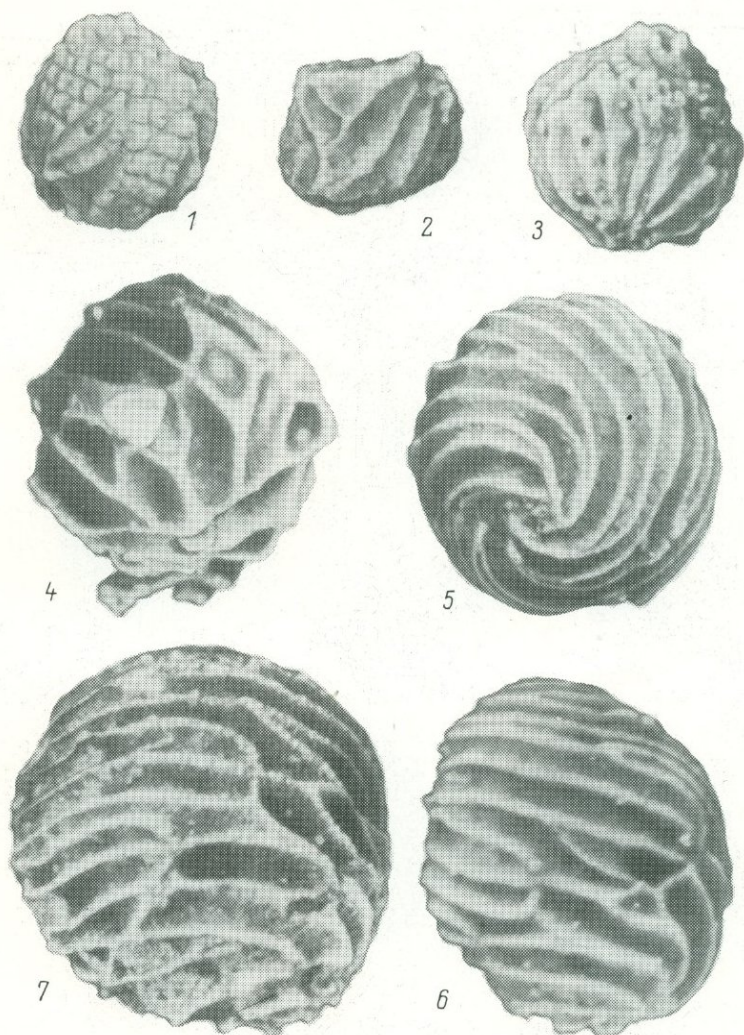
Виды гастропод, специфичные для нижней части аральского горизонта (Северное Приаралье)

Фиг. 1—2. *Viviparus turanicus* Maderny (Кинтыкче, 1 — × 2; 2 — × 13). Фиг. 3. *Viviparus* (?) sp. n. (Саякен, × 13). Фиг. 4—7. *Valvata pseudoadeorbis* Sinzov (Саякен, × 20). Фиг. 8—11. *Borysthenia copobasis* Tolstik., sp. nov. (Саякен, × 20). Фиг. 12—14. *Pseudocaryogyrulus bicarinatus* Tolstik. (Саякен, 12, 13 — × 13; 14 — × 20). Фиг. 15. *Acroloxus lacustris* (L.) (Саякен, × 17). Фиг. 16—17. *Segmentina filocincta* (Sandb.) (Саякен, × 20). Фиг. 18. *Gyraulus keideli* (Schlosser) (Кинтыкче, × 2). Фиг. 19. *Succinea* sp. (Саякен, × 13). Фиг. 20. *Pupa* (?) sp. (Кинтыкче, × 13).

Т а б л и ц а III

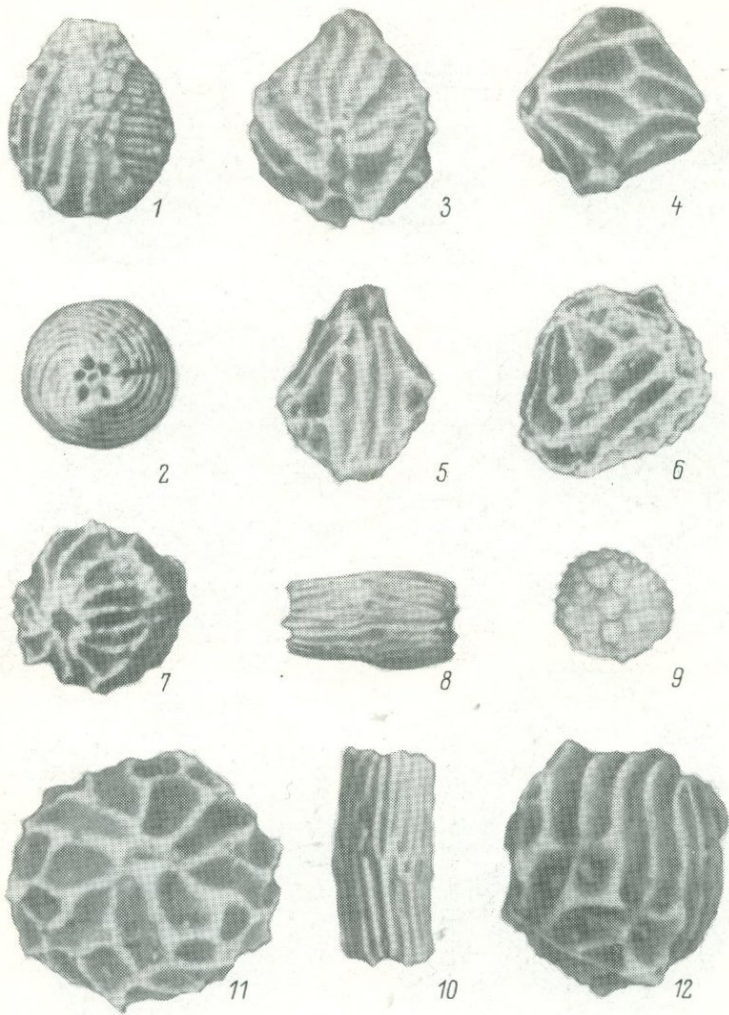
Виды гастропод, специфичные для верхней части аральского горизонта (Северное Приаралье и Тургайская впадина)

Фиг. 1—3. *Sinotaia* ex gr. *altaica* S. Pop. et Starob. (Кушук, скв. 3, × 20). Фиг. 4—5. *Caspia abbreviata* Roška (Саякен, × 20). Фиг. 6—7. *Fagotia* ex gr. *compacta* Martins. (Кушук, скв. 3, 6 — × 20, 7 — × 6). Фиг. 8, 14. *Gyraulus andrussovi* A. Ali-Zade et Kabak. (8 — Акеспе-Кендерле; 14 — Саякен, × 20). Фиг. 9. *Planorbis* (?) *youngi* Ping (Акеспе-Кендерле, × 20). Фиг. 10. *Valvata* sp. nov. (Саякен, × 20). Фиг. 11—12. *Madernia singularia* Tolstik. (Акеспе-Кендерле, 11 — × 13; 12 — × 20). Фиг. 13. *Hydrobia* cf. *epicalensis* Kolesn. (Саякен, × 17). Фиг. 15—16. *Vallonia sandbergeri* Deshayes (Акеспе-Кендерле, × 13). Фиг. 17—18. *Succinea* sp. (17 — Кентюбек, 18 — Саякен, × 13). Фиг. 19. *Gastropoda incertae sedis* (Саякен, × 20). Фиг. 20. *Strobilops* (?) sp. (Алтын-Чокусу, × 20).

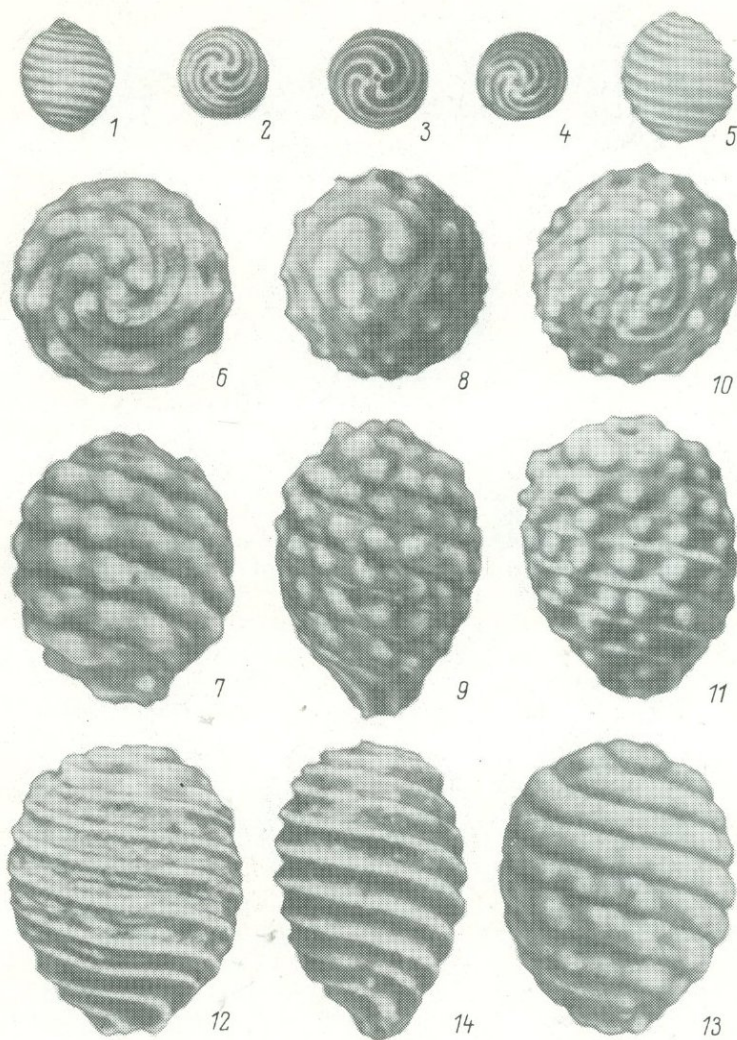


На табл. I—IV фотография произведена Б. Т. Шапковым. $\times 27$. За исключением указанных, сборы автора.

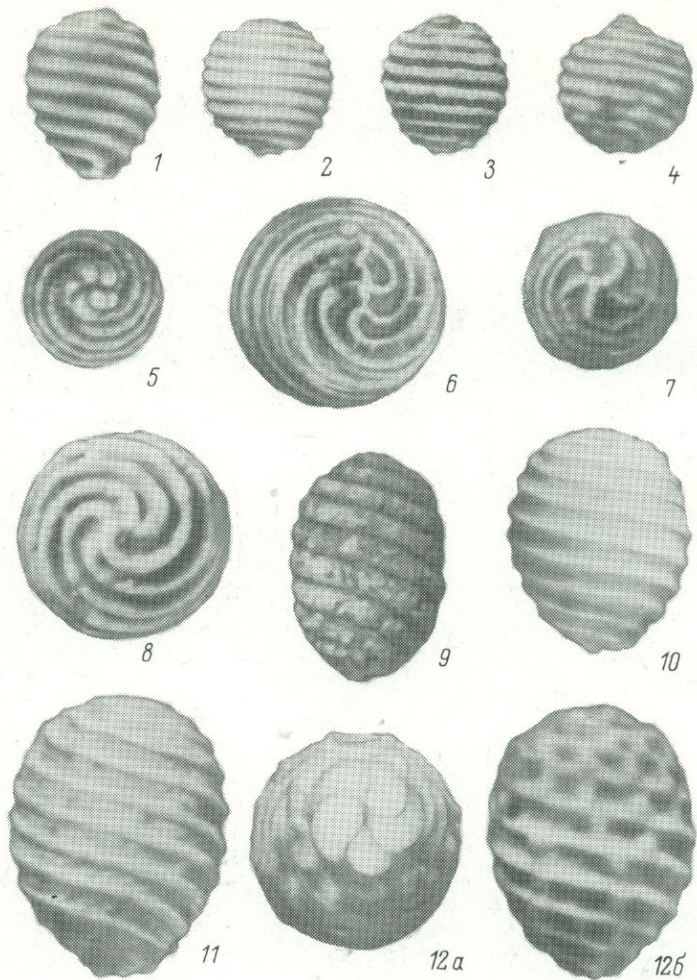
Фиг. 1, 3. *Flabelliochara asiatica* Kyansep-Rom. (1 — обр. Ф-И-3; 3 — обр. Ф-И-1, утрикулы, сбоку; Средняя Азия, Ферганская впадина, р. Исфара, сел. Кызыл-Пилыль, кызылпильяльская свита, нижний мел, альбский ярус). Фиг. 2. *Clypeator jiuquanensis* (W. Shui) Grambast (обр. Ф-ДК-5, утрикул, сбоку; Средняя Азия, Алайская впадина, пос. Кызыл-Эшме, среднечангетская подсвита, нижний мел, аптский ярус). Фиг. 4. *Aporochara trivolvris* Peck (обр. Ф-Н-1, утрикул, базальное основание и часть боковой поверхности; Средняя Азия, Ферганская впадина, р. Араван, 3 км севернее пос. Иски-Наукат, ходжаосманская свита, нижний мел, альбский ярус). Фиг. 5—7. *Aporochara multivolvris* Peck (утрикулы) (5, 6 — обр. Г-1, 5 — вершина, 6 — сбоку, 7 — обр. Г-2, сбоку; Закавказье, юго-восточная Армения, пос. Гюлистан, верхний мел, верхнетуронский подъярус. Сборы В. Акопяна).



Фиг. 1, 2. *Flabellochara asiatica* Kyanser-Rom. (1 — обр. Ф-К-6, 2 — обр. Ф-К-5, утрикулы, 1 — сбоку, 2 — базальное основание; Средняя Азия, восточная часть Ферганской впадины, р. Куршаб, нижний мел, альбский ярус). Фиг. 3. *Flabellochara harrisi* (Peck) Grambast (обр. Ф-КА-2, утрикул, сбоку; Средняя Азия, восточная часть Ферганской впадины, р. Кара-Алма, среднеангыетская подсвита, нижний мел, аптский ярус). Фиг. 4—7. *Clureator* sp. (4 — обр. Ф-ДК-4; 5 — обр. Ф-ДК-1, 6 — обр. Ф-ДК-2; 7 — обр. Ф-ДК-7, утрикулы, сбоку; Средняя Азия, Алайская впадина, сел. Кызыл-Эшме, среднеангыетская подсвита, нижний мел, аптский ярус). Фиг. 8—10. Стебли харовых водорослей, условно относимые к *Aporochara trivolvris* Peck (8 — обр. Ф-Ст-1, сбоку, 9 — обр. Ф-Ст-2, поперечный срез, 10 — обр. Ф-И-8, сбоку; Средняя Азия, юго-западная часть Ферганской впадины, р. Исфара, сел. Кызыл-Пиляль, кызылпильяльская свита, нижний мел, альбский ярус). Фиг. 11—12. *Aporochara trivolvris* Peck (11 — обр. Ф-К-7, 12 — обр. Ф-К-1, утрикулы, 11 — базальное основание, 12 — базальное основание и часть боковой поверхности; Средняя Азия, восточная часть Ферганской впадины, р. Куршаб, нижний мел, аптский ярус).



Фиг. 1—5. *Sphaerochara headonensis* (Reid et Groves) Horn af Rantzein (1 — обр. 3-АК-5, сбоку; 2 — обр. 31/15, вершина; 3 — обр. 32/15, базальное основание; 4 — обр. 3-АК-6, базальное основание; 5 — обр. 3-АК-7, сбоку; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, юго-восточное Призайсанье, р. Калмакпай, турангская свита, палеоген, среднеоценовый подъярус). Фиг. 6—7. *Harrisichara tolstikovaе* Kuanser-Rom. (обр. 40/15, гиригонит, 6 — вершина, 7 — сбоку; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, юго-восточное Призайсанье, р. Аксыр, нижняя тузакабская подсвита, палеоген, верхний эоцен). Фиг. 8—9. *Harrisichara vasiiformis* (Reid et Groves) Horn af Rantzein (8 — обр. 38/15, вершина, 9 — обр. 37/15, сбоку, гиригониты; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, юго-восточное Призайсанье, р. Калмакпай, нижняя тузакабская подсвита, палеоген, верхний эоцен). Фиг. 10—11. *Harrisichara aff subteres* Feist (обр. 35/15, гиригонит, 10 — вершина, 11 — сбоку; местонахождение то же). Фиг. 12, 13. *Harrisichara conexae* Kuanser-Rom. (12 — обр. 16/15, 13 — обр. 3-К-1, гиригониты, сбоку; местонахождение то же). Фиг. 14. *Hornichara borisovii* Kuanser-Rom. (обр. 23/15, гиригонит, сбоку; местонахождение то же).



Фиг. 1. *Harrisichara maslovii* Kuanser-Rom. (обр. 19/15, сбоку, гиригонит; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, южное Призайсанье, р. Тайжузген, верхняя тузцабакская подсвита, палеоген верхний эоцен). Фиг. 2, 3. *Raskyaechara grovesii* (Rašky) Horn af Rantzien (2 — обр. 4/15, сбоку 3 — обр. 5/15, сбоку, гиригониты; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, юго-восточное Призайсанье, р. Калмакпай, нижняя тузцабакская подсвита, палеоген, верхний эоцен). Фиг. 4, 5. *Raskyaechara sîrgae* Kuanser-Rom. (4 — обр. 9/15, сбоку, 5 — обр. 11/15, вершина, гиригониты; местонахождение то же). Фиг. 6, 8, 10, 11. *Hornichara kasakhstanica* Maslov (6 — обр. 3-K-12, вершина, 8 — обр. 28/15, вершина, 10 — обр. 26/15, сбоку, 11 — 3-K-13, сбоку, гиригониты; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, юго-восточное Призайсанье, р. Калмакпай, верхнетузцабакская подсвита, палеоген, нижний олигоцен). Фиг. 7. *Grambastichara vasilenkii* Kuanser-Rom. (обр. 43/15, вершина, гиригонит, местонахождение то же). Фиг. 9. *Grambastichara tornata* (Reid et Groves) Horn af Rantzien (обр. 34/15, сбоку, гиригонит; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, Северное Призайсанье, скв. Торт-Калмай, верхняя тузцабакская подсвита, палеоген, нижний олигоцен). Фиг. 12а—б. *Rhabdochara formosa* Kuanser-Rom. (обр. 42/15, а — вершина, б — сбоку, гиригонит; Восточный Казахстан, Зайсанская впадина, юго-восточное Призайсанье, р. Калмакпай, нижнетузцабакская подсвита, палеоген, верхний эоцен).

данним содержание кальция в раковине не зависит от концентраций его в воде, если эта концентрация не ниже нормы, а зависит от физиологических особенностей рода моллюсков. Они считают, что оптимальное поглощение ионов кальция происходит при значениях 10 мг/л — 30 г/л. Ниже 2.5—4 мг/л поглощение ионов кальция не обеспечивает создания минеральной основы раковины и моллюски погибают.

Экспериментальные исследования Нгуэн Тиня (1973) установили прямую зависимость изменения концентрации ионов кальция в окружающей среде и их концентраций в полостных жидкостях и тканях моллюсков. На понижение концентрации ионов кальция в воде двустворчатые моллюски реагировали по-разному: у одних видов — понижением активного кальция в полостной жидкости (Anodonta), у других видов понижением его в тканях мягкого тела (Unio), т. е. понижением «пассивного» кальция. При понижении жесткости воды «пассивный» кальций из тканей моллюсков переходит в активную форму в экстраполлиальной жидкости, как бы возмещая недостаток кальция в окружающей воде.

В водоемах аридной зоны раковины моллюсков относительно более толстостенные, чем в гумидной. Это объясняется, по-видимому, двумя причинами. Во-первых, в сухом климате катионы кальция менее подвижны и накапливаются в результате повышенного испарения (Перельман, 1975), а во-вторых, по правилу Вант-Гоффа (Ивлева, 1981) при повышении температуры ускоряются химические реакции и скорость выпадения углекислого кальция прогрессивно возрастает. Не исключено, что толстостенность раковин является приспособительной формой и действует как термозолятор при сильных перегревах в засушливое время года. Массивность створок зависит в какой-то степени от происхождения и истории рода и вида. Раковины древнего рода Unio обладают тонким упрощенным эктостракумом, но усиленным эндостракумом. Раковины более молодого рода Anodonta отличаются значительно более тонким эндостракумом, но хорошо разработанным эктостракумом. Призмы последнего полые, высокие, обеспечивают прочность и экономию строительного материала, что очень ценно при растущем дефиците кальция в озерных водоемах кайнозойской эпохи.

При влажном гумидном климате катионы кальция энергично мигрируют в природных водах и больших концентраций не образуют (Перельман, 1975). Возможно по этой причине раковины в таких климатических условиях обладают сравнительно меньшей толщиной. (Сравнение проводилось для одних и тех же родов унионид и легочных моллюсков, но разных видов, реже одних и тех же видов из водоемов Прибалтики и Казахстана).

Микроструктурный анализ раковинного вещества, проведенный автором, показал, что недостаток строительного материала в гумидных обстановках восполняется изменением микроструктурных конструкций раковин. Так, *Unio pictorum* L. из озер Ленинградской области отличался от такого с р. Урала по микро-

структурным особенностям мезоэндоэстракума. В первом случае «годовые кольца» были более темными¹, более широкими и с четким губчатым строением. Во втором случае они значительно уже, более светлые, неотчетливые. Теми же особенностями характеризовались *U. tumidus* Phil. из оз. Красного, оз. Борисовского и *Batavusiana atra* (Rossm.) с р. Урала.

Вид *Anodonta minima* Millet из оз. Борисовского, Невской губы и Рижского залива имеет сравнительно прямые, полые, невысокие призмы эктоэстракума. Мезоэндоэстракум близок к толщине последнего. Такое строение микроструктуры, видимо, обеспечивает термоизоляционные свойства раковин при прохладном климате.

Еще более показательно микроструктурное строение *Margaritifera margaritifera* L. из Мурманской области. Раковины этого вида обладают довольно толстым периэстракумом и массивным многоярусным эктоэстракумом призматической структуры. Последний состоит из прямых полых трубок (в 2—3 этажа), значительно увеличивающих прочность раковины и облегчающих ее общий вес при меньшей затрате монокарбонатов кальция, относительно дефицитных в водоемах гумидной зоны. Многоярусность полых призм; по-видимому, обеспечивает сохранение тепла моллюскам и облегчает их существование при низких температурах. «Годичные кольца» отчетливые, резкие, губчатого строения. *Anodonta ponderosa sedakovi* Siem. из Новосибирского водохранилища и *A. seisanensis* Kob. из оз. Зайсан (из районов континентального семиаридного климата) имеют между собой относительно близкое микроструктурное строение, характеризующееся хорошо развитым эктоэстракумом из более или менее прямых полых призм и умеренно толстым пластинчатым мезоэндоэстракумом, в целом обеспечивающим хорошую термоизоляцию.

Раковины *Anodonta cygnea sogdiana* Kob. из Кайракумского водохранилища (Средняя Азия) отличаются более усложненным строением эктоэстракума. Они имеют длинные, дихотомирующиеся кверху (к поверхности створок) призмы и обладают таким оптическим свойством, которое обеспечивает сильное преломление и рассеяние лучей. Не исключено, что последнее при массивности эктоэстракума, утонченности органического периэстракума и небольшой толщине пластинчатого эндоэстракума уменьшает вредное воздействие избыточной инсоляции в легко прогреваемой мелководной литоральной зоне водоема. «Годичные кольца» очень неотчетливые.

¹ Темные прослой, по-видимому, содержат повышенное количество органического вещества.

Изменения уровня режима и его влияние на малакофауну

Колебания уровней внутриконтинентальных водоемов отражаются не столько на морфологии раковины, сколько на физиологическом состоянии моллюсков и их ареалах распространения.

При падении уровня озера осушаются значительные участки литорали, вследствие чего большая часть бентоса гибнет. При повышении уровня бассейна также создаются неблагоприятные условия для жизни организмов: усиливается мутность воды, увеличиваются скорости течений, изменяется химизм воды и соотношение видов. Изменение уровней водоемов происходит в условиях всех климатических зон. Но при аридном климате уровень режим озер подвержен более резким колебаниям, так как резко изменяются соотношения сезонных приходных и расходных составляющих его водного баланса. В увлажненных районах испарение меньше, чем в засушливых. Величина испарения зависит от пространственного расположения озера, от абсолютной высоты местности, от степени расчлененности рельефа, от формы и размеров котловины, степени зарастания водной растительностью и скорости ветра над озером (Лезин, 1969).

В различные годы колебание уровней в озерах существенно меняется в зависимости от фазы многолетних и многовековых колебаний увлажненности (Шнитников, 1969).

Л. С. Козловская выделяет комплексы моллюсков, отражающие различную степень обводненности озер и разные стадии его развития в историческом аспекте:

1. Комплекс, представленный одним—тремя видами *Pisidium*, опускающихся в озерах на значительные глубины (*Pisidium conventus*, *P. henslowianum*, *P. casertanum* и т. д.). Этот комплекс характеризует стадию максимального обводнения.

2. Комплекс, включающий виды *Pisidium*, *Unionidae*, реже *Valvata*. Он характеризует стадию умеренного обводнения озера.

3. Комплекс, в котором главную роль играют *Valvata pulchella* и *V. cristata*, реже *V. piscinalis* var. *borealis* и некоторые *Pisidium*. Этот комплекс формируется на литорали в зоне плавающей и погруженной растительности.

4. Комплекс, в котором преобладают виды *Planorbidae* (*Planorbis planorbis*, *Hippeutis riparius*, *Gyraulus gredleri*, *Armiger crista* и др.) наряду с *Lymnaea* и *Valvata*. Пизидиид мало. Этот комплекс формируется в мелководной части литорали с надводной растительностью.

5. Комплекс небольшого числа видов планорбид. Иногда в массовых количествах встречается *Armiger crista* var. *inermis*, реже *Gyraulus gredleri*. Этот комплекс соответствует стадии умирания озера, превращающегося в торфяник.

Для пресноводных моллюсков литоральной зоны разных климатических зон характерна ярусность их распространения. По мере отступления береговой линии в летний период и промерзания

водоема в зимний период наблюдаются сезонные миграции в глубь водоема. В аридной зоне жизненный цикл моллюсков исторически сложился таким образом, что после активного периода развития наступает состояние летнего анабиоза. В наиболее неблагоприятные периоды засухи они закапываются во влажный грунт и в состоянии пониженной активности пребывают там до 1—5 месяцев. При значительном иссушении литорали озера моллюски гибнут, а их кладки в особой оболочке остаются жить еще длительное время (Жадин, Герд, 1961). По наблюдениям автора, именно такие, быстро и хорошо просушенные участки литоральной зоны, до которых длительное время не доходит новая волна трансгрессий, и являются благоприятными для захоронения раковин *in situ* (в ископаемом состоянии).

Я. И. Старобогатов (1970) подчеркивает историзм в формировании малакофаун, в том числе комплексов видов, приспособленных к существованию в определенных типах водоемов. В качестве примера он приводит следующие типы водоемов в соответствии с гидрологическими характеристиками по классификации Н. Климовича (Klimowicz, 1959).

1. Эфемерные водоемы — *Valvata pulchella* Stud., *Bithynia troscheli* Paasch, *B. inflata* Hans, *Aplexa hypnorum* (L.).

2. Регулярно пересыхающие — *Planorbium stenostoma* (Bourg.), *Anisus dazuri* (Mörch), *Anisus spirorbis* (L.), *A. perezi* (Graells), *Lymnaea truncatula* (Müller), *Planorbis planorbis* L., *Lymnaea peregra* (Müller).

3. Нерегулярно пересыхающие — *Musculium croplini* (Dkr.).

4. Постоянные, непересыхающие — *Lymnaea auricularia* (L.), *Valvata cristata* Müll., *V. planorbulina* Palad., *Bithynia tentaculata* (L.), *Euglesa rosea* (Schlotz), *E. acuminata* (Clessin in Westerlund).

Для моллюсков озер аридной зоны, кроме сезонной миграции, более или менее характерно распространение амфибионтных родов, которые обладают повышенной плавучестью благодаря сильно вздутой раковине (*Radix*, *Galba*, *Physa*) или значительно уплощенной (*Planorbis*, *Anisus* и др.). Я. И. Старобогатов (1970) выделяет две морфологически различные группы лимнеид, приспособленных к разным участкам водоема. Одни лимнеиды имеют воздушное дыхание за счет усиленного развития сети сосудов легкого, имеют удлиненную раковину с узким устьем (*Lymnaea*, *Galba*) и обитают на прибрежной растительности. Другая группа лимнеид, осуществляющая водное дыхание за счет сосудов мантийного края, освоила открытые пространства водоемов благодаря сильно вздутой раковине с уховидным устьем (*Radix*, *Physa*, *Amphureplea*). Повышенная плавучесть второй группы лимнеид и большинства легочных моллюсков способствует преодолению внезапных изменений уровней водоемов, наиболее частых в аридной зоне.

Межбассейновые связи озер в гумидных и аридных зонах разные, что сказывается на ареалах распространения моллюсков.

В гумидных областях хорошо разработана речная система и поддерживается круглогодично высокий уровень вод водоема и грунтовых вод, что облегчает широкое распространение моллюсков, в том числе унионид, у которых личиночная стадия связана с паразитизмом на жабрах рыб. Последние способствуют активному расселению двустворок на огромных пространствах разных, связанных между собой, внутриконтинентальных водоемов.

В аридных зонах из-за недостатка влаги действуют только транзитные крупные реки. В засушливое время года снижение уровня озер сопровождается падением уровня и грунтовых вод. Поэтому для озер засушливых областей характерна более или менее продолжительная изоляция друг от друга или бессточность. То и другое ограничивает обмен видами и отражается на формировании эндемичных видов. В озерах аридных зон (например, в Казахстане и Средней Азии) доминируют гастроподы, главным образом легочные, исторически сложившиеся комплексы которых имеют корни с начала миоценового времени (Толстикова, 1979). Неустойчивость гидрологического режима аридных водоемов приводит не только к колебанию их уровней, но и к качественному изменению химизма вод и их газового режима. Поэтому в целом для моллюсков аридных зон характерна эврибионтность для большинства видов, относительно меньшее их разнообразие и присутствие эндемичных видов. Примером могут быть моллюски оз. Балхаш. Формирование малакофауны этого озера проходило в четвертичное время на фоне растущей аридизации и похолодания климата. Естественный отбор способствовал выживанию в таких условиях преемственных, наиболее эврибионтных видов, способных существовать при резких перепадах температуры, уровня озера и его солености. К редким эндемичным видам относятся *Bithynia caeruleans* West., *Lymnaea iliensis* Lam.

В древних водоемах периоды увлажнения (трансгрессивные фазы) и периоды иссушения (регрессивные фазы) фиксируются степенью разнообразия видов моллюсков. В отличие от морских моллюсков, для которых Д. Яблонский (Jablonski, 1980) отмечает в трансгрессивную фазу высокую степень эндемизма, комплексы пресноводных озерных моллюсков в трансгрессивные циклы характеризуются наибольшим разнообразием видов и повышенной численностью особей. Как среди морских (Jablonski, 1980), так и среди пресноводных моллюсков в трансгрессивные эпохи в разных климатических зонах преобладают относительно кратковременно существующие виды. Так, в Зайсанской впадине основная часть видов вымирает в пределах одного периода и только незначительная часть переходит в более поздние. Регрессивные комплексы моллюсков (как двустворок, так и гастропод) отличаются обеднением видов и присутствием реликтовых видов. Это хорошо прослеживается на палеогеновых и неогеновых комплексах моллюсков в Зайсанской впадине (Толстикова, 1976), а также на плиоценовых, плейстоценовых комплексах моллюсков оз. Балхаш. В трансгрессивную фазу палеоценового и эоценового

времени в Зайсанской впадине в условиях теплого субтропического климата разнообразие видов достигает 32 видов, в то время как в регрессивную олигоценовую фазу оно уменьшается до 6 видов. Следующая за ней трансгрессивная раннемиоценовая фаза (аральское время) характеризуется почти полным обновлением и увеличением состава моллюсков (до 15 видов). Близкая картина наблюдается и на оз. Балхаш. Здесь также наибольшее разнообразие отмечается в трансгрессивную плиоценовую фазу, постепенно уменьшаясь в среднечетвертичное и вновь увеличиваясь в позднечетвертичное время.

Изменение солености озер

У исследователей нет единого мнения по вопросу о пределах солености водоемов разных категорий, особенно для пресных и солоноватых вод. Автор, как уже указывал ранее (Толстикова, 1976), вслед за Л. А. Зенкевичем (1963), И.-Н. В. Ивановой (1973) и В. В. Хлебовичем (1974) за верхний предел пресных вод принимает соленость $2-4\text{ ‰}$. Воды с более высоким содержанием хлористого натрия (как основного компонента, по которому определяется соленость водоемов) принимаются за солоноватоводные (табл. 1).

По степени общей минерализации озера гумидных и аридных зон значительно различаются. Озера гумидного климата характеризуются в целом слабоминерализованными карбонатно-кальциевыми водами. Озера аридных областей отличаются преимущественно сульфатно-хлоридными водами, повышенной минерализацией и преобладанием солей магния (Лепнева, 1950).

Если в гумидной обстановке отмечается постоянный избыток воды и идет процесс снижения солености водоемов, то при аридном климате наблюдается обратная картина: идет сокращение объема воды, и, как следствие, более или менее постепенное осолонение водоема и изменение соотношений между компонентами химического состава воды. Поэтому в этих зонах формируется разное отношение моллюсков к изменению солености. В озерах гумидной климатической зоны преобладают жабернодышащие моллюски, в том числе двусторки, в то время как в аридной — господствуют гастроподы, главным образом, легочные. Последние способны переносить временное осушение озера и постепенное увеличение его солености за счет тканевого приспособления (Гинецинский, 1964), а также за счет выработки моллюсками специальных аминокислот, регулирующих изменение солености и сохраняющих внутреннюю среду моллюска постоянной (Хлебович, 1974).

Разнообразие видов и количественное соотношение особей в значительной степени зависят от солености. Например, в Куршской лагуне средняя соленость колеблется от 0.03 до 0.33 ‰ . На севере, где соленость доходит до 5 ‰ , обитает только *Dreissena polymorpha* (Pallas). Южнее, где амплитуда колебаний соле-

Таблица 1

Соленость разных типов бассейнов

Тип бассейна	Соленость, ‰	Источник
Несоленые (агалинные)	0.05—0.1	Калесник, 1957; Коробков, 1950
Пресные (олигогалинные)	0.0—0.5	Рapp, 1959
	0.1—0.3	Калесник, 1957; Коробков, 1950
	До 0.3—0.5	Книпович, 1938; Лепнева, 1950
	До 1.0	Жадин, 1950; Алекин, 1970
	Менее 2.0 Менее 3.0	Иванова, 1973 Зенкевич, 1963; Хлебович, 1974
Солоноватоводные (мезогалинные)	0—8.0	Невесская, 1965
	0.3—24.7	Кнепович, 1938; Коробков, 1950; Калесник, 1957
Солоноватые	0.5—16	Лепнева, 1950; Жадин, 1950
Солоноватые:		
олигогалинные	0.5—3.0	Välikangas, 1933; Рapp, 1959
миогалинные	3.0—5.0	Рapp, 1959
мейомезогалинные	3.0—8.0 (10.0)	Välikangas, 1933
мезогалинные	5.0—9.0	Рapp, 1959
плейомезогалинные	8(10)—16.5	Välikangas, 1933
плиогалинные	9.0—16.5	Рapp, 1959
полигалинные	16.5—30.0	Välikangas, 1933
Солоноватые	1.0—25.0	Алекин, 1970
Солоноватая зона:		
солончато-пресная	3.0—5.0	Зенкевич, 1963
настоящая солончатовая	5.0—10(8.0)	Там же
солончато-морская	10(8.0)—15.0	» »
Полуморские	9.0—22.0	Иванова, 1973
Солоноватоводные	Ниже 22—27.0	Жижченко, 1964
Морские	15.0—35.0	Зенкевич, 1963
»	16.0—47.0	Лепнева, 1950
»	Более 22.0	Иванова, 1973
» (полигалинные)	24.7—47.0	Книпович, 1938; Коробков, 1950; Калесник, 1957
» (брахигалинные)	16.5—30.0	Рapp, 1959
»	Выше 30.0	Välikangas, 1933, Рapp, 1959
»	25.0—50.0	Алекин, 1970
Полносоленые	Выше 22—27.0	Жижченко, 1964

ности уменьшается ($0.1—0.5‰$), численность пресноводных моллюсков возрастает до 7 видов, а в юго-восточной части достигает 14 видов (соленость падает до $0.05‰$) (Толстикова и др., 1983).

А. Л. Дулькин (1961) приводит примеры разного засоления 192 зауральских озер и приспособления к ним моллюсков. Размножение и развитие большинства пресноводных гастропод происхо-

дит при определенной солености воды — до 4—5 ‰ (Иванова, 1973; Хлебович, 1974). Взрослые особи переносят и более высокие концентрации сезонной солености (единичные виды до 12 ‰), а личинки и молодь при значительном изменении солености вымирают.

Пресноводные моллюски чувствительны не только к общей минерализации вод, но и к ее активной реакции (концентрации водородных ионов). Диапазон активной реакции среды для разных видов несколько различен. Но для большинства моллюсков наиболее благоприятной является нейтральная или слабощелочная среда. В опытах со *Sphaegium cognatum* А. Ф. Алимов (1981) установил, что фильтрационная способность данного вида сохраняется при рН 5.5—7.5 (при рН 6 она была наибольшей). Незначительные отклонения активной реакции среды от оптимальных значений для конкретных видов приводят к ослаблению фильтрационного процесса двустворок (Алимов, 1981).

Большинство пресноводных водоемов имеет нейтральную реакцию воды. Высокоминерализованные водоемы имеют рН до 8, реже до 9 и даже 9.9. Слабокислой реакцией характеризуются дистрофные озера. Кислая реакция характерна для заболоченных озер (Лепнева, 1950).

В регионах с аридным климатом в течение всего кайнозоя наблюдается приспособление моллюсков к иссушению водоемов и резкому изменению солености. Это проявляется в вытеснении видов с узкой валентностью по солености видами с более широкой и вообще в замещении стенобионтных видов эврибионтными. Например, изменение озерного осадконакопления в Зайсанской впадине продолжалось на протяжении позднего мела, палеогена, неогена и антропогена. За такой промежуток времени происходило многократное изменение палеогеографической обстановки. Поэтому Зайсанская впадина является прекрасным показателем изменения главных абiotических факторов среды, в том числе солености. Так, в палеоцене — эоцене Празайсана присутствуют представители родов, которые обитали при верхнем пределе солености до 2—3 ‰ в условиях субтропического гумидного климата (Толстикова, 1976). К концу палеогена, при растущей аридизации уже теплоумеренного климата, роды, предпочитающие повышенную соленость воды, вымирают к началу олигоцена. В миоцене широко распространены легочные и переднежаберные гастроподы с широкой валентностью по отношению к сезонному изменению солености при преобладающей тенденции к иссушению климата и колебанию уровня озер. Эти роды (за исключением некоторых) существуют и поныне в современной малакофауне Юго-Восточного Казахстана.

Гидродинамический режим

В разных климатических зонах гидродинамический режим водоема является существенным фактором при распределении моллюсков по биотопам. Наиболее благоприятными в постоянных пресноводных бассейнах являются участки с умеренным течением, которое обеспечивает вентиляцию вод, выравнивание температур, газового режима, притока пищевых веществ, удаление продуктов распада. Скорость течений отражается на темпе роста моллюсков. По наблюдениям А. Ф. Алимова (1981) зоны оптимума роста унионид находятся в мезотипе течения. Так, *U. tumidus* растут с большей скоростью при течении воды около 0.7 м/сек., *U. picturum* — 0.5—0.55 м/сек., *Batavusiana crassus* — 0.8 м/сек., *Anodonta anatina* — 0.6—0.7 м/сек.; *A. piscinalis* — 0.8 м/сек., *A. seispansis* — около 1 м/сек. В слабопроточных озерах скорость роста этих моллюсков замедляется.

С подвижностью вод и с их температурой тесно связан газовый режим водоема. В условиях отсутствия хорошей аэрации вод в мелких эвтрофных озерах отмечается прямая термическая и кислородная стратификация вод (Лепнева, 1950). Ветер, перемешивая воду, делает распределение газов более равномерным. В придонных слоях эвтрофных озер гумидных областей зимой, а в аридных — летом наблюдаются заморы вследствие полного потребления кислорода. В крупных эвтрофных озерах при хорошей аэрации циркуляционными токами обеспечивается равномерное распределение газов и температур по всей толще воды, а накопившийся углекислый газ благодаря ветровой вентиляции удаляется в атмосферу. Большинство двустворок предпочитает хорошо аэрируемые участки вне волноприбойной зоны.

Фациальные условия¹

В пределах единой ландшафтно-климатической зоны, определяющей температурный и гидрологический режим водоемов, для существования организмов важное значение имеет конкретная фациальная обстановка, то есть совокупность таких факторов, как микрорельеф биотопов, консистенция и гранулометрический состав грунтов, направление течений, преобладающих ветров и т. д.

Взаимосвязь распределения моллюсков и фаций выявлялась по следующей методике:

1. В пределах одной фациальной обстановки анализировался общий комплекс моллюсков и других организмов.

2. В разных фациальных обстановках анализировались одни и те же виды.

¹ Наблюдения по биофациальному анализу проводились совместно с Ю. А. Кривулиной под руководством А. В. Македонова.

3. Вещественный состав раковин моллюсков определялся для разных видов из близких и разнофациальных обстановок.

Для одного и того же водоема систематический состав моллюсков в разных фациальных обстановках существенно различался. Это четко прослеживается на танатоценозах лагуны Куршю-Марес, Невской губы (восточной части Финского залива) и озерах Карельского перешейка (Толстикова и др., 1983).

Необходимость учета многих компонентов при фациальном анализе, в том числе морфологии прилегающих береговых зон и господствующих ветров, подтверждают наблюдения в лагуне Куршю-Марес. Здесь, казалось бы, на благоприятных песчаных грунтах западного берега даже двустворчатые моллюски (дрейсены) редки из-за открытости берега, его крутизны и постоянных (сдувающих) господствующих западных ветров. Видовой состав моллюсков в разных участках лагуны как по составу, так и численности особей различается благодаря существенным различиям в конкретных фациальных обстановках. Ю. А. Кривулина (Толстикова и др., 1983) в пределах этой лагуны различает 6 типов побережий, отличающихся геологическим строением примыкающей суши, гранулометрическим составом грунтов, характером береговой линии, направлением господствующих ветров и соответственно разными доминирующими видами моллюсков и типом захоронения раковин.

I тип песчаного пляжа открытого западного берега со стороны косы Куршю-Нерия. Он сложен средне- и мелкозернистым кварцполевошпатовым песком с редкими местонахождениями моллюсков, особенно гастропод. Тип захоронений полосовидный и пятнистый. По количеству раковин на 1 м² моллюски встречаются здесь в десятки и сотни раз реже, чем на зарастающем низком песчано-илистом южном и восточном берегу лагуны. Тип западного берега отличается от юго-восточного побережья более крутым уклоном. При сильных ветрах на таком берегу раковинам трудно закрепиться в песчаном грунте.

II тип галечно-гравийно-песчаного пляжа открытого берега с близким залеганием моренного субстрата. Это неширокие (2—3 м) локальные участки пляжа, в осадках которого преобладают продукты перемыва близко залегающих ледниковых отложений. Раковины моллюсков встречаются редко, но иногда среди них преобладают дрейсены, образующие на ограниченной площади (первые квадратные метры) захоронения типа ракушечной мостовой.

III тип побережий выделяется для пляжей мелких бухт (мыса Венте, залива Княпас). Здесь наблюдаются скопления раковин типа «ракушечная мостовая», представленных доминирующим видом *Dreissena polymorpha*. Такие захоронения наблюдаются в бухте на протяжении десятков метров и образуют валы высотой до 0.6—0.7 м. Однако в целом для лагуны такие скопления раковин и такой тип захоронения наблюдаются редко.

IV тип низкого берега с неразвитым пляжем (залив Теплый),

дно которого сложено торфом и прикрыто с поверхности тонким слоем крупнозернистого песка, характеризуется редкими полосовидными и пятнистыми захоронениями моллюсков.

V тип равномерно зарастающего берега с широкой зоной тростника отличается бедностью моллюсков (преимущественно легочных гастропод). Грунт состоит из чередующихся прослоев глинистого мелкозернистого песка и гумусированного алеврита.

VI тип неравномерно зарастающего берега с неровной, изрезанной конфигурацией береговой линии, с мелкими открытыми бухтами и лагунами. К береговой зоне открытых участков здесь приурочены массовые скопления раковин моллюсков, выносимых сюда при сильном волнении. Раковины лежат прямо на траве низкой заливаемой террасы, разрез которой характерен для зоны зарастания и сложен неслоистым гумусированным алевритом с остатками крупных корней и более мелкого растительного детрита. Примесь песка незначительная. Доминирует пятнистый тип захоронения раковин дрейсен, изредка встречается «ракушечная мостовая».

Такая же зависимость состава моллюсков от конкретной фациальной обстановки наблюдается и в Невской губе. В северной части последней широко развиты песчаные литорали и открытые песчаные пляжи, а на юге — берег, заросший, с мягкими илистыми грунтами. На севере господствующими являются двустворки с доминантом *Anodonta minima*, а на юге доминируют растительные гастроподы с *Viviparus viviparus*. В пределах песчаных пляжей наблюдается различие в распределении моллюсков по микрорельефу. В пос. Комарово, где песчаный пляж изобилует микробухтами и микролагунами, моллюски разнообразнее и многочисленнее, чем в пос. Молодежный, где песчаный пляж открытый и подвержен постоянному действию ветров. В Сестрорецке разнообразие моллюсков также наблюдается в микролагунах с подветренной стороны. Проводимые наблюдения на озерах Карельского перешейка свидетельствуют о такой же фациальной зависимости распространения озерных моллюсков (Толстикова и др., 1983).

Л. С. Козловская (1956) для оз. Глубокого Московской области выделяет два малакологические сообщества, приуроченных к разным фациальным обстановкам. Это сообщество зарослей вблизи незаболоченных берегов: *Pisidium casertanum*, *P. henslowianum*, *Sphaerium corneum*, *S. rivicola*. Здесь встречаются единичные *Gyraulus albus*, *Valvata cristata*, *Bithynia tentaculata*, *Planorbis planorbis*, *Bathymphalus contortus*. Закономерности в их расселении не отмечено. Сообщество вблизи заболоченных берегов (*Acroloxus lacustris*, *Hippeutis riparius*, *Armiger crista*, *Valvata pulchella*).

На оз. Галичском Л. С. Козловская выделяет сообщество литорали (*Valvatidae*, сфериды) и сублиторали (униониды). В обоих сообществах встречаются только виды *Valvata piscinalis*, способные парить в воде наподобие планктонных организмов.

На примере западносибирских озер Л. С. Козловская (1956) отмечает приуроченность отдельных видов к строго определенным фациям. Так, массовое скопление *Armiger crista* var. *inermis* и единичные экземпляры *Gyraulus gredleri* var. *rossmaessleri* ею отмечаются в торфяной прослойке, т. е. на стадии умирания озера и превращения его в торфяник.

Наглядным примером (по наблюдениям автора) приуроченности моллюсков к определенным фаціальным условиям в озерных водоемах являются озера Лийварв и Мудаярв (ЭССР), соединенные друг с другом всего 30-метровой протокой.

В глубоком озере Лийварв с крутыми открытыми берегами, узким песчаным пляжем, со слабо развитой водной растительностью присутствуют всего два вида двустворок: доминирующий *Unio pictorum* (L.) и единичные *U. longirostrum* Rossm.

В мелководном озере Мудаярв с низкими зарастающими берегами и илистым дном обитают гастроподы, преимущественно легочные: *Planorbarius purpura* (Müller), *Lymnaea stagnalis* L., *L. (Radix) auricularia* (L.), *L. tumida* Held, *Planorbis planorbis* L., *Viviparus contectus* (Millet).

Фаціальная приуроченность моллюсков наблюдается и на озерах аридной зоны. Так, на открытой песчаной литорали оз. Зайсан встречены только двустворки *Anodonta seisanensis* Kob., а на зарастающих участках вблизи дельты р. Черного Иртыша обычно растительноядные гастроподы.

Если доминирующие виды отражают узкие условия среды (чаще характерны для определенной или ограниченного набора фаций), то акцессорные виды имеют важное значение для определения разновозрастности комплексов и как индикаторы ландшафтно-климатической зоны. Они прослеживаются на сотни километров (табл. 2).

В распределении моллюсков по площади водоема в условиях разных климатов существенную роль играет характер грунта биотипа. Жители илистых и песчано-илистых грунтов — пелофилы — характеризуются тонкими и легкими раковинами, уплощенными или умеренно выпуклыми, с широкой площадью опоры, гладкими или покрытыми радиальной струйчатостью, способствующей сползанию илистых и других терригенных частиц. В застойных и слабо проточных водах преобладают диффузионные процессы водообмена. Поэтому несмотря на повышенное содержание органического вещества и микроэлементов, обеспечивающих питание моллюсков, пелофилов относительно ограниченное число видов. На илистых грунтах взмученный осадок и продукты распада жизнедеятельности организмов забивают жаберный аппарат и осложняют работу сложно и тонко построенного желудка. Более излюбленными биотопами являются умеренно уплотненные песчаные грунты с тонким наилком, несущим все необходимые продукты питания как для зарывающихся фильтров — двустворок, так и для гастропод (для псаммофилов). Также моллюски предпочитают участки, где фильтрационные процессы водной миграции

Таблица 2

Распределение современных моллюсков в водоемах разного генезиса одной ландшафтно-климатической зоны

Виды	Лагуна Кюрюш-Марес	Рижский залив	Финский залив	оз. Ладожское	оз. Борисовское	оз. Красное	оз. Лийваярви	оз. Мудаярви
<i>Dreissena polymorpha</i> (Pal- las)	+							
<i>Anodonta minima</i> Mil- let		+	+	+	+			+
<i>A. zellensis</i> (Gmelin)			+	+	+	+		
<i>Pseudanodonta kletti</i> Rossm.								
<i>P. anatina</i> (L.)	+	+						
<i>Unio pictorum</i> (L.)	+	+	+	+			+	
<i>U. longirostris</i> Rossm.			+				+	
<i>V. ovalis</i> (Mont.)		+	+	+				
<i>U. tumidus</i> Phillip.		+	+	+	+			
<i>Crassiana crassa</i> Phillip.	+							
<i>Sphaerium corneum</i> (L.)	+		+					
<i>Pisidium casertanum</i> (Po- li)				+				
<i>P. amnicum</i> (Müller)	+		+					
<i>Theodoxus fluviatilis</i> (L.)	+		+	+				
<i>Viviparus viviparus</i> (L.)	+	+	+	+	+	+		
<i>V. contentus</i> (Mellet)								
<i>Planorbis corneus</i> (L.)	+	+		+				+
<i>P. banaticus</i> (Lang)			+	+	+	+		
<i>P. purpura</i> (Müller)			+	+				
<i>Lymnaea stagnalis bolthika</i> (Clessin)	+	+	+	+	+			+
<i>L. polustris</i> (Müller)	+		+	+				+
<i>L. tumida</i> Held			+	+		+		
<i>L. (Radix) auricularia</i> (L.)	+		+	+				
<i>L. (Radix) ovata</i> (Drap.)	+		+	+				
<i>L. (Peregriana) peregra</i> (Müller)	+			+				
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	+		+	+				+
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	+	+	+	+				+
<i>P. carinatus</i> (Müller)			+					+
<i>Anisus vortex</i> (L.)	+		+	+	+			+
<i>Valvata piscinalis</i> (Mül- ler)	+			+				
<i>V. pulchella</i> Studer				+				
<i>Physa fontinalis</i> (L.)			+					

преобладают над диффузионными. Это способствует постоянному притоку питательных веществ и оттоку продуктов распада.

В зоне волнений обитают жители каменистых грунтов — литофилы. Они обладают более крупными, тяжелыми, толсто-стенными выпуклыми раковинами, т. е. морфологическими приспособлениями, которые помогают моллюскам быть устойчивыми

во время волнений. Чаще всего в таких зонах моллюски обитают за крупными камнями с подветренной стороны, где сила удара волны ослабленная.

При жидких грунтах даже очень слабое течение выносит песчинки из-под опоры створок, а с другой стороны, вновь принесенные песчинки задерживаются около раковины, постепенно заноса ее песком полностью. Раковина как бы погружается в песок. Такие явления наблюдались автором у устьев рек Невской губы и на оз. Зайсан.

Большинство пресноводных гастропод тяготеют к растительному субстрату (Лешко, Соловкина, 1983). Есть виды, которые обитают исключительно среди зарослей макрофитов. Наибольшее число фитофилов образуют массовые скопления на рдестах. На камнях с моховыми обрастаниями показатели численности и биомассы моллюсков выше, чем на камнях, обросших нитчатыми водорослями.

Таким образом, разные участки современных водоемов имеют довольно различный видовой состав, особенно доминирующих видов, но в пределах одного водоема общий видовой состав выдерживается. Один и тот же вид в пределах одной фациальной обстановки может быть доминирующим, а в другой в этом же водоеме — акцессорным. В конкретной фациальной обстановке доминирует один вид, субдоминанты ограничиваются 1—2 видами. Остальные виды встречаются редко, как акцессорные.

Доминирующий вид в течение летнего сезона меняется, так как сроки размножения разных видов моллюсков не совпадают. Например, в Невской губе, по наблюдениям автора, *Anodonta minima* наиболее многочисленны в конце мая и в августе—сентябре, *Lymnaea tumida* — в июле, *Viviparus viviparus* — в августе и сентябре. Доминирующий вид меняется и в зависимости от изменения условий существования. Так, в северной части Невской губы на песчаной литорали в течение 7 лет наблюдений (1969, 1977—1982) доминирующим видом была *Anodonta minima*. В 1983 г. в августе и сентябре ее сменил *Sphaerium cognatum*. По-видимому, эта смена доминанта связана с повышенной мутностью вод в связи с началом работ на дамбе.

При изучении современных разнофациальных типов осадков и танатоценозов моллюсков А. В. Македоновым, Ю. А. Кривулиной и автором были установлены определенные парагенетические соотношения (Толстикова и др., 1983). Они проявляются в специфичности систематического состава моллюсков, а главное, в особенностях вещественного состава их раковин. Было установлено, что элементный состав раковин моллюсков в условиях современного рудогенеза существенно отличается от элементного состава раковин моллюсков из районов торфообразования (Толстикова и др., 1983). В рудоносных водоемах (оз. Красное, оз. Борисовское) повышенная концентрация марганца, железа, бария обнаружена в раковинах всех изученных видов. У двустворок-фильтраторов, обитающих в литоральной зоне (т. е. там,

где формируются железо-марганцевые конкреции) и питающихся продуктами разложения илистого осадка и придонной взвеси, содержание перечисленных выше элементов выше, чем у растительноядных гастропод (табл. 3).

В обстановках торфонакопления воды характеризуются повышенной кислотностью. В этих условиях железо и марганец находятся в подвижном состоянии, и их концентрации носят рассеянный характер. В раковинном веществе моллюсков в таких фациях отмечается понижение значений марганца, железа, бария и общее обеднение содержания микроэлементов.

Для каждого рода изученных моллюсков элементный состав раковинного вещества относительно устойчив, но количественное содержание элементов у разных видов несколько колеблется. Во всех фациальных обстановках гумидного климата *Viviparus* содержали серебро и свинец; *Lymnaea* — хром, свинец, ниобий; *Vithupia* — титан и ниобий; *Planorbatus* — ванадий и ниобий.

В аридной климатической зоне в раковинном веществе тех же родов отмечается повышенное содержание на один—два порядка таких элементов, как магний, стронций, барий, т. е. элементов, типоморфных для засушливого климата (табл. 4).

Захоронения раковин существенно различаются в условиях гумидного и аридного климата. При избытке влаги гумидного климата и благодаря постоянному удалению с поверхности слоев грунта щелочных элементов, кальций почти всегда является дефицитным, а органическое вещество, богатое кислотами, преобладающим. В таких условиях при диагенезе углекислый кальций раковин растворяется вскоре же после захоронения. При быстром растворении раковинного вещества и в спокойной среде осадконакопления в ископаемом состоянии сохраняются наружные отпечатки раковин, при медленном — внутренние ядра (Иванова, 1973).

В аридной зоне, где из-за недостатка влаги ослаблена водная миграция и где в осадке господствует щелочная или нейтральная среда, кальций всегда в избытке. Растворение раковинного вещества ослаблено или отсутствует. Поэтому в аридных условиях раковины сохраняются чаще и в хорошем состоянии, которое зависит преимущественно от местных условий диагенеза.

По наблюдениям автора, раковины лучше захороняются при регрессии водоема как в гумидных, так и аридных обстановках. На осушенной литорали раковины как бы подсыхают, высушиваются, содержащаяся в них вода испаряется. Такие раковины, перекрытые осадком, консервируются и проходят диагенез в более благоприятных условиях, т. е. при меньшем количестве органических кислот. При понижении уровня водоема чаще всего приходится иметь дело с автохтонными танатоценозами, слабо перемещенными в пределах первых метров. Такие танатоценозы скорее являются субавтохтонными и дают информацию, очень близкую прижизненной обстановке. Многочисленные примеры таких захоронений раковин моллюсков наблюдаются на озерах Балхаш,

Таблица 3

Распределение пресноводных моллюсков современных водоемов, расположенных в районе торфонакопления, рудопроявления и накопления песков

	Торфопроявление			Сапро-пели	Рудопроявление			Пески		
	В. и Ю. Куршю-Марес	В. Финского залива	Оз. Мудаярв		В. Финского залива	Оз. Красное	оз. Борисовское	З. Куршю-Марес	Оз. Ливаярв	Оз. Сита
<i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas)	□ 4							+		
<i>Unio pictorum</i> (L.)					+ 100	+ 300	+ 300		□ 100	
<i>U. longirostris</i> Rossm.									+	
<i>U. ovalis</i> (Mont.)					+					
<i>U. lumidus</i> Philip.	+				+	□ 500	□ 400	+		
<i>Crassiana crassa</i> Philip.								+ 8		
<i>Anodonta cygnea</i> L.										+ 100
<i>A. minima</i> Millet			+		□ 100					
<i>Pseudanodonta kletti</i> Rossm.					△ 100		+			
<i>P. anatina</i> (L.)	+ 20							+		
<i>Sphaerium corneum</i> (L.)		□ 10			+ 10					
<i>Pisidium casertanum</i> (Poli.)	+									
<i>P. amnicum</i> (Müller)	△									
<i>Viviparus viviparus</i> (L.)	+ 10	□ 10			△ 12			□ 10		
<i>V. conectus</i> (Müller)			+							+ 70
<i>Theodoxus fluviatilis</i> (L.)	+				+ 10					

<i>Planorbis banaticus</i> (L.)			+		+					
<i>P. purpura</i> (Müller)			□ 60		+ 100					+
<i>P. corneus</i> (L.)	+							+		
<i>Lymnaea stagnalis</i> (L.)		+	△ 15				+			
<i>L. stagnalis boltnica</i> Clessin	+				+			+		
<i>L. (Radix) auricularia</i> (L.)	+ 20		+							
<i>L. (Radix) ovata</i> (Drap.)	+									
<i>L. (Radix) tumida</i> Held					□ 8	△ 50				
<i>L. (Radix) peregra</i> (Müller)	+									
<i>L. (Galba) palustris</i> (Müller)	+					+ 50				
<i>Physa fontinalis</i> (L.)					+					
<i>Bithynia tentaculata</i> (L.)	□ 15				+ 50			+		
<i>Planorbis planorbis</i> (L.)	+	+	+					+		
<i>P. carinatus</i> (Müller)	+									
<i>Anisus contortus</i> (L.)	+	+								
<i>A. vortex</i> (L.)	+									
<i>A. spirorbis</i> (L.)	+									
<i>Valvata piscinalis</i> (Müller)	+			□				+		
<i>V. crista</i> Müller	+									

Условные обозначения: □ — вид-доминант; △ — вид-субдоминант; + — редкие виды; цифры обозначают концентрацию марганца в 10⁻³%.

Таблица 4

Микроэлементный состав раковинного вещества моллюсков в разных климатических зонах

Местонахождение	Виды	-2 Ba	-4 Mn	-2 Sr	-4 Cu	% Mg
Комарово	<i>Lymnaea auricularia</i>	1	300	5	5	0.1
Рижское взморье	То же	—	100	2	3	0.1
Куршю-Марес	» »	—	300	3	10	0.3
Иссык-Куль	» »	—	7	20	5	0.5
Иссык-Куль	» »	6	4	40	2	0.3
Балхаш	» »	3	8	20	1	—
Куршю-Марес	<i>Galba palustris</i>	5	50	15	8	0.15
Чаны	То же	1.5	8	20	6	0.15
Куршю-Марес	<i>Anodonta complanata</i>	8	20	4	10	0.002
Чаны	То же	8	20	20	6	0.15
Рижское взморье	<i>Lymnaea stagnalis</i>					
Балхаш	То же	1	30	15	0.5	0.3
Эстония (Мудаярв)	» »	—	10	2	—	0.03
Финский залив (Ломоносов)	» »					
оз. Борисовское	» »	1	10	3	1	0.2
оз. Красное	» »	1	900	5	5	0.2
оз. Сита	» »	1	900	5	5	0.2
оз. Сита	» »	3	300	2	3	0.5

Иссык-Куль, Зайсан. В аридной зоне раковины покрываются осадком раньше, чем успеют разрушиться, в то время как при гумидном климате они растворяются еще до заметного осадко-накопления.

Сохранность раковин разных родов уже с первых моментов их захоронения различается по крепости створок и их микро-структурному строению. Как показали наблюдения за изменением танатоценозов в Комарово, в процессе захоронения происходит постепенная замена доминирующего вида. Так, в литоральной зоне доминантом является *Anodonta minima*, а субдоминантом *Pseudanodonta kletti*, *Lymnaea (Rdaix) tumida*. Тонкостворчатые раковины предпоследнего вида еще многочисленны в I тростниковой зоне, но редки во II детритоносной зоне и совсем не встречаются в удаленной зоне пляжа. Второй субдоминант имеет настолько хрупкую раковину, что не сохраняется даже в самой близкой приурезовой зоне. Напротив, очень редкие, достаточно толстостворчатые раковины *Unio* со временем накапливаются как во II детритоносной, так и еще в более удаленной части пляжа от уреза воды. Тогда раковины рода *Unio* становятся доминирующими, будучи в прижизненном состоянии в литоральной зоне аксессуарным видом. Прочность раковины, по мнению Н. Д. Зыковой и др. (1979), зависит от абсолютного содержания (а не относительного!) кальция и магния. Так, у *Lymnaea patula* относительное содержание кальция (в процентах от веса раковины) самое высокое, но раковина самая хрупкая. У *Unio* и *Anodonta* содержание кальция на единицу веса раковины ниже,

но раковины самые прочные. У *Lymnaea stagnalis* прочность раковины возрастала от концентрации в воде магния. По наблюдениям автора, прочность раковин в озерах с активным рудогенезом (оз. Красное) повышенная, по сравнению с теми же видами в нерудных озерах.

Типы захоронений взаимосвязаны с биоценозами (т. е. определяются образом жизни моллюсков) и последующей динамикой вод. Пятнистому скоплению живущих моллюсков отвечает пятнистый тип их захоронения. При этом раковины, входящие в состав танатоценозов, на берегу располагаются параллельно урезу воды, образуя под воздействием волн пятнисто-полосовидный тип захоронения. Редкие одиночные моллюски при отмирании образуют рассредоточенный и спорадический тип захоронения. Колониальные поселения моллюсков (например, *Dreissena polymorpha* в Куршской лагуне) способствуют образованию «ракушечной мостовой» (Толстикова и др., 1983).

Выводы

1. Каждая эпоха характеризуется своеобразными ландшафтно-климатическими особенностями, поэтому полной аналогии современных и древних обстановок осадконакопления и условий существования организмов быть не может.

2. Однако во все времена организмы зависели от количества солнечной энергии, солености вод бассейна, от его гидрологического и химического режима и т. д., т. е. от конкретной фациальной обстановки, характеризующей их образ жизни. В этом плане проводить сравнительные исследования условий существования современных и древних групп организмов, современных и древних фаций, необходимо.

3. В течение геологической истории менялись фации и площади их распространения. В древние эпохи отмечается выдержанность однотипных фаций на большей территории, меньшее их разнообразие. Некоторые из них, по-видимому, несравнимы с современными. В современную эпоху характерна мозаичность распространения однотипных фаций из-за возросшей к этому времени разнообразности ландшафтно-климатических условий, обусловленных наложенными процессами тектоники, климата, формирования биоты.

4. Закон сохранения коррелятивных связей в процессе эволюции организмов позволяет считать, что парагенетические соотношения моллюсков и современных фациальных обстановок более тесные, отчетливее и разнообразнее, чем в древние геологические эпохи.

5. В пределах одного бассейна, но в различных его частях наблюдается разное соотношение видов и их доминантов. В конкретной фациальной обстановке доминирует, как правило, среди моллюсков 1 вид, субдоминантами могут быть 1—2 вида, осталь-

ные встречаются единично. Акцессорные виды распространены в разных фациях, благодаря чему имеют существенное значение для определения одновозрастности современных водоемов и их принадлежности к определенной ландшафтно-климатической зоне. Разнообразие видового состава моллюсков зависит от разнообразия локальных фациальных обстановок водоема. Поэтому в крупных современных водоемах встречается большее число видов моллюсков, чем в небольших водоемах с однородным геоморфологическим строением впадины.

Литература

- Алимов А. Ф. Функциональная экология пресноводных двустворчатых моллюсков. Л., 1981. 247 с.
- Бергер В. Я., Ярославцева Л. М., П. В. Ярославцев. Дифференциация систем приспособления моллюсков сем. Tecturidae к экстремальным и умеренным изменениям солености среды: — В кн.: Моллюски. Систематика, экологические закономерности распространения. Л., 1983, с. 195—196.
- Богатов В. В. Изменчивость Луппаеа в малых водохранилищах. — В кн.: Вопросы экологии животных. Вып. 2. Калинин, 1975, с. 3—10.
- Гинецинский А. Г. Физиологические механизмы водно-солевого равновесия. М.—Л., 1964. 427 с.
- Долгин В. Н., Иоганзен Б. Г. Эколого-морфологическая характеристика новых и малоизвестных пресноводных моллюсков севера Западной Сибири. Томск, 1979, с. 47—61.
- Дулькин А. Л. Химизм воды озер Южного Урала и Зауралья и моллюски. — Зоол. ж., 1961, т. 40, вып. 10, с. 1461—1464.
- Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.—Л., 1952. 376 с.
- Жадин В. И., Герд С. В. Реки, озера и водохранилища СССР, их фауна и флора. М., 1961. 559 с.
- Зенкевич Л. А. Биология морей СССР. М., 1963. 739 с.
- Зыкова Н. Д., Изакенайте А. П., Кремень А. С., Круглов Н. Д. Влияние терригенных факторов на размещение и физиологические особенности некоторых пресноводных моллюсков. — В кн.: Проблема региональной лимнологии. Иркутск, 1979, с. 94—101.
- Иванова И.-Н. В. Двустворчатые моллюски и условия осадконакопления. М., 1973. 164 с.
- Ивлева И. В. Температура среды и скорость энергетического обмена у водных животных. Киев, 1981. 231 с.
- Иззатулаев З. К изучению экологических группировок пресноводных моллюсков Восточного Памира. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в водоемах. Тезисы 5-го Вс. лимнологич. совещ. Вып. 2. Иркутск, 1981, с. 135—136.
- Калесник С. В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970. 283 с.
- Козловская Л. С. Субфоссильные комплексы моллюсков как показатели состояния озер в голоцене. — Тр. Лаб. сапропелевых отложений. 1956, вып. VI, с. 55—64.
- Кривошеина Л. В. Пресноводная малакофауна бассейна верхнего Иртыша. Автореф. канд. дис. Л., 1973. 24 с.
- Кривошеина Л. В. и Козляткин А. Л. О биотопическом распределении моллюсков Бухтарминского водохранилища. — В кн.: Фауна и экология животных Казахстана. Алма-Ата, 1981, с. 13—21.
- Кривулина Ю. А., Македонов А. В., Толстикова Н. В. Геохимические признаки танатоценозов моллюсков как индикаторы поисков полезных ископаемых. М., 1982.

- Лезин В. А. Уровенный режим озер Центрального Казахстана. — В кн.: Сб. работ Алма-Атинской гидрометеорол. обсерватории, вып. 4. Алма-Ата, 1969, с. 97—109.
- Лепнева С. Г. Жизнь в озерах. — В кн.: Жизнь пресных вод СССР. Т. 3. М., 1950, с. 257—552.
- Лешко Ю. В., Соловкина Л. Н. Биотопическое распределение и кормовое значение пресноводных моллюсков бассейна р. Печоры. — В кн.: Моллюски. Систематика, экология и закономерности распространения. Л., 1983, с. 197—198.
- Нгуэн Тинь. Кальций в тканях и полостных жидкостях некоторых пресноводных моллюсков семейства Unionidae. Автореф. канд. дис. М., 1973. 28 с.
- Неймышев М. В., Толстикова Н. В. Анодонты пресных водоемов Чуйской межгорной впадины (Северный Тянь-Шань). — Изв. АН Кирг.ССР, 1972, № 5, с. 10—14.
- Неустроева И. Ю. Типы ориктоценозов остракод в континентальных отложениях и их фациальная приуроченность. — Ежегодник ВПО, 1981, вып. 24, с. 121—126.
- Перельман А. И. Геохимия ландшафта. М., 1975. 339 с.
- Попов С. В. Микроструктура раковины и систематика кардиид. М., 1977. 123 с. (Тр. ПИН АН СССР, т. 153).
- Смирнов Л. Е. Географическая экология. — Вестн. ЛГУ, 1982, № 24, с. 23—31.
- Севастьянов Д. В. О некоторых закономерностях развития высокогорных озер Тянь-Шаня и их палеогеографическом значении. — Изв. ВГО, 1979, вып. 6.
- Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л., 1970. 371 с.
- Старобогатов Я. И. Система и филогения Lymnaeidae. — В кн.: Проблемы зоологии. Л., 1970, с. 79—81.
- Тодераш И. К. Энергетический баланс пресноводных моллюсков. Моллюски, экология и закономерности распространения. Л., 1983, с. 211—212.
- Толстикова Н. В. Моллюски древних озер Зайсанской впадины (Юго-Восточный Казахстан, мел, палеоген, миоцен). — В кн.: Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л., 1976, с. 51—257.
- Толстикова Н. В. Палеобиогеографическая характеристика моллюсков аральского времени Казахстана. — В кн.: Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л., 1979, с. 46—57.
- Толстикова Н. В., Македонов А. В., Кривулина Ю. А. Некоторые итоги биофациального анализа современных лагунных и озерных осадков. — Ежегодник ВПО, 1983, т. 26, с. 295—309.
- Хлебович В. В. Критическая соленость биологических процессов. Л., 1974. 235 с.
- Шахмаев Н. В. Пресноводные моллюски как биоиндикаторы и концентраты марганца, кобальта, меди и железа. — В кн.: Водоемы Сибири и перспективы их рыбохозяйственного использования. Томск, 1973, с. 217—218.
- Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969, 245 с.
- Klimowicz H. Tentative classification of small water bodies on the basis of the differentiation of the molluscan fauna. — Polskie arch. hydrobiol., 1959, N 6, p. 85—103.
- Jablonski D. Apparent versus real biotic effects of transgressions and regressions. — Paleobiology, 1980, 6, N 4, p. 397—407.

ОСОБЕННОСТИ АССОЦИАЦИЙ ОСТРАКОД ДРЕВНИХ ОЗЕР В УСЛОВИЯХ ГУМИДНОГО И АРИДНОГО КЛИМАТА

ВВЕДЕНИЕ

Постоянным компонентом экосистем озер разных типов являются остракоды. Однако их роль в составе биоценозов озер изменялась на протяжении геологической истории и зависела от экологических условий, существовавших в палеоводоемах. Одним из главных факторов, определяющих специфику ландшафтных обстановок и связанных с ними типов континентальных водоемов, является климат. Гумидная и аридная климатические зоны характеризуются разной степенью обводненности ландшафтов, а следовательно и различными ареалами, путями миграции и характером развития лимнической фауны и экосистем озер в целом.

Настоящая работа ставит целью выявление биологических, экологических и палеобиогеографических особенностей ассоциаций остракод, обусловленных влиянием климатических факторов на континентальные водоемы. Для решения этой проблемы автором проведен анализ распространения и развития пресноводных остракод с целью установления связи этих процессов с климатическими и ландшафтными изменениями в предшествовавшие эпохи, начиная с периода становления фауны мезо-кайнозойского типа, когда у лимнических остракод вырабатывались адаптации к обитанию в различных изменяющихся условиях окружающей среды.

В основу анализа было положено изучение таксономического состава и количественного соотношения представителей различных родов, семейств и надсемейств в ассоциациях остракод, характерных для отдельных эпох мезозоя, получивших распространение в той или иной климатической зоне. При характеристике климатических и ландшафтных особенностей территории Евразии в мезозое автором использованы данные обобщающих исследований по палеоклиматам Н. М. Страхова (1962), В. М. Сеницына (1966), В. А. Вахрамеева (1975) и др. Данные по таксономическому составу ассоциаций остракод в виде круговых диаграмм, отражающих процентное соотношение представителей трех основных надсемейств *Darwinulacea*, *Surgidacea* и *Cytheracea*, нанесены на палеоклиматические карты Евразии, составленные В. М. Сеницыным (1966).

Таксономический состав лимнофауны, безусловно, определяется не только климатическими условиями природной зоны,

в которой расположен тот или иной водный бассейн, но и историей возникновения и развития самих бассейнов. Нередко континентальные водоемы образовывались за счет изоляции отдельных участков — заливов или лагун — мелководных морей. В таких случаях наблюдается смешение элементов морской и пресноводной фауны, сосуществующих в одном водоеме, хотя сами водоемы давно утратили непосредственную связь с морем (например, фауна Каспийского и Аральского морей). Отложения бассейнов подобного типа встречаются и в ископаемом состоянии. Поэтому при анализе таксономического состава ассоциаций остракод учитывался и генезис бассейнов. В зарубежной литературе (McKenzie, 1981; De Deckker, 1981, и др.) для разграничения современных соленых озер по признаку их генетической связи с морем применяются термины: «талассогенные» озера, т. е. озера, происхождение которых связано с морскими бассейнами, и «аталассные» — озера, не имевшие связи с морем. Нам представляется целесообразным употребление этих терминов и для древних озер соответствующего генезиса.

Материалом для исследования послужили коллекции остракод, собранные и обработанные автором, а также образцы, переданные автору на определение, из мезозойских (триас—мел) отложений Сибири (Кузнецкий, Тунгусский, Канско-Ачинский угольные бассейны); Средней Азии (местонахождения Камыш-Баши, Абшир, Аркит, Ходжакелен), а также из различных местонахождений остракод юры и мела Монголии. В работе использованы многочисленные опубликованные данные по распространению лимнических остракод мезозоя в различных странах, ссылки на которые приведены в соответствующих разделах.

Автор выражает глубокую благодарность всем геологам, приславшим палеонтологические коллекции, а также сотрудникам — В. П. Третьяковой, производившей техническую обработку образцов с остракодами, И. Ю. Четверухиной и Т. Н. Петровой, оказавшим большую помощь при подготовке рукописи к печати.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРЕСНОВОДНЫХ ОСТРАКОД В МЕЗОЗОЕ ЕВРАЗИИ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ КЛИМАТА И ЛАНДШАФТНЫХ ОБСТАНОВОК

Формирование фауны пресноводных остракод мезо-кайнозойского типа охватывает длительный период и не вполне совпадает с границей палеозоя и мезозоя (перми и триаса) в геологическом ее понимании. В начале раннего триаса фауна пресноводных остракод еще во многом сходна с палеозойской (позднепермской) фауной как в таксономическом отношении, так и по ареалам ее распространения (Неуструева, 1979). Доминирующую роль в ней, как и в поздней перми, играют представители надсемейства *Darwinulacea*, хотя и появляются единичные представители неморских цитерацей (*Triassinella*, *Wetluginella*, *Nerechtina*) и

ципридацей (*Clinocypris*, *Marginella*) (Шнейдер, 1960; Мишина, 1972 и др.). Перестройка сообществ остракод, выразившаяся в появлении многочисленных родов солоноватоводных и морских цитерацей, отмечается в конце раннего — начале среднего триаса, но в это время развитие их происходило главным образом в прибрежных, талассогенных водоемах, примыкавших к морским бассейнам и имевших с ними периодические связи.

В раннем и особенно среднем триасе наблюдалась общая аридизация климата, который по термическому режиму был тропическим почти на всей территории Евразии, за исключением северо-восточной оконечности материка (Синицын, 1966).

Процессы континентального осадконакопления в среднем триасе заметно сократились, по сравнению с предыдущими эпохами, что было связано, с одной стороны, с поднятиями платформенных частей континента и слабой расчлененностью рельефа суши, а с другой — с влиянием максимальной для триаса аридности климата, при котором снизилась эрозионная деятельность и сократился поверхностный сток. В экстремальноаридной области охватывавшей в это время, как указывает В. М. Синицын, большую часть Европы, Аравию, Иран, Среднюю и Центральную Азию, ландшафт был пустынным; к северу от этой области располагалась умеренно-аридная область (сухая саванна), включавшая территории Северной Европы, Западной и Южной Сибири, Забайкалья, Монголии и Восточного Китая.

Рассмотренные климатические, тектонические и ландшафтные особенности территории Евразии в среднетриасовую эпоху не были благоприятны для развития континентальных водоемов. По-видимому, отчасти этим объясняется и тот факт, что среднетриасовые остракоды озер аталассного типа до сих пор не описаны. Остатки пресноводных остракод среднего триаса, относящиеся в основном к надсемейству *Darwinulacea*, встречаются преимущественно либо совместно с морскими и солоноватоводными цитерацеями родов *Cytherissinella*, *Laevicythere*, *Lutkevichinella*, *Speluncella*, *Bisulco-cypris* (?) и других, либо в отдельных прослоях, залегающих среди морских отложений. Надсемейство *Cypridacea* представлено лишь единичными видами родов *Clinocypris* и *Cultella*. Фауна остракод описанного типа известна из Прикаспийской впадины, Польши, ГДР, Венгрии, Румынии, Израиля (Липатова, Старожилова, 1968; Kozur, 1968, 1970; Кухтинов, 1976; Gerri, Oertli, 1967; Gheorgian, 1976, и др.).

Совместное нахождение пресноводных и морских форм остракод и характер чередования морских и континентальных отложений указывают на талассогенное происхождение бассейнов, в которых обитали ассоциации среднетриасовых остракод в перечисленных выше местонахождениях стран Западной Европы, Юга СССР и Передней Азии. Для континентальных среднетриасовых отложений Китая (провинция *Shanxi*) указываются представители родов *Darwinula*, а также эндемичные цитерации родов *Shensiella* и *Tungshuania* (Hou and al., 1979).

В конце позднего триаса началась постепенная гумидизация климата, захватившая большую часть Евразии, что способствовало довольно широкому распространению континентальных водоемов, отложения которых, нередко угленосные, известны во многих странах Европы и Азии. Остатки остракод из континентальных отложений верхнего триаса описаны из Англии (Jones, 1894; Anderson, 1964), ФРГ (Wicher, 1951, 1957), ГДР (Kozur, 1968, 1970), Дании (Christensen, 1962), Польши (Odrzywolska-Bienkova, 1962; Styk, 1965, 1972), Югославии (Урошевич, 1979), СССР (Челябинской угольный бассейн, Южная Фергана) (Любимова, 1956; Буракова и др., 1980), Китая (Zhong, 1964; Jintian, Маоуи, 1979; Hou and al., 1979), Индии (Sohn, Chatterjee, 1979). Все перечисленные местонахождения располагались в климатической зоне, которая по термическому режиму являлась тропической (Синицын, 1966).

Количество осадков в отдельных районах, вероятно, не было одинаковым и зависело от близости местности к морским бассейнам, рельефа и других ландшафтных особенностей.

Фауна большинства из указанных местонахождений европейских стран (Англии, ФРГ, ГДР, Дании, Польши) принадлежит к талассогенному типу, для которого характерно совместное присутствие пресноводных форм родов *Darwinula* и *Limnocythere* с видами морских и солоноватоводных родов *Gemanella*, *Laevicythere*, *Glorianella*, *Lutkevichinella*, *Rhombocythere*, *Metacytheropteron*, *Bairdia*, *Hungarella* и др.

Фауна аталассных озер состоит преимущественно из немногих, но часто космополитных видов рода *Darwinula*, а также представителей эндемичных родов цитерацей — *Tungchuania*, *Miniocythere*, *Opsoocythere* (Китай), *Isfarella* (Средняя Азия) и редких ципридацей рода *Cultella* (Челябинский бассейн). Причем в отложениях талассогенных водоемов Англии, Дании, ФРГ, Польши преобладают представители надсемейства *Cytheracea*, а в осадках аталассных озер Югославии, Урала, Средней Азии, Китая и Индии — преобладают дарвинулы, составляя от 50 до 100 % в ассоциациях остракод от общего количества родов (см. рис. 1).

Таким образом, в конце позднего триаса благодаря обводненности ландшафта усиливается процесс миграции остракод водным путем и проникновения их в континентальные водоемы, значительно удаленные от морских побережий. Освоение новых биотопов и распространение остракод происходили постепенно, через талассогенные бассейны, где эта фауна, по-видимому, первоначально развивалась. Этот процесс продолжался и в юрское время, когда гумидизация климата усилилась еще больше. Однако специфика гидрохимического режима континентальных водоемов ранней юры — насыщенность вод гуминовыми кислотами, вследствие широкого распространения болот, и слабая их минерализация — не способствовала сохранению в этих отложениях остатков лимнической фауны. Не благоприятствовали этому и фациальные условия осадконакопления во многих местах развития нижнеюрских

континентальных отложений, где они представлены грубообломочными породами — конгломератами и песчаниками (Средняя Азия, юг Сибири, Монголия и др.).

О составе остракод в аталасских озерах ранней юры можно судить лишь по единичным местонахождениям на юге Ферганской впадины (урочище Камашбаши) в Средней Азии (Буракова и др., 1980) и в провинции Юньнань в Китае (Hou and al., 1979).

В первом из названных местонахождений комплекс остракод, приуроченный к верхнекамышбашинской подсвите, представлен следующими видами: *Darwinula* cf. *major* Jones, *D. aff. globosa* (Duff.), *D. aff. sarytirmensis* Sharap., *D. isfarensis* Neustr., *Isfarella elongata* Neustr., *I. alta* Neustr., *I. magna* Neustr., *Praevlakomia modesta* Neustr., *P. tuberculata* Neustr., *Timiriasevia* sp. Приведенная ассоциация состоит из форм, близких видам, известным из рэтских отложений (*D. cf. major*, *D. aff. globosa*, *Isfarella elongata*), а также включает виды, встреченные в среднеюрских отложениях Ферганы (*Darwinula aff. sarytirmensis*, *D. isfarensis*, *Praevlakomia tuberculata*, *Timiriasevia* sp.). Таким образом, верхнекамышбашинский комплекс занимает промежуточное положение между рэтом и средней юрой, что дает основание датировать его нижней юрой. Такая точка зрения подтверждается и палеоботаническими данными (Буракова и др., 1980).

Для нижнеюрских континентальных отложений провинции Юньнань в Китае (Hou and al., 1979) указано наличие представителей родов *Gomphocythere* (?), *Metacypris* и *Darwinula*. Следует пояснить, что китайские палеонтологи считают большинство мезозойских видов рода *Timiriasevia* синонимом рода *Metacypris* (Чен, 1965). Однако большинство советских и зарубежных остракодологов (Мандельштам, Любимова, Скобло, Сеница, Неуструева и др., а также Bate, Colin, Danielopol, Ware, Windle и др.) признают валидность рода *Timiriasevia*.

По-видимому, в нижней юре провинции Юньнань также встречены виды рода *Timiriasevia* в общепринятом понимании характеристики этого рода. Что касается рода *Gomphocythere*, названного так условно в работе китайских авторов, то, судя по изображению форм с таким же названием (Zhong, 1964) из нижнемезозойских отложений бассейна Ордос, они имеют значительное сходство с родом *Praevlakomia* Neustrueva из нижней юры Ферганы, на что и указывалось автором при описании последнего (Неуструева, 1974а).

Таким образом, если отвергнуть номенклатурные расхождения в родовых названиях, то по сути дела оказывается, что ассоциация остракод из нижней юры провинции Юньнань в Китае весьма сходна с ассоциацией из нижней юры урочища Камышбаши в Южной Фергане.

Рассмотренные данные по раннеюрским пресноводным остракодам показывают, что в данную эпоху остракоды продолжали осваивать внутриконтинентальные водоемы, продолжалось дальнейшее развитие этой фауны, появлялись новые таксоны в семей-

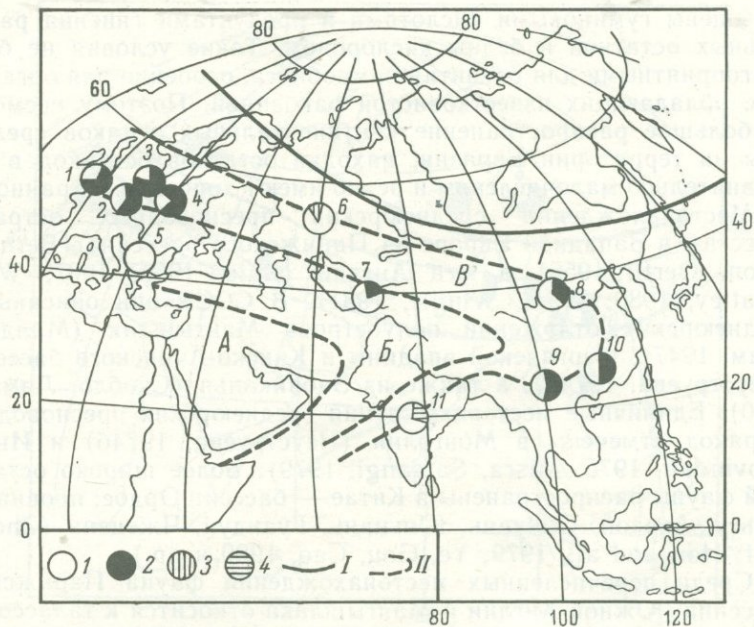


Рис. 1. Местонахождения и таксономический состав ассоциаций пресноводных остракод на территории Евразии в позднем триасе:

Границы климатических зон по В. М. Синицыну (1966): I — граница зон тропического и почти тропического климата; II — границы зон с равным количеством осадков (мм/год): А — 1—500—800; Б — 800—1000; В — 1000—1200; Г — 1200—1500. Таксономический состав остракод: 1 — надсемейство Darwinulacea, 2 — надсемейство Cytheracea, 3 — надсемейство Cypridacea, 4 — Superfam. incerta. Секторами в круговых диаграммах показано процентное соотношение представителей указанных надсемейств в ассоциациях остракод (то же для рис. 2 и 3). Местонахождения пресноводных остракод (обозначены на карте арабскими цифрами): 1 — Англия; 2 — ФРГ, ГДР; 3 — Дания; 4 — Польша; 5 — Югославия; СССР: 6 — Челябинский бассейн; 7 — Фергана (Камышбаши); Китай: 8 — бассейн Ордос; 9 — провинция Юньнань; 10 — провинция Гуандун; 11 — Индия.

стве Cytheracea. Близость родового состава ассоциаций остракод значительно удаленных друг от друга водоемов свидетельствует об однообразии условий обитания в водоемах аталассного типа в ранней юре.

Очередной цикл гумидизации климата, начавшийся в конце позднего триаса, достиг максимума в среднеюрское время. Как отмечает В. М. Синицын (1966, с. 118), «природная зональность в это время была выражена очень слабо».

Широкое распространение на Евразийском континенте угленосных среднеюрских отложений лимнического происхождения свидетельствует о том, что наиболее типичным для этого времени на суше был озерно-болотный ландшафт аллювиальных равнин в условиях относительно выровненного рельефа и обильного развития растительности.

Озера среднеюрского возраста были слабо минерализованы,

насыщены гуминовыми кислотами и продуктами гниения растительных остатков и бедны кислородом. Такие условия не были благоприятными для развития лимнобиоса, особенно для организмов, обладающих известковистой раковинной. Поэтому, несмотря на большое распространение континентальных осадков средней юры на территории Евразии, находки остатков остракод в них сравнительно малочисленны и редко имеют хорошую сохранность.

Местонахождения среднеюрских пресноводных остракод известны в Западной Европе из Парижского бассейна (Bernard, Bizon, Oertli, 1956) и юга Англии (Bate, 1965, 1967; Ware, Whatley, 1980; Ware, Windle, 1981). В СССР они описаны из среднеюрских отложений полуострова Мангышлак (Мандельштам, 1947), Ферганской впадины и Канско-Ачинского бассейна (Неуструева, 1974а), а также из Забайкалья (Скобло, Лямина, 1980). Единичные местонахождения среднеюрских пресноводных остракод отмечены в Монголии (Неуструева, 1974б) и Индии (Govindan, 1975; Misra, Satsangi, 1979). Более широко остатки этой фауны распространены в Китае — бассейн Ордос; провинции Ганьсу, Аньхой, Сычуань, Юньнань, Гуандун, Чжецзян (Zhong, 1964; Hou and al., 1979; Ye, Gou, Cao, 1980, и др.).

Среди перечисленных местонахождений фауна Парижского бассейна, Южной Англии и Мангышлака относится к талассогенному типу, так как в ее составе помимо пресноводных родов *Darwinula*, *Timiriasevia*, *Limnocythere*, *Bisulcocypris*, *Cypridea* в значительном количестве присутствуют представители морских и солоноватоводных родов *Klieana*, *Macrodentina*, *Eocytheropteron*, *Protocythere* и др. О связи этих водоемов с морем свидетельствует и характер переслаивания морских и континентальных отложений.

К осадкам озер аталасского типа относятся среднеюрские отложения Ферганской впадины, Канско-Ачинского бассейна, Забайкалья, Монголии, Китая и Индии.

Характерными чертами ассоциаций пресноводных остракод средней юры являются сравнительное таксономическое однообразие и преобладание в их составе представителей дарвинулацей (род *Darwinula*) и цитерацей (род *Timiriasevia* и др.). Более подробно характеристика ассоциаций остракод озер гумидного климата средней юры будет рассмотрена в следующем разделе. Местонахождения остракод и их таксономический состав в континентальных отложениях средней юры на территории Евразии показаны на рис. 2.

В поздней юре произошла существенная перестройка ландшафтно-экологических обстановок внутриконтинентальных водоемов, обусловленная главным образом аридизацией климата на большей части территории Евразии (Страхов, 1962; Сеницын, 1966, и др.). С усилением аридизации климата в конце юры природные зоны стали более контрастными, чем в предшествовавшие эпохи.

Как отмечает В. М. Сеницын (1966, с. 125), «наибольшей

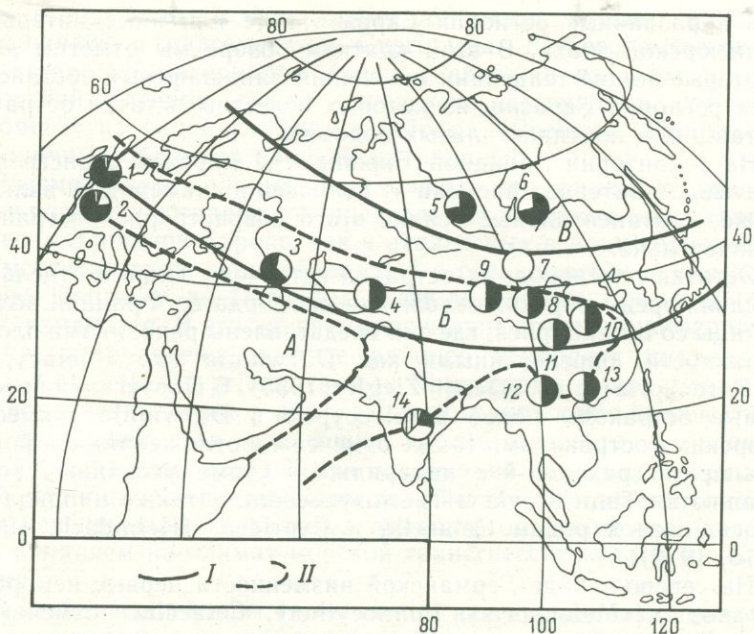


Рис. 2. Местонахождения и таксономический состав ассоциаций пресноводных остракод на территории Евразии в средней юре.

I — южная и северная границы субтропической зоны («почти тропической» и «ослабленной тропической» зон, по В. М. Синицыну, 1966); II — границы зон с равным количеством осадков (мм/год): А — 1000—1200; Б — 1200—1500; В — 1500—2000. Таксономический состав ассоциаций пресноводных остракод (условные обозначения те же, что к рис. 1). Местонахождения пресноводных остракод (обозначены на карте арабскими цифрами): 1 — Англия; 2 — Франция; СССР; 3 — полуостров Мангышлак; 4 — Фергана; 5 — Канско-Ачинский бассейн; 6 — Забайкалье; 7 — Монголия; Китай; 8 — бассейн Ордос; провинции: 9 — Ганьсу, 10 — Аньхой, 11 — Сычуань, 12 — Юньнань, 13 — Гуандун; 14 — Индия.

сухостью очевидно отличалась область Западного Тетиса с примыкавшими к нему районами Южной Европы, Аравии, Передней и Центральной Азии». К периферической зоне аридной области относились территории Средней Европы, юга Русской платформы, Казахстана и северной части Средней Азии, Джунгарии, Южной Монголии, Северного и Центрального Китая. К северу и востоку от этой зоны климат в поздней юре оставался достаточно влажным, но более теплым, чем в ранней—средней юре.

Изменение и усложнение ландшафтных обстановок в поздней юре происходило не только из-за общей аридизации климата, но и вследствие проявления новокиммерийской фазы тектогенеза, сопровождавшейся интенсификацией поднятий и погружений отдельных участков, складкообразовательными процессами и оживлением эффузивной деятельности. К поздней юре (келловей-оксфорд-кимеридж) приурочена обширная морская трансгрессия, сменившаяся в конце эпохи (в титоне) почти повсеместной регрессией моря. Все перечисленные факторы в разной степени проявля-

лись в различных регионах Евразии в те или иные интервалы позднеюрской эпохи. В этом кратком обзоре мы отметим лишь некоторые общие тенденции изменения ландшафтных обстановок в тех регионах Евразии, из которых известны остатки остракод, обитавших в континентальных водоемах.

На территории Западной Европы, где морская трансгрессия охватывала интервал времени от келловоя до кимериджа включительно, континентальные осадки этого возраста распространены незначительно.

Остатки пресноводных остракод встречены лишь в отдельных прослоях среди морских отложений оксфорда во Франции вблизи границы со Швейцарией, где они представлены раковинами плохой сохранности, определенными как *Darwinula* sp., «*Metacypris*» sp., *Paracypris* (?) sp. (Oertli, Ziegler, 1958). В Португалии пресноводные остракоды родов *Bisulcocypris* и *Darwinula* совместно с морскими остракодами также отмечены в отложениях оксфорда, а выше по разрезу — в кимеридже — кроме указанных родов появляются *Timiriasevia* и *Theriosynoecum*, а также ципридацеи, относящиеся к родам *Cetacella* и *Cypridea* (Helmdach, 1971a, 1971b, 1972).

На северо-западе Германской низменности первые неморские остракоды («*Metacypris*», *Limnocythere*, *Cetacella*) отмечаются в нижнем кимеридже, где они встречены с морскими и эвригалинными формами родов *Galliacytheridea*, *Macrodentina* и др. В верхнем кимеридже впервые появляется вид *Rhinocypris jurassica* Martin, широко распространенный в вышележащих континентальных отложениях не только Германской низменности, но и в других регионах (Klingler, Malz, Martin, 1962).

Таким образом, до наступления титонской морской регрессии на территории Западной Европы пресноводные остракоды имели весьма ограниченное распространение и были связаны с талассогенными водоемами, в которых обитала в основном фауна морского происхождения. Преобладающими среди пресноводных остракод были представители надсемейства *Cytheracea* (роды *Bisulcocypris*, *Timiriasevia*, *Theriosynoecum*, *Limnocythere*, *Metacypris*), иногда виды рода *Darwinula* и незначительное количество ципридацей родов *Cetacella*, *Cypridea* и *Rhinocypris*. Последние занимали в комплексах подчиненное положение.

На азиатской части континента пресноводные остракоды келловоя — кимериджа, представленные ассоциацией *Timiriasevia-Darwinula*, известны в Западно-Сибирской низменности в районе Челноково и в бассейне Подкаменной Тунгуски (Любимова, Казьмина, Решетникова, 1960).

К этому же временному интервалу (к поздней юре) относится комплекс остракод галгатайской свиты Западного Забайкалья, состоящий из видов рода *Timiriasevia* (Скобло, Лямина, 1980). В Западной Монголии в осадках дарбиской свиты, залегающей на среднеюрских угленосных отложениях, автором установлен комплекс остракод, представленный новыми видами родов *Timi-*

tiasevia, Darwinula и единичными обломками крупных раковин, относящихся к надсемейству Cypridacea. В Северо-Восточном Казахстане по материалам буровых скважин из верхнеюрских отложений автором также определена ассоциация остракод, состоящая из видов Darwinula oblonga (Roemer), Timiriasevia и единичных обломков раковин ципридацей.

Рассмотренные данные показывают, что в начале поздней юры в развитии остракод континентальных водоемов (как талассогенных в Западной Европе, так и аталассных в Азии) отмечается преемственность от существовавших в среднеюрское время ассоциаций Timiriasevia—Darwinula, хотя видовой состав их существенно изменился. В это же время, преимущественно в кимеридже, отмечается появление в ряде районов неморских ципридацей родов Cetacella, Cypridea (s. l.), Rhynocypris и др., игравших еще подчиненную роль в комплексах остракод как в количественном отношении, так и с точки зрения родового и видового разнообразия. Эти особенности ассоциаций остракод указывают на то, что в начале поздней юры воздействие аридизации климата на изменение континентальных ландшафтов, возможно, смягчалось влиянием на климат морской трансгрессии келловей—кимериджа.

В конце поздней юры (в титонском веке) аридизация климата сопровождалась морской регрессией, проявившейся на Северо-Западе Европы, а также в Западной Сибири, Средней Азии и на Дальнем Востоке. В результате этих процессов по окраинам отступавших морей возникали солонатоводные и пресноводные лагуны, периодически сообщавшиеся с морем, или целиком отшнурованные от него мелководные водоемы. В Западной Европе осадки таких бассейнов талассогенного типа, известные под названием фаций «пурбека и вельда», распространены на юге Англии, в Парижском бассейне, в Польско-Германской впадине, в Швейцарии, Дании и на юге Швеции.

Характерной особенностью этих отложений в указанных районах Европы является неоднократное чередование в разрезах осадков различных фаций от морских и солонатоводных до пресноводных и даже гипергалинных (Wolburg, 1959; Anderson, 1967; Anderson and al., 1967; Anderson, Bazley, 1971; Kilenyi, Neal, 1978, и др.).

Условия обитания в этих бассейнах, по-видимому, были особенно благоприятными для фауны остракод, остатки которых в пурбеке и вельде пользуются широким распространением и представлены обильным количеством раковин разнообразных родов и видов. Доминирующая роль в ассоциациях остракод солонатовых и пресноводных фаций принадлежит представителям надсемейства Cypridacea, а среди последних — видам рода Cypridea (s. l.). В прослоях, соответствующих морским и лагунным фациям, преобладают цитерацеи, принадлежащие родам Klieana, Macrodentina, Fabanella, Orthonotacythere, Procytheropteron, Gallicytheridea, Timiriasevia, Bisulcocypris, Theriosynoecum. Кроме

них в этих фациях встречаются виды ципридацей, относящиеся к родам *Damonella*, *Mantelliana*, *Rhinocypris*, *Eoparacypris*, *Pseudoparacypridopsis*, а также единичные виды рода *Darwinula*.

В Центральной Азии, в Сибири и на Дальнем Востоке широко развиты континентальные озерно-аллювиальные отложения конца верхней юры и нижнего мела, не содержащие морских прослоев. В Забайкалье и Монголии во многих районах осадки, предположительно относившиеся по возрасту к концу юры — шарилинский горизонт МНР, по схеме Г. Г. Мартинсона (1973) и В. Ф. Шувалова, и, возможно, окино-ключевский горизонт Западного Забайкалья, по схеме В. М. Скобло и Н. А. Ляминой (1980), представлены в основном грубообломочными и эффузивными породами и почти не содержат фаунистических остатков. В Центральной Монголии (местонахождение Холботу-Сайр) в отложениях шарилинского горизонта (тормхонской свите) автором установлен комплекс остракод, состоящий из видов *Cypridea valdensis praecursor* (Oertli), *C. granulosa mongolica* Neustr., *C. sharilinskiensis* Neustr., *Lycocypris infantilis* Lub., *L. multifera* Lub., *Theriosynoecum cholbotense* Neustr. (Неуструева, 1974б, 1977), которые позволяют наметить сходство его с ассоциациями остракод нижнего пурбека Западной Европы. Вероятно, этому же стратиграфическому уровню соответствует гардинекий горизонт Восточного Забайкалья, охарактеризованный остатками остракод, принадлежащих роду *Lycocypris* (Олейников, 1975).

Единого мнения о возрасте и корреляции вышележащих континентальных отложений, развитых в Забайкалье и Монголии, среди исследователей нет. Речь идет о тургинском биостратиграфическом горизонте Центрального и Восточного Забайкалья, кижингинском биогоризонте Западного Забайкалья, цаганцабском биогоризонте Монголии. Ч. М. Колесников (1964, рис. 48) относит тургинский горизонт к верхней юре; С. М. Сеница (1969а, 1969б) нижнетургинский подгоризонт датирует поздней юрой, а верхнетургинский — считает переходным от верхней юры к нижнему мелу. А. Н. Олейников (1975) весь тургинский биогоризонт датирует ранним мелом. Возраст цаганцабского биогоризонта Монголии определяется Г. Г. Мартинсоном (1973) как поздний титон — валанжин. Кижингинский биогоризонт Западного Забайкалья, нижняя часть которого по комплексам фауны может быть сопоставлена с цаганцабским биогоризонтом Монголии, В. М. Скобло и Н. А. Лямина (1980) датируют ранним мелом.

В генетическом отношении отложения этих горизонтов, охарактеризованные богатой лимнической фауной рыб, моллюсков, остракод, филлопод и насекомых, принадлежат к осадкам аталасских озер разнообразных типов, которые располагались в зоне субаридного климата.

Характерной особенностью ассоциаций остракод из этих отложений в Забайкалье и Монголии является преобладание в них представителей надсемейства *Cypridae*, принадлежащих родам

Cypridea (s. l.), Mongolianella, Daurina, Lycoptero-cypris, Rhinocyparis, Ussuriocyparis, Mantelliana.

Надсемейство Cytheracea представлено родами Timiriasevia и Theriosynoseum, а надсемейство Darwinulacea — одним родом Darwinula.

В Китае в континентальных отложениях, предположительно относимых к верхней части верхней юры (провинции Аньхой, Чжэзянь, Сычуань, Юньнань и др.), также преобладают ципридацеи: роды Cypridea, Damonella, Mongolianella, Djungarica, Mantelliana, Eucypris(?), Candona, в то время как надсемейства Cytheracea и Darwinulacea представлены соответственно родами «Metacypris» (= Timiriasevia) и Darwinula (Gou, Ye, 1979; Hou and al., 1979; Wu Qi-qie, Yang Wen-da, 1980).

К талассогенному типу озер на территории Азии относятся водоемы, располагавшиеся в поздней юре — раннем мелу на территории некоторых районов Таджикской депрессии, где наблюдается чередование морских и континентальных осадков, охарактеризованных различными комплексами остракод. В ассоциациях остракод, связанных с континентальными отложениями начала мела, также преобладают представители надсемейства Cypridacea (Андреев, Мандельштам, 1968; Андреев, 1969, и др.).

Таким образом, рассмотренные данные по распространению остракод как в талассогенных, так и в аталассных континентальных водоемах свидетельствуют о том, что на рубеже юры и мела в ассоциациях остракод повсеместно на территории Евразии происходит существенная перестройка, в результате которой доминирующее положение в них заняли представители надсемейства Cypridacea.

Аналогичные изменения в составе ассоциаций остракод в начале мелового периода отмечаются и на других континентах — в Центральной и Западной Африке, Северной и Южной Америке.

Почти синхронное изменение ассоциаций остракод на разных континентах могло быть обусловлено только единой причиной, воздействующей в глобальном масштабе на биоту континентальных водоемов. Не остается сомнений, что такой причиной являлось изменение климата в направлении повышения температуры и аридизации, что привело к существенной перестройке ландшафтов континентов и режима континентальных водоемов и соответственно лимнобиоса.

Важно подчеркнуть, что широкое распространение ципридацей имело место в озерах разного генетического типа — в талассогенных и в аталассных. Различия же в ассоциациях остракод в озерах указанных типов заключались в основном в присутствии в талассогенных водоемах элементов морской и эвригалинной фауны и в отсутствии некоторых родов ципридацей, обитавших в аталассных озерах Азии.

«В неокоме, — как отмечает В. М. Сеницын (1966, с. 156), — аридизация климата Евразии усилилась еще более». По мнению этого исследователя, аридная область дифференцировалась на

внутреннюю — сухую подобласть (куда входили Аравия, Иран, юг Средней Азии и часть Центральной Азии) и периферическую — умеренно сухую подобласть, охватывавшую часть южной Европы, север Средней Азии, Казахстан, Джунгарию, Южную Монголию, Центральный Китай и Тибет. Тектоническая деятельность в неокоме была менее активной, чем в поздней юре; рельеф суши стал значительно более выровненным. В умеренно сухой (субаридной) подобласти, где наблюдалось чередование сухого и дождливого сезонов, господствующим типом ландшафта являлась тропическая саванна с сильно разреженным растительным покровом и отдельными рощами в увлажненных местах.

Высокая карбонатность озерных отложений субаридной зоны неокома свидетельствует о насыщенности вод карбонатом кальция. Озера мелового времени были открытыми, хорошо прогретыми, богатыми питательными веществами, с нейтральной и слабощелочной реакцией среды. Все это благоприятствовало развитию лимнических организмов, обладавших известковой раковиной. Как и большинство современных озер аридной и субаридной зоны, озера неокома были бессточными или могли соединяться между собой в дождливые сезоны благодаря возникновению паводков.

Характерной особенностью озер субаридной зоны неокома является изменчивость их режима во времени и разнообразие типов озер по площади. Если в гумидном климате уровень озер испытывал незначительные колебания, а гидрохимический режим оставался постоянным в течение времени существования озера, то в субаридном и аридном климате уровень озер подвержен значительным изменениям из-за смены сухих и дождливых сезонов. В сухие сезоны мелководные водоемы, по-видимому, пересыхали полностью.

Но в отличие от озер гумидной зоны гидрохимический режим водоемов талассогенного и аталассного типа субаридной области неокома был весьма благоприятным для развития остракод. Подтверждением этому служат многочисленные местонахождения остатков пресноводных остракод неокома в различных странах мира.

Местонахождения и таксономический состав ассоциаций остракод неокома показан на рис. 3. Характерной особенностью ассоциаций неморских остракод неокома являются преобладание в них представителей надсемейства *Cypridacea* и высокая степень их таксономического разнообразия. Подробная характеристика ассоциаций остракод аридной и субаридной зон неокома приведена в следующей главе.

В конце раннего мела (в апте-альбе) степень разнообразия пресноводных остракод несколько снижается, хотя большинство родов, появившихся в конце юры — неокоме, продолжали существовать. Сокращение числа родов и видов пресноводных остракод в конце раннего мела также было обусловлено климатическими и ландшафтными изменениями. В апте и особенно в альбе произошло некоторое похолодание и увлажнение климата (Синицын,

1966; Вахрамеев, 1975), что совпало с наступлением морской трансгрессии, охватившей значительную часть континента. Вследствие этих событий изменился и режим континентальных водоемов, который не был уже столь благоприятным для развития остракод, как это было в готериве-барреме.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ АССОЦИАЦИЙ ОСТРАКОД ГУМИДНЫХ И АРИДНЫХ ЗОН МЕЗОЗОЯ

Приведенный обзор распространения пресноводных остракод в мезозое показывает связь развития и расселения этой группы фауны с климатическими и ландшафтными особенностями той или иной эпохи. Вместе с тем палеоклиматические исследования и анализ распространения континентальной фауны и флоры в мезозое Евразии свидетельствуют о сравнительно слабой дифференциации климата по термическому режиму и о нерезких границах природных зон в каждую из эпох мезозоя (Страхов, 1962; Сеницын, 1966; Верзилин, 1983, и др.). Учитывая это обстоятельство, а также неравномерную изученность, а иногда и отсутствие материалов по остракодам той или иной климатической зоны в пределах одной эпохи, для сравнительной характеристики ассоциаций остракод гумидных и аридных зон мы используем материалы по остракодам различных эпох.

Наиболее показательными для такого сравнения являются для гумидной зоны комплексы остракод средней юры, а для аридной и субаридной зон — остракоды раннего мела, так как именно в эти эпохи они получили максимальное развитие и распространение в соответствующих климатических обстановках.

Ассоциации остракод в континентальных водоемах каждой климатической зоны характеризуются присущими им специфическими признаками, выразившимися в общем таксономическом составе, количественном соотношении представителей различных семейств, родов и видов, степенью родового и видового разнообразия, устойчивостью ассоциаций, путями миграции и ареалами их распространения, биологическими и экологическими особенностями, морфологическим строением раковин и степенью их внутривидовой изменчивости. Сравнительная характеристика ассоциаций остракод по указанным признакам для гумидной зоны средней юры и субаридной зоны неокома и будет рассмотрена в данной главе.

Особенности ассоциаций остракод континентальных водоемов гумидной зоны средней юры

Большинство местонахождений пресноводных остракод средней юры приурочено к зоне тропического или почти тропического гумидного климата, где количество осадков, по данным В. М. Си-

нищина (1966), составляло от 1200 до 2000 мм в год. Находки остракод в среднеюрских отложениях, накапливавшихся в зоне тепло-умеренного гумидного климата, изучены лишь по местонахождениям из Канско-Ачинского бассейна и Забайкалья (см. рис. 2).

Общий таксономический состав. Доминирующее положение в составе ассоциаций пресноводных остракод во всех изученных местонахождениях занимали представители двух надсемейств: *Cytheracea* и *Darwinulacea*, причем первое из них представлено несколькими родами — *Bisulococypris*, *Theriosynoecum*, *Limnocythere*, *Kalitzkillina*, *Timiriasevia*, *Praevlakomia*, второе — всего одним родом *Darwinula*. Надсемейство *Cypridacea* в средней юре представлено лишь первыми единичными видами рода *Cypridea* (s. l.), встреченными в батских отложениях Парижского бассейна (Bernard, Bizon, Oertli, 1956) и Южной Англии (Ware, Windle, 1981), а также в средней юре (формация Кота) Индии (Misra, Satsangi, 1979). Кроме того, в последнем местонахождении обнаружены формы, определенные как *Clinocypris* sp. indet., *Candona* sp. juv., *Eucandona* sp. juv. (?), *Stenocypris* sp. Однако сохранность и изображение этих форм настолько неудовлетворительны, что отнесение их к названным родам вызывает сомнение.

Степень таксономического разнообразия ассоциаций остракод в водоемах гумидного климата средней юры обычно невелика и насчитывает 2—3, иногда 4—5 видов в одном захоронении. Фауна аталассных озер, располагавшихся в зоне тропического и ослабленного тропического климата Индо-Европейской ботанико-географической области (Средняя Азия, Индия), отличалась большим родовым и видовым разнообразием, чем фауна среднеюрских озер Сибирской области. В среднеюрских отложениях Ферганы (ходжакеленская и аркитская свиты) наряду с космополитными родами *Darwinula* и *Timiriasevia* встречено несколько видов эндемичных родов цитерацей *Praevlakomia* и *Kalitzkillina* (Грамм, 1966; Неуструева, 1974а), а в формации Кота Индии кроме *Darwinula* и *Timiriasevia* обнаружены одни из первых представителей мезозойских ципридацей, перечисленных выше (Misra, Satsangi, 1979).

Ассоциации остракод внутриконтинентальных озер Сибирской биогеографической области, известные по местонахождениям из бородинской свиты Канско-Ачинского бассейна и тугнуйской свиты Забайкалья (Скобло, Лямина, 1980), представлены единичными видами родов *Darwinula* и *Timiriasevia*. Аналогичная родовая ассоциация указана и для среднеюрских отложений Монголии и ряда провинций Китая (Неуструева, 1974б; Zhong, 1964; Hou and al., 1979; Ye, Gou, Cao, 1980). Европейская среднеюрская фауна, характеризующая осадки талассогенных озер, включает представителей родов *Theriosynoecum*, *Bisulococypris*, *Gomphocythere*, *Limnocythere*(?) (Bernard, Bizon, Oertli, 1956; Bate, 1965, 1967; Ware, Windle, 1981).

Наибольшей стабильностью для озер средней юры отличается родовая ассоциация *Darwinula* — *Timiriasevia*, которая отмечена почти во всех местонахождениях среднеюрских пресноводных остракод (Южная Англия, Средняя Азия, Западная Сибирь, Забайкалье, Монголия, Китай, Индия).

Сравнительное однообразие ассоциаций пресноводных остракод средней юры и выдержанность их на площади объясняются значительной однородностью физико-географических и климатических условий, слабой дифференциацией природных зон и ландшафтов этой эпохи.

В экологическом отношении среднеюрские пресноводные остракоды представляли собой часть бентоса, заселявшего литоральную зону в различной степени гумифицированных озер с илистым дном, с большим количеством растительного детрита, служившего пищей для этих рачков (Неуструева, 1974а).

Биологические особенности. Основные компоненты среднеюрской фауны пресноводных остракод, принадлежащие надсемействам *Darwinulacea* и *Cytheracea*, относятся к диморфным формам, размножавшимся половым путем, самки которых обладали выводковой камерой, где яйца проходили развитие до первых личиночных стадий. Как отмечают Колэн и Даниелополь (Colin, Danielopol, 1980), такой способ размножения и выведения молоди характерен для обитателей постоянных водоемов с более или менее стабильными условиями.

Миграция и расселение живородящих форм остракод возможны лишь водным путем, что было проверено опытами Маккензи (Mc Kenzie, Hussainy, 1968). Эта биологическая особенность цитерацей и дарвинулацей вполне согласуется с особенностями ландшафтов гумидного климата с хорошо развитой речной сетью и системами проточных озер с достаточно стабильным гидрологическим и гидрохимическим режимом, что обеспечивало возможность миграции лимнофауны водным путем.

Морфологические особенности и степень изменчивости. Пресноводные остракоды средней юры представлены преимущественно видами, обладающими гладкой (*Darwinula*) или сравнительно слабо скульптурированной раковиной (*Timiriasevia*, *Limnocythere*). Внутривидовая изменчивость этих форм незначительна. Морфологический облик раковин дарвинул весьма устойчив: как правило, это крупные формы удлинено-овального, клиновидного и трапециевидного очертания. Типичными их представителями являются *Darwinula sarytirmensis* Шагарова, известные из отложений средней юры Мангышлака, Ферганы, Канско-Ачинского бассейна, Монголии, Китая и Индии (викарирующим, морфологически близким к *D. sarytirmensis* является западноевропейский вид *D. incurva* Bate, известный из средней юры Англии и Ферганы); *D. grandis* Neustr. из средней юры Ферганы и морфологически близкий к нему *D. magna* Jiang из средней юры провинций Чжецзян в Китае (Ye, Gou, Cao, 1980); *D. dubia* Zhong из бассейна Ордос в Китае и средней юры Мон-

голии (Zhong, 1964; Неуструева, 1974a); *D. arkitensis* Neustr. из Ферганы и другие виды.

Из цитерацей наиболее широким географическим распространением отличаются виды *Timiriasevia epidermiformis* Mand. (Мангышлак, Фергана, Канско-Ачинский бассейн); *Timiriasevia maskerovi* Vate в Западной Европе; морфологически близкие *Timiriasevia tugnuica* Scoblo из средней юры Забайкалья (Скобло, Лямина, 1980) и *T. digitalis* Govindan из Индии.

Особенности ассоциаций остракод субаридной и аридной зон неокома

Таксономический состав ассоциаций остракод озер субаридной и аридной зон неокома отличается от комплексов гумидной зоны средней юры прежде всего преобладанием представителей надсемейства Cypridae, которые составляли более 50 % (рис. 3). Надсемейство Cytheracea представлено теми же родами, что и в юре (*Timiriasevia*, *BisulcoCypris*, *Theriosynoecum* и некоторыми другими), но в отличие от последней, в неокоме они имели подчиненное значение в ассоциациях. Их роль несколько увеличивается в озерах талассогенного типа, где наряду с указанными родами присутствуют виды морских цитерацей *Macrodentina*, *Klieana*, *Cytheropteron*, *Fabanella* и др. Надсемейство Darwinulaceae представлено редкими видами одного рода *Darwinula*.

Степень родового и видового разнообразия ассоциаций остракод. Разнообразие типов озер в неокоме и отсутствие постоянных связей между ними в условиях аридного и субаридного климата обусловило возникновение большого количества эндемичных родов и видов, пользующихся ограниченными ареалами распространения. К их числу могут быть отнесены роды *Daurina*, *Torinina*, *Mangutella*, (Синица, 1973), ареалы которых охватывают Забайкалье и частично Монголию; *MonosulcoCypris*, *Deyangia*, *Jinguella*, *Kaitunia*, *Harbinia*, *Sunlavia* и другие, описанные из нижнемеловых отложений Китая и не встреченные пока за его пределами (Нечаева, 1959; Ye, Gou, Cao, 1980; Wang, Chen and al., 1982). Ассоциации остракод талассогенных бассейнов неокома Западной Европы также характеризуются высокой степенью родового и видового разнообразия. Наряду с космополитными родами, такими как *Cypridea* (s. l.), *Mantelliana*, *Clinocypris*, *Rhinocypris*, *Theriosynoecum*, *Darwinula*, там присутствуют представители эндемичного рода *Pseudocypridopsis* (Anderson, 1971). Общее количество родов ципридацей в неокоме составляет более 50, из них более 30 родов встречены на территории Евразии.

Наибольшим распространением и разнообразием видов в неокоме отличался род *Cypridea* (s. l.), представители которого обитали почти на всех континентах в озерах разных типов: талассогенных и аталасских; мелководных, сильно и умеренно минера-

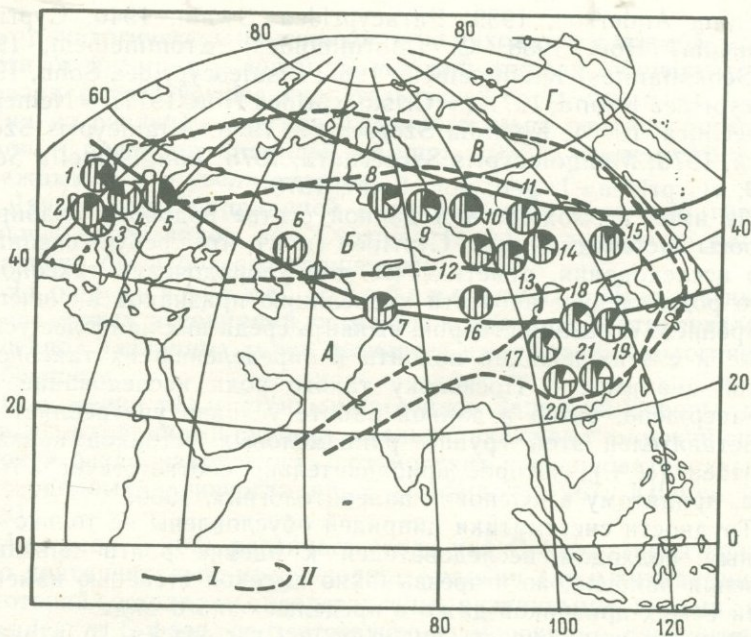


Рис. 3. Местонахождения и таксономический состав ассоциаций пресноводных остракод на территории Евразии в раннем мелу (неокоме):

I — южная и северная границы субтропической зоны («почти тропической» и «ослабленной тропической» зон, по В. М. Синицыну, 1966); II — границы зон с равным количеством осадков (мм/год): А — 1—500—800; Б — 800—1000; В — 1000—1200; Г — 1200—1500. Таксономический состав ассоциаций остракод (условные обозначения те же, что к рис. 1). Местонахождения пресноводных остракод (обозначены на карте арабскими цифрами): 1 — Англия; 2 — Франция; 3 — Швейцария; 4 — ГДР, ФРГ; 5 — Польша; СССР: 6 — Прикаспийская впадина; 7 — Таджикская депрессия; 8 — Западно-Сибирская низменность (западные районы); 9 — Западно-Сибирская низменность (восточные районы); 10 — Чулымо-Енисейская впадина; 11 — Забайкалье; Монголия; 12 — западные районы; 13 — центральные районы; 14 — юго-восточные районы; Китай (провинции: 15 — Хейлуцзян; 16 — Ганьсу; 17 — Сычуань; 18 — Аньхой; 19 — Чжецзян; 20 — Юньнань; 21 — Гуандун).

лизованных; относительно глубоководных, насыщенных органическим веществом и др.

Следует, однако, отметить, что среди остракодологов нет единой точки зрения на объем рода *Cypridea*, что связано с различной оценкой таксономического значения отдельных морфологических признаков строения раковин «ципридей». Одни исследователи придают большее значение внешней морфологии раковин (Anderson, 1939; Krömmelbein, 1962; Sohn, 1969, 1979, и др.), другие — внутреннему строению створок, особенно их краевых структур (Szczechura, 1978, 1981).

В настоящее время среди «ципридей» выделено около 20 таксонов в ранге родов и подродов, а именно *Cypridea* (Cypridea) Bosquet, 1852; *C.* (*Pseudocypridina*) Roth, 1933; *Langtonia* Anderson, 1939; *Cyamocypris* Anderson, 1939; *Ullwellia* Anderson, 1939;

Morinina Anderson, 1939; Paracypridea Swain, 1946; Cypridea (Yumenia) Hou, 1958; C. (Morininoidea) Krömmelbein, 1962; C. (Sebastianites) Krömmelbein, 1962; Bisulcocypridea Sohn, 1969; Talicypridea Khand, 1977 (=Cristocypridea Hou, 1977; =Nemegtia Szczechura, 1978); Khandia Szczechura, 1978; Altanicypis Szczechura, 1978; Mongolocypis Szczechura, 1978; Longispinella Sohn, 1979; «Cypridea» I. gen. nov. Sohn, 1979.

Не имея возможности в данной статье подробно разбирать вопросы систематики рода *Cypridea* (s. l.), что требует специального исследования, отметим, что для упорядочения таксономии этого рода следует провести корреляцию признаков внешнего и внутреннего строения створок, выявить среди них наиболее устойчивые и с этих позиций подойти к определению их таксономической значимости. Поскольку такого рода исследование еще не завершено, автор в данной работе условно употребляет для представителей этой группы раннемеловых остракод название *Cypridea* (s. l.), которое приблизительно соответствует объему рода, принятому в «Основах палеонтологии», 1960.

Трудности систематики ципридей обусловлены не только различным подходом исследователей к оценке ранга признаков строения раковин, но и чрезвычайно высокой степенью изменчивости самих признаков даже в пределах одного вида.

Высокая изменчивость видов рода *Cypridea* (s. l.) в раннем мелу была обусловлена как экологическими, так и генетическими причинами. Большое количество возникших в это время, еще не занятых экологических ниш в разнообразных континентальных водоемах, в той или иной мере изолированных, создавало предпосылки для интенсивной адаптивной радиации этой группы остракод на разных таксономических уровнях — родовом, видовом и подвидовом. В то же время важную роль играла и присущая представителям этого рода генетическая пластичность форм. Часто даже в одном образце среди ципридей можно наблюдать изменчивость скульптуры створок от слабоячеистой без шипов, затем — ячеистой, с редкими шипиками на концах створок и до форм с обильными шипиками, рассеянными почти по всей поверхности створок. Примером такого типа изменчивости скульптуры могут служить раковины группы *Cypridea granulosa* (Sow.), *C. vitimensis* Mand., *C. communis* Neustr.

Столь же изменчив и характер выраженности брюшного ребра у некоторых видов (*C. dunkeri* Martin, *C. figurata* Neustr., *C. unicosata* Gal.). Эта особенность ципридей послужила основанием для выделения в пределах отдельных видов целой серии подвидов (Wolburg, 1959; Anderson, 1967; Anderson, Bazley, 1971, и др.). Изучением характера изменчивости видов рода *Cypridea* из пограничных слоев юры и мела Западной Европы занимались Вольбург (Wolburg, 1959); Андерсон (Anderson, 1967), Сильвестр-Брэдли (Sylvester-Bradley, 1976) и др. Сильвестр-Брэдли отмечал, что для *Cypridea* характерно развитие полиморфических видов, связанное с генетическим полиморфизмом, который в отли-

чие от экологической изменчивости не находится в прямой зависимости от внешних условий. О высокой степени видового разнообразия рода *Cypridea* свидетельствует и то, что в настоящее время из различных регионов Земного шара описано более 600 видов и подвидов ципридей (Kempf, 1980), причем это число с каждым годом увеличивается.

Другие роды ципридацей в раннем мелу включали гораздо меньшее число видов, чем *Cypridea* (s. l.), а ареалы их распространения были более ограниченными.

Экологические особенности. Приуроченность определенных ассоциаций остракод к осадкам континентальных бассейнов различных типов позволяет наметить их экологические особенности.

Отложения талассогенных бассейнов Западной Европы, представленные фациями пурбека и вельда, включают широкий спектр условий осадконакопления — от морских и солонатоводных до пресноводных и гипергалинных (Anderson, 1967; Kilenyi, Neal, 1978).

Андерсон (1967) различает среди них С-фазу, характеризующую континентально-пресноводные условия (до олигогалинных), в которой остракоды представлены различными видами рода *Cypridea*; и S-фазу, соответствующую морским и лагунным фациям. Ассоциации остракод S-фазы включают представителей морских и эвригалинных родов *Klieana*, *Macrodentina*, *Orthonotacythere*, *Procytheropteron*, *Fabanella* и других, а также роды *Bisulcocypris*, *Theriosynoeum*, *Timiriasevia*, *Damonella*, *Mantelliana*, *Rhincocypris*, *Eoparacypris*, *Pseudoparacypridopsis* и *Darwinula*.

Следует, однако, отметить, что отнесение таких родов, как *Theriosynoeum*, *Timiriasevia*, *Mantelliana*, *Rhincocypris*, *Darwinula* к лагунно-морским формам (S-фазе) противоречит данным изучения этой фауны из континентальных отложений юры и мела других регионов, в частности Забайкалья и Монголии, где морские осадки этого возраста отсутствуют, а указанные роды имеют широкое распространение (Галеева, 1955; Любимова, 1956; Сеница, 1969, 1973; Неуструева, 1977, 1982; Скобло, Лямина, 1980, и др).

По-видимому, экологический диапазон данных родов является более широким, чем тот, который указывает для них в своих работах Андерсон (Anderson, 1967, 1971).

Анализ условий обитания раннемеловых остракод Монголии, проведенный автором (Неуструева, 1982), позволил выделить ассоциации остракод, характеризующие различные типы аталассных озер этой эпохи. Так, для относительно глубоководных озер олиготрофного типа цаганцабского времени характерна ассоциация *Mongolianella-Dauringa* (гурванэрэнская свита Западной Монголии); в более мелководных и высокоминерализованных озерах — ассоциация *Theriosynoeum*, *Timiriasevia*, *Darwinula*, *Cypridae* (s. l.) (Центральная Монголия, ундурухинская свита);

для минерализованных, относительно глубоководных озер — *Mongolianella-Mantelliana-Cypridea* (Восточная Монголия, цаганцабская свита). В озерах готерив-барремского времени (шинхудукский горизонт Монголии) наблюдается наибольшее родовое и видовое разнообразие ассоциаций остракод и также обнаруживается их изменчивость в зависимости от гидрологического и гидрохимического типа озер. В проточных мелководных, умеренно минерализованных озерах — ассоциация *Cypridea* (s. l.), *Rhinocypris*, *Darwinula*; в более высокоминерализованных озерах — скульптурированные с массивной раковиной виды рода *Cypridea* (*C. polita* Gal., *C. gemota* Lub) и мантеллианы (Центральная Монголия). В насыщенных органикой глубоководных озерах — ассоциации олиготаксонные до монотаксонных — *Cypridea-Zejaina-Lycocypris* (Центральная и Восточная Монголия).

В значительно минерализованных, мелководных озерах хухтыкского времени (апт-альб) в Восточной Монголии обитали остракоды родов *Cypridea* (s. l.), *Lycocypris*, *Timiriasevia*, тогда как в Заалтайской Гоби в это же время наиболее устойчивой была ассоциация *Cypridea flexodorsalis* Mand. — *Mongolianella palmosa* Mand. — *Rhinocypris* sp. — *Timiriasevia tuberculata* Gal.

Приведенные данные показывают, что ассоциации остракод в аталасских озерах раннего мела были более разнообразны в родовом и видовом отношении и менее устойчивы на площади, чем ассоциации остракод гумидного климата.

Биологические особенности. Как было показано выше, доминирующую роль в ассоциациях остракод разнообразных континентальных водоемов аридной и субаридной зон неокома играли представители надсемейства *Cypridacea*, относящиеся к многочисленным родам и видам. Цитерацей и дарвинулацей, занимавшие господствовавшее положение в озерах гумидного климата средней юры, в неокоме имели в ассоциациях остракод подчиненное значение. Этот факт свидетельствует о том, что в условиях аридного и субаридного климата в водоемах нового типа, характеризовавшихся нестабильным режимом, ципридацей имели существенные преимущества перед живородящими представителями цитерацей и дарвинулацей.

Как известно, большинство современных ципридацей размножаются путем откладывания яиц вне материнского организма, причем многие виды способны давать не одну генерацию в год (Бронштейн, 1947). Как показали опыты, проведенные Маккензи (Mc Kenzie and Hussainy, 1968), а также Зоном и Корником (Sohn and Korniker, 1979), яйца ципридацей обладают защитной оболочкой против высыхания и замораживания, вследствие чего они способны переноситься ветром на далекие расстояния и затем, попадая в водную среду, могут нормально развиваться. Глобальное распространение многих видов современных остракод (*Heterocypris incongruens* и др.) объясняется именно этой биологической особенностью ципридацей. Широкое географическое распространение ципридацей в начале мела, по-видимому, и было обусловлено

появлением этой особенности. Ассоциации остракод родов *Darwinula-Timiriazevia* и некоторых других цитерацей, вынашивающих потомство в выводковой камере, характерные для гумидного климата раннего мезозоя и приспособленные к миграции в постоянных бассейнах со стабильным режимом и к миграции водным путем, не обладали пластичностью, чтобы освоить новые экологические ниши в пересыхающих водоемах аридного климата поздней юры — раннего мела.

Решающую роль в конкуренции между ципридацеями, с одной стороны, и дарвинулацеями и цитерацеями — с другой, за освоение новых экологических ниш сыграло приобретение первыми такой адаптации, как устойчивость яиц против высыхания. Эта биологическая особенность обеспечила ципридацеям возможность обитания в пересыхающих водоемах аридного и субаридного климата и выдвинула их на первое место среди остракодовой фауны континентальных водоемов аридного и субаридного климата в конце юры—начале мела. На различия адаптивной стратегии пресноводных остракод рассматриваемых надсемейств указывали в своих работах также Колэн и Даниелополь (Colin, Danielopol, 1979, 1980). Адаптивная стратегия остракод подсемейства *Timiriazeviinae*, согласно этим авторам, шла по линии К-отбора, т. е. по пути специализации в устойчивых экосистемах, тогда как адаптивная стратегия ципридацей строилась по плану р-отбора, т. е. максимального использования среды за счет увеличения скорости размножения и количества поколений в нестабильных условиях на ранних стадиях развития экосистем.

Пути миграции, расселения и ареалы распространения. Вследствие отсутствия постоянных речных связей между озерами в условиях аридного и субаридного климата миграция и расселение остракод водными путями было затруднено. Выработка такой адаптации, как защита яиц от высыхания, обеспечила ципридацеям возможность расселения независимо от наличия водных путей другими пассивными способами, главным образом ветром, птицами и пр. Благодаря появлению этой возможности расселение ципридацей в конце юры—начале мела происходило очень быстро, о чем свидетельствует глобальное распространение многих родов: *Cypridea* (s. l.), *Mantelliana*, *Rhinocypris* и др. При этом, как отмечает Гельмдах (Helmdach, 1979), создавался общий генофонд. Вместе с тем, попадая в разнообразные условия, представители отдельных видов приобретали признаки, отличающие их от исходных форм.

Наличие среди раннемеловых остракод многих эндемичных родов и видов показывает, что, возможно, не все ципридацей обладали способностью приспособиваться к любым условиям обитания и преодолевать географические барьеры. Исходя из географического распределения таксонов надвидовой категории (родов, подсемейств), автором (Неуструева, 1979) были намечены четыре типа раннемеловой фауны остракод: европейский, характеризующий главным образом талассогенные бассейны; азиатский,

где наряду с космополитными родами распространены роды *Pluosyrprimorpha*, *Latonia*, *Fergania*, *Harbinia*, *Monosulcosyrpris*, *Daurina*, *Mangutella*, *Torinina*, *Ussuriocyrpris* и другие; афро-южноамериканский тип, где распространены роды, не встреченные в Европе и Азии: *Brasacyrpris*, *Coriacina*, *Houqia*, *Ilhasina*, *Recosavona*, *Tucapocyrpris*; и североамериканский, близкий к европейскому типу, но более обедненный в родовом и видовом отношении. В пределах каждого из этих типов фауны в дальнейшем могут быть выделены более мелкие категории, характеризующие более ограниченные территории, соответствующие провинциям, округам, районам.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРЭСНОВОДНЫХ ОСТРАКОД ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГУМИДНОЙ И АРИДНОЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЗОН МЕЗОЗОЯ

Рассмотренные в предыдущих главах особенности эволюции, географического распространения, биологии, экологии, способов расселения, таксономического разнообразия и степени устойчивости ассоциаций неморских остракод в условиях гумидного и аридного климата определяют выбор различных критериев при использовании их для биостратиграфии и корреляции континентальных отложений, формировавшихся в разных климатических зонах.

Корреляция континентальных отложений гумидной зоны средней юры

Как было показано выше, для гумидной климатической зоны средней юры характерны устойчивые родовые и отчасти видовые ассоциации остракод, состоящие из небольшого числа малозменчивых таксонов, имеющие обширные ареалы распространения вследствие сравнительно однородной ландшафтной обстановки. Эти особенности ассоциаций остракод гумидной зоны дают возможность использовать их для корреляции разрезов на разных уровнях — от внутрирайонной (на уровне свит), до межрегиональной в пределах всего Евразийского материка (на уровне отдела или групп ярусов). В основу корреляции может быть положен традиционный принцип использования руководящих комплексов или видов. Примером такой корреляции может служить сопоставление разрезов средней юры различных регионов Евразии (Южной Англии, Парижского бассейна, Мангышлака, Ферганы, Канско-Ачинского бассейна, Забайкалья, Монголии, Китая и Индии) по родовой ассоциации *Darwinula*—*Timiriasevia*, в состав которой входят виды широкого географического распространения: *Darwinula incurva* Bate (Западная Европа — Фергана), *D. sarytirmensis* Sharap. (Мангышлак, Фергана, Канско-Ачинский бассейн, Монголия, Китай, Индия), *D. dubia* Zhong

(Монголия, Китай); *Timiriasevia epidermiformis* Mand. (Мангышлак, Фергана, Канско-Ачинский бассейн) и др. Кроме названных видов с широкими ареалами распространения в качестве дополнительных коррелятивов могут быть привлечены викарирующие виды — *Timiriasevia maskkeowi* Bate (Южная Англия), *T. tugnuica* Scoblo (Забайкалье), *T. digitalis* Govindan (Индия), характеризующиеся сходной скульптурой раковин, но несколько различающиеся по форме створок. Стратиграфический интервал распространения указанных видов охватывает батский ярус (по данным европейским разрезам, включающих морскую фауну) и часть байоса (Мангышлак, сарьдирменская свита, также включающая морскую фауну байоса-бата).

На азиатской части континента (Канско-Ачинский бассейн, Забайкалье, Монголия, Китай), где морские осадки отсутствуют, стратиграфическое положение отложений, заключающих указанные ассоциации остракод (верхи среднеюрских толщ — соответственно бородинская, тугнуйская, хамархубуринская свита и свита Туншань в провинции Чжецзян в Китае), подтверждают отнесение их к байосу—бату.

Корреляция континентальных отложений аридной и субаридной зон неокома

Особенности ассоциаций неморских остракод аридной и субаридной зон начала мела, характеризующихся высокой степенью родового и видового разнообразия, значительной морфологической изменчивостью, зависимостью от специфики водоемов различных типов, затрудняют использование их для целей корреляции, несмотря на большую частоту встречаемости остатков этой фауны в разрезах. Различные схемы корреляции отложений пурбека и вельда стран Западной Европы были предложены рядом зарубежных остракодологов (Grekoff, 1953; Anderson, 1964, 1973; Oertli, 1963; Christensen, 1963, 1968, и др.). Однако единой точки зрения на сопоставление этих отложений по остракодам до сих пор нет, хотя отмечается большое количество общих видов в разрезах этих фаций в Англии, Франции, ФРГ, ГДР, Польши, Швеции. Сходство раннемеловой фауны остракод Забайкалья, Монголии и Китая с европейской фауной по родовому составу также неоднократно отмечалось многими исследователями (Любимова, 1956, 1980; Сеница, 1969а, 1969б, 1973; Неуструева, 1974б, 1977; Скобло, Лямина, 1980; Hou and al., 1979). Но сопоставления схем расчленения юрско-меловых континентальных отложений азиатской части СССР с европейскими разрезами по остракодам до сих пор не проводилось. Разногласия среди исследователей по вопросам корреляции рассматриваемых отложений по остракодам со всей очевидностью свидетельствуют о том, что обычно применяемые корреляционные методы (по руководящим комплексам или видам) не всегда применимы для данных отло-

жений, так как остракоды в них редко характеризуются устойчивыми комплексами.

По-видимому, для успешного применения этой фауны в целях корреляции надо попытаться найти дополнительные критерии одновозрастности комплексов, не всегда сходных в родовом и видовом отношениях.

В качестве одного из таких критериев может быть использована смена доминантов в ассоциациях остракод на уровне семейств и надсемейств, фиксирующая наиболее крупный рубеж в развитии неморских остракод в мезозое и прослеживаемая почти на всех континентах.

В средней и в начале поздней юры в ассоциациях неморских остракод доминировали дарвинулацеи или цитерацеи (последние — преимущественно в талассогенных бассейнах), а ципридацеи либо отсутствовали совсем, либо составляли незначительную часть комплекса (1—10%). Начиная с раннего пурбека ципридацеи повсеместно становятся доминантами, составляя в ассоциациях более 50% (в среднем 70—80%), а в отдельных образцах — 100% от общего состава остракод. Эта перестройка в сообществе неморских остракод носила характер «эволюционного взрыва», проявившегося повсеместно и на разных таксономических уровнях и явилась самой существенной за всю мезо-кайнозойскую историю их развития. Именно с этого времени до современной эпохи ципридацеи стали господствующей группой в континентальных водоемах. Причем вспышка в развитии ципридацей в начале мела носит не постепенный характер увеличения таксонов во времени, а скачкообразный (рис. 4). Эта особенность в развитии и распространении ципридацей позволяет предположить, что она была вызвана не местной, а глобальной причиной — изменением климата и ландшафтов. Отмеченная перестройка фиксируется не только в Западной Европе, где развиты классические разрезы пурбека и вельда, но и на азиатской части материка, где морские отложения этого времени отсутствуют, и смена комплексов остракод происходит в толще чисто континентальных осадков. Иными словами, смена ассоциаций остракод была вызвана не местными фациальными факторами (сменой морских осадков континентальными, как в Западной Европе), а общими глобальными причинами, приведшими к весьма существенным изменениям окружающих условий на разных континентах. Такими причинами явились аридизация климата и оживление тектонической деятельности, повлекшей почти повсеместно морские регрессии. Сочетание этих факторов обусловило изменение наземных ландшафтов и характера континентальных водоемов и привело к изменению их экосистем в целом. Ципридацеи, получившие в новых условиях огромное преимущество перед другими группами остракод благодаря устойчивости их яиц против высыхания и вследствие этого возможности расселения с помощью ветра, могли чрезвычайно быстро заселить все сколько-нибудь благоприятные для их обитания и еще не занятые биотопы. Поэтому уровень, на

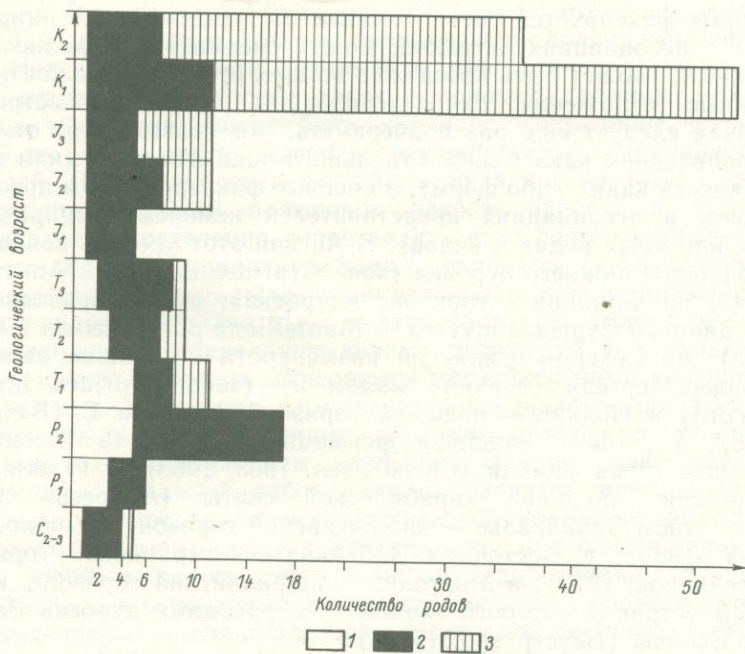


Рис. 4. Изменение степени разнообразия и количественного соотношения пресноводных родов остракод надсемейств:

1 — Darwinulacea, 2 — Cytheracea и 3 — Cypridacea в позднем палеозое и мезозое Евразии. При подсчете родов по отдельным эпохам для каждого надсемейства учтены следующие роды: надсемейство Darwinulacea: C₂₋₃ — Darwinula; P₁ — Darwinula, Prasuconella, Darwinuloides, P₂ — Darwinula, Suchonellina, Suchonella, Prasuconella, Darwinuloides; T₁ — Darwinula (Darwinula), Darwinula (Gerdalia), Suchonellina, Suchonella, Darwinuloides; T₂ — Darwinula (Darwinula), D. (Gerdalia), Suchonella; T₃ — Darwinula, Darwinuloides?; J₁—K₂ — Darwinula; надсемейство Cytheracea: C₂₋₃ — Tomiella, Kemeroviana, Iniella; P₁ — Tomiella, Tomiellina, Iniella; P₂ — Tcherdyncyeviana, Netschaevia, Nuguchia, Schneideria, Tomiella, Tomiellina, Kemeroviana, Iniella, Suriekovella, Permiana, Sinusuella; T₁ — Triasinella, Iniella, Wetluginella, Nerechtina; T₂ — Triassinella, Gomphocythera? Bisulcoypris (?), Tungchuanina, Schensiella; T₃ — Triassinella, Gomphocythera (?), Tungchuanina, Isfarella, Miniocythere, Oncocythere; J₁ — Isfarella, Praevlakomia, Gomphocythere, Timiriasevia; J₂ — Timiriasevia, Kalitzkillina, Praevlakomia, Gomphocythere (?), Limnocythere (?), Bisulcoypris, Theriosynoecum; J₃ — Timiriasevia, Bisulcoypris, Theriosynoecum, Fabanella; K₁ — Timiriasevia, «Metacypris», Rosacythere, Bisulcoypris, Theriosynoecum, Limnocythere, Stenostroemia, Wolburgia, Fabanella, Vlakomia; K₂ — Limnocythere, Looneyellopsis, Timiriasevia, Rosacythere, Frambocythere, Gobiocypris; надсемейство Cypridacea: C₂₋₃ — Paleocypris; T₁ — Clinocypris, Onzhiella, Marginella; T₂ — Clinocypris, Cultella; T₃ — Cultella; J₂ — Cypridea s. l., Clinocypris, Candona (?), Stenocypris (?); J₃ — Cypridea s. l., Cetacella, Paracyprida (?), Rhinocypris, Mongolianella, Leiria; K₁ — Cypridea s. l., Paracypridea, Bisulcoypridea, Pinnocypridea, Cetacella, Damonella, Leiria, Mantelliana, Scabriculocypris, Eoparacypris, Pseudoparacypridopsis, Rhinocypris, Ilyocypris, Eucypris, LycopteroCypris, Potamocypris, Mongolianella, Daurina, Torinina, Mangutella, Zeijaina, Ussuriocypris, Ljaminella, Latonia, Cyprideamorphella, Ilyocyprimorpha, Limnocypridea, Yumenia, Fergania, Sunlavia, Kaitunia, Harbinia, Tangxiella, Jinguella, Deyangia, Monosulcoypris, Triangulocypris, Clinocypris, Proeucypris, Luanpingella, Paracypris, Zonocypris?, Candona; K₂ — Cypridea s. l., Talicypridea, Khandia, Altanicypris, Gobiella, Paracypridea, Rhinocypris, Ilyocypris, Eucypris, LycopteroCypris, Clinocypris, Mongolianella, Triangulocypris, Quadrocypris, Ruficypris, Lineocypris, Mediocypris, Cypridopsis, Cyprinotus, Cyprois, CycloCypris, Cypria, Paracyprida, Cypris (?), Candona, Candoniella, Paracandona, Leiria (?).

котором фиксируется смена доминантов (преобладание ципридацей) в ассоциациях остракод, может рассматриваться как изохронный и может быть прослежен во всех регионах, где континентальные отложения охарактеризованы остатками остракод. Причем следует еще раз подчеркнуть, что уровень этот отмечен не появлением какого-либо отдельного рода или вида (или даже комплекса каких-либо форм), а впервые фиксированным преобладанием в ассоциациях представителей неморских ципридацей (тех или иных родов и видов). В Англии этот уровень совпадает с подошвой нижнего пурбека (зона *Cypridea dunkeri*) (Anderson, 1964); во Франции — горизонт «пурбека», охарактеризованный ассоциацией *Cypridea inversa* — *Mantelliana purbeckensis* (Oertli, 1963); на Северо-Германской низменности — подошва верхнего Мюндер-Мергеля (верхний малм 5) (зона *Cypridea inversa* Martin); в Польше — подошва горизонта пурбека E (Bielecka, 1978); в Дании — подошва формации Rabekke; в Швеции — подошва слоев Vitabak (Christensen, 1963, 1968); в Таджикской депрессии — подошва карабильской свиты (Андреев, 1969); в Западном Забайкалье — кижингинский горизонт (Скобло, Лямина, 1980); в Восточном Забайкалье — гардинский горизонт (Олейников, 1975); в Монголии — шарилинский горизонт, комплексы остракод которого сходны с остракодами пурбека Западной Европы (Неуструева, 19746).

В ряде провинций Китая этот стратиграфический уровень может быть определенно опознан по смене ассоциаций *Darwinula-Timiriasevia* ассоциациями *Cypridea-Luanpingella-Eoparacypis* в Северокитайской палеобиогеографической провинции раннего мела и ассоциациями *Jingguella-Pinnocypridea-Darwinula* в Южнокитайской палеобиогеографической провинции (Ye Chun-hui, 1983).

В связи с изложенным нельзя не затронуть и вопроса о границе юры и мела в континентальных отложениях, хотя эта проблема безусловно требует специального всестороннего рассмотрения. Но поскольку во многих странах Западной Европы переходные слои между юрой и мелом представлены фациями пурбека и вельда, и расчленение этих осадков базируется на зонах, выделенных по неморским остракодам, автор считает целесообразным изложить некоторые выводы, вытекающие из проведенного в данной работе анализа. Так как биостратиграфическое расчленение континентальных отложений конца юры — начала мела во многих странах обосновано сменой комплексов неморских остракод, то представляется логичным при обосновании границы между юрой и мелом учитывать уровень, на котором отмечается наиболее существенный рубеж в развитии этой группы фауны.

Однако в одной из работ, посвященных стратиграфическому значению остракод пурбека и вельда Англии (Kilenyi, Neale, 1978), где приведена схема расчленения этих отложений, граница между юрой и мелом, проведенная в основании морского прослоя Cinder Bed, оказывается внутри средней части среднего пурбека на гра-

нице зон *Cypridea granulosa granulosa* и *Cypridea granulosa fasciculata*, охарактеризованных лишь разными подвидами одного вида. Нет необходимости доказывать, что с точки зрения развития остракодовой фауны такое положение границы между юрой и мелом не может быть признано достаточно четким, тем более если учесть высокую внутривидовую изменчивость ципридей. Положение границы юры и мела внутри зоны *Cypridea granulosa* (s. l.) в типовом разрезе пурбека в Англии не позволяет определенно сопоставлять ее с соответствующими уровнями в других странах, где зона *C. granulosa* (s. l.) не может быть выделена, и соответствующие отложения охарактеризованы другими видами остракод. Именно этим обстоятельством и объясняются трудности корреляции данных отложений, в результате чего во многих регионах выделяются нерасчлененные континентальные толщи юрско-мелового возраста без указания положения границы между этими системами, хотя сами отложения зачастую прекрасно охарактеризованы неморской фауной. Как показал проведенный в данной работе анализ развития пресноводных остракод в мезозое, наиболее существенный рубеж в их эволюции фиксируется не внутри среднего пурбека, где проводится граница между юрой и мелом некоторыми исследователями (Kilényi, Neal, 1978), а в основании нижнего пурбека. Этот уровень отчетливо выделяется по смене ассоциаций остракод не только в странах Западной Европы, но и на других континентах (в Азии, Африке, Америке). Коррелятивным признаком при этом служит не появление какого-либо одного вида или руководящего комплекса, а перестройка сообществ неморских остракод, в результате которой ципридацеи заняли в них доминирующее положение.

Один из крупнейших специалистов в области изучения мезозойских остракод — Эртли (Oertli, 1963) высказывал мнение о возможности отнесения к нижнему мелу отложений, заключающих остатки остракод *Mantelliana purbeckensis*, что противоречило традиционной точке зрения, так как охарактеризованные этим видом слои относились к верхней юре. Автор данной статьи присоединяется к мнению Эртли, но в отличие от него, главным критерием при проведении границы между юрой и мелом считает не появление отдельного вида (в данном случае — *M. purbeckensis*), а перестройку всего сообщества остракод, обусловленную изменением климата и палеогеографической обстановки. Возможно, что высказанная автором точка зрения на положение границы между юрой и мелом в континентальных отложениях не является бесспорной, но к такому выводу приводит всесторонний анализ развития неморских остракод в течение всего мезозоя. Интересно отметить, что палинологические данные также свидетельствуют в пользу проведения границы между юрой и мелом в основании нижнего пурбека (Вахрамеев, Котова, 1980).

Проведение границы юры и мела на любом более высоком стратиграфическом уровне по неморским остракодам будет несравненно менее отчетливым. Что касается расчленения и корреляции

по остракодам континентальных отложений нижнего мела, которые залегают выше рассмотренного уровня (подошвы пурбека), то они характеризуются рубежами более низкого ранга, отмечающими изменения обычно в пределах ограниченных регионов. Состояние изученности неморских остракод в настоящее время не дает возможности проследить повсеместно остракодовые зоны, выделяемые в южной Англии, Северо-Германской низменности, Забайкалье, Монголии и Китае, хотя в каждом из этих регионов они используются для расчленения континентальных отложений нижнего мела.

Наиболее перспективным путем использования пресноводных остракод для межрегиональной корреляции континентальных отложений аридной и субаридной зон неокома является поиск общих закономерностей в развитии этой группы фауны, наряду с прослеживанием видов, имеющих широкие ареалы распространения, или викарирующих видов. К числу таких общих закономерностей могут относиться — степень таксономического разнообразия, отражающая общий уровень эволюционного развития группы; появление характерных морфологических признаков, знаменующих эволюционные изменения, а также возникновение или исчезновение космополитных таксонов надвидового ранга и т. д. Для внутрирайонной корреляции континентальных отложений субаридной зоны неокома могут быть использованы местные зональные комплексы, экостратиграфические методы и т. п.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование показало, что ассоциации остракод, присущие континентальным водоемам различных климатических зон мезозоя, существенно различаются по общему таксономическому составу, количественному соотношению представителей различных семейств, родов и видов, степени таксономического разнообразия, ареалам распространения и устойчивости ассоциаций на площади, путям миграций, биологическим и экологическим особенностям, морфологии раковин и степени их изменчивости. Доминантами в ассоциациях остракод гумидного климата средней юры являлись живородящие формы цитерацей и дарвинулацей, приспособленные к обитанию в постоянных водоемах и миграции водными путями. Эти ассоциации не отличались большим разнообразием, но характеризовались устойчивостью и обширными ареалами распространения, что позволяет достаточно надежно использовать их как для внутрирайонной, так и для межрегиональной корреляции разрезов континентальных отложений средней юры.

Для ассоциаций остракод озер аридной зоны неокома характерно преобладание представителей надсемейства Cypridacea, высокая степень таксономического разнообразия и морфологической изменчивости, обусловленной как экологическими, так и

генетическими факторами. Приобретение ципридацеями важной биологической адаптации — откладывания большого количества яиц, обладающих защитной оболочкой против высыхания, — в условиях аридного и субаридного климата обеспечило им преимущества перед другими группами остракод в борьбе за освоение новых экологических ниш, а также предоставило им возможность миграции не только водными путями, но и с помощью атмосферной циркуляции.

Перестройка сообществ неморских остракод, в результате которой доминирующее положение в них заняли ципридацеи, фиксируется в основании нижнего мела (=нижнего пурбека) как в осадках талассогенных, так и аталассных озер во многих регионах Евразии и обусловлена глобальными причинами — изменением климата, ландшафтных условий и типов континентальных водоемов. Отмеченная перестройка сообществ неморских остракод на уровне надсемейства является наиболее существенным рубежом за всю мезо-кайнозойскую историю развития этой группы фауны и может служить обоснованием для проведения границы между юрой и мелом в континентальных отложениях в основании пурбека. Для корреляции континентальных отложений аридного и субаридного климата конца юры — неокома могут быть использованы рубежи в развитии неморских остракод, изменение степени таксономического разнообразия, появление характерных морфологических признаков раковин, а также экостратиграфические методы и прослеживание видов с широкими ареалами распространения или викарирующих форм.

Литература

- Андреев Ю. Н. Новые данные по стратиграфии нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 1. Душанбе, 1969, с. 5—14.
- Андреев Ю. Н., Мандельштам М. И. Остракоды семейства Cyprididae из меловых отложений Таджикской депрессии. — Изв. АН ТССР, 1968, отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, т. 2, № 28, с. 69—82.
- Бронштейн З. С. Ostracoda пресных вод. — В кн.: Фауна СССР. Ракообразные. Т. II, вып. 1. М.—Л., 1947. 339 с.
- Буракова А. Т., Курбатов В. В., Микулин М. В., Неуструева И. Ю. Новые данные по биостратиграфии нижнемезозойских отложений урочища Камышбаши-Шорсу (Южная Фергана). — Вестн. ЛГУ, 1980, геол., геогр., № 6, вып. 1, с. 27—34.
- Вахрамеев В. А. Основные черты фитогеографии Земного шара в юрское и раннемеловое время. — Палеонт. журн., 1975, № 2, с. 123—132.
- Вахрамеев В. А., Котова И. З. Граница юры и мела в свете палинологических данных. — Изв. АН СССР, 1980, № 2, с. 62—69.
- Верзилин Н. Н. Эволюция озерного осадконакопления в связи с проблемой образования красноцветных толщ. — В кн.: История озер в СССР. Тез. докл. VI Всесоюзного совещания. т. I. Таллин, 1983, с. 52—53.
- Галеева Л. И. Остракоды меловых отложений Монгольской Народной Республики. М., 1955. 95 с.
- Грамм М. Н. Новые цитериды (Ostracoda) из континентального мезозоя Азии. — Палеонт. журн., 1966, № 1, с. 72—86.
- Колесников Ч. М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отло-

жений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.—Л., 1964, с. 5—138. [Тр. Лимнологич. ин-та СО АН СССР, т. IV (XXIV)].

Кухтин Д. А. Биостратиграфия триасовых отложений Прикаспийской впадины по остракодам. М., 1976. 98 с.

Липатова В. В., Старожилова Н. Н. Стратиграфия и остракоды триасовых отложений Саратовского Заволжья. Саратов, 1968. 190 с.

Любимова П. С. Остракоды меловых отложений восточной части Монгольской Народной Республики. Л., 1956. 174 с. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 93).

Любимова П. С. Новый род семейства *Syrridae* W. Baird, 1895. Л., 1959, с. 390—392 (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 136).

Любимова П. С. Остракоды нижнемеловых отложений Прикаспийской впадины. Л., 1965. 199 с. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 244).

Любимова П. С. Сопоставление комплексов остракод нижнего мела различных районов СССР и зарубежных стран. — В кн.: Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя нефтегазоносных районов СССР. Л., 1980, с. 4—26.

Любимова П. С., Казьмина Т. А., Решетникова М. А. Остракоды мезо- и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Л., 1960. 427 с. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 160).

Мандельштам М. И. Ostracoda из отложений средней юры полуострова Мангышлака. — В кн.: Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. М.—Л., 1947, с. 239—259.

Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Ископаемые остракоды СССР: семейство *Syrridae*. Л., 1963. 331 с. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 203).

Мартинов Г. Г. О стратиграфии юрских и меловых отложений Монголии. — Изв. АН СССР, 1973, стр. геол., № 12, с. 89—95.

Мишина Е. М. Новые раннетриасовые представители *Podocora* Русской платформы. — В кн.: Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М., 1972, с. 276—281.

Неуструева И. Ю. О возрасте континентальных пестроцветных отложений Канско-Тасеевской депрессии. — В кн.: Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР. Л., 1961, с. 250—254.

Неуструева И. Ю. Новые остракоды (*Permianidae*) из нижнеюрских континентальных отложений Южной Ферганы. — Палеонт. журн., 1968, № 3, с. 63—67.

Неуструева И. Ю. Остракоды юрских озер Ферганы и их палеоэкологическая характеристика. — В кн.: Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974а, с. 37—57.

Неуструева И. Ю. Некоторые виды остракод из юрских и нижнемеловых отложений Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1974б, с. 247—264 (Тр. ССМПЭ, вып. 1).

Неуструева И. Ю. Новые виды остракод из верхней юры и нижнего мела Центральной Монголии. — В кн.: Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М., 1977, с. 136—142 (Тр. ССМПЭ, вып. 4).

Неуструева И. Ю. О распространении и развитии пресноводных остракод в палеозое и мезозое. — В кн.: Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes. Belgrad, 1979, p. 179—184.

Неуструева И. Ю. Условия обитания раннемеловых остракод Монголии. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 126—144.

Неуструева И. Ю. Перестройка сообществ пресноводных остракод в конце юры — начале мела, как результат изменения климата и ландшафтно-экологических обстановок внутриконтинентальных водоемов. — В кн.: Тез. докл. XXIX сессии ВПО. Л., 1983, с. 39—40.

Нечаева М. А. Остракоды нижнемеловых отложений равнины Сунляо. — In: Monographs of the Inst. of Geol. Ministry of Geology. Ser. B. Stratigr. and Paleontol., vol. 1, N 21, Peking, 1959. 76 с.

Олейников А. Н. Стратиграфия и филлоподы юры и мела Восточного Забайкалья. М., 1975. 171 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 138).

Синица С. М. Биостратиграфия верхнего мезозоя Центрального Забайкалья по остракодам. — Изв. Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, 1969а, т. V, вып. 2, с. 35—48.

Синица С. М. Биостратиграфия верхнего мезозоя Восточного Забайкалья

по остракодам. — Изв. Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, 19696, т. V, вып. 4, с. 3—18.

Синица С. М. Новые позднемезозойские остракоды Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология осадочных геологических формаций Забайкалья. Чита, 1973, с. 103—117. (Записки Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, вып. XCIV).

Синица С. М. Первая находка рода *Mantelliana* в континентальных отложениях юры и мела Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология осадочных геологических формаций Забайкалья. Чита, 1973, с. 118—123. (Записки Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, вып. XCIV).

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 2. Мезозой. Л., 1966. 166 с.

Скоблов В. М., Лямина Н. А. Остракоды мезозоя Западного Забайкалья (справочное руководство). Иркутск, 1980. 226 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, II, III. М., 1962.

Урошевич Д. Стратиграфическое положение слоев с *Darwinula* в рэтском ярусе горы Стара-Планина. — В кн.: Proc. of the VII Intern. Sympos. on Ostracoda. Belgrad, 1979, p. 109—111.

Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности. Л., 1960, с. 287—303 (Тр. КЮГЭ, вып. 5).

Anderson F. W. Wealden and Purbeck Ostracoda. — Ann. and Mag. Natur. Hist, 1939, ser II, vol. 3, N 2, p. 291—310.

Anderson F. W. Rhaetic Ostracoda. — Bull. geol. surv. Great Britain, 1964, N 21, p. 133—174.

Anderson F. W. New genera of Purbeck and Wealden Ostracoda. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1966, vol. 11, N 9, p. 435—446.

Anderson F. W. Ostracods from the Weald Clay of England. — Bull. geol. surv. Great Britain, 1967, N 27, p. 237—269.

Anderson F. W. and Hughes N. F. The «Wealden» of Northwest Germany and English equivalents. — Nature, 1964, vol. 201, N 4922, p. 907—908.

Anderson F. W., Bazley R. A. B., Shephard-Thorn E. R. The sedimentary and faunal sequence of the Wadhurst Clay (Wealden) in boreholes at Wadhurst Park, Sussex. — Bull. geol. surv. Great Britain, 1967, N 27, p. 171—235.

Anderson F. W. and Bazley R. A. B. The Purbeck Beds of the Weald (England). — Bull. geol. surv. Great Britain, 1971, N 34. 173 p.

Bate R. H. Freshwater ostracods from the Bathonian of Oxfordshire. — Paleontology, 1965, vol. 8, pt 4, p. 749—759.

Bate R. H. The Bathonian upper estuarine series of Eastern England. Part 1. Ostracoda. — Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., 1967, vol. 14, N 2, p. 21—66.

Bernard F., Bizou J.-J., Oertli H. J. Ostracodes lacusters du Bathonian du Poitou (Bassin de Paris). — Bull. Soc. géol. France, 1956, ser. 6, fasc. 6, p. 753—770.

Bielecka W. Znaezenie stratigraficzne otworow i brakisznych malzoraczkow Portlandu na Nizu Polskim. — Biul. Inst. Geol., 1978, N 304, p. 5—63.

Bielecka W., Sztajn J. Stratygrafia warstw przejsciowych miedzy jura a kreda na podstawie mikrofauny. — Kwartalnik geologiczny, 1966, vol. 10, N 1, p. 96—116.

Brenner P. Ostracoden und Charophyten des spanischen wealden (Systematik, Oekologie, Stratigraphie, Palaeogeographie). — Palaeontographica, 1976, Abt. A, Hf. 152, N 4/6, p. 113—201.

Chen Tschung. The ostracode genus *Metacypris* and its allies. — Acta Paleontol. Sinica, 1965, vol. 13, N 1, p. 1—28.

Christensen O. B. Ostracodtyper fra Keuper-Rhaet lagserien i dybdeboringerne ved Harte og Ullerslv. — Meddelelser fra Dansk. geol. Forening, 1962, Bd 15, Hf. 1, S. 90—98.

Christensen O. B. Ostracods from the Purbeck-Wealden Beds in Bornholm. — Danmarks geologiske undersogelse, 1963, ser. II, N 86, p. 1—58.

Christensen O. B. Some deposits and microfaunas from the upper jurassic in Scania with new species of ostracods. — Sveriges geologiska undersogning, 1968, ser. C, N 632, Arsbok 62, N 3, p. 1—46.

Colin J.-P., Danielopol D. L. Why most of the Timiriaseviinae (Ostracoda, Crustacea) became extinct. — *Geobios*, 1979, N 12, fasc. 5, p. 745—749.

Colin J.-P., Danielopol D. L. Sur la morphologie, la systématique, la biogéographie et l'évolution des ostracodes Timiriaseviinae (Limnocytheridae). — *Paleobiologie continentale*, 1980, vol. XI, N 1, Montpellier, p. 1—51.

De Deckker P. Ostracods of athalassic saline lakes. — *Hydrobiologia*, 1981, N 81, p. 131—144.

Gerri E., Oertli H. J. *Bisulcoocypris* (?) *triassica* n. sp. (Crustacea, Ostracoda) from Israel. — *Bull. du Centre de recherches, soc. nat. de pétrole d'Aquitaine*, 1967, vol. 1, N 2, p. 375—381.

Gheorgian D. Contributii la cunoasterea unor microfauna Triasice din Muntii Apaseni (Padurea, Craiului). *Dari de seama all sedintelor*, vol. LXII (3) (1974—1975). *Inst. geol. si geofiz.* — *Paleontol.*, 1976, N 62, p. 25—38.

Gou Yun-sian, Cao Mei-zhen. Outline of Triassic ostracoda in China. *Rev. ital. paleontol. i stratigr.*, 1979, vol. 85, N 3—4, p. 1227—1229.

Gou Yun-sian, Ye Chun-hui. Late Mesozoic ostracoda from Dantu, Lujiang and adjacent area, Anhui Province. — In: *Auswahl von vorträgen anlässlich des kolloquiums des chinesischen Akad. der wiss. über die Geologie der Eisengrubea* (1977), *Stratigraphie und Paläontologie*, Nanking, 1979, p. 177—186.

Govindan A. Jurassic freshwater Ostracods from the Kota formation of India. — *Palaeontology*, 1975, vol. 18, N 1, p. 207—216.

Greko N. Sur l'utilisation des microfaunes d'ostracodes dans la stratigraphie précise du passage Jurassique-Crétacé (Faciés continentaux). — *Rev. Inst. Franç. petrol.*, 1953, vol. 3, N 7, p. 362—379.

Helmdach F.-F. Stratigraphy and Ostracodfauna from coalmine Guimara (Upper Jurassic). — *Servicos geol. de Portugal.*, 1971, Mem. N 17, nov. ser., p. 41—88.

Helmdach F.-F. Zur gliederung limnischbrackischer Sedimente des portugiesischen Oberjura (oberes callovien—kimmeridge) mit Hilfe von Ostracoden. — *Neues Jahrb. Geol. und Pal. Monatsh.*, 1971, N 11, S. 645—662.

Helmdach F.-F. Ontogenie und Ornamentierung einiger oberjurassischer Arten von *Bisulcoocypris* (Ostracoda). — *N. Jahrb. Geol. und Paläont. Abh.*, 1972, Bd 141, Hf. 3, S. 286—300.

Helmdach F.-F. Möglichkeiten der Verbreitung nichtmariner Ostracodenpopulationen und deren Auswirkung auf die P-ylogenie und die Stratigraphie. — *Neues Jahrb. Geol. und Pal. Monatsh.*, 1979, N 6, S. 378—384.

Ho Jun-de. Some Ostracodes from Guangyuan series, Northern Sechuan. — *Acta pal. Sinica*, 1964, vol. 12, N 2, p. 271—277.

Hou You-tang. Yurassic and cretaceous nonmarine ostracods of the subfamily Cyprideinae from north-western and north-eastern regions of China. — *Mem. Inst. Palaeontol. Acad. Sinica*, 1958, N 1, p. 61—103.

Hou You-tang, Geng Liang-yu, Cao Mei-shen, Ho Jun-de, Gou Yun-sian, Huang Bao-ren, Ye Chun-hui, Chen Te-chiung, Yang Heng-ren. Advance in the study of Mesozoic and Cenozoic ostracods in China. — In: *Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes. Proc. of the VII Intern. Sympos. on Ostracoda*. Belgrad, 1979, p. 103—108.

Jintian F., Maoyu X. Upper Triassic Ostracodes of Human, Jingxi and Northern Guangdong. — *Acta Pal. Sinica*, 1979, vol. 17, N 2, p. 131—150.

Jones T. R. On the Raetic and some Liassic Ostracoda of Britain. — *J. Geol. Soc. London Quart.*, 1894, vol. 50, p. 156—169.

Kempf E. K. Index and Bibliography of nonmarine Ostracoda. — *Geol. Inst. Univer. Koeln. Sonderver.*, 1980, N 35—38.

Kilenyi T., Neale J. W. The Purbeck-Wealden. — In: *A stratigraphical Index of British Ostracoda*. — *Geol. J. Spec. Issue*, 1978, N 8, p. 299—324.

Klingler W., Malz H., Martin G. P. R. Malm NW-Deutschlandes. — In: *Leitfossilien der Micropaleontologie*. Berlin, 1962, S. 159—190.

Kozur H. Einige seltene Ostracoden-Arten aus der Germanischen Trias. — *Monatsb. Deutsch. Ak. Wiss. Berlin*, 1968, Bd 10, N 11, S. 848—872.

Kozur H. Neue Ostracoden der germanischen Mittel- und Obertrias. — *Geologie*, 1970, Bd 19, N 4, S. 434—455.

Krömmelbein K. Zur Taxonomie und Biochronologie stratigraphisch

wichtiger Ostracodenarten aus der oberjurassisch (?) — unterkretazischen Bahia-Serie (Wealdenfazies) NE-Brasiliens. — *Senckenbergiana Lethaea*, 1962, Bd 43, N 6, S. 437—528.

McKenzie K. G., Hussainy S. U. Relevance of a freshwater Cytherid (Crustacea, Ostracoda) to the Continental Drift Hypothesis. — *Natur*, 1968, vol. 220, N 5169, p. 806—808.

McKenzie K. G. Palaeobiogeography of some salt lakes faunas. — *Hydrobiologia*, 1981, N 82, p. 407—418.

Misra R. S., Satsangi P. P. Ostracodes from Kota formation. — *Geol. survey India. Misc. Publ.*, 1979, N 45, p. 81—88.

Odrzywolska-Bienkova E. Wyniki badan mikropaleontologicznych Kajpru w otworze slezany IL. — *wart. geol.*, 1962, t. 6, N 2, s. 299—308.

Oertli H. J. Ostracodes du «Purbeckien» du Bassin Parisien. — *Revue de l'Institut Français du petrole et annales des combustibles liquides*, 1963, vol. 18, N 1, p. 5—38.

Oertli H. J., Ziegler M. Présence d'un séquanien lacustre dans la région de Pontarlier (Dép. Doubs, France). — *Ecl. geol. Helv.*, 1958, vol. 51, N 2, p. 385—390.

Sohn I. G. Nonmarine Ostracodes of Early Cretaceous Age from Pine Valley Quadrangle, Nevada. — *Geol. survey*, 1969, prof. paper 643-B, p. B1—B9.

Sohn I. G. Nonmarine Ostracodes in the Lakota Formation (Lower Cretaceous) from South Dakota and Wyoming. — *Geol. survey*, 1979, prof. paper 1069, p. 1—24.

Sohn I. G., Chatterjee S. Freshwater Ostracodes from Late Triassic coprolite in Central India. — *J. Paleontol.*, 1979, vol. 53, N 3, p. 578—586.

Sohn I. G. and Kornicker L. S. Viability of freeze-dried eggs of the freshwater *Heterocypris incongruens*. — In: *Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes*. Belgrade, 1979, p. 1—4.

Styk O. Otwornice i malzoracki Triasu z poludniowej czeci Gor Swietokrzyskich. — *Kwart. geol.*, 1965, t. 9, N 4, s. 737—744.

Styk O. Kilka wazniejszych nowych gatunkow otwornic i malzoraczkow z osadow triasu Polski. — *Kwart. geol.*, 1972, t. 16, N 4, s. 866—886.

Styk O. Die micropalaeontologische Charakteristik der Triasablagerungen im Westteil des Polonischen Flachlandes. — *Jb. geol.*, 1976, N 7—8 (DDR), S. 115—118.

Sylvester-Bradley P. C. The ostracod genus *Cypridea* and the zones of the Upper and Middle Purbeckian. — *Proc. geol. Assoc. London*, 1949, vol. 60, N 2, p. 125—154.

Sylvester-Bradley P. C. Speciation patterns in the ostracoda. — *Abh. naturwiss. Ver. (Hamburg)*, 1976, N 18/19, p. 29—37.

Szczechura J. Fresh-water ostracodes from the Nemegt Formation (Upper Cretaceous) of Mongolia. — In: *Results of the Polish-Mongolian Palaeontological Expeditions*, pt. VIII. — *Pal. Pol. (Krakov)*, 1978, t. 38, p. 65—121.

Szczechura J. The taxonomy of *Cypridea Bosquet*, 1852 and similar ostracodes. — *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart)*, 1981, Bd 161, N 2, p. 254—269.

Tian Mu-qu, Zhao Mei-yu. Ostracoda from the Qiucheng Formation (Lower Cretaceous) in Southern Hebei. — *Acta Pal. Sinica*, 1982, vol. 21, N 5, p. 569—575.

Wang Meng-yun, Chen Mao-kai, Guo Meng-ming, Zeng Liang-kui, Ye Chun-hui. The age of the Chengqiangyan Group from Sichuan Basin. — *J. stratigraphy*, 1982, vol. 6, N 2, p. 92—100.

Ware M., Whately R. New genera and species of Ostracoda from bathonian of Oxfordshire, England. — *Rev. esp. micropaleontol.*, 1980, vol. 12, N 2, p. 199—223.

Ware M., Windle T. M. F. Micropalaeontological evidence for land near Cirencester, England, in Forest Marble (Bathonian) times: a preliminary account. — *Geol. Mag.*, 1981, vol. 118, N 4, p. 415—420.

Wicher C. A. Zur mikropaläontologischen Gliederung des nichtmarinen Rät. — *Erdöl und Kohle*, 1951, Bd 4, N 10, S. 755—760.

Wicher C. A. Die mikropaläontologische Gliederung des nichtmarinen Keuper. — *Erdöl und Kohle*, 1957, Bd 10, N 1, S. 3—7.

Wick W., Wolburg J. Wealden in NW- Deutschland. — In: Leitfossilien der Mikropaläontologie. Berlin, 1962, S. 191—198.

Wolburg J. Die Cyprideen des NW-deutschen wealden. — Senk. leth., (Frankfurt am Main), 1959, Bd 40, N 3/4, S. 223—315.

Wu Qi-qie, Yang Wen-da. Upper Jurassic ostracods from Shouchang, Western Zhejiang. — Acta Pal. Sinica, 1980, vol. 19, N 1, p. 29—44.

Ye Chun-hui. Non-marine Ostracod biogeographical regions of the early Cretaceous in China. — Zitteliana, 1983, N 10, p. 395—398.

Ye Chun-hui, Gou Yun-sian, Cao Mei-zhen. Jurassic-Cretaceous Ostracodes from Zhejiang. — In: Divisions and Correlation on the Mesozoic Volcano-Sedimentary Formations in Zhejiang and Anhui Province China. Nanjing, 1980, p. 173—204.

Zhong Xiao-chun. Upper Triassic and Middle Jurassic ostracods from the Ordos Basin. — Acta Pal. Sinica, 1964, vol. 12, N 3, p. 426—474.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ХАРОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ В ИСТОРИИ ОЗЕР АРИДНЫХ ЗОН ПРОШЛОГО

ВВЕДЕНИЕ

Харовые водоросли представляют собой своеобразную ветвь погруженных водных растений, которая в систематическом отношении рассматривается то в качестве самостоятельного типа — Charophyta, то в качестве класса зеленых водорослей — Charophyceae.

Древние харофиты сохраняются благодаря обызвествлению. В ископаемом состоянии обычно встречаются обызвествленные оогонии, редко стебли и их обломки, которые из-за хрупкости легко разрушаются при захоронении. Харовые водоросли характерны для внутренних континентальных водоемов: озер, озерных систем, опресненных или слабоминерализованных лагун, некоторые виды распространены в лагунах с повышенной минерализацией воды.

Харовые водоросли известны с силура до настоящего времени, на протяжении фанерозоя они прошли длительную историю развития. В статье рассмотрено развитие харовых водорослей на территории Средней Азии, Восточного Казахстана и некоторых сопредельных регионов от раннего мела до палеогена включительно, т. е. на протяжении около 120 млн. лет.

В истории эволюционного развития харовых водорослей отмечаются этапы расцвета, сменяемые эпохами их спокойного развития. Расцвет харовых водорослей наблюдается в конце раннего и позднего мела, в палеогене, миоцене. Этапы расцвета связаны, вероятно, с временами наибольшей обводненности древних континентов.

Изучение древних харовых водорослей имеет важное стратиграфическое значение, так как позволяет, во-первых, выделить среди континентальных отложений фации древних крупных озерных систем, во-вторых, дает возможность по изменению комплексов видов во времени проводить расчленение озерных отложений, в-третьих, благодаря широкому географическому распространению видов харовых водорослей данные по ним могут быть использованы для корреляции континентальных отложений удаленных регионов. Кроме стратиграфического значения, данные по изучению этих водорослей могут быть использованы для восстановления истории развития озер и озерных систем на древних континентах.

Харовые водоросли являются водными растениями, и характеризуют экологическое состояние водоема, в связи с этим в статье рассматриваются некоторые экологические особенности, необходимые для их произрастания.

К л и м а т. В распространении харовых водорослей в меловое и палеогеновое время климат играл важную роль. Массовые захоронения харовых водорослей в прошлом связаны с зонами жаркого аридного климата.

В раннем мелу харовые водоросли были широко распространены в Средней Азии в озерных системах аптского и альбского времени. Находки их сосредоточены в красноцветных глинах, обогащенных карбонатом кальция. В конце раннего мела в Средней Азии встречен следующий комплекс харовых водорослей: *Aporchara trivolvris* Peck, *A. longa* Kyansep-Rom., *Flabellochara harrisii* (Peck) Grambast, *Fl. asiatica* Kyansep-Rom., *Clypeator jiuquanensis* (W. Shui) Grambast, *Mesochara voluta* (Peck) Grambast. Зона распространения этого комплекса видов протягивается широтной полосой по югу Западной Европы, северу Африки, по Средней Азии, Малой и Центральной Азии, по югу Северной Америки и в Центральной части Южной Америки. В раннемеловое время это была зона аридного климата с развитием здесь крупных озер и озерных систем.

В палеогене харовые водоросли были широко распространены в Восточном Казахстане. Находки их встречены в пестроцветных глинах озерного генезиса. В Восточном Казахстане распространен комплекс видов: *Harrisichara mitella* (Peck et Reker) Horn af Rantzien, *Harrisichara vasiformis* (Reid et Groves) Horn af Rantz., *Grambastichara tornata* (Réid et Groves) Horn af Rantz., *Nodosochara clivulata* (Peck et Reker) Mädler, *Raskyaechara grovesii* (Rasky) Horn af Rantz., *R. peckii* (Rasky) Horn af Rantz., *Rhabdochara stockmansii* Grambast *Tolypella biacuta* Koch et Blissenbach.

Зона распространения этого комплекса видов известна в Западной Европе (Англо-Парижский бассейн, Аквитанский бассейн, юг Франции, Швейцария, Бельгия, Югославия, Периней, Венгрия), в Северной Сахаре, Восточном Казахстане, Китае, Монголии, Индии, Северной и Южной Америке.

Современные харовые водоросли широко распространены в крупных озерах аридного жаркого климата. Это — озера Аральское, Иссык-Куль, Балхаш, Севан, где они образуют в участках спокойной литорали сплошные заросли. В малых озерах аридного климата заросли харовых водорослей могут занимать значительную часть дна водоемов.

В гумидной климатической зоне присутствие харовых водорослей в озерах связано с гидрокарбонатными водами. Это обычно озера, которые располагаются в области развития карбонатных пород. Например, крупное озеро Лача в Архангельской области, в котором встречены небольшие заросли харовых водорослей в прибрежных заливах, расположено в коренных карбонатных

породах карбона; Малые озера Латгалии (Удринка и Илзес), в которых харовые водоросли являются доминантами, располагаются в районах размыва коренных карбонатных пород силура и девона.

НЕКОТОРЫЕ ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ХАРОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ

Полных сведений об экологии современных и древних харовых водорослей нет, но те сведения по экологии, которые в настоящее время имеются, представляют значительный интерес для объяснения процессов прошлого. Кроме того, выяснение закономерностей в развитии харовых водорослей в древних озерах помогает обоснованно рассматривать тенденции в эволюции современных озер, прогнозировать их развитие.

Жестководность. В расселении харовых водорослей роль солей кальция не может быть недооценена. Многочисленные виды харовых водорослей развиваются только при определенной концентрации кальция. Исключение составляют некоторые виды современного рода *Nitella*, переносящего значительные колебания в количестве содержащегося в воде карбоната кальция. В гидрокарбонатных водах у видов рода *Nitella* происходит обызвествление стеблей и оогоний. В водах, обедненных или лишенных карбонатов, обызвествления стеблей не наблюдается, обызвествляются только оогонии.

Как в современных, так и в древних озерах, озерных системах харовые водоросли играют роль регуляторов количества растворенного в воде кальция.

Харовые водоросли адсорбируют из воды соли кальция, накапливая их, а после отмирания водоросли переводят его в осадок. Под зарослями харовых водорослей в современных озерах образуются карбонатные илы. В древних водоемах харовые водоросли являлись пороодообразующими. Массовые скопления харовых водорослей в меловых и палеогеновых отложениях сосредоточены в известковистых глинах, известняках, мергелях. В нижнемеловых отложениях Ферганской впадины остатки харовых водорослей были встречены в красноцветных с прослоями зеленоцветных тонких глинах (муанская, ходжаосманская, абширская, клаудзинская, кызылпиляльская свиты), мергелях (наукатская свита) и прослоях известняка, сопоставляемых с аптскими и альбскими ярусами. Особенно много остатков харовых водорослей было найдено в тонких известковистых глинах, расположенных под слоями известняка (кызылпиляльская, наукатская, ходжаосманская свиты).

В жестководных раннемеловых озерах и озерных системах Средней Азии находятся преимущественно харовые водоросли семейства *Clavatoraceae*, для которых характерно развитие на оогониях дополнительной наружной известковой оболочки,

то есть образование утрикула. Харовые водоросли семейств Characeae и Raskyaellaceae встречаются здесь в незначительном количестве.

В палеогеновых озерах Восточного Казахстана остатки харовых водорослей сосредоточены в красно-бурых и пестроцветных глинах. В гидрокарбонатных эоценовых озерах Восточного Казахстана были распространены харовые водоросли с сильно орнаментированными гидрогонитами, а в слабо гидрокарбонатных или бескарбонатных олигоценых озерах были развиты харовые водоросли с гидрогонитами, лишенными орнаментации. В палеогене встречаются семейства Characeae, Nitellopsidaceae, Raskyaellaceae.

С о л е н о с т ь. Современные харовые водоросли широко распространены как в пресных, так и в солоноватых водах, образуя мощные стабильные заросли (Погребняк, 1973 г.). По отношению к солености вод среди харовых водорослей различают три экологические группы: 1 — произрастающие в пресной и солоноватой воде, 2 — произрастающие в пресной воде, 3 — произрастающие в пресной, соленой и морской воде (Воронихин, 1953 г.). Относительно произрастания харовых водорослей в морской воде следует отметить, что в типично морских водах современные харовые водоросли не произрастают. Обычно они занимают морские прибрежные зоны, соленость которых нарушена за счет притока пресных речных вод (например Балтийское море). Эта промежуточная среда, где происходит смешение пресных и морских вод, называется зоной краевой литорали. Харовые водоросли произрастают и в водах с повышенной соленостью (например, лиманы Черного и Азовского морей). В раннемеловое время в Средней Азии они были распространены в пресноводных и солоноватоводных озерах. Раннемеловой вид *Atopochara trivolvris* переносил значительные засоления и даже загипсованность водоемов. Виды *Flabellochara asiatica*, *Fl. harrisi*, *Clypeator jiuquanensis* были распространены в пресноводных и слабо солоноватоводных водоемах. В палеогеновое время в Восточном Казахстане харовые водоросли известны преимущественно из пресноводных озер.

Для современных харовых водорослей рН имеет решающее значение. Они распространены в щелочных, реже в слабокислых водах при рН 7—10. В сильнокислых водах харовые водоросли не произрастают. По данным Олзена (Olsen, 1944), харовые водоросли могут быть распространены в кислотно-щелочных водах.

С в е т. Харовые водоросли занимают хорошо освещенные участки литорали, распространяясь на глубине от 0.1 до 3.5 м, где часто образуют сплошные заросли. В озерах с большой прозрачностью воды харовые водоросли достигают глубины до 30 м (например, в оз. Иссык-Куль). В меловых и палеогеновых озерах харовые водоросли занимали неглубокие, хорошо освещенные участки литорали.

Г и д р о д и н а м и ч е с к и й р е ж и м. Харовые водоросли произрастают в бухтах, заливах, старицах рек, канавах, прудах,

ручьях, где нет сильных волновых движений. В озерах раннего мела и палеогена харовые водоросли занимали спокойные затишные участки озерной литорали.

С у б с т р а т. Большие скопления древних харовых водорослей встречаются в глинистых и глинисто-известковистых породах. В песках, песчаниках, гравелитах, конгломератах остатки харовых водорослей встречаются чрезвычайно редко и обычно в аллохтонных захоронениях. Современные харовые водоросли произрастают как на илистом, так и на песчаном дне. Отсутствие остатков харовых водорослей или их редкие находки в древних грубо-обломочных породах связаны с условиями захоронения, так как в зонах подвижной литорали отмершие остатки харовых водорослей, перемещаясь водными потоками, разрушались.

Т е м п е р а т у р а, биологический тип водоема. Харовые водоросли образуют обширные заросли в неглубоких хорошо прогреваемых в летний период озерах. Наибольшее разнообразие их видового состава наблюдается в мезотрофных озерах. В глубоких олиготрофных озерах и в сильноэвтрофных и дистрофных озерах харовые водоросли встречаются редко. Пышное развитие харовые водоросли приобретают в озерах мезотрофных и слабозвтрофных.

ТАФНОМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ХАРОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ

В ископаемом состоянии харовые водоросли сохраняются благодаря обызвествлению таллома и репродуктивных органов. В древних отложениях встречаются обычно репродуктивные органы — оогонии, которые в ископаемом состоянии получили название гиригонитов. В раннемеловое время распространены харовые водоросли с репродуктивными органами, покрытыми дополнительной оболочкой, получившей название утрикул. Эти харовые водоросли объединены в семейство *Clavatoraceae*. Стебли харовых водорослей в ископаемом состоянии встречаются редко и чаще всего в виде обломков, так как из-за своей хрупкости разрушаются при захоронении. В ископаемом состоянии стебли вместе с репродуктивными органами встречаются чрезвычайно редко, такие находки известны из верхней юры Англии, где остатки харовых водорослей при захоронении подвергались вторичному окремнению.

Находки древних харовых водорослей связаны прежде всего с отложениями крупных озер, озерных систем и обширных лагун. В этих отложениях остатки харовых водорослей встречаются выдержанными по простиранию слоями на значительном протяжении. Прослеживание слоев с остатками харофитов дает возможность установить в древних континентальных водоемах мелководные прибрежные зоны. Выдержанные по простиранию слои с харовыми водорослями встречаются в нижнем мелу Ферганской впадины, в палеогене Зайсанской впадины.

Кроме того, остатки харофитов встречаются в линзовидных прослоях в толще континентальных отложений. Поиски линзовидных слоев с харофитами бывают трудными, а находки их часто случайными, так как они имеют небольшие мощности и протягиваются на незначительные расстояния. Линзовидные слои с остатками харовых водорослей связаны с отложениями малых водоемов: малых озер, прудов. Кроме того, они могут встречаться в отложениях небольших, частично изолированных заливов, связанных с крупными водоемами. Линзовидные слои с остатками харовых водорослей были найдены в нижнемеловых отложениях Северной Ферганы (Кянсеп-Ромашкина, 1967), в нижней части палеогенового разреза в северозайсанской и турангинской свитах (палеоцен — средний эоцен) в Зайсанской впадине.

При рассмотрении истории развития длительно существовавших древних озер и озерных систем намечается отчетливая ритмичность в осадконакоплении. Каждый эволюционный ритм озерного осадконакопления начинается отложениями грубообломочных пород: гравелитов, песков, алевролитов, которые вверх по разрезу сменяются глинистыми алевролитами, алевролитистыми глинами, глинами, карбонатными глинами, мергелями, известняками. В конце озерного ритма, если водоемы становятся бессточными, могут появляться гипсоносные глины и слои гипсов. Ритм озерного осадконакопления мог продолжаться в течение разных отрезков геологического времени (от века до периода).

В начальных частях озерного ритма, когда происходило накопление грубообломочного материала, харовые водоросли встречаются редко или отсутствуют. Это связано прежде всего с условиями произрастания харовых водорослей и частично с условиями их захоронения. Редкие находки харовых водорослей в грубообломочных породах связаны с аллохтонными танатоценозами. Причем в длительно существовавших озерах они могут быть вымыты из более древних пород и переотложены. Так, например, в сеноманском ярусе нижнего мела (калачинская свита) в Ферганской впадине (разрез по правобережью р. Исфара у селения Кызыл-Пиляль) встречаются утрикулы *Atopochara trivolvris*, переотложенные из подстилающих размытых озерных альбских пород (кызылпиляльская свита), в которой этот вид встречается в изобилии.

В верхней половине озерного ритма сосредоточены автохтонные танатоценозы харовых водорослей, которые связаны с глинистыми, глинисто-карбонатными и карбонатными породами. В Ферганской и Таджикской впадинах в аптских и альбских красноватых и зеленовато-серых глинах озерного генезиса, расположенных непосредственно под слоями известняков (от 0.1 до 2.5 м мощностью), были встречены наиболее богатые танатоценозы харовых водорослей. В палеогене Восточного Казахстана автохтонные танатоценозы сосредоточены в озерных верхнеэоценовых и нижнеолигоценых пестроцветных глинах (тузкабакская свита в Зайсанской впадине).

Остатки харовых водорослей в раннем мелу Ферганской впадины находятся совместно с редкими раковинами остракод. В палеогене Зайсанской впадины вместе с остатками харовых водорослей встречаются раковины остракод, крышечки раковин гастропод, кости рыб, панцири водных черепах, крокодилов.

Таким образом, автохтонные танатоценозы, представленные богатым видовым разнообразием и большим количеством экземпляров каждого вида, свидетельствуют о расцвете харовых водорослей, остатки которых сосредоточены в глинисто-карбонатной конечной части озерного ритма. Эти танатоценозы свидетельствуют о времени тектонического покоя, в котором находился регион.

ЭТАПНОСТЬ В РАЗВИТИИ ХАРОВЫХ ВОДОРΟΣЛЕЙ

При изучении меловых и палеогеновых харовых водорослей, когда охватывается большой отрезок времени, отчетливо прослеживается эволюционная этапность их развития, которая выражается в смене комплексов, появлении одних родов и видов и исчезновении других, в расцвете разных видов доминантов (см. таблицу). Этапность обусловлена внутренней эволюцией этой древней ветви водорослей, с одной стороны, и абиотическими факторами среды, с другой стороны. Распространение харовых водорослей во времени связано с длительностью существования крупных озер и озерных систем в разных регионах древних континентов.

Раннемеловые харовые водоросли были изучены из озерных отложений Средней Азии, позднемеловые — из Закавказья и Монголии, палеогеновые — из Восточного Казахстана.

Раннемеловые харовые водоросли

Харовые водоросли раннего мела изучены в Северной Америке (США, Канада: Peck, 1938, 1941, 1957; Lorange, 1951), Южной Америке (Аргентина: Musacchio, 1972); Западной Европе (Португалия, Испания, юг Франции: Busnardo, 1960; Grambast, 1965, 1966, 1968; Grambast-Fessard, 1980; Венгрия: Rasky, 1945, 1958; Италия: Sirna, 1963; Румыния: Dragastan, 1966; Северная Болгария: Palamarév, 1971; Южная Добруджа: Neagu, 1973); Центральной Азии (Монголия: Кянсеп-Ромашкина, 1975, 1982; Китай: W. Shui, 1965; W. Shui et al., 1982; Wang Zhen, 1978, Wang Zhen, Lu-Hui-nan, 1982); Малой Азии (Сирия: Bellen, 1948; юг Израиля и север Ливана: Grambast, 19686); Северной Африке (Алжир: Emberger, Mange, 1956; Bar, Mange, 1958).¹

¹ Здесь и далее работы, не приведенные в прилагаемом к данной статье списке литературы, можно найти в следующих работах: Ромашкина, 1974, 1980в; Karczewska, Ziembinska-Tworzydło, 1970, 1972.

Этапы развития харовых водорослей в аридных зонах юга Азии в меловое и палеогеновое время

Система		Ярус		Свита	Подевита	Виды доминанты	Виды комплекса	Юг Азии	Сопоставление с другими регионами
Палеоген		олигоцен	нижний						
палеоген	эоцен	верхний	тузакбабская	нижняя	Nodosochara clivulata	Harrisichara vasiformis, H. aff. subteres, H. conexa, H. tolstikovae, Rhabdochara formosa, Rh. septata, Peckichara lepidae, Raskyaechara grovesii, R. peckii, Grambastichara tornata, Amblyochara orbae, Hornichara borisovii	То же	Флорида (средний эоцен); Швейцария (стампийский и хатский ярусы); Франция (поздний бартон); Венгрия (палеоцен-олигоцен); Англия (нижнегедонские и слои Бембриджа)	
					средний	туран-гинская	Sphaerochara headonensis	Grambastichara tornata	» »
	палеоцен	нижний	северозайсанская	верхняя	Sphaerochara edda	Raskyaechara sp.	» »	Франция (спарнакский ярус)	
					Harrisichara mitella	Hornichara kalmakpaica, Raskyaechara grovesii, R. sp., Sphaerochara aff. edda, Tolypella biacuta	» » » »	Венгрия (палеоцен); С. Америка (формация Эванстон); Ю. Америка (формация Арениска де Ацукар)	

Мел		маастрихт		немегэтинская	Mongolichara gobica	Mongolichara, Harrisichara Lamprothamnium, Amblyochara	Монголия	юг Франции (маастрихтский ярус)
апт		турон	верхний					
Мел	альб	кызылпильская			Atopochara multivolis	Caucasuella gulistanica	Закавказье	С. Америка (формация Tropic shale); Испания (верхнесеноманский подъярус)
					Atopochara trivolis	Atopochara longa, Flabellochara asiatica, Clypeator sp.	Ферганская и Таджикская впадины	аптский и альбский ярусы: юг Западной Европы, север Африки, Средняя Азия, Монголия, Китай, С. и Ю. Америка
	апт	муянская		Flabellochara harrisi	Clypeator jiuquanensis, Atopochara trivolis, Mesochara voluta, M. tarica	Ферганская, Алайская и Таджикская впадины		

В Советском Союзе раннемеловые харовые водоросли изучены в Средней Азии и в Казахстане (Грамм и Преображенский, 1953; Кянсеп-Ромашкина, 1965, 1967; Никольская, 1963). Кроме того, находки харовых водорослей известны в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта, в валанжин-готеривской, готерив-барремской и баррем-аптской ритмосвитах (Попов и др., 1964), в Приташкентских Чулях в чанакской и дарбазинской свитах (аптский и альбский ярусы) (Минакова, 1941; Беленький, 1961), на Устюрте в аптских отложениях (Валиев и др., 1964). Имеются сведения о присутствии раннемеловых харовых водорослей в Западной Сибири, на Дальнем Востоке и в Забайкалье.

Остатки харовых водорослей в Средней Азии широко распространены в меловых красноцветных континентальных отложениях, которые занимают значительные площади и характеризуются резкой фациальной изменчивостью, они представлены переслаиванием конгломератов, гравелитов, песков, глин, доломитов, известняков, гипсов и характеризуются бедностью палеонтологическими остатками. Стратиграфическое положение красноцветов нижнего мела Ферганской впадины определяется тем, что они налегают на угленосные юрские отложения, а перекрываются глинисто-известковыми отложениями с обилием остатков морских моллюсков (устричная свита), сопоставляемыми с нижнетуронским подъярусом. Расчленение нижнемеловых красноцветов основано на выделении местных свит.

В Средней Азии харовые водоросли были изучены автором в Ферганской, Таджикской, Алайской впадинах. При детальном исследовании раннемеловых харовых водорослей Средней Азии удалось наметить в их развитии два этапа, условно сопоставляемых с аптом и альбом.

Аптский этап выделяется в Ферганской, Таджикской и Алайской впадинах и характеризуется видом-доминантом *Flabellochara harrisi* (Peck) Grambast, широким распространением *Clypeator jiuquanensis* (Wang Shui) Grambast, присутствием вида *Ato-rochara trivolvus* Peck. Кроме того, встречаются редкие экземпляры видов *Mesochara voluta* (Peck) Grambast, *M. tarica* Kyansep-Rom.

Этот этап развития харовых водорослей в Средней Азии условно сопоставляется с аптским ярусом общей стратиграфической шкалы на основании того, что в Таджикской впадине в разрезе хр. Баба-Таг калигрекская свита, представленная красноцветными озерными глинами с распространенным видом-доминантом *Flabellochara harrisi*, перекрывается морскими отложениями с раковинами аммонитов, изучение которых позволило сопоставить их с аммонитами клансейского яруса (нижний альб) юга Франции. Таким образом, озерные отложения с *Flabellochara harrisi* перекрываются нижнеальбскими морскими отложениями и могут быть условно отнесены к аптскому ярусу. Аптский этап развития харовых водорослей в Средней Азии связан с озерными отложениями, которые представлены в основном

глинами красноцветными с прослоями зеленовато-серых. К аптскому этапу развития харовых водорослей в Ферганской впадине отнесены муянская свита и ее стратиграфические аналоги среднечангетская и клаудзинская свиты для Северной и Восточной Ферганы и Алайской долины, нижняя часть ходжаосманской свиты для некоторых разрезов Северной Ферганы и калигрекская свита для Таджикской впадины.

Аптский этап с характерным для него комплексом видов распространен в Северной Фергане (1 — разрез по р. Нарын у города Таш-Кумыр, нижняя часть ходжаосманской свиты; 2 — р. Кара-Альма, выше пос. Кара-Альма, нижняя часть ходжаосманской свиты), в Восточной Фергане (3 — р. Тар, левый берег выше сел. Чалма, среднечангетская подсвита; 4 — р. Лай-Су, левый приток р. Тар у пос. Клаудзин, клаудзинская свита; 5 — р. Чангет-Су у пос. Кырджол, среднечангетская свита), в Юго-Восточной Фергане (6 — р. Араван, севернее сел. Иски-Наукат, муянская свита; 7 — р. Абшир у пос. Абшир-Сай, нижняя часть ходжаосманской свиты); в Алайской долине (в 3 км восточнее пос. Кызыл-Эшме, среднечангетская подсвита); в Таджикской впадине (9 — разрез хр. Баба-Таг у кишлака Каракузы, калигрекская свита).

Таким образом, озерные отложения с условно аптским комплексом видов харовых водорослей прослеживаются в Северной, Восточной и Юго-Восточной Фергане, в Алайской долине и Таджикской впадине.

Альбский этап развития харовых водорослей выделяется в Ферганской и Таджикской впадинах и характеризуется видом-доминантом *Atopochara trivolis* Peck, появлением *A. longa* Kyanser-Rom., *Flabellochara asiatica* Kyanser-Rom., редко встречаются *Flabellochara harrisi* (Peck) Grambast, *Clypeator* sp.

Отложения с этим комплексом харовых водорослей условно сопоставляются с альбским ярусом, так как, во-первых, они залегают в разрезе хр. Баба-Таг в Таджикской впадине над слоями с аммонитами нижнего альба (клансейский ярус юга Франции), во-вторых, вид-доминант *A. trivolis* был встречен в Алжире в зоне переслаивания морских и континентальных альбских отложений.

Альбский этап развития харовых водорослей в Средней Азии связан с озерными отложениями, представленными красноцветными с прослоями зеленоцветных глинами, карбонатными глинами, слоями известняка. Он распространен в Ферганской впадине в кызылпиляльской свите и ее стратиграфических аналогах: верхняя часть ходжаосманской свиты для юго-восточной Ферганы и мингбабманская свита для Таджикской впадины. Альбский комплекс харовых водорослей распространен в Восточной Фергане (10 — р. Куршаб у стойбища Иридjar, ходжаосманская свита. Харофиты из этого местонахождения ранее были отнесены к условно аптскому стратиграфическому уровню (Кянсеп-Ромашкина, 1974). Однако после пересмотра комплекса

харовых водорослей, где видом-доминантом является *Atopochara trivolvris*, автор пришла к выводу, что правильнее эти отложения относить к альбскому (т. е. верхнему) стратиграфическому уровню; в Юго-Восточной Фергане (11 — р. Араван, севернее города Иски-Наукат, абширская и кызылпиляльская свиты, 12 — р. Абшир у пос. Абшир-Сай, кызылпиляльская свита); в Юго-Западной Фергане (13 — р. Исфара у сел. Кызыл-Пиляль, кызылпиляльская свита); в Кызыл-Кумах (14 — западное окончание горы Букан-Тау, сай Серкеш, красноцветные известковистые глины), в Таджикской впадине (15 — разрез хр. Баба-Таг у кишлака Каракузы, мингбатманская свита, малиново-красные известковистые глины).

Таким образом, озерные отложения с условно альбским комплексом видов харовых водорослей прослеживаются в Восточной, Юго-Восточной и Юго-Западной Фергане, в Кызыл-Кумах и Таджикской впадине.

По литературным данным, которые имеются по раннемеловым харовым водорослям в других регионах Земного шара, где они были описаны, разделить аптский и альбский этапы развития харофитов пока невозможно, здесь выделяется единый аптско-альбский комплекс харовых водорослей. Последний имеет широкое географическое распространение, он известен в Португалии, Испании, Италии, на юге Франции, в Венгрии, Румынии, Северной Болгарии, Южной Добрудже, Средней Азии, Казахстане, Сирии, Северном Ливане, на юге Израиля, в Монголии, Китае, Алжире, США, Аргентине. На всем этом пространстве встречается близкий комплекс видов или отдельные виды комплекса: *Atopochara trivolvris* Peck, *A. longa* Kyanssep-Rom., *Flabellochara harrisi* (Peck) Grambast, *Fl. asiatica* Kyanssep-Rom., *Clypeator corrugata* (Peck) Grambast, *Cl. jiuquanensis* (W. Shui) Grambast, *Mesochara voluta* (Peck) Grambast.

Конец раннего мела в эволюции харовых водорослей является временем их пышного расцвета. Комплексы видов харовых водорослей характеризуются небольшим видовым разнообразием, но обилием экземпляров каждого вида. Раннемеловые виды харовых водорослей имели широкое географическое распространение, что позволяет наметить выделение палеоклиматических зон аридного климата, в которых были развиты внутренние континентальные водоемы, сходные по биологическому типу.

Позднемеловые харовые водоросли

Харовые водоросли позднего мела известны в Северной Америке (США: Peck, 1957; Groves, 1925); в Южной Америке (Аргентина, Перу, Чили, Колумбия; Fzitzche, 1924; Feuille et Grambast, 1961); в Западной Европе (Испания, Бельгия, Grambast, 1962, 1964, 1971; Fabre-Taxy et Chatelet, 1971); в Азии (Закавказье: Кянсеп-Ромашкина, 1980; Индия: Sowerby,

1840; Китай: Wang Shui, Huang Ren-jin, W. Zhen, 1982; Wang Shui, 1965; Монголия: Karczewska and Ziembinska-Tworzydlo, 1970, 1982; Кянсеп-Ромашкина, 1975, 1980, 1982).

Непрерывные поздне меловые и палеогеновые разрезы с остатками харовых водорослей известны в Южной Америке (Аргентина: Peck and Reker, 1947; Horn af Ratzien, 1951; Grambast, Martinez etc. t., 1967; Koch, Blissenb, 1960); в Западной Европе (Югославия: Bignot, 1960; Испания: Fourcade, 1966; Champetier, 1967); в Монголии (Karczewska, Ziembinska-Tworzydlo, 1970, 1972; Кянсеп-Ромашкина, 1975, 1982).

В поздне меловое время по имеющимся в нашем распоряжении материалам и литературным данным отчетливо прослеживается два этапа развития харовых водорослей: поздне туронский и кампанский-маастрихтский.

В СССР поздне меловые поздне туронские харовые водоросли изучены в Закавказье (Кянсеп-Ромашкина, 1980а). Расцвет харовых водорослей в поздне мелу приходится на кампанское и маастрихтское время. Харовые водоросли этого времени известны во Франции (Grambast, 1971, 1982) и в Монголии (Karczewska, Ziembinska-Tworzydlo, 1970, Кянсеп-Ромашкина, 1975, 1982).

Поздне туронский этап развития харовых водорослей устанавливается в Закавказье и прослеживается в Испании и Северной Америке (Кянсеп-Ромашкина, 1980, Peck, 1975). В Закавказье поздне туронский этап развития харовых водорослей характеризуется двумя видами (16 — юго-восточная Армения, пос. Гюлистан): *Atopochara multivolvus* Peck и *Caucasuella gulistanica* Kyansep — Rom. Здесь харовые водоросли встречаются в красноцветных алеврористо-глинистых породах мощностью в 250—300 м, они сосредоточены в фациях спокойной литорали.

Кампанский — маастрихтский этап развития харовых водорослей изучен в Монголии (Karczewska, Ziembinska-Tworzydlo, 1970, 1981, Кянсеп-Ромашкина, 1975). Комплекс видов харовых водорослей, распространенных в кампанское и маастрихтское время, чрезвычайно разнообразен и богат. В Монголии определены *Mongolichara gobica* (Karcz. et Ziemb.-Tw.) Karcz. et Kyansep-Rom., *M. costulata* Kyansep-Rom., *M. aurea* (Karcz. et Ziemb.-Tw.) Karcz. et Kyansep-Rom., *Saportanella nana* Karcz. et Ziemb.-Tw., *Lamprothamnium altanulensis* (Karcz. et Ziemb.-Tw.) Kyansep-Rom., *L. bugintsavicus* (Kyansep-Rom.) Karcz. et Kyansep-Rom., *Mesochara stankevitchii* Kyansep-Rom., *M. mongolica* Karcz. et Ziemb.-Tw., *M. oviformis* Kyansep-Rom., *M. texensis* (Groves) Kyansep-Rom., *Harrisichara cretacea* Karcz. et Ziemb.-Tw., *Maedlerisphaera pseudoulmensis* Karcz. et Ziemb.-Tw., *Grambastichara* sp., *Sphaerochara* (?) *verticillata* (Peck) Horn af Rantzien, *Obtusochara mädleri* Peck и новые виды, установленные Я. Карчевской (Karczewska, Ziembinska-Tworzydlo, 1981).

Остатки харовых водорослей приурочены к красноцветной глинистой толще, выделяемой в Монголии в нэмэгэтинскую свиту.

Стратиграфическое положение свиты устанавливается на осно-

вании изучения динозавров и определяется как кампанский и маастрихтский ярусы позднего мела (Karczewska, Ziembinska-Tworzydlo, 1970, 1981).

В Монголии харовые водоросли кампанского-маастрихтского этапа развития распространены в двух областях развития, в которых существовали крупные озера. Это — Заалтайская Гоби и Восточная Гоби.

Виды харофитов, распространенные в кампанское и маастрихтское время, в Монголии имеют очень богатый и разнообразный таксономический состав, в котором каждый видовой таксон представлен огромным количеством экземпляров.

По сравнению с Заалтайской Гоби в озерном бассейне Восточной Гоби наблюдается обеднение таксономического состава харовых водорослей, что было вызвано повышением солености в этом водоеме (Кянсеп-Ромашкина, 1982).

Палеогеновые харовые водоросли

Палеогеновый период характеризуется расцветом харовых водорослей. Они изучены в Западной Европе (Южная Англия: Reid et Groves, 1921; Groves, 1926; Парижский бассейн: Grambast, 1953, 1954a, 1955, 1962, 1964, 1965, 1977; юг Франции: Feist-Castel, 1971, 1972, 1975, 1977; Grambast, 1962; Castel et Grambast, 1969; Castel, 1967, 1968; Märsche, 1970; Soulie-Märsche, 1974; Бельгия: Grambast-Fesaïd, 1980; Югославия: Bignot et Grambast, 1969; Пиренеи: Soulie-Märsche, 1969; Швейцария: Feist-Castel, 1977); в Северной Африке (Северная Сахара: Grambast, 1959, 1960; Gevin et c. t., 1974); в Северной Америке (США: Peck and Reker, 1948); в Южной Америке (Перу: Peck and Reker, 1948); в Азии (Китай: W. Shui, 1965; Wang Zhen, Hu and Ren-jin, W. Shui, 1976; Wang Zhen, 1978, 1981, 1982; Монголия: Karczewska, Ziembinska-Tworz., 1972).

В СССР харовые водоросли в палеогеновых отложениях распространены широко, находки их известны на Украине (коллекция Ю. И. Селена), Кавказе, в Казахстане, Сибири (Маслов, 1974, 1963; Красавина, 1960, 1961; Никольская 1968, 1974, 1975, 1977; Кянсеп-Ромашкина, 1980б).

В Зайсанской впадине весь палеоген представлен континентальными отложениями, находки харовых водорослей в них связаны с озерными фациями. Стратиграфия палеогена Зайсанской впадины основана на выделении местных стратиграфических свит, которые по палеонтологическим данным условно сопоставляются с общей стратиграфической шкалой палеогена. Находки остатков харовых водорослей в палеогене Зайсанской впадины сосредоточены в пестроцветных и красновато-бурых глинах. Нижняя половина разреза палеогена в Зайсанской впадине бедна остатками харовых водорослей, они встречаются здесь локально в виде небольших линзовидных прослоев (северозайсанская и ту-

рангинская свиты, палеоцен — нижний эоцен). Верхняя часть палеогенового разреза, представленная в глинистых озерных фациях, характеризуется богатым и разнообразным комплексом харовых водорослей, находки их сосредоточены в слоях, выдержанных по простирацию (тузкабакская свита, верхний эоцен — нижний олигоцен). На основании изучения харовых водорослей из палеогена Зайсанской впадины было намечено выделение пяти этапов в их развитии: палеоценовый—раннеэоценовый, раннеэоценовый, среднеэоценовый—позднеэоценовый, позднеэоценовый, раннеолигоценый.

Палеоценовый — раннеэоценовый этап устанавливается в Зайсанской впадине (разрез по правобережью р. Калмакпай). Комплекс харовых водорослей характеризуется следующими видами: *Harrisichara mitella* (Peck et Reker) Horn af Rantz., *Hornichara kalmazpaica* Kyansep-Rom., *Raskyaechara grovesii* (Rasky) Horn af Rantz., *Raskyaechara* sp., *Sphaerochara* aff. *edda* Soulie-Märsche. Виды харовых водорослей, входящие в этот комплекс, имеют стратиграфическое распространение от верхнего мела (маастрихтский ярус) до нижнего эоцена.

Харофиты этого этапа развития были встречены в линзовидном прослое коричневато-бурых глин и глин черного цвета, захоронение автохтонное. Линзовидный прослой с остатками харовых водорослей был обнаружен в толще красновато-бурых глин, налегающих на конгломераты и гравийники. Отложения, в которых были встречены харовые водоросли, по местным стратиграфическим схемам относятся к нижней половине северозайсанской свиты, (= зимунайской свите, = обайлинской свите).

Раннеэоценовый этап устанавливается в Зайсанской впадине (Южное Призайсанье, родник Чайбулак). Комплекс харовых водорослей характеризуется следующими видами: вид-доминант *Sphaerochara edda* Soulie-Märsche и редкие *Raskyaechara* sp. Вид *Sp. edda* был установлен в нижней части спарнакского яруса в Аквитанском бассейне, относимом к нижнему эоцену (Soulie-Märsche, 1971). Харовые водоросли обнаружены в линзовидном прослое серовато-коричневатых песчанистых глин. Вместе с ними встречается большое количество раковин пластинчатожабрных моллюсков. Захоронение аллохтонное, гиригониты отсортированы по размеру, отдельные экземпляры сильно окатаны. Отложения, в которых были встречены харовые водоросли, по местным стратиграфическим схемам относятся к нижней части северозайсанской свиты, которая соответствует зимунайской свите.

Среднеэоценовый — позднеэоценовый этап развития харовых водорослей выделяется в Восточном Казахстане в Зайсанской впадине. Комплекс харовых водорослей характеризуется развитием *Sphaerochara headonensis* (Reid et Groves) Horn af Rantzien и новых видов. Харофиты были встречены в линзовидном прослое в темноцветных глинах, относимых по местной стратиграфической шкале к турангинской свите. Захоронение

автохтонное. Местонахождение находится на правом берегу р. Калмакпай, в разрезе слой темноцветных глин выделяется темной полосой мощностью от 0.8 до 1.5 м. Выше темноцветных глин (приблизительно на 1.5 м) располагается слой, обогащенный «копролитами». Вид *Spherochara headonensis*, распространенный в этих отложениях, был установлен на юге Англии из нижнегодонских отложений, которые сопоставляются с верхним эоценом. Темноцветные глины в Зайсанской впадине по стратиграфическому положению могут быть отнесены к среднему и верхнему эоцену.

Позднеэоценовый этап в развитии харовых водорослей выделяется в Восточном Казахстане в Зайсанской впадине. Комплекс харовых водорослей характеризуется видом-доминантом *Modosochara clivulata* (Peck et Reker) Mädlер и широким распространением следующих видов: *Harrisichara vasiformis* (Reid et Groves) Grambast, *H. aff. subteres* Feist, *H. conexa* Kyansep-Rom., *H. tolstikovae* Kyansep-Rom., *Rhabdochara formosa* Kyansep-Rom., *Rh. septata* Kyansep-Rom., *Peckichara lepidae* Kyansep-Rom., *Raskyaechara grovesii* (Rasky) Horn af Rantzien, *R. peckii* (Rasky) Horn af Rantzien, *Grambastichara tornata* (Reid et Groves) Horn af Rantzien, *Amblyochara orbae* Kyansep-Rom., *Hornichara borisovii* Kyansep-Rom. В комплексе харовых водорослей много видов с сильно орнаментированными гирогонитами, что свидетельствует о повышенной гидрокарбонатности озерного водоема. Танатоценозы харовых водорослей автохтонные. Стратиграфическое положение слоев, содержащих этот комплекс харовых водорослей, определяется на основании геологического распространения отдельных видов харовых водорослей и условно сопоставляется с поздним эоценом (Кянsep-Ромашкина, 1980б).

В Зайсанской впадине позднеэоценовый комплекс харовых водорослей встречается в озерных отложениях, представленных зеленоват-коричневыми глинами с прослоями красных глин, алевритистых глин и реже прослоев алевритов. В глинах встречаются карбонатные конкреции, иногда темные пятна омарганцевания. Отложения с позднеэоценовым комплексом харовых водорослей выделяются в Зайсанской впадине в нижнетузкабаскую подсвиту, ее стратиграфическими аналогами являются кустовская свита и верхнеаксырская подсвита. Позднеэоценовый комплекс харовых водорослей в Зайсанской впадине распространен в разрезах Южного Призайсанья (по р. Тайжузген; урочище Джаман-Кара, междуречье рек Кусто—Кызыл-Каин; Конур-Кура, Булкаир) и в разрезах Юго-Восточного Призайсанья (правобережье р. Калмакпай; р. Аксыр; р. Чакпактас). Во всех перечисленных разрезах комплекс харовых водорослей сходен между собой. В комплексе харовых водорослей позднего эоцена встречаются виды, имеющие широкое географическое распространение. Так, *Nodosochara clivulata* установлена в эоцене Флориды в Северной Америке (Peck and Reker, 1948), виды *Harrisichara vasiformis*, *Grambastichara tornata* установлены

в позднем эоцене юга Англии (Reid and Groves, 1921) и распространены в палеогене Аквитанского и Парижского бассейнов (Grambast, 1977); виды *Raskyaechara grovesii*, *R. peckii* установлены в палеогене Венгрии (Rasky, 1945).

Позднеэоценовый комплекс харовых водорослей прослеживается на юге Англии, в Венгрии, во Франции, по Восточному Казахстану и в Северной Америке.

Раннеолигоценовый этап развития харовых водорослей выделяется в Восточном Казахстане в Зайсанской впадине. В комплексе харовых водорослей видом-доминантом является *Hornichara kasakstanica* Maslov и распространены виды: *Hornichara ashutasica* Kyansep-Rom., *Grambastichara vasilenkii* Kyansep-Rom., *Gr. tornata* (Reid et Groves) Horn af Rantzien, *Raskyaechara clerae* Kyansep-Rom., *R. peckii* (Rasky) Horn af Rantzien, *Amblyochara orbae* Kyansep-Rom., *Harrisichara maslovii* Kyansep-Rom., *Rhabdochara stockmansii* Grambast.

Раннеолигоценовый комплекс харовых водорослей характеризуется отсутствием здесь видов с сильно орнаментированными гирогонитами, что свидетельствует о меньшей гидрокарбонатности воды в озерах этого времени. Танатоценозы харовых водорослей автохтонные. Стратиграфическое положение слоев с раннеолигоценовым комплексом харовых водорослей определяется тем, что они подстилаются условно верхнеэоценовыми отложениями (нижнетузкабакская подсвита) и, кроме того, в комплексе распространены виды *Rhabdochara stockmansii*, который установлен в верхнем олигоцене Южной Франции (Grambast, 1957), и *Hornichara kasakstanica*, установленный в индрикотериевых слоях (средний олигоцен) Челкар-Тениза в Казахстане (Маслов, 1966).

Раннеолигоценовый комплекс харовых водорослей распространен в красно-бурых глинах, которые в Зайсанской впадине выделяются в верхнетузкабакскую подсвиту, стратиграфическими аналогами которой является буранская свита.

Раннеолигоценовый комплекс харовых водорослей в Зайсанской впадине распространен в разрезах Южного Призайсая (по р. Тайжузген; урочище Джаман-Кара, междуречье Кусто Кызыл-Каин, Булкаир), Юго-Восточного Призайсая (Правобережье р. Калмакпай), Восточного Призайсая (гора Ашутас). Отдельные виды раннеолигоценового комплекса харофитов имеют широкое географическое распространение, они известны в Западной Европе на юге Франции и в Венгрии, на юге Англии (*Rhabdochara stockmansii*, *Raskyaechara peckii*, *Grambastichara tornata*).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного обобщения данных по изучению меловых и палеогеновых харовых водорослей из озерных систем аридных климатических зон можно отметить их некоторые особенности.

1. Виды древних и современных харовых водорослей имеют широкое географическое распространение, они определяют сходные по экологическим условиям водоемы одной климатической зоны.

2. Харовые водоросли характеризуют определенное состояние озерной системы, являясь показателями повышенной трофности и жестководности. Для распространения харовых водорослей рН имеет решающее значение. В кислых водах харовые водоросли не встречаются, некоторые виды распространены в кисло-щелочных, большинство видов произрастает только в щелочных водах.

3. Харовые водоросли имеют определенные закономерности произрастания в озерах, характеризуя отношение к береговой линии, глубине, прозрачности, специфике грунта, солёности, они образуют сплошные заросли в спокойных, защищенных от волновых движений участках литорали.

4. При изучении меловых и палеогеновых харовых водорослей отчетливо прослеживается эволюционная этапность их развития, которая выразится в смене комплексов, в расцвете отдельных видов доминантов. Она обусловлена внутренней эволюцией этой древней ветви водорослей, с одной стороны, и абиотическими факторами среды — с другой.

5. Расцвет харовых водорослей в древних внутренних континентальных водоемах связан с периодами тектонического покоя региона. Обилие харовых водорослей свидетельствует о завершающей стадии в развитии озерной системы.

6. Изучая распространение харовых водорослей в меловом и палеогеновом периодах на территории Юга СССР и прилегающих областей, можно получить сведения о размерах, продолжительности существования и биологическом состоянии внутренних водоемов прошлого.

7. Таблицы I—IV с изображением харовых водорослей даны между с. 64—65.

Литература

Красавина Л. К. О некоторых интересных ископаемых Charophyta из Восточного Казахстана. — Ботан. материалы отд. споровых растений Ботанического инст. АН СССР, 1960, № 15, с. 107—113.

Красавина Л. К. К познанию ископаемых харовых водорослей. — Ботан. журн., 1961, вып. 46, № 9, с. 1309—1315.

Кянсеп-Ромашкина Н. П. Раннемеловые харофиты Северной Ферганы. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2, с. 408—410.

Кянсеп-Ромашкина Н. П. Некоторые раннемеловые харофиты Ферганской и Таджикской депрессий. — В кн.: Континентальные образования Восточных районов Средней Азии и Казахстана. Л., 1969, с. 52—68.

Кянсеп-Ромашкина Н. П. Значение харовых водорослей для стратиграфии мезозойских отложений Ферганы и их палеолимнологических реконструкций. — В кн.: Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974, с. 21—37.

Кянсеп-Ромашкина Н. П. Некоторые позднеюрские и меловые харофиты Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. Тр. совместных Советско-Монгольских палеонтолог. экспед. Вып. 2. М., 1975, с. 181—204.

- Кянсеп-Ромашкина Н. П. Позднемиоценовые харовые водоросли из озерных отложений Монголии и Закавказья. — В кн.: Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л., 1980а, с. 71—90.
- Кянсеп-Ромашкина Н. П. О значении харофитов для стратиграфии палеогена Зайсанской впадины. — В кн.: Ежегодник ВПО, т. XXIII. Л., 1980б, с. 286—296.
- Кянсеп-Ромашкина Н. П. Распространение харовых водорослей в мезозойских озерных бассейнах Монголии и условия их произрастания. — В кн.: Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982, с. 158—179.
- Маслов В. П. Материалы к познанию ископаемых водорослей СССР. Ископаемые хары — значение, анатомия и методика их изучения. — Булл. МОИП, отд. геол., 1947, № 22, с. 73—87.
- Маслов В. П. Введение в изучение ископаемых харовых водорослей. — Тр. Геол. инст. АН СССР, 1963, вып. 82, 104 с.
- Маслов В. П. Некоторые кайнозойские харофиты юга СССР и методика их изучения. — В кн.: Ископаемые харофиты СССР. М., 1966, с. 10—99. (Тр. Геол. инст., вып. 143).
- Никольская В. Д. Находка меловых харофитов в Кызыл-Кумах. — В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Алма-Ата, 1963, с. 218—222.
- Никольская В. Д. Ископаемые харофиты Казахстана. — В кн.: Ископаемые водоросли СССР. М., 1967, с. 53—57.
- Никольская В. Д. Харовые водоросли из мезокайнозоя Северо-Западного Казахстана. — В кн.: Мезокайнозойские фауна и флора Северо-Западного Казахстана. Матер. по истории фауны и флоры Казахстана, т. VII, Алма-Ата, 1977, с. 178—185.
- Gévin P., Feist M., Mongeren N. Decouverte de Charophytes d'Age eocene au Glib Zegdou (Sahara algérien). — Bull. Soc. Hist. Natur. l'Afrique du Nord, 1974, t. 65, p. 371—376.
- Feist-Castel M. Evolution of the Charophyte floras in the Upper Eocene and Lower Oligocene of Isle of Wight. — Palaeontology, 1977a, vol. 20, pt. 1, p. 21—22.
- Feist-Castel M. Etude floristique et biostratigraphique des charophytes dans les sèrres du Paléogène de Provence. — Géologie Méditerranéenne, 1977, t. IV, N 2, p. 109—138.
- Feuillée P. et Grambast L. Présence d'Atopochara multivolvis Peck dans le Cénomanien d'Ona (prof. de Burgos, Espagne). — C. R. Soc. géol. Fr., 1961, N 7, p. 202—204.
- Fritzsche C. H. Neue Kreidefaunen aus Süd-America (Chile, Bolivia, Peru, Columbia). — N. Jb. Min., Geol. und Paleontol. (Stuttgart), 1924, Bd 50, s. 28.
- Grambast L. Ornamentation de la gyrogonite et systématique chez les charophytes fossiles. — Rev. Gén. Botan., 1957, t. 64, N 761, p. 339—360.
- Grambast L. Remarques phylogénétiques et biochronologiques sur les Septorella du crétacé terminal de Provence et les Charophytes associés. — Paleobiologie Continentale, 1971, vol. 2, N 2, t. I—XXIX, p. 1—38.
- Grambast L. Étude sur les charophytes tertiaires d'Europe Occidentale II Espèces nouvelles de l'éocene inférieur. — Paléobiologie continentale, 1977, vol. 8, N 1, p. 1—27.
- Grambast-Fessard N. Quelques espèces de Clypeator Grambast (Clavatoraceae) et Charophytes associées du crétacé inférieur de Portugal. — Rev. Micropaleont. F. R. A., 1980a, vol. 2, N 1.
- Grambast-Fessard N. Les Charophytes du Montien de Mons (Belgique). — Rev. Paleobot. and Palynol., 1980, vol. 30, N 1—2, p. 67—88.
- Grambast L. et Lorch J. Une Flore de Charophytes du crétacé inférieur du Proche-Orient. — Naturalia monspeliensis, Ser. Bot. fasc., 1968, vol. 19, p. 47—56.
- Grambast L., Martinez M., Mattauer M., Thaler L. — Perutharium altiplanense nov. gen. sp. premier Mammifère mésozoïque d'Amérique du Sud. — C. R. Acad. Sci. (Paris), 1967, t. 264, ser. D, N 5, p. 707—710.
- Groves J. Charophyta. — In: The Bembridge Flora. Brit. Mus. (Natural

Hist.) Catalogue of Cainozoic plants in the Depart. of Geol., Vol. 1. London, 1926, p. 165—173.

Horn af Rantzien H. On the fossil Charophyta of Latin America. — Svensk. Botanisk. Tidskiift, 1951, Bd 45, Hf. 4, Uppsala, p. 658—677.

Karczewska J., Ziembinska-Tworzydlo M. Upper cretaceous Charophyta from the Nemegt Basin Gobi Desept. — Paleontologia Polonica, 1970, N 21, pl. XXX—XXXIV, s. 121—144.

Karczewska J., Ziembinska-Tworzydlo M. Lower Tertiary Charophyta from the Nemegt Basin, Gobi Desept. — Paleontologia Polonica, 1972, N 27, pl. VII—XXVII, s. 51—81.

Karczewska J. and Ziembinska-Tworzydlo M. New upper cretaceous Charophyta from the Nemegt Basin, Gobi Despt. — Paleontologia Polonica, 1981, N 42, s. 97—146.

Mársche J. Sur une nouvelle espèce de Charophytes Nord-Pyrénéenne *Maedlerriella michelina* sp. nov. — Bull. Soc. Hist. Natur. (Toulouse), 1969, vol. 105, N 1—2, p. 222—226.

Musacchio E. A. Charofitas del Cretacico inferior en sedimentitas «Chubutenses» al este de la Heruria, Chubut. — Ameghiniana, 1972, t. 9, N 4, p. 354—356.

Olsen S. Danish Charophyta, chorological, ecological and biological investigations. — Det. Kong. Danske Vidensk. Selsk, Biol. Skr., 1944, Bd 3, N 1.

Peck R. E. North American Mesozoic Charophyta. — Geol. Survey, prof. paper (Washington), 1957, N 294 A, p. 1—44.

Peck R. E. and Reker C. C. Cretaceous and Lower Cenozoic Charophyta from Peru. — Amer. Mus. Novitates., 1947, N 1369, p. 1—6.

Peck R. E. and Reker C. C. Eocene Charophyta from North America. — J. Paleontology, 1948, vol. 22, N 1, p. 85—90, pl. 1.

Rasky K. Fossile Charophyten-früchte aus Ungarn. — Ungar. Naturwiss. Mus. (Budapest), 1945, N 2, S. 1—74.

Reid C. and Groves J. The Charophyta of the Lower Headon Beds of Hordle (Hordwell) Cliffs (South Hampshire). — Quart. J. Geol. Soc., 1922, vol. LXXVII, N 307, p. 175—192.

Soulie-Mársche I. Nouvelles espèces de Charophytes éocenes du Bassin d'Aquitaine. Compt. Rendus du 96^e Congrès National Soc. Savantes Geol. et Mineral., t. II. Toulouse, 1971, p. 109—144.

Wang Shui. Mesozoic and Tertiary Charophyta from Jiuquan Basin of Kansu Province. — Acta Paleontol. Sinica, 1965, vol. 13, p. 485—499.

Wang Shui, Huang Ren-jin, Wang Zhen. Cretaceous and Cenozoic Charophytes from Jiangsu. Nanjing Institute of Geology and Paleontology Academia Sinica Geological publishing House. Vol. 2. Peking, 1982, p. 1—66.

Wang Zhen and Lu Hui-nan. Classification and evolution of Clavatoraceae, with Notes on its distribution in China. — Bull. Nanjing Inst. Geol. et Paleont., Acad. Sinica, 1982, vol. 6, N 4, p. 77—104.

Wood R. D. An analysis of ecological factors in the occurrence of Characean of the Woods Hole region Massachusetts. — Ecology, 1952, vol. 33, N 1, p. 104—109.

ПРИМЕНЕНИЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИИ В ГУМИДНЫХ И АРИДНЫХ ЗОНАХ

Метод спорово-пыльцевого анализа донных отложений современных озер является одним из важнейших в общем комплексе палеолимнологических исследований, так как позволяет установить время возникновения озер, возраст осадков и многие аспекты палеогеографической обстановки. С 1968 г. в Институте озераведения АН СССР нами проводятся систематические палинологические работы по изучению донных отложений крупнейших и малых озер гумидной и аридной зон Советского Союза. Объектами исследования являются крупнейшие озера — Ладожское, Онежское, Кубенское, Белое, Воже, Лача, Чаны, Иссык-Куль, Чатыркель, Сонкель (Хомутова, 1976, 1977а, 1977б, 1978, 1980, 1982 и др; Бердовская, 1977, 1978, 1979, 1982 и др.). Многие закономерности формирования спектров как в поверхностном слое донных отложений, так и по отдельным периодам голоцена являются сходными.

Из малых озер в гумидной зоне изучались озера Карельского перешейка и оз. Разлив в Ленинградской области, а также озера Латгальской возвышенности в Латвии (Хомутова, 1983).

В аридной зоне исследованы небольшие по площади высокогорные озера Арабельских сыртов (Бердовская, Севастьянов, 1981).

Лимнопалинологические исследования проводятся в нескольких направлениях. Во-первых, для стратиграфических и палеогеографических целей изучаются грунтовые колонки и древнеозерные осадки, вскрытые обнажениями, во-вторых, анализируются поверхностные пробы (0—2 см) донных осадков для выяснения закономерностей седиментации пыльцы и спор в современных озерах. Выяснение характера и отличительных особенностей современных спорово-пыльцевых спектров озерных осадков аридной и гумидной зон, процесса их формирования в водной среде имеет большое практическое значение для понимания и правильной интерпретации ископаемых спектров и является постоянной и необходимой частью лимнопалинологических работ. Этот аспект исследований относится к области методической палинологии.

В последние годы в Институте озераведения АН СССР осуществляется тематика по выяснению причин и процессов эвтрофирования современных озер. Важно по палеолимнологическим данным наметить начальные этапы влияния человеческой деятельности на окружающий ландшафт и озера. В связи с этим

разрабатывается методом спорово-пыльцевого анализа методика по выяснению элементов синантропической растительности в отдельные этапы исторического развития озер.

Как правило, палинологические исследования осуществляются в комплексе с другими методами, изучается вещественный состав осадков, их физико-химические и геохимические свойства, содержание в них диатомовых водорослей, растительных остатков и малакофауны.

Озерные отложения, содержащие большое количество органики, в ряде случаев получили возрастные оценки по содержанию в них ^{14}C (Шнитников и др., 1980; Бердовская, 1981). В аридной зоне радиоуглеродное датирование производилось также по содержанию в осадках карбонатной фракции (Бердовская, 1982). Озерные осадки являются чрезвычайно благоприятным объектом при изучении их на содержание пыльцы и спор, микрофоссилии имеют хорошую сохранность, и в них, как правило, отсутствуют переотложенные формы. Попадая на дно водоема, пыльца и споры входят в состав пелитовой фракции осадков и подчиняются общим гидродинамическим законам в распределении отложений (Кабайлене, 1969; Хомутова, 1977а, 1977б, 1980 и др.).

Методические вопросы формирования спорово-пыльцевых спектров в малых озерах (на примере озер Карельского перешейка)

Методика формирования спорово-пыльцевых спектров в современных озерах отработывалась нами в стационарных условиях Лимнологической станции Института озераведения АН СССР, расположенной на оз. Красном (Пуннус-Ярви). Проведены методические исследования также и на других озерах Карельского перешейка: Долгом, Малом Луговом, Борисовском (табл. 1).

Впервые общие соображения по поводу особенностей формирования спектров в озерах были сформулированы Е. Д. Заклинской и В. П. Гричуком (1948). Немного позже, именно на озерах Красном (Пуннус-Ярви) и Суйстамен-Ярви по инициативе Е. Д. Заклинской были получены некоторые выводы о флористических особенностях и количественных показателях спектров в озерных осадках (Матвеева, 1950). К настоящему времени специальные исследования по вопросу формирования спорово-пыльцевых спектров в озерных осадках выполнены на многих озерах Литвы (Кабайлене, 1969), Латвии (Хомутова, 1983), Сейд-озере Кольского полуострова (Малясова и др., 1974), Ладожском (Левковская, 1967), Лача, Воже, Кубенском, Белом (Хомутова, 1977б, 1978, 1980 и др.).

Изученные нами на Карельском перешейке озера (Красное, Долгое, Малое Луговое, Борисовское) приледникового типа сформировались в последние стадии валдайского оледенения.

Карельский перешеек относится к Восточно-Европейской про-

Таблица 1

Физико-географические особенности озер Карельского перешейка. (Особенности формирования качества воды в разнотипных озерах Карельского перешейка. Л., 1984)

Озера	Площадь, га	рН	Глубина, м		Особенности озера	Преобладающие типы донных отложений	Характерные особенности водоема	Общее количество растений во флоре	Площадь зарастания		Число ценозообразователей	Число растительных сообществ
			макс.	ср.					га	%		
Красное	900	7.0	11.0	6.7	Берега крупные, высокие, имеется ряд террас, литораль выражена хорошо	Песчаные, песчано-илистые, глинистые, илистые	Глубоководный, мезотрофный	57	38	4	25	60
Малое Луговое	19	6.0—6.5	4.0	2.0	Проточное, является аккумулятором болотных вод, береговая линия ровная	Илистые, песчано-илистые	Относительно глубоководный, дистрофный	23	3.4	17.9	10	20
Долгое	32.5	5.5—6.0	2.8	1.5	Проточное	Илистые	Мелководный, эвтрофный	—	—	—	—	—
Борисовское	125	7.2	8	3.6	»	»	Относительно глубоководный, мезотрофный	54	18	14.1	—	—

винции Евразийской хвойнолесной (таежной) области. Южная часть Карельского перешейка — южнотаежная подзона, северная часть — среднетаежная подзона. Район озер Красного и Долгого находится в переходной подзоне, поскольку граница между южнотаежной и среднетаежной подзонами носит островной характер.

По геоботаническому районированию (Абрамова, Козлова, 1957) район изучаемых нами озер относится к XI Сосновско-Южноприозерскому району, где наибольшее распространение имеют сосняки-черничники и брусничники, островное значение имеют ельники-черничники, реже кисличники. Луговая растительность представлена главным образом душистоколосковыми и обыкновеннополевицевыми лугами. Из низинных лугов преобладают щучковые и мелкоосоковые. Щучковые луга с примесью лисохвоста распространены по берегам ряда озер. Луга составляют 11 % по площади, разбросаны среди лесов и болот.

Вокруг оз. Красного отмечаются большие массивы распаханых полей, а леса носят островной характер. Оз. Малое Луговое находится в болотной низине, а оз. Долгое — типично лесное.

Летом 1978 г. (с 15 июня по 20 июля) наблюдения «пыльцевого дождя» нами проводились над акваторией оз. Красного и на его водосборе. Для «улавливания» «пыльцевого дождя» использовались специальные стеклянные пластинки (размером 10×12 см), покрытые глицериновой эмульсией, установленные на железном штативе. Штативы со стеклянными пластинками были распределены в 5 точках — на плоту в озере, на пляже, на высоком берегу, в ассоциации злаково-разнотравного луга, на опушке мелколиственного леса и, наконец, в лесу (сосновом с примесью редкой березы, ели, рябины). Каждый день с пластинок собиралась пыльца и анализировалась под микроскопом. Ежедневный (в течение месяца) анализ «пыльцевого дождя» показал, что состав воздушного спорово-пыльцевого спектра в значительной степени определяется фенологической фазой цветения растений. На графике (рис. 1) представлены переломные моменты в распределении микрофоссилий на глицериновых пластинках. С середины июня во всех точках фиксируется абсолютное преобладание пыльцы сосны обыкновенной, отмечается единичная пыльца злаковых и спор зеленых мхов. К 28 июня в составе «пыльцевого дождя» увеличивается (до 25 %) содержание пыльцы злаковых, а также впервые появляется пыльца разнотравья. С 1 июля соотношение пыльцы сосны обыкновенной и злаковых равно, присутствует пыльца разнотравья и споры, но в минимальных количествах (<3 %).

Состав разнотравья разнообразен, выявлена пыльца розоватых, гвоздичных, губоцветных, зонтичных, лютиковых, фиалковых, осоковых. Резко изменяется состав «пыльцевого дождя» с середины июля, когда абсолютно преобладает пыльца злаковых, а пыльца сосны обыкновенной составляет 20—25 %.

В целом доля участия пыльцы разнотравья, опыляемого насекомыми, составляет всего 1—5 % даже в период их цветения,

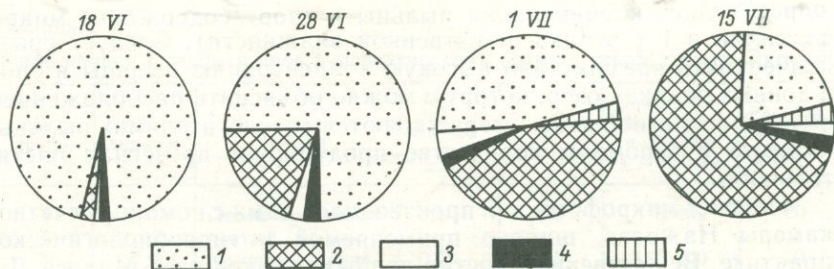


Рис. 1. Циклограммы изменения «пыльцевого дождя» над акваторией оз. Красного:

1 — пыльца сосны, 2 — пыльца злаковых, 3 — пыльца разнотравья, 4 — споры, 5 — пыльца мелколиственных пород.

так как их пыльца не переносится на большие расстояния и фиксируется в местностях их произрастания. Пыльцы осоковых также отмечено мало ($< 1\%$) на пластинках, в основном вблизи зарослей осоковых. Среди спор фиксируются споры зеленых мхов, папоротников, плаунов (единично), сфагновых мхов и грибов (редко).

Различия в составе компонентов «пыльцевого дождя» обусловлены и выбором точек на профиле. На пластинках, установленных на плоту в озере, только с 8 июля отмечено равное количество пыльцы сосны обыкновенной и злаковых. На пластинках с опушки леса и разнотравно-злакового луга пыльцы злаковых содержится больше, чем пыльцы сосны уже с 1 июля. Интересно констатировать, что большее количество пыльцы злаковых определено на нижних пластинках, установленных в 10 см от поверхности земли, чем на верхних, высота которых составляет 50 см от поверхности. Итак, основные компоненты «пыльцевого дождя» определяются, во-первых, составом растительных сообществ в районе оз. Красного, во-вторых, зависят от фаз цветения различных растений и, в-третьих, зависят от продукционной способности разных видов растений. А в целом суммарный спорово-пыльцевой спектр «воздушной» взвеси дает осредненную картину растительности водосбора озера.

Впервые в практике лимнопалинологических работ нами получены также данные «пыльцевой» продукции оз. Красного за летний период 1978 г. В основу подсчета положены результаты экспериментальных исследований по весовым значениям пыльцы различных видов. Пыльцевая продукция на акваторию оз. Красного составила 80 кг микрофоссилий.

Пыльца и споры, в составе которых определен спорополленин (Брукс, Шо, 1971), представляют некоторую часть нерастворимого органического вещества озерных осадков.

В исследованных нами озерах Карельского перешейка по профилям в поверхностном неконсолидированном слое осадков

определялась концентрация пыльцы и спор (содержание микрофоссилий в 1 г осадка естественной влажности). Следует сразу подчеркнуть чрезвычайно высокую концентрацию пыльцы и спор в донных осадках озер, которую можно объяснить расположением водоемов в лесной зоне. Озера являются «поглотителями» пыльцы, которую в огромном количестве продуцирует древесная растительность.

Подсчет микрофоссилий производился нами с помощью счетной камеры Нажотта, широко применяемой в гидробиологической практике. Вещественный состав донных осадков озер Малого Лугового и Борисовского изучался И. С. Спасской. Подсчет концентрации микрофоссилий произведен И. В. Делюсиной. Перед подготовкой на спорово-пыльцевой анализ образец взвешивался, затем после обработки определялся объем полученной суспензии. В камере Нажотта с объемом 0.005 мм^3 производился подсчет концентрации по формуле

$$K = \frac{pn}{Vm},$$

где K — концентрация пыльцы и спор, p — объем суспензии после обогащения, n — число подсчитанных зерен в камере Нажотта, V — объем камеры, а m — вес осадка, предназначенного для обогащения.

Отмечается общая закономерность — зависимость количественного содержания микрофоссилий от типа осадка. Наибольшее количество пыльцы и спор отмечается в мелко- и крупноалевритовых илах, наименьшее — в песках различной крупности с большим коэффициентом сортировки. Так, в донных поверхностных пробах оз. Малого Лугового максимальная концентрация микрофоссилий (450 700 зерен на 1 г осадка) отмечена в пробах, отобранных в мелкоалевритовых глинистых илах глубоководной части озера (табл. 2). Крупноалевритовые илы из прибрежных частей водоема содержали несколько меньше пыльцы и спор (пробы 2, 13, 14). С увеличением дисперсности осадка наблюдается увеличение содержания пыльцы и спор. Концентрация микрофоссилий в донных озерных осадках в зависимости от состава в них пелитовой фракции прослеживается по профилю, проложенному в восточной части оз. Малого Лугового (рис. 2). На рис. 2 отражено, что минимальное содержание пыльцы и спор отмечено в пробах из среднезернистых (пробы 1, 6) и мелкозернистых песков (проба 12). В этих осадках и содержание пелитовой фракции минимальное. Подобные данные по концентрации пыльцы и спор в поверхностных донных пробах получены нами для оз. Борисовского. Из табл. 3 следует, что максимальное количество пыльцы и спор содержится в мелкоалевритовых илах ($Md = 0.19$, $S_0 = 1.7$) — 102 960, а минимальное — в мелкозернистых песках ($Md = 0.22$, $S_0 = 1.8$) — 42 зерна.

Интересно отметить некоторое повышение содержания пыльцы и спор в мелкозернистых песках береговой зоны за счет пыльцы

Таблица 2

Концентрация пылицы и спор в поверхностных осадках озера Малого Лугового

№ пробы	Глубина воды, м	Тип осадка	Md, мм	S ₀	Концентрация пылицы и спор на 1 г осадка	Расстояние от берега, м
1	1.9	Песок среднезернистый	0.4	1.5	8 400	20
2	1.9	Крупноалевритовый ил	0.05	1.2	116 400	70
3	2.7	Алевритово-глинистый ил	0.005	1.4	286 300	100
4	3.6	То же	0.006	1.5	457 100	120
5	1.5	Мелкозернистый песок	0.18	1.6	92 000	20
6	1.5	Песок среднезернистый	0.39	1.4	30 000	50
7	2.4	Крупноалевритовый ил	0.05	1.6	371 400	100
8	3.0	Мелкоалевритовый ил	0.0063	1.4	450 700	150
9	2.0	Мелкоалевритовый глинистый ил	0.006	1.4	355 200	70
10	1.2	Крупноалевритовый ил	0.02	1.4	256 000	20
11	2.2	То же	0.05	1.6	50 100	15
12	1.2	Мелкозернистый песок	0.15	1.6	14 100	50
13	1.8	Крупноалевритовый ил	0.01	2.1	38 000	50
14	1.8	То же	0.01	2.1	210 000	25
15	1.3	Мелкоалевритовый ил	0.025	2.5	43 000	100

ели. Пыльца ели отличается крупными размерами и тяжелым весом и захороняется вблизи распространения еловых формаций.

Концентрация пылицы и спор в оз. Малом Луговом значительно выше, чем в оз. Борисовском, что обусловлено расположением озера в межкамовой котловине, окруженной сплошными лесными массивами.

Для оценки и сравнения концентрации пылицы и спор озерных осадков нами были изучены также почвенные пробы, отобранные по профилю от оз. Красного (горизонт A₁, слой 0—2 см). Начинается профиль с береговой зоны (песок, проба 1), затем следует ассоциация разреженного ольшаника, местами заболоченного (суглинок, торф; пробы 2, 3), различные луговые ассоциации, в которых преобладают злаки и разнотравье (суглинки и торфы, пробы 4—10), лесные березовые и сосновые ассоциации (суглинок, торф, пробы 11—12). Количественное содержание микрофоссилий в 1 г почвы представлено в табл. 4. Из анализа табл. 4 следует, что в пляжевых фациях практически пыльца и споры отсутствовали. В лесных и луговых почвах содержание микрофоссилий

Таблица 3

Концентрация пыльцы и спор в поверхностных осадках озера Борисовского

№ пробы	Глубина воды, м	Расстояние от берега, м	Тип осадка	Md мм	S ₀	Концентрация пыльцы и спор на 1 г осадка
1	1.6	20	Мелкозернистый песок	0.4	1.3	314
2	2.0	60	То же	0.07	2.0	779
3	5.5	90	Мелкоалевритовый ил	0.056	1.9	75 600
4	1.5	190	То же	0.089	1.3	43 429
5	1.0	130	Мелкозернистый песок	0.22	1.8	42
6	0.5	60	То же	0.22	2.0	2 679
7	1.5	70	Мелкоалевритовый ил	0.05	2.0	5 471
8	1.5	90	Мелкозернистый песок	0.05	2.0	475
9	1.5	120	Мелкоалевритовый ил	0.017	1.7	8 565
10	1.5	50	Мелкозернистый песок	0.31	1.8	84 705
11	3.2	120	Среднезернистый песок	0.3	—	73
12	1.0	40	Крупноалевритовый ил	0.13	1.7	457
13	5.8	320	Мелкоалевритовый ил	0.19	1.7	102 960
14	1.9	15	Мелкозернистый песок	0.17	1.0	83
15	3.8	170	Крупноалевритовый ил	0.05	1.7	8342
16	7.0	310	То же	0.22	1.4	1162
17	3.0	120	Мелкозернистый песок	0.4	1.25	7226

Таблица 4

Концентрация пыльцы и спор по почвенному профилю

№ пробы	Тип почвы	Литология	Концентрация пыльцы и спор в 1 г почвы
1	Пляж	Песок	0—1
2	Лесная почва	Суглинок	90
3	» »	Торф	1650
4	Луговая почва	Суглинок	325
5	» »	»	900
6	» »	Торф	1180
7	» »	Суглинок	925
8	» »	Торф	1445
9	» »	Суглинок	390
10	» »	»	800
11	Лесная почва	»	860
12	» »	Торф	7825

по профилю меняется в зависимости от состава растительной ассоциации, а также от литологии осадков. Максимальные концентрации определены в лесных почвах, на которых произрастает сосновый лес. Незначительное количество пыльцы и спор отмечено в луговых, суглинистых почвах.

В целом концентрация микрофоссилий в почвенных пробах на порядок меньше, чем в осадках озер Карельского перешейка.

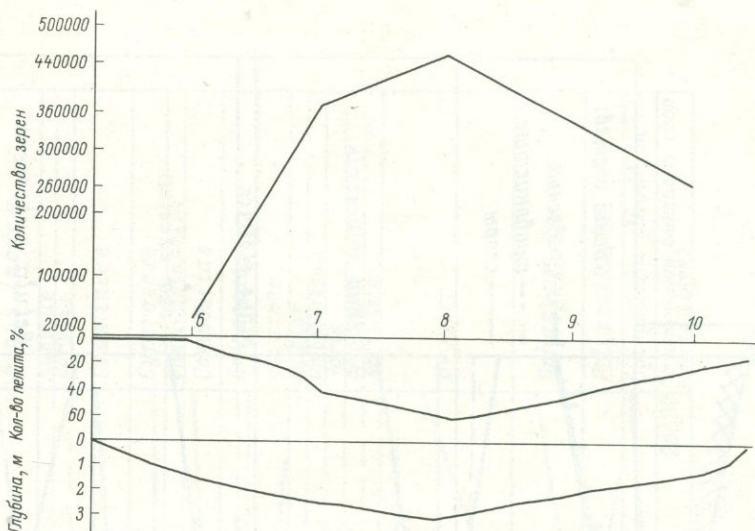


Рис. 2. Изменение концентрации пыли и содержания пелитовой фракции в осадках оз. Малого Лугового по профилю I.

Каждый спектр любого типа осадков складывается из трех составляющих: одна часть спектра отражает зональный тип растительности, вторая — местные ассоциации, третья — узколокальные (растительность макрофитов). Выявление степени участия этих составляющих в каждом конкретном случае имеет большое значение при интерпретации ископаемых спектров, что особенно важно для стратиграфических выводов, касающихся вопросов корреляции и сопоставления осадков при палинологических реконструкциях.

Сравнивая данные спорово-пыльцевого анализа из озер Красного, Борисовского, Долгого, Малого Лугового, можно отметить, что во всех спектрах донных проб преобладает пыльца доминантов основных растительных формаций таежной зоны, то есть сосны и ели, иногда сосны и березы (рис. 3, 4, 5). Спорово-пыльцевые спектры донных проб по всей площади оз. Борисовского (рис. 4) отмечаются однообразием своего состава как в качественном, так и в количественном отношении.

На диаграмме оз. Долгого (рис. 5) возрастает в составе пылицы древесных пород процентное содержание березы (до 50 %), что объясняется значительным участием этой породы в лесных массивах, окружающих водоем. Несмотря на то что болота широко развиты в районе исследования, а к оз. Малое Луговое (рис. 3) вообще подступает большой массив болота Клюквенное, в его донных пробах содержание пылицы кустарниковых форм берез и карликовой березки составляет доли процента. Содержание пылицы ольхи тоже невелико (2—11 %).

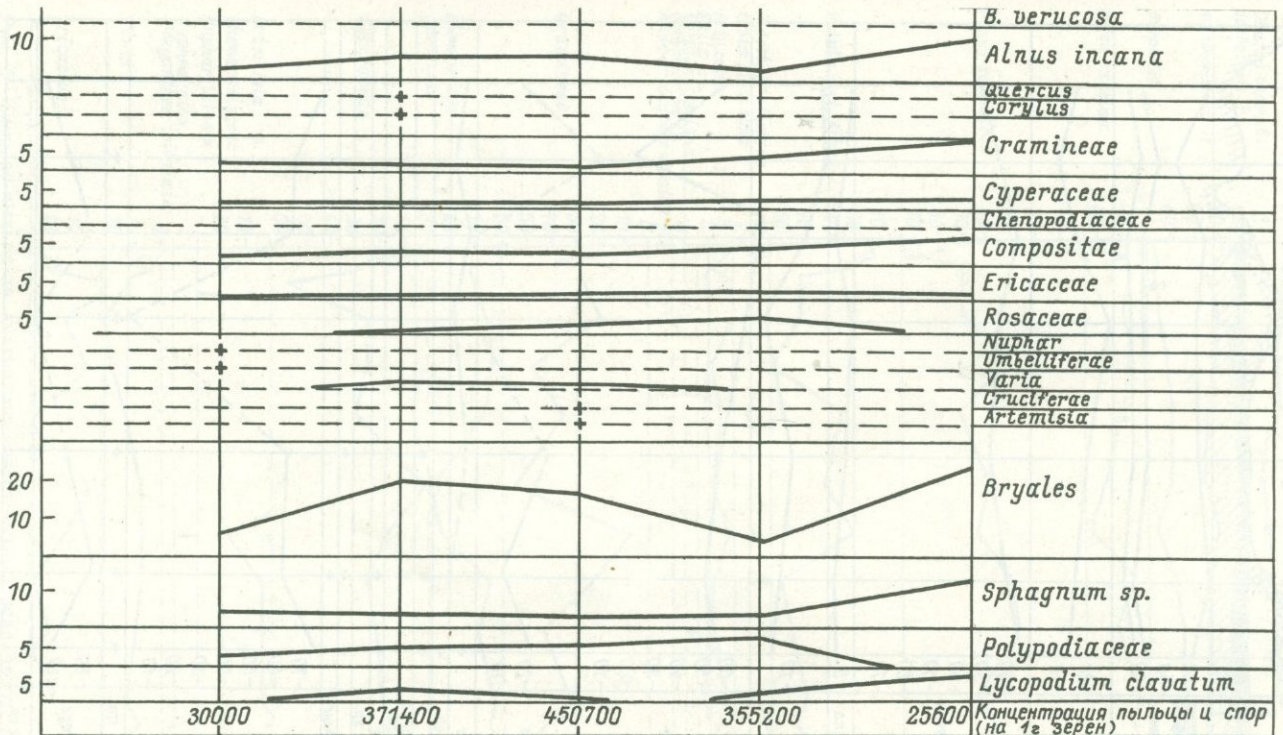
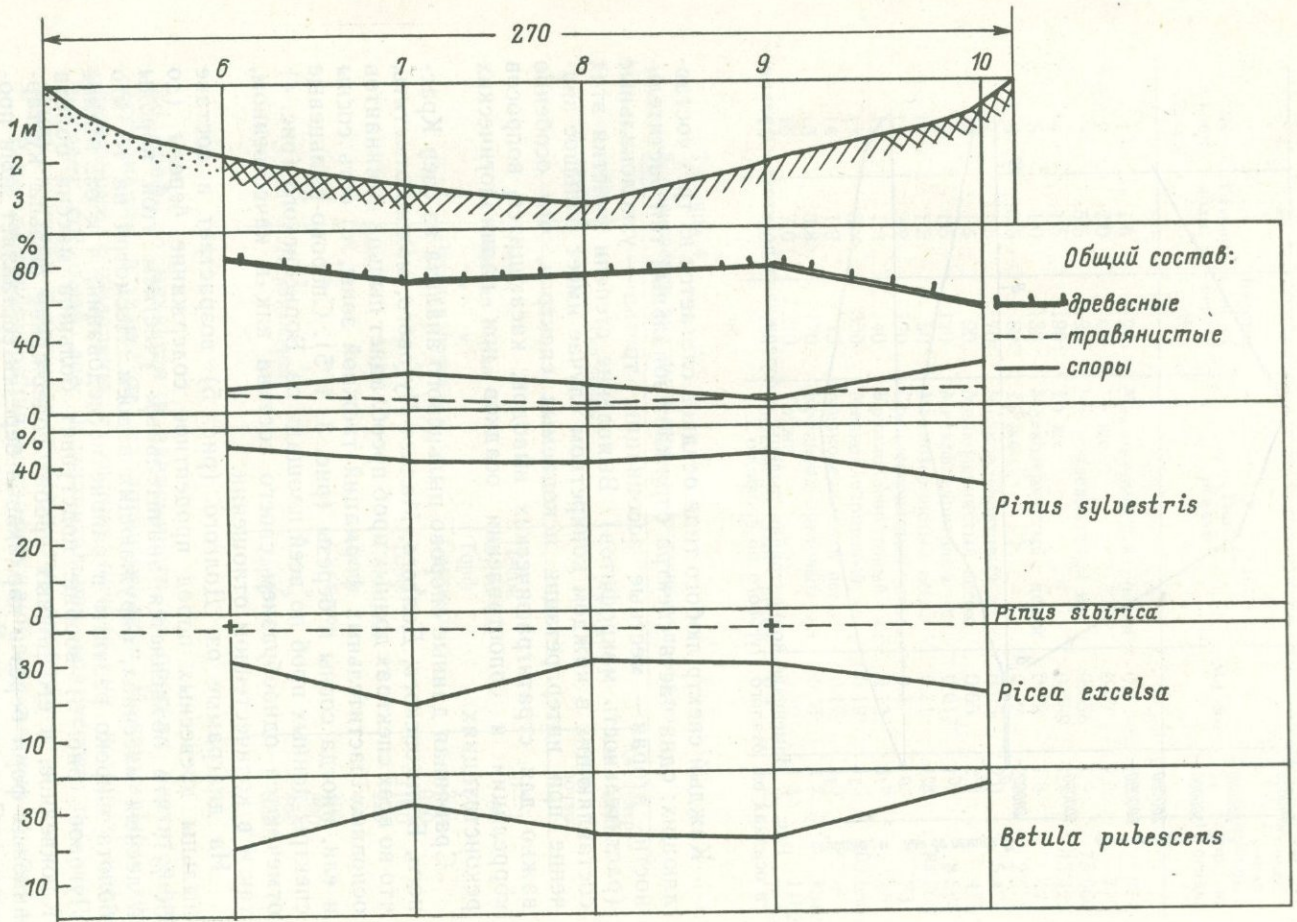


Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма поверхностных осадков оз. Малого Лугового.

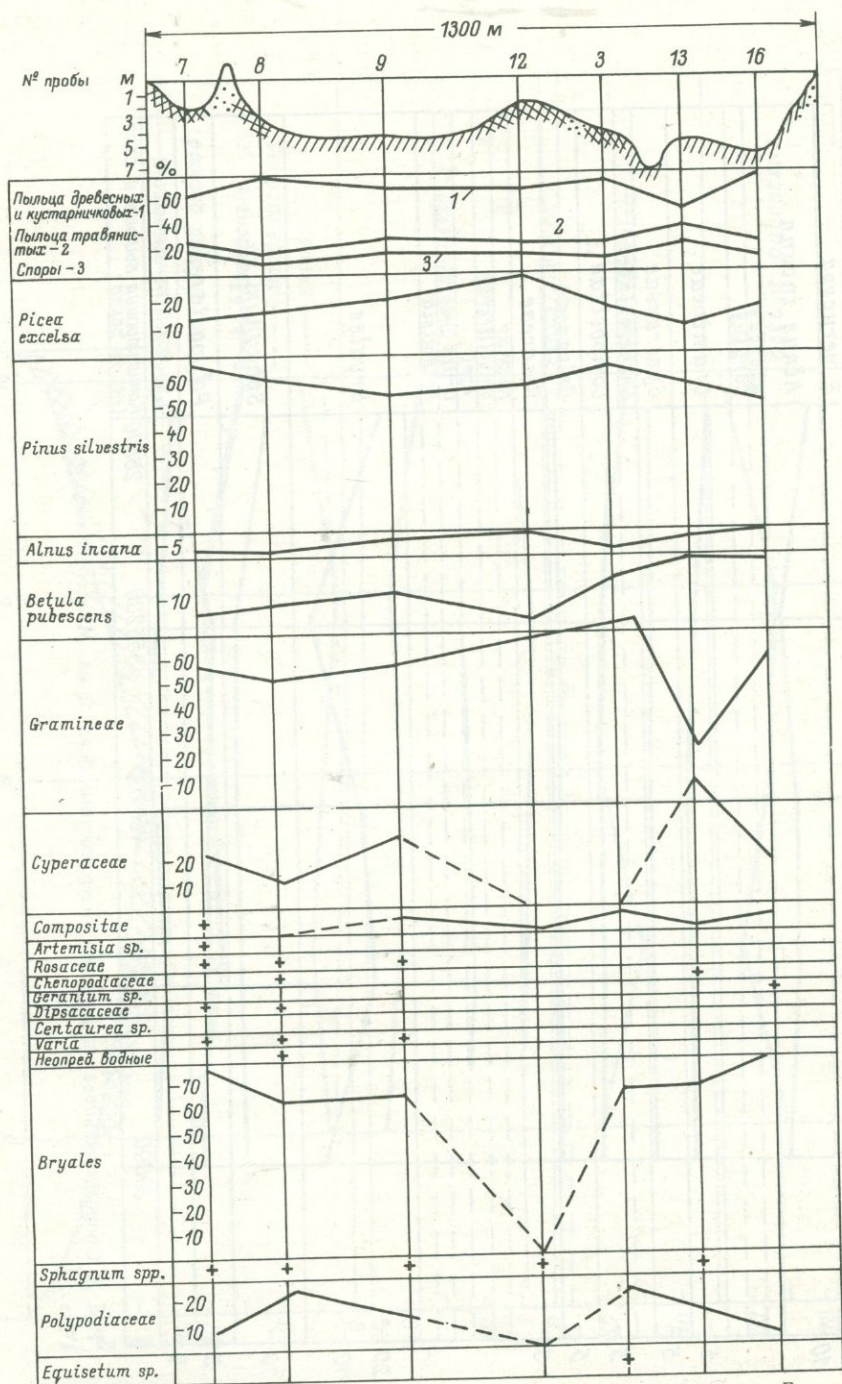


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных осадков оз. Борисовского.

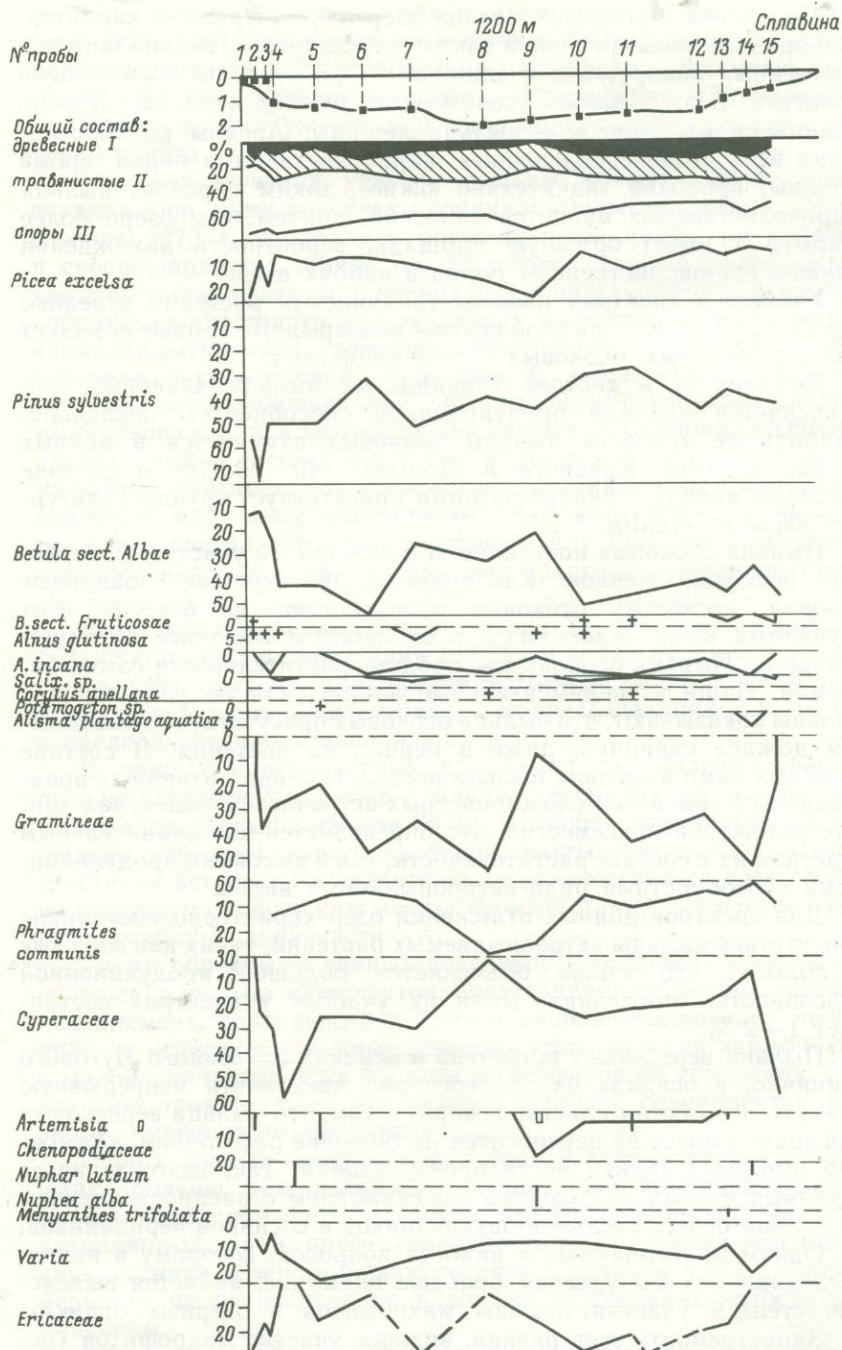


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных осадков оз. Долгого.

Появление в спектрах мелких озер ольхи черной — характерный признак зоны средней, а также южной тайги. Пыльца широколиственных обнаружена в единичных пробах и составляет доли процента. В оз. Малом Луговом — это пыльца дуба, липы, вяза, лещины, в оз. Долгом — пыльца лещины. Ареалы распространения всех вышеперечисленных широколиственных пород, кроме лещины, проходят значительно южнее, таким образом, пыльца широколиственных является заносной, причем, чем озеро более открыто и имеет большую площадь, вероятность нахождения пыльцы широколиственных пород в пробах выше.

Участие в спектрах пыльцы травянистых растений невелико (до 20—25 %). Внутри этой группы непрерывные кривые образует пыльца злаковых, осоковых и сложноцветных.

Доминирует в составе травянистых пыльца злаковых, что объясняется высокой продукционной способностью последних. Наибольшее значение пыльцы злаковых отмечается в донных пробах из озер Красного и Долгого (40—50 %). В составе злаковых наряду с дикорастущими присутствует группа культурных злаков *Cerealia*.

Пыльца осоковых постоянно встречается, ее участие в составе трав несколько меньше. Как правило, она отражает локальные условия, поскольку осоковые произрастают по берегам всех изучаемых нами водоемов, а в оз. Долгом осоковые образуют сплаvinу. Пыльца осоковых — продукт растительности самих водоемов. Наши экспериментальные наблюдения по улавливанию пыльцы показывают, что пыльца осоковых присутствует в «пыльцевом дожде» единично, даже в период их цветения. В составе осоковых нами выделена пыльца рогоза. Пыльца различных представителей семейства сложноцветных встречается в спектрах донных отложений повсеместно, что определяется как значительным участием их в составе растительности, так и высокими продукционными способностями ряда ветроопыляемых видов.

Для спектров донных отложений озер характерно постоянное присутствие пыльцы ветроопыляемых растений, таких как маревые и полыни, что также объясняется большой продукционной способностью последних. Доля их участия в спектрах составляет 1—2 %.

Пыльца вересковых встречена в осадках оз. Малого Лугового единично, в осадках оз. Долгого она дает почти непрерывную кривую. Это обстоятельство говорит о том, что пыльца вересковых в основной массе не переносится на большие расстояния, в основном выпадает вблизи места произрастания. Так, нахождение ее в донных пробах оз. Долгого мы связываем с распространением на южном берегу сосняков-брусничников и сосняков-черничников.

Одним из интересных и важных вопросов, которому в наших исследованиях мы уделяем большое внимание, является выяснение степени участия пыльцы макрофитов в озерных осадках.

Зарастаемость озер разная, видовое участие макрофитов (ценообразователей) также варьирует, но неизменным и незначи-

тельным остается участие пыльцы макрофитов в донных осадках озера (табл. 1) Карельского перешейка. В оз. Красном в донных осадках центральной части пыльца макрофитов полностью отсутствует. Во всех изученных пробах по профилям (50 образцов) оз. Красного обнаружено лишь одно зерно пыльцы рогаза и одно зерно рдеста.

С целью изучения участия пыльцы макрофитов в донных осадках озер нами проведены специальные исследования. Летом, в июле 1973 г. отбирались поверхностные пробы по профилю в северо-западном заливе оз. Красного. Данный залив сильно зарастает макрофитами. В период цветения макрофитов нами были собраны пробы грунта из следующих растительных ассоциаций: ивняково-ситниковой, камышево-частуховой, чисто частуховой, стрелолисто-кубышковой, кубышковой (стрелолист единичен), кубышково-ежеголовниковой, рдестовой. Результаты спорово-пыльцевого анализа донных проб в разных ассоциациях позволяют сделать вывод о том, что даже в донных пробах, отобранных из чистых растительных ассоциаций, доминанты их присутствуют единично или вовсе отсутствуют. Что касается тростника, то пыльца его встречается повсеместно, в силу большей продуктивности последнего, а также потому, что тростник — ветроопыляемое растение.

В осадках оз. Малого Лугового (рис. 3), несмотря на довольно большую площадь зарастания (17 %) и сравнительное богатство видов (29), пыльца макрофитов встречена лишь в нескольких пробах по 1 зерну и на глубинах, не превышающих 2 м, то есть в пределах распространения этих растений.

В донных поверхностных пробах из оз. Долгого (рис. 5) пыльца макрофитов также единична, несмотря на то что озеро имеет зарастаемость свыше 20 %. В пробах отмечается наличие пыльцы кубышки, кувшинки белой, вахты трехлистной. Пыльца тростника встречена в значительных количествах во всех пробах, но максимум отмечен не в местах произрастания, а в центре озера, в его глубоководной части.

Таким образом, в донных поверхностных пробах Карельского перешейка пыльца макрофитов представляет собой чисто локальный элемент, практически в составе спорово-пыльцевого спектра роли не играет. Возможные причины этого явления заключаются в малой продуктивности пыльцы макрофитов по сравнению с наземными травянистыми растениями и плохой сохранностью ряда видов, имеющих тонкую экзину.

Спор в донных поверхностных пробах озер Карельского перешейка больше, чем пыльцы трав, поскольку они являются продуцентами лесной растительности, иногда споровые доминируют в травяно-моховом ярусе (распространены ельники-зеленомошники, сосняки-зеленомошники, сосняки с орляком и т. д.). Закономерности их распределения в донных отложениях недостаточно выяснены.

Характерной особенностью спектров изученных нами озерных

осадков является высокая степень их осреднения. Спорово-пыльцевые спектры донных осадков озер Карельского перешейка несут информацию прежде всего о зональном типе растительности — зоне средней и южной тайги.

Местные растительные ассоциации (региональный фактор) тоже находят отражение в донных осадках озер Карельского перешейка, особенно таких, как Долгое и Малое Луговое, где леса подступают к берегам водоемов. На спорово-пыльцевой диаграмме оз. Долгого отчетливо видно, что спектры донных проб сильно отличаются от донных поверхностных проб других озер тем, что в них значительный процент составляет пыльца ольхи и березы. Объясняется это тем, что леса из березы и ольхи имеют широкое распространение на северном берегу оз. Долгого. Поскольку оз. Красное не только больше по площади, чем оз. Долгое, но и находится среди окультуренного ландшафта, древесный состав его спектров отражает в большей мере тип растительности региона.

Локальные особенности растительности наглядно проявляются только в небольших по площади озерах. Так, в донных осадках оз. Долгого обнаружены пыльцевые зерна ольхи черной, произрастающей около ее берега. Показателями локальности служат также единичные находки пыльцы макрофитов. В связи с этим особенно при установлении генезиса осадков большое значение надо уделять определению пыльцы водных и прибрежно-водных растений. Находки последних могут характеризовать глубину бассейна прошлого и близость берега.

Очень близки по флористическому составу к озерным спектрам изученные нами аллювиальные спектры, о чем свидетельствуют данные, полученные по анализу аллювиальных осадков из ручьев, впадающих и вытекающих из оз. Малого Лугового.

Анализ спорово-пыльцевых спектров донных проб, отобранных из ручьев, впадающих в оз. Малое Луговое, показал, что все они сходны по количественным и качественным показателям и отражают зональный характер растительности. В общем составе абсолютно господствует пыльца древесных пород, где доминирует пыльца сосны (свыше 70—80 %), пыльца ели, березы отмечено 5—10 %, ольхи — до 2 %. В составе травянистых преобладает пыльца ветроопыляемых растений — злаковых и сложноцветных. Среди спор отмечены споры сфагновых мхов, папоротников и единичные споры плаунов. Однако детальное сравнение аллювиальных спорово-пыльцевых спектров с собственно озерными показало, что спектры из ручьев отличаются большим флористическим разнообразием и большим процентным содержанием отдельных компонентов флоры. В качестве примера приводится спектр, полученный из аллювиальной пробы ручья, впадающего в западную часть оз. М. Лугового (рис. 6). В состав пыльцы древесных наряду с доминантами определена пыльца ольхи клейкой, липы, вяза, лещины обыкновенной (менее 2 %).

Значительное содержание в составе пыльцы древесных ели (25 %), березы (20 %), ольхи (15 %), а также единичной пыльцы

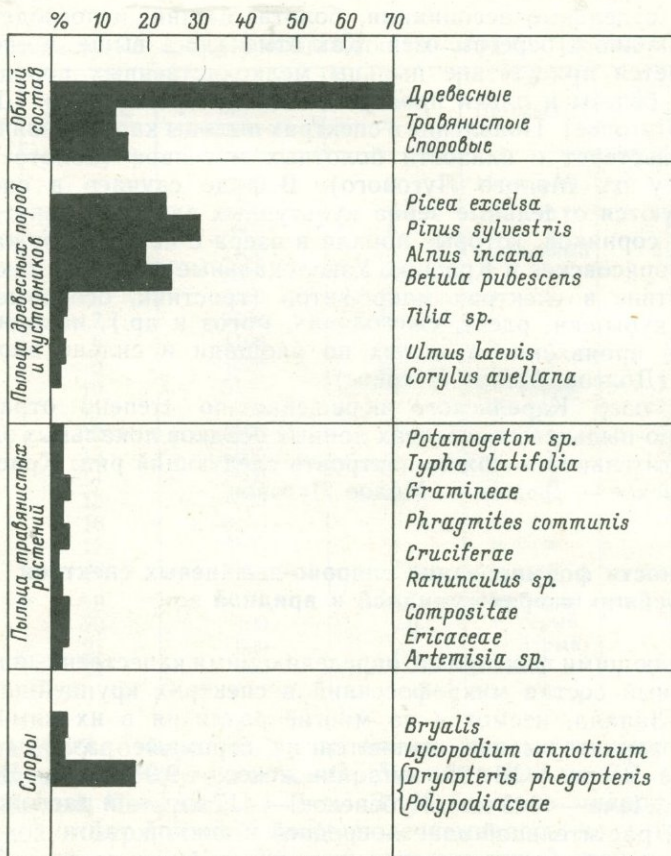


Рис. 6. Состав спорово-пыльцевого спектра аллювиальных осадков ручья, впадающего в оз. Малое Луговое.

карликовой березки отражает региональный характер растительного покрова западной и юго-западной части оз. Малого Лугового, в частности присутствие большого болота Клюквенного. Среди пыльцы травянистых растений определена пыльца макрофитов — рдеста, рогоза, тростника, что объясняется значительным зарастанием ручья прибрежно-водными растениями и медленным его течением.

Суммируя вышеприведенные данные по изучению спорово-пыльцевым методом поверхностных проб донных отложений озер Карельского перешейка, следует подчеркнуть важные закономерности.

В изученных нами озерах спорово-пыльцевые спектры донных осадков дают осредненное понятие о характере растительности окружающих территорий. Находят также в небольших по площади озерах отражение региональные факторы растительного покрова,

то есть отдельные ассоциации, болота, пашни, непосредственно прилегающие к берегам озер. Как отмечалось выше, в спектрах повышается присутствие пыльцы мелколиственных пород, если леса из березы и ольхи произрастают по берегам озер (Долгое, Малое Луговое). Появление в спектрах пыльцы карликовой березы свидетельствует о близости болотных массивов (болото Клюквенное у оз. Малого Лугового). В ряде случаев в спектрах фиксируются отдельные зерна культурных злаков и сопутствующих им сорняков, которые попали в озеро с полей, окружающих озеро Борисовское и Красное. Узколокальные факторы, такие как присутствие в спектрах макрофитов (тростник, осоковые, кувшинки, кубышки, рдест, ежеголовник, рогоз и др.), находят свое большее проявление в малых по площади и сильно заросших озерах (Долгое, Малое Луговое).

Для озер Карельского перешейка по степени отражения в спорово-пыльцевых спектрах донных осадков локальных элементов растительности можно построить следующий ряд: Красное — Борисовское — Долгое — Малое Луговое.

Особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в крупнейших озерах гумидной и аридной зон

Решающими факторами, определяющими качественный и количественный состав микрофоссилий в спектрах крупнейших озер Северо-Запада, несмотря на многие различия в их лимнологической характеристике, являются их огромные размеры — Ладожское озеро — 18 135 км², Онежское — 9 930 км², Воже — 418 км², Лача — 345 км², Кубенское — 417 км² — и расположение в одной растительной зоне — средней и южной тайги.

В аридной зоне исследовались крупнейшие озера — Иссык-Куль (площадь 21 891 км²), Сонкель (площадь 1130 км²), Чатыркель (площадь 160 км²), Чаны (площадь около 2100 км²). Озера Сонкель (3016 м абс. высоты) и Чатыркель (3530 м абс. высоты) — высокогорные, расположенные в поясе высокогорных полупустынь и пустынь. Оз. Чаны находится в подзоне, переходной от лесостепной к степной.

В крупнейших озерах Северо-Запада производился подсчет микрофоссилий в донных поверхностных пробах. Как показали исследования, наибольшее количество пыльцы и спор содержали илы разного гранулометрического состава, широко распространенные в озерах Северо-Запада. Так, в мелкоалевритовых илах оз. Воже насчитано до 99 000 зерен в 1 г, в оз. Лача — до 28 000, в оз. Кубенском — до 22 000, в оз. Белом — до 50 000 (Хомутова, 1977а, 1977б, 1980 г.).

В аридной зоне на озерах Чатыркель и Малый Чатыркель также проводилось изучение поверхностных донных проб с целью выяснения закономерностей распределения пыльцы и спор наземных, водных и прибрежно-водных растений в озерных осадках.

Таблица 5

Концентрация пыльцы и спор в поверхностных осадках оз. Чатыркель

№ профиля	№ пробы	Расстояние от берега, м	Глубина, м	Литология	Количество микрофоссилий в 1 г осадка
I	1	600	3	Ил бурый	3 600
	2	1100	3.5	» »	2 130
	3	1600	5	» »	8 000
	4	2100	13	Ил черный	10 000
	5	2600	16	» »	2 700
	6	3100	18	» »	1 450
	7	3600	14	» »	370
	8	4100	12	» »	3 540
	9	4600	10	» »	6 000
	10	5100	9	Ил бурый	13 620
	11	5600	9	» »	23 000
	12	6100	7	» »	20 000
	13	6600	6	» »	13 300
	14	7100	5	» »	11 000
	15	7600	4	» »	4 000
	16	8100	3	» »	5 000
	17	8600	3	» »	6 000
	18	9100	2.5	» »	4 000
II	19	200	0.7	Ил бурый	1 400
	20	400	0.6	» серый	20 000
	21	600	0.2	» бурый	2 140
	22	800	1	Глина	200

Донные пробы отбирались по профилям. Первый профиль проложен поперек оз. Чатыркель в направлении с ЮЗ на СВ, а второй в оз. Малый Чатыркель с В на З. Количество микрофоссилий в каждой поверхностной пробе подсчитывалось на 1 г осадка естественной влажности. Донный поверхностный слой в среднем содержал от 5000 до 6000 экземпляров пыльцы и спор на 1 г осадка. Прослеживается четкая зависимость степени насыщенности осадка микрофоссилиями от литологии, глубины взятых проб, от морфометрии самой котловины. В пробах с глубины 7—9 м, где повышается содержание пелита, отмечены максимальные концентрации микрофоссилий (20 000—23 000). В глубоководных осадках с глубины 12—18 м количество пыльцы и спор значительно меньше (табл. 5), что объясняется большими размерами озера и малой продукционной способностью растений высокогорных пустынь, а также морфометрией самой котловины оз. Чатыркель, поскольку осадки в глубоководной части не перемешиваются.

В донных поверхностных пробах оз. Чаны концентрация микрофоссилий выше и составляет 20 000—30 000 в 1 г, что объясняется значительным заносом пыльцы древесных пород в озеро.

Таким образом, осадки озер гумидной зоны, расположенных в лесной — таежной зоне, имеют, по сравнению с водоемами

аридной зоны, значительно большее содержание пыльцы и спор в 1 г осадка.

Флористические особенности современных спорово-пыльцевых спектров крупнейших озер гумидной лесной зоны следующие. В группе общего состава, независимо ни от каких лимнологических факторов, преобладает пыльца древесных пород (до 95 %). Из пыльцы древесных в наибольших количествах отмечена пыльца хвойных — *Pinus sylvestris* и *Picea abies*, причем пыльцы ели в осадках озер более восточных регионов (Лача, Воже, Кубенское, Белое) несколько больше. Пыльца прочих древесных пород (*Betula sect. Albae*, *B. pana*, *Alnus incana*) отмечены в очень небольших количествах (1—12 %). Широколиственные элементы присутствуют единичными зернами. Пыльцы травянистых растений в спектрах очень мало (0.6—5 %), и принадлежит она в основном ветроопыляемым растениям — *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia* sp. Чрезвычайно малое участие в составе спектров пыльцы травянистых растений является характерной особенностью спектров крупных озер. Флористические особенности современных донных проб аридной зоны заключаются в преобладании в общем составе спектров пыльцы травяно-кустарничковых растений, где значительный процент составляет пыльца группы ксерофитов — полынь, маревые, эфедра, отмечается участие пыльцы группы разнотравья и злаковых. Отличительной особенностью спектров аридной зоны является наличие в них заносной пыльцы деревьев и кустарников. Так, в современных донных отложениях оз. Чатыркель содержится единичная пыльца ели Шренка и сосны (Бердовская, 1979), а в донных поверхностных пробах озер Чаны и Балхаш количество заносной пыльцы деревьев составляет 20—35 %.

Особенности ископаемых спорово-пыльцевых спектров голоценовых озерных осадков гумидной и аридной зон

Все закономерности, выявленные в формировании спорово-пыльцевых спектров современных озерных осадков, прослеживаются в ископаемых озерных спектрах.

Исследованные озера гумидной зоны сформировались в валдайское время, вероятнее всего в лужскую стадию, т. е. приблизительно 13 тысяч лет назад (Чеботарева, 1969). В многочисленных (около 50) разрезах грунтовых колонок пройдены осадки начиная со среднего дриаса. Отложения голоцена разделены на 8 стратиграфических зон: позднеледниковые осадки охарактеризованы VIII—VI зонами, послеледниковые V—I зонами. Выделенные зоны сопоставляются с периодами климатостратиграфической схемы Блитта—Сернандера следующим образом: VIII—VI соответствуют субарктическому периоду, V — пребореальному, IV — бореальному, III — атлантическому, II — суббореальному, I — субатлантическому и современному климатическому периоду. Спо-

рово-пыльцевые диаграммы всех озер в основных чертах сходны с северо-русской диаграммой М. И. Нейштадта (1957). При изучении грунтовых колонок крупнейших озер Северо-Запада нами впервые обнаружены и исследованы палинологическим методом отложения древнее позднего дриаса — аллереда и среднего дриаса (Хомутова, 1976).

Позднеледниковое время выделяется как резко континентальный этап. В период среднего (зона VIII) и позднего (зона VI) дриаса в составе спорово-пыльцевых спектров господствует пыльца травянистых растений ксерофитного облика, о чем свидетельствует чрезвычайно высокое содержание пыльцы *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*, постоянное присутствие пыльцы *Ephedra* sp., *Hippophae ramnoides* и виды рода *Helianthemum* sp. В значительных количествах отмечаются и тундровые элементы — *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale* и др. Данные спорово-пыльцевого анализа отражают существование в «дриасовые» эпохи перигляциальной растительности, характерной особенностью которой является своеобразное сочетание лесных, тундровых и степных группировок. На обширных территориях, окружающих водоемы, господствовали открытые безлесные ландшафты, доминировали травянистые (в основном ксерофильные) и травяно-кустарниковые группировки, по долинам господствовали растительные формации типа заболоченных ерниковых тундр.

В период аллередского потепления (зона VII) в составе спектров озерных осадков господствуют пыльца древесных пород и споры зеленых мхов, причем в группе древесных доминирует пыльца хвойных пород — *Picea abies* и *Pinus sylvestris*. Элементы перигляциальной растительности также имеют место — *Artemisia* sp., *Betula nana*, *Botrychium boreale*, *Chenopodiaceae*, *Lycopodium apressum* и *Selaginella selaginoides*. В это время во флоре Северо-Запада увеличивается роль лесных видов и сокращается участие перигляциальных элементов флоры, господствующим типом растительности являлись лесные формации таежного типа, причем значение ели в составе лесов увеличивалось к востоку.

В целом флоры «дриасовых» эпох являются стеногляциальными, а аллереда — межстадиальными (Гричук, 1969). Резкий перелом в развитии природных условий произошел на рубеже позднего и послеледникового времени — около 10 300—10 500 лет назад. С этого времени началось всеобщее потепление и уменьшение континентальности климата. Позднеледниковый комплекс растительности был разрушен, началось господство на Северо-Западе лесного типа растительности. Спорово-пыльцевые диаграммы озер Северо-Запада фиксируют этот перелом чрезвычайно четко: в составе спектров озерных осадков господствует пыльца древесных пород.

На протяжении пребореального периода (зона V), являющегося переходным от позднеледниковья к послеледниковому времени, можно выделить три типа этапа в развитии раститель-

ности. В слоях, залегающих на осадках дриаса позднего (подзона V^c), увеличение в группе древесных пород ели, сосны свидетельствует о широком развитии наряду с перигляциальным комплексом растительности лесных сообществ, что связано, несомненно, с улучшением климатических условий.

Этот период соответствует так называемому «половецкому потеплению» на Русской равнине и межстадиалу фрисланд в Западной Европе и относится ко времени 10 300—10 000 лет назад (Хотинский, 1977). Этот период сменился новым похолоданием, обусловившим восстановление ландшафта, несколько напоминающего ландшафт позднего дриаса (подзона V^b). Значительными были пространства, занятые заболоченной лесотундрой с широким развитием кустарниковых формаций, на что указывает высокий процент пыльцы *Betula pampa* и *Betula sect. Fruticosa*. Были распространены и перигляциальные сообщества.

Этот интервал ухудшения климата определенно соответствует «переславскому похолоданию» на Русской равнине и стадии Пиоттино в Западной Европе (Хотинский, 1977). Результаты палинологического изучения донных отложений озер Онежского, Кубенского и Лача позволяют в рамках пребореального периода выделить еще одну подзону (V^a), которая является переходной от «переславского похолодания» к бореальному периоду. Этот этап отличался распространением на водосборах лесных формаций из березы и сосны. Имели место и перигляциальные ассоциации (Хомутова, 1976).

Начиная с бореального периода (зона IV) в составе спорово-пыльцевых спектров озерных осадков абсолютно господствует пыльца древесных пород, пыльца травянистых растений практически отсутствует. На территории Северо-Запада Русской равнины в бореальное время произрастали хвойные (сосновые и сосново-еловые) леса.

Период климатического оптимума голоцена (зона III) ознаменовался широким распространением широколиственных пород в составе лесных формаций. Данные спорово-пыльцевого анализа осадков озер свидетельствуют о господстве умеренно-мезофитной флоры с элементами термофильной растительности. В районе исследования в это время произрастали смешанные леса из березы, сосны, ели, с обязательным участием вяза, дуба, липы и лещины. Участие пыльцы широколиственных пород в осадках изученных озер следующее: Ладожское озеро — 10 %; Онежское — 3—5 %; Кубенское и Лача — 1—4 %.

Суббореальный этап четко выражен на спорово-пыльцевых диаграммах (зона II). Спектры характеризуются господством пыльцы *Picea abies*, значительно участие пыльцы *Pinus sylvestris*. Состав спорово-пыльцевых спектров озерных осадков отражает произрастание в этот период сосново-еловых формаций с незначительным участием ольхи и эпизодическим присутствием в их составе широколиственных пород.

В составе спорово-пыльцевых пород осадков субатлантиче-

ского периода (зона I) преобладает пыльца хвойных пород, в основном *Pinus sylvestris*, встречается и пыльца *Picea abies* (до 25 %). В целом спорово-пыльцевые диаграммы донных осадков Онежского и Ладожского озер относятся к Кольско-Карельскому типу, а диаграммы озер Лача, Воже и Кубенское к северорусскому типу, по классификации М. И. Нейштадта (1957). Диаграммы осадков крупнейших озер лучше, чем диаграммы континентальных разрезов, могут служить для целей корреляции и стратиграфического сопоставления. По своему содержанию они отвечают идее Хафстена (1971), который предлагал для целей корреляции и дальних сопоставлений исключить из состава спектров локальные элементы и базироваться только на флористических и количественных показателях эдификаторов и доминантных видов.

Вопросы происхождения крупнейших озер аридной зоны сложны и дискуссионны. Самое крупное из изучаемых нами в аридной зоне оз. Иссык-Куль отличается по своим физико-географическим, климатическим и гидрологическим особенностям от других водоемов аридной зоны. Это озеро — горное (абс. отметка 1607 м), расположенное в межгорной котловине, имеющей тектоническое происхождение, в нем зафиксированы глубины до 670 м. Иссык-Кульская впадина сформировалась в герцинское время и развивалась унаследованно. В плиоцене—плейстоцене уже существовал озерный водоем. Озера Сонкель и Чатыркель, происхождение которых также в известной мере обусловлено тектоникой, значительно моложе.

Современная котловина оз. Чаны (Волков, 1981) заполнялась в сартанское (валдайское) время. В аридной зоне в горных районах ксеротермические эпохи связаны с регрессиями водоемов и периодами активной тектонической деятельности, а пльвиальные эпохи — с трансгрессиями, со стабилизацией тектонических процессов с увеличением ледников в горах. Регрессивные и трансгрессивные ритмы в жизни озера фиксируются по результатам изучения озерных осадков спорово-пыльцевым методом.

В регрессивные периоды в растительности увеличивается количество ксерофитных элементов — полыни, маревых, особенно эфедры. Лесная растительность отступает в горы, поэтому в спорово-пыльцевых спектрах донных осадков этого времени процентное содержание заносной пыльцы деревьев и кустарников незначительно.

Трансгрессивные эпохи характеризуются повышением содержания в составе спектров мезофильного разнотравья (местами луговые сообщества), уменьшением содержания ксерофитов, главным образом эфедры. Содержание пыльцы древесных пород и кустарников значительно, что объясняется повышением границ леса в горах и господством «тугаев» в долинах.

Вышесказанное наглядно подтверждается и иллюстрируется данными спорово-пыльцевого анализа древнеозерных отложений оз. Чатыркель. В аридной зоне наиболее полную палинологическую характеристику получили древнеозерные осадки оз. Чатыр-

кель, поскольку спорово-пыльцевым методом были исследованы 17 обнажений и шурфов, а также 7 колонок донных осадков. Верхнеплейстоценовые озерные осадки вскрыты в террасах, имеющих высоту 4—12 м, которые прослеживаются вдоль северного, западного и восточного берегов озера. Радиуглеродное датирование травянистых остатков, содержащихся в основании данных террас, позволило определить их возраст от 19 850 до 21 500 лет тому назад. Палинологические исследования высокой террасы выявили смену двух периодов, характеризующихся разными климатическими условиями (Бердовская, 1978). Первый период связан с формированием нижних и средних частей террас. Основная черта спорово-пыльцевого комплекса этого времени — наличие большого количества заносной пыльцы — ели Шренка, облепихи, наперстянки, а также появление единичной пыльцы кедра — *Cedrus deodara*. В составе травянистых и кустарниковых растений увеличивается значение пыльцы разнотравья, наблюдается сокращение процентного содержания ксерофитов.

Климатические условия этого периода по материалам палинологических исследований характеризуются как более теплые и влажнее, чем современные.

Во второй период формируются отложения верхних частей озерных террас. Содержание микрофоссилий в донных осадках малое, спорово-пыльцевая характеристика дается лишь по ряду образцов, где подсчитано не менее 50 зерен пыльцы и спор. Отличительные черты палинологических спектров данной зоны следующие: единичное присутствие или полное отсутствие заносной пыльцы деревьев и кустарников, увеличение содержания пыльцы ксерофитов, в том числе эфедры, обеднение состава пыльцы разнотравья. Вероятно, в котловине озера отсутствовала растительность, а вся пыльца и споры были занесены из близлежащих районов. По мнению А. В. Шнитникова (Shnitnikov et al., 1978), начиная с 16 000 до 12 000 лет в котловине озера существовал ледоём, вся котловина озера была заполнена ледниками подножий.

Итак, судя по спорово-пыльцевым и геоморфологическим данным, в верхнем плейстоцене (19 000—22 000 лет тому назад) площадь озера была значительно больше современной и составляла 700—800 км². Затем фиксируется резкое падение уровня, по-видимому в значительной мере обусловленное бессточностью водоема.

Процесс изменения общей увлажненности климата и постепенной его аридизации в голоцене (Шнитников и др., 1975) проявился в постоянном падении уровня оз. Чатыркель, что привело к появлению нескольких террасовых уровней. Исследование последних спорово-пыльцевым методом позволило выявить 5 периодов, отличающихся разными палеогеографическими условиями.

В начальные этапы голоцена в спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца ксерофитов, но велика роль и пыльцы мезо-

фитного разнотравья. Климатические условия были несомненно более влажные, чем в настоящее время. По-видимому, уровень озера был на 12 м выше современного (10 000—9000 лет тому назад).

В следующий период отмечается возрастание в спектрах роли пыльцы ксерофитов, в том числе эфедры, терескена, солянок и др. Увеличение в палинологических спектрах этого времени заносной пыльцы деревьев и кустарников свидетельствует о повышении границы лесной растительности в горах, а также об увеличении площадей «тугаев» в долинах. Климатические условия данного времени достаточно теплые и сухие (8 000—6 000 лет тому назад).

В климатический оптимум голоцена в растительном покрове преобладают полынно-разнотравные ассоциации, в которых отмечается увеличение процентного содержания мезофитов и видовое разнообразие их состава. В водах озера широкое распространение получают водоросли рода *Vaucheria*, именно остатки их послужили основой для радиоуглеродного датирования большинства озерных голоценовых осадков. Наибольшее количество дат (6000—3500 лет тому назад) получено для климатического оптимума голоцена (Шнитников и др., 1980).

Резкая смена климатических условий фиксируется в осадках, имеющих возраст 3500—2000 лет. Вновь усиливается аридизация климата, что проявляется в составе спорово-пыльцевых спектров этого времени, где увеличивается роль пыльцы ксерофитов — полыни, маревых, эфедры. Единичные находки в спектрах заносной пыльцы деревьев и кустарников позволяют предполагать снижение границы леса в горах, а также сокращение площадей «тугаев» в долинах. Климатические условия данного периода характеризуются как сухие и холодные. Уровень оз. Чатыркель значительно падает.

С 2000 лет тому назад и до современного периода на фоне продолжающейся аридизации климата наблюдается постоянное колебание увлажненности района исследования. Хотя спорово-пыльцевые спектры в целом близки современным, все же изменения температур и влагообеспеченности котловины оз. Чатыркель проявились в составе спорово-пыльцевых спектров, что позволило выделить для данного периода 7 палинозон, которые четко прослеживаются по колонкам донных отложений, отобранных как в озерах Чатыркель, Малый Чатыркель, так и в оз. Сонкель и озерах Арабельских сыртов.

Данные спорово-пыльцевого анализа донных колонок свидетельствуют, что в последнее тысячелетие продолжается процесс аридизации климата.

Ископаемые спорово-пыльцевые спектры всех исследованных крупнейших озер гумидной и аридной зон дают осредненную картину зонального типа растительности, локальные и региональные элементы растительности практически не находят отражения в их составе.

По степени осреднения и закономерностям распределения микрофоссилий в осадках спектры крупных озер Северо-Запада, Западной Сибири и внутреннего Тянь-Шаня близки спектрам замкнутых морских бассейнов типа Балтийского, Белого, Аральского и Каспийского (Малясова, 1973; Вронский, 1976; Клейменова, Хомутова, 1981).

Элементы синатропической растительности в озерных осадках

Важным и интересным моментом в практике наших исследований явились работы по выявлению элементов синатропической растительности. Применена новая методика отбора образцов и подсчета в них микрофоссилий.

В общем комплексе лимнологических исследований в районе Латгальской возвышенности (Латвия) методом спорово-пыльцевого анализа изучались донные отложения пяти озер: Воркалю, Слейновас, Рогайжу, Длинное Снидзиняс, Бечеру. Все эти озера, за исключением оз. Длинное Снидзиняс, начали свое развитие в начальный этап пребореального периода. Озерное осадконакопление в оз. Слейновас началось несколько позднее — в борельный период (Хомутова, 1983).

Для выяснения антропогенного влияния на окружающие озера ландшафты палинологическим методом наиболее подробно изучался верхний горизонт донных отложений. Короткие грунтовые колонки (мощность осадков в оз. Воркалю составляла 46 см, в оз. Длинное Снидзиняс — 50 см, в оз. Слейновас — 50 см, в оз. Рогайжу — 75 см, в оз. Бечеру — 65 см) исследовались несколько иначе, чем длинные колонки. Новое в методике заключалось в том, что осадки анализировались сплошным монолитом, каждые 3 см. Подсчет микрофоссилий доводился до 1500—2000 зерен (по сравнению с 200—300 зернами при обычном анализе), что позволило выявить более подробно количественные и флористические особенности пыльцы травянистых растений, так как в основном именно в этой группе отмечаются индикаторы синатропической растительности (Müller, 1947; Tolonen and Rauhijärvi, 1976; Савукинене, 1976; Гуман, 1978 и др.).

Применяя новую методику отбора образцов и подсчета микрофоссилий, удалось наметить некоторые элементы растительности, указывающие на хозяйственную деятельность человека в прошлом. Показатели антропогенного влияния намечаются как в группе древесных растений, так и среди травянистых. Анализируя спорово-пыльцевые диаграммы, можно заметить, что в составе спорово-пыльцевых спектров осадков субатлантического времени увеличивается содержание пыльцы травянистых растений, что свидетельствует об увеличении площади водосборов, свободных от лесной растительности. Участие в спектрах пыльцы травянистых растений составляет в оз. Воркалю — 2—18 %, Слейновас — 1—10 %, Рогайжу — 0.3—5 %, Длинное Снидзиняс — 0.5—8 %. Уве-

личение пыльцы травянистых растений происходит за счет Gramineae, причем в этой группе значительную часть составляет пыльца культурных злаков (Cerealia). Рубеж появления и развития на спорово-пыльцевых диаграммах кривой Gramineae из группы Cerealia указывает на поворотный момент в освоении водосборной площади под земледелие и распашку. Одновременно с пыльцой культурных злаков отмечается пыльца сорных растений распаханых полей — *Cynoptera cyanus*, *Scorzonera*, *Polygonum*, отмечается пыльца рудеральных растений сорняков — *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*, *Urtica* sp. и др.

На нарушение в последние этапы голоценовой истории естественных ландшафтов и образование вырубок, выгонов, скашиваемых и стравливаемых участков указывает разнообранный состав пыльцы сорняков: *Taraxacum* sp., *Fagopyrum* sp., *Rumex* sp., *Plantago* sp., *Equisetum arvense*. Резкое изменение лесных коренных фитоценозов к концу субатлантического периода наблюдается на диаграмме донных осадков оз. Воркалю. За счет значительного сокращения пыльцы хвойных пород отчетливо выделяется пыльца березы. Следует отметить, что на протяжении всей последниковой истории озер береза никогда не образовывала чистых фитоценозов, а существовала в качестве примеси к другим лесообразующим породам. Растительные изменения, зафиксированные на спорово-пыльцевой диаграмме оз. Воркалю, не связаны с климатическими факторами, а определенно свидетельствуют о человеческом вмешательстве. В районе оз. Воркалю березняки на последнем историческом этапе — вторичное образование, возникшее на месте хвойных формаций.

Анализируя полученные данные, можно предположить, что и в историческом прошлом (на протяжении субатлантического этапа) больше всего были освоены водосборы оз. Воркалю, затем (в меньшей степени) водосборы оз. Слейновас. Водосборы остальных изученных озер были освоены в меньшей степени.

Проявление антропогенного фактора фиксируется в донных осадках озер аридной зоны.

Исследования озерных отложений оз. Сонкель спорово-пыльцевым методом позволили констатировать резкое изменение климатических условий в начале нашей эры. Начиная с III в. н. э. отмечено повышение температуры воздуха и засушливости климата выше современного уровня. В спорово-пыльцевых спектрах этого времени, датированных 1540 ± 70 лет (Бердовская и др., 1981), отмечается увеличение пыльцы злаковых, среди которых встречена пыльца культурных злаков из группы Cerealia. К этому времени Хантингтон (Huntington, 1907) отнес наличие ирригационных арыков на берегах оз. Сонкель. Все эти данные позволяют предполагать появление культурного земледелия в первом тысячелетии нашей эры.

Данные по вещественному составу осадков оз. Чаны во второй половине субатлантического времени позволяют говорить об увеличении темпов седиментогенеза. В отложениях увеличивается

терригенная составляющая, отмечаются максимальные значения коэффициента K (отношение частиц $\frac{<0.01}{>0.01}$ мм), карбонатность осадков понижается, возрастает содержание гумуса. Палинологические данные подтверждают существование благоприятных условий для земледелия. Хвойные леса отступают к северу, в растительном покрове большие площади заняты сосняками и березняками (лесостепь). В спорово-пыльцевых спектрах определено увеличение пыльцы злаковых растений до 20 % и осковых, а также отмечены находки пыльцы культурных злаков, в частности определена пыльца ржи.

Таким образом, наличие пыльцы культурных злаков в спектрах озерных осадков в период с наиболее благоприятными для земледелия условиями мы связываем с хозяйственной деятельностью человека, с появлением культурного земледелия.

Литература

Абрамова Т. Г., Козлова Г. И. Геоботанические районы Северного Приладожья и Карельского перешейка. — Вестн. ЛГУ, 1957, № 24.

Бердовская Г. Н. Некоторые вопросы палеолимнологии озера Чатыркель в плейстоцене и голоцене. — В кн.: Круговорот вещества и энергии в водоемах. Новосибирск, 1977, с. 103—106.

Бердовская Г. Н. Палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений оз. Чатыркель. — В кн.: Известия ВГО, 1978, т. 110, вып. 2, с. 154—161.

Бердовская Г. Н. Палинологическая характеристика донных отложений озер Чатыркель и Сонкель. — В кн.: История озер в СССР. Ч. I. Л., 1979, с. 134—138.

Бердовская Г. Н. К методике изучения озерных отложений. — В кн.: Изотопные и геохимические методы в биологии, геологии, археологии. Тарту, 1981, с. 16—19.

Бердовская Г. Н. К палеогеографии оз. Чаны — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1982, с. 33—40.

Бердовская Г. Н., Севастьянов Д. В. Проявление антропогенного фактора в донных отложениях высокогорных озер Внутреннего Тянь-Шаня. — В кн.: Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озеро. Л., 1981, с. 90—99.

Бердовская Г. Н., Хомутова В. И. Вопросы формирования спорово-пыльцевых спектров в озерах Карельского перешейка. — В кн.: Биостратиграфические аспекты в палинологии. Тюмень, 1981, с. 17.

Брукс Д. Ж., Шог Роль спорополнения в палинологии. Тезисы докладов к III Международной палинологической конференции, Новосибирск, 1971.

Волков И. А. Новейшая история котловины по геологическим данным. — В кн.: Пульсирующее озеро Чаны. Л., 1981, с. 14—35.

Вронский В. А. Маринопалинология южных морей. Ростов-на-Дону, 1976, 198 с.

Гричук В. П. Гляциальные флоры и их классификация. — В кн.: Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР. М., 1969, с. 57—71.

Гричук В. П., Закинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и споры и его применение в палеогеографии. М., 1948, с. 98.

Гуман М. А. Антропогенные изменения растительности Псковской области в голоцене (по палинологическим данным). — Ботан. журн., 1978, т. 63, № 10, с. 1415—1429.

Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. Вильнюс, 1969, с. 147.

Клейменова Г. И., Хомутова В. И. Палинологический анализ донных осадков Балтийского моря. — В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. Л., 1981, с. 134—149.

Левковская Г. М. О распределении пыльцы и спор в поверхностном слое донных отложений Ладожского озера. — В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967, с. 140—145.

Малясова Е. С. Пыльца и споры из донных осадков Белого моря. — В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., 1973, с. 119—124.

Малясова Е. С., Ельчанинова Е. М., Вишневская Е. М. Пыльца и споры из донных осадков озер центральной части Кольского полуострова и некоторые вопросы палеогеографии голоцена этой территории. — В кн.: Озера различных ландшафтов Кольского полуострова. Т. I. Л., 1974, с. 244—270.

Матвеева О. В. К вопросу о распределении пыльцы в стоячих водоемах. — В кн.: Труды Конф. спорово-пыльцевого анализа 1948 г., М.—Л., 1950, с. 28—51.

Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., 1957, с. 403.

Савукинен Н. К. К вопросу об индикации синантропической растительности. — В кн.: *Geographia Litvanica*. Vilnius, 1976, с. 283—285.

Севастьянов Д. В., Шнитников А. В., Лийва А. А., Бердовская Г. Н., Земляницына Л. А. Озера Чатыркель и Сонкель. — В кн.: Озера Тянь-Шаня. Л., 1980, с. 70—138.

Хавстен У. Зональная система голоцена земного шара. Тезисы докл. III Межд. палинол. конф., Новосибирск, 1971.

Хомутова В. И. Геохронология донных отложений Онежского озера. — В кн.: Палеолимнология Онежского озера. Л., 1976, с. 45—73.

Хомутова В. И. Современные и ископаемые спорово-пыльцевые спектры озер Кубенское и Лача. — В кн.: Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода севера европейской части СССР. Петрозаводск, 1977а, с. 71—77.

Хомутова В. И. Пыльца и споры в донных отложениях озера Кубенское. Ч. 2. Л., 1977б, с. 192—210.

Хомутова В. И. Пыльца и споры в донных отложениях озер Воже и Лача. — В кн.: Гидробиология озер Воже и Лача. Л., 1978, с. 236—254.

Хомутова В. И. Пыльца и споры в поверхностных осадках озера Белого. — В кн.: Гидробиология и донные отложения оз. Белого. Л., 1980, с. 150—158.

Хомутова В. И. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений озер Северо-Запада Русской равнины и его значение для палеолимнологии. — В кн.: Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск, 1982, с. 128—132.

Хомутова В. И. История развития озер по палинологическим данным. — В кн.: Изменение в системе «водосбор—озеро» под влиянием антропогенного фактора. Л., 1983, с. 132—155.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М., 1977. 198 с.

Чеботарева Н. С. Общие закономерности деградации валдайского оледенения. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР. М., 1969, с. 276—296.

Шнитников А. В., Бердовская Г. Н., Севастьянов Д. В. Развитие биогеоценозов Тянь-Шаня в голоцене. — В кн.: Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1981, с. 213—219.

Шнитников А. В., Бердовская Г. Н., Севастьянов Д. В., Земляницына Л. А., Лийва А. А. Плейстоцен-голоценовая история Тянь-Шаня по новейшим данным. — В кн.: Геохронология четвертичного периода. М., 1980, с. 159—168.

Шнитников А. В., Лийва А. А., Бердовская Г. Н. О голоценовой истории озера Чатыркель (Тянь-Шань). — В кн.: История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975, с. 85—93.

Яковлева Л. В., Хомутова В. И., Сергеева Л. В., Драбкова В. Г. Последледниковое осадконакопление в озерах Латвии и его изменение под влиянием антропогенного фактора. — В кн.: Палеолимнологический подход к изучению антропогенного воздействия на озера. Л., 1981, с. 36—52.

Müller G. Der pollenanalytische Nachweis der menschlichen Besiedlung im Federseegebiet. — *Planta*, 1947, Bd 35(2), S. 15—20.

Tolonen K. and Ruuhijärvi R. Standard pollen diagrams from the Salpausselkä region of Southern Finland. — *Ann. Bot. Fennici*, 1976, vol. 13, p. 155—196.

Huntington E. *The Pulse of the Asia*. N. Y., 1907.

Shnitnikov A. V., Berdovskaya G. N., Sevastianov D. V., Liyva A. A. Paleolimnology of Chatyrkel Lake (Tien-Shan). — *Polskie Archiwum Hydrobiologie*, 1978, vol. 25, p. 383—390.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Венус Б. Г. Особенности развития озерных котловин в гумидной и аридной зонах	5
Севастьянов Д. В. Основные черты эволюции горных озер в голоцене .	29
Шувалов В. Ф. Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое	39
Толстикова Н. В. О возможности использования моллюсков для реконструкции палеолимнологических условий в древних озерах аридного и гумидного климата.	62
Неуструева И. Ю. Особенности ассоциаций остракод древних озер в условиях гумидного и аридного климата	86
Кянсеп-Ромашкина Н. П. Этапы развития харовых водорослей в истории озер аридных зон прошлого	121
Бердовская Г. Н., Хомутова В. И. Применение спорово-пыльцевого анализа при решении вопросов палеолимнологии в гумидных и аридных зонах	141

**ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЯ ОЗЕР
В АРИДНЫХ И ГУМИДНЫХ ЗОНАХ**

Утверждено к печати

Институтом озероведения АН СССР

Редактор издательства И. Н. Ионина
Художник И. П. Кремлев
Технический редактор Г. А. Смирнова
Корректоры О. И. Буркова и Г. И. Суворова

ИБ № 21187

Сдано в набор 10.07.85. Подписано к печати 22.11.85.
М-25384. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага для глубокой печати.
Фотонабор. Гарнитура литературная. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 11+0.5 вкл. Усл. кр.-отт. 11.75. Уч.-изд. л.
13.32. Тираж 600. Тип. зак. 629. Цена 2 р. 10 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство «Наука». Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства «Наука».
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

УДК 551.891

Особенности развития озерных котловин в гумидной и аридной зонах. Венус Б. Г. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., Наука, 1985, с. 5—28.

В областях древнего материкового оледенения, характеризующихся повышенной увлажненностью, котловины, образовавшиеся в результате деятельности ледника, постепенно заполняются водой. Переполнение озерных котловин и интенсивная эрозия в районах порогов стока приводят к спуску озер и возникновению устойчивых речных систем. В аридных зонах по мере уменьшения увлажненности происходит распад речной сети на системы озер, которые при длительной аридизации могут полностью пересохнуть. Между двумя противоположными процессами трансформации гидрографической сети существует более сложный, но достаточно широко распространенный промежуточный вариант. Примером его является река Амур. Бассейн ее расположен в мобильных тектонических областях, поэтому трансформация гидрографической сети по системе озеро-река, подчиняясь общей закономерности, характерной для гумидных зон, осложнена интенсивной тектонической деятельностью. Скорость перестройки гидрографической сети в различных зонах зависит от многих факторов, однако определяющим является климат. Библиогр. 46 назв. Ил. 5.

УДК 551.481.1(23.03) : 551.796

Основные черты эволюции горных озер в голоцене. Севастьянов Д. В. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985, с. 29—38.

Исследованы закономерности распространения и генезис озер Памира, Тянь-Шаня и Кавказа. Выявлены основные черты эволюции горных озер различного генезиса. Установлено, что более 80 % горных озер являются гляциогенными и располагаются в областях, примыкающих к зонам современного или древнего оледенения гор. Показано, что развитие горных озер в течение голоцена происходило под воздействием оледенения, тектоники и колебаний климата. Выявлена тенденция к уменьшению озерности горных районов в голоцене. Библиогр. 20 назв. Ил. 1. Табл. 2.

УДК 551.807

Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое. Шувалов В. Ф. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985, с. 39—61.

Рассматриваются важнейшие особенности палеоклиматов Монголии в юрское и меловое время, характер их изменения во времени. Подчеркивается палеоклиматическая зональность, проявляющаяся на территории МНР с конца юры до конца мела. Делается вывод, что наибольшему распространению озер благоприятствовали умеренно-влажные и семиаридные условия в неокоме и начале апт-альба. Аридный климат менее благоприятен для развития крупных озер. В статье приведены схемы палеоклиматической зональности МНР для различных отрезков позднего мезозоя и распространения озерных бассейнов на ее территории. Библиогр. 37 назв. Ил. 6.

УДК 564.1; 564.3; 577.4; 551.807

О возможности использования моллюсков для реконструкции палеолимнологических условий в древних озерах аридного и гумидного климата. Голстикова Н. В. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985, с. 62—85.

В статье приводятся экологические данные по пресноводным моллюскам, которые могут быть использованы для реконструкции озер в аридной и гумидной климатических зонах. Как возможные лимитирующие факторы среды рассматриваются температурный, гидродинамический режим, колебание уровней озер, степени минерализации последних. Особое внимание уделяется роли фациальных условий в жизни и захоронении моллюсков. Библиогр. 39 назв. Ил. 3 (палеонт. табл.). Табл. 4.

УДК 565.33; 551.761; 551.807; 577.4

Особенности ассоциаций остракод древних озер в условиях гумидного и аридного климата. Неуструева И. Ю. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985, с. 86—120.

Проведен анализ развития и распространения лимнических остракод в связи с изменениями климата, палеогеографических обстановок, ландшафтов и типов озер в мезозое Евразии. Выявлены палеоэкологические, палеобиогеографические и биологические особенности ассоциаций остракод в озерах зоны гумидного климата средней юры и аридной и субаридной зон неокома. Рассмотрены особенности использования пресноводных остракод для корреляции мезозойских континентальных отложений гумидной и аридной климатических зон; обсуждается проблема положения границы юры и мела в континентальных отложениях в связи с выявлением наиболее существенного рубежа в развитии лимнических остракод, который отмечается в основании нижнего пурбека. Библиогр. 110 назв. Ил. 4.

УДК 561.271; 551.481; 551.583.3

Этапы развития харовых водорослей в истории озер аридных зон прошлого. Кян сеп-Ромашкина Н. П. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985, с. 121—140.

В статье обобщаются сведения по экологии современных и древних харовых водорослей, рассматривается влияние на них таких факторов, как жестководность, соленость, рН, свет, субстрат, температура, гидрохимический режим. Отмечается, что древние харовые водоросли были широко распространены в озерах аридных зон. На юге СССР выделяются следующие этапы развития харофитов: в раннем мелу — аптский и альбский, в позднем мелу — позднетуронский, кампан-маастрихтский, в палеогене — палеоценовый-раннеэоценовый, среднеэоценовый-позднеэоценовый, раннеолигоценый. Библиогр. 45 назв. Ил. 4 (палеонт. табл.).

УДК 551.807

Применение спорово-пыльцевого анализа при решении вопросов палеолимнологии в гумидных и аридных зонах. Бердовская Г. Н., Хомутова В. И. — В кн.: Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985, с. 141—170.

В статье рассматриваются методические вопросы формирования спорово-пыльцевых спектров в малых водоемах (на примере озер Карельского перешейка) и в крупнейших озерах в гумидных и аридных зонах (Ладожское, Онежское, Кубенское, Белое, Воже, Лача, Чаны, Иссык-Куль, Чатыркель, Сонкель). Закономерности, выявленные в формировании спорово-пыльцевых спектров современных озерных осадков, прослеживаются в ископаемых спектрах. Метод спорово-пыльцевого анализа донных отложений современных озер позволяет установить время возникновения озерных бассейнов, палеогеографические условия их существования в отдельные геологические периоды, восстановить их историю.

Библиогр. 41 назв. Ил. 6. Табл. 5.

**КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ
«АКАДЕМКНИГА», В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ
КНИГОТОРГОВ ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ
КООПЕРАЦИИ**

*ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ КНИГ ПОЧТОЙ ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО АДРЕСУ:*

117192 Москва, Мичуринский пр., 12, магазин «Книга — почтой»
Центральной конторы «Академкнига»;

197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7,
магазин «Книга — почтой»

Северо-Западной конторы «Академкнига»
или в ближайший магазин «Академкнига»,
имеющий отдел «Книга — почтой»:

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 («Книга — почтой»);

232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;

690088 Владивосток, Океанский пр., 140;

320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 («Книга — почтой»);

734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 («Книга — почтой»);

375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);

420043 Казань, ул. Достоевского, 53;

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

252142 Киев, пр. Вернадского, 79;

252030 Киев, ул. Пирогова, 2;

252030 Киев, ул. Пирогова, 4 («Книга — почтой»);

277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 («Книга — почтой»);

343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, I («Книга —
почтой»);

660049 Красноярск, пр. Мира, 84;

443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 («Книга — почтой»);

191104 Ленинград, Литейный пр., 57;

199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;

199004 Ленинград, 9 линия, 16;

220012 Минск, Ленинский пр., 72 («Книга — почтой»);

103009 Москва, ул. Горького, 19а;

- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 («Книга — почтой»);
142284 Протвино Московской обл., «Академкнига»;
142292 Пущино Московской обл., МР «В», I;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 Уфа, Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).

124-170

2 р. 10 к.

4562



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

