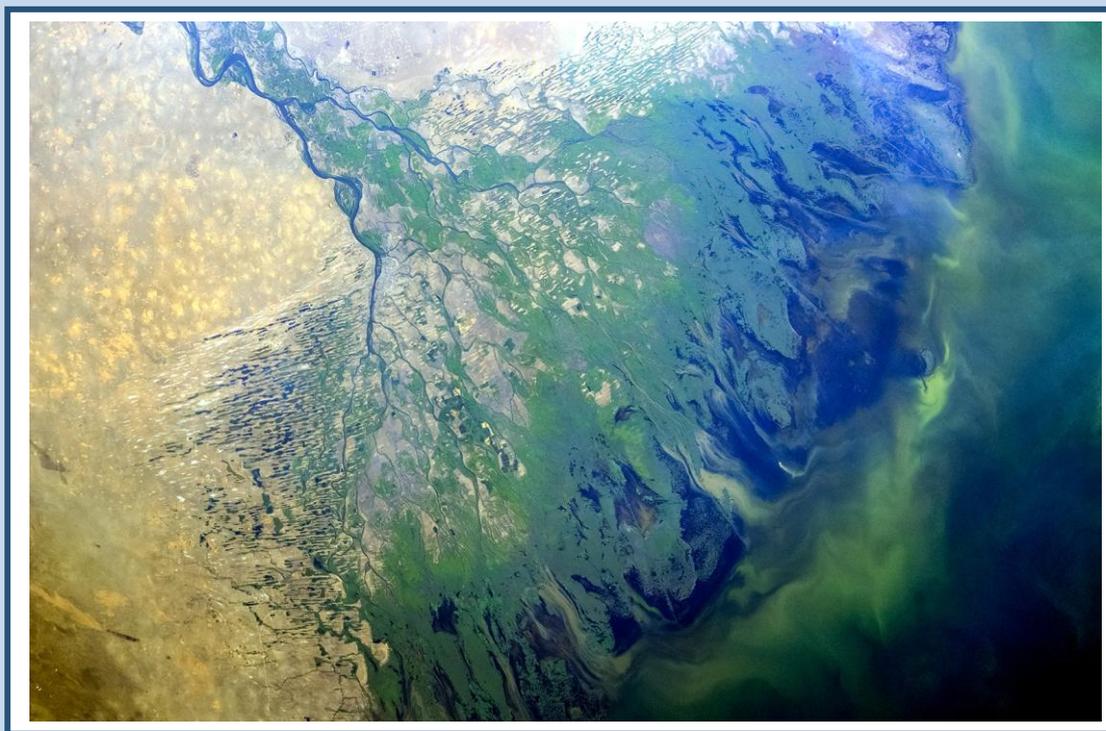


Дельта Волги

Эволюция природной среды
в условиях изменений климата



2019

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Географический факультет

Русское географическое общество
Российский научный фонд

**Дельта Волги.
Эволюция природной среды в условиях изменений климата.**

Москва 2019

УДК 911.2.551.

ISBN

Дельта Волги. Эволюция природной среды в условиях изменений климата / Ред. Янина Т.А./ Т.А. Янина, Н.С. Болиховская, Е.И. Полякова, А.А. Свиточ, Е.Н. Бадюкова, Р.Р. Макшаев, Д.М. Лобачева, Е.И. Штыркова. – М.: Географический факультет МГУ, ООО «Красногорская типография», 2019 – 168 с.: ил.

Монография представляет развитие природных систем дельты Волги и их отдельных компонентов в условиях изменений климата и колебаний уровня Северного Каспия в палеовремени. Показана эволюция диатомовых и малакофаунистических сообществ, даны детальные ландшафтно-климатические реконструкции; представлен анализ палеогеографических феноменов дельты Волги и Северного Прикаспия – шоколадных глин и бэровских бугров. Предназначена для географов, геологов, биологов, а также лиц, интересующихся историей развития природы Земли.

Рецензенты:

доктор географических наук С.Д. Николаев
кандидат географических наук М.Ю. Лычагин

УДК 911.2.551.

© Коллектив авторов, 2019

Оглавление

Введение	5
<i>Т.А. Янина</i>	
1. Природные условия	8
<i>Е.И. Штыркова, Т.А. Янина</i>	
1.1. Геологическое строение	8
1.2. Геоморфологическое строение	12
1.3. Климат	14
1.4. Гидрологические условия	15
1.5. Почвенный покров	16
1.6. Растительность	17
1.7. Северный Каспий	22
2. Глобальные климатические события и колебания уровня Северного Каспия	24
<i>Т.А. Янина</i>	
3. Развитие альгофлоры	39
<i>Е.И. Полякова, Е.И. Штыркова</i>	
3.1. Фитопланктон Волги и Северного Каспия	39
3.2. Современные и голоценовые ассоциации диатомей дельты Волги	41
3.3. Диатомеи в голоценовых осадках Северного Каспия	51
3.4. Реконструкции изменений природной среды дельты Волги в голоцене	56
4. Эволюция малакофауны	59
<i>Т.А. Янина</i>	
4.1. Малакофауна водоемов дельты Волги	59
4.2. Малакофауна водоемов дельты Волги в голоцене	68
4.3. Малакофауна Северного Каспия	73
4.4. Малакофауна Северного Каспия в позднем плейстоцене и голоцене	74
4.5. Оценка антропогенной трансформации малакофауны	77
5. Изменения климата, ландшафтов и растительности Нижней Волги в голоцене	81
<i>Н.С. Болюховская</i>	
5.1. Актуальность решения вопросов эволюции климата и растительности	81
5.2. Объекты, район и методические аспекты исследования	83
5.2.1. Объекты и материалы	83
5.2.2. Современная растительность исследуемой территории	84
5.2.3. Методические аспекты палиноиндикации палеоклиматических событий	86
5.3. Ландшафтно-климатические реконструкции	90
5.3.1. Результаты изучения разрезов Волго-Ахтубинской поймы	90
5.3.2. Результаты изучения разрезов дельты Волги	100
5.4. Заключение	108
6. Шоколадные глины в дельте Волги	110
<i>Р.Р. Макшаев, А.А. Свиточ</i>	

7. Бэровские бугры в дельте Волги и Северном Прикаспии	123
<i>Е.Н. Бадюкова, Д.М. Лобачева</i>	
7.1. История изучения	123
7.2. Распространение и облик бэровских бугров на различных участках	126
7.2.1. Дельта Волги и подстепные ильмени	126
7.2.2. Распространение и облик бэровских бугров в Северном Прикаспии	129
7.2.3. Морфология бэровских бугров	133
7.3. Литологический состав и характер слоистости бугровой толщи	135
7.4. Механический состав бугровых отложений	144
7.5. Генезис бэровских бугров	147
7.6. Аналоги бэровских бугров	152
Литература	156

Введение

Дельта реки Волги – сложный природный комплекс, составляющий, вместе с устьевым взморьем, около 49000 км². Его состояние и развитие зависит от множества факторов, основные из них – изменения климата, колебания уровня Каспийского моря, уровень антропогенной нагрузки. Низкие градиенты берегового и подводного склонов, сложная гидрографическая сеть и наличие обширной авандельты являются характерными чертами устьевой области Волги. Зона смешения речных и морских вод удалена на десятки километров от морского края дельты, вблизи которого формируется особый комплекс аквальных систем, получивший название культурной зоны. Водные объекты устьевой области разнообразны с точки зрения их морфологии, гидродинамического режима, литологии отложений, биоты.

Изменения климата оказывают воздействие на все компоненты природной среды дельты, в первую очередь их влияние сказывается на ее водных объектах, развитие которых тесно взаимосвязано с уречным режимом Каспийского моря. Яркие выраженные глобальные климатические события неоплейстоцена, представленные ледниковыми и межледниковыми эпохами, их стадиями и переходными этапами, вызвали значительные колебания уровня Каспия амплитудой до 200 м: от -150 м в раннем неоплейстоцене (тюркьянская регрессия) до +50 м на его завершающих этапах (хвалынская трансгрессия). Это привело к коренной перестройке всех природных систем: от осушения Северного Каспия, стягивания водных масс в среднюю и южную каспийские котловины и расположения устьевой области Волги в Среднем Каспии, до затопления обширных пространств Прикаспия и образования протяженного (около 500 км) эстуария в долине Волги. Значительные колебания, хотя и менее масштабные, испытал уровень Каспия в голоцене: от -90 м (мангышлакская регрессия) до -20 м (новокаспийская трансгрессия). Диапазон изменений уровня моря в период систематических инструментальных наблюдений составил 3,6 м. Самый низкий уровень наблюдался в 1977 г. (-29 м); уже к середине 1995 г. он вырос на 2,5 м, после чего стал медленно снижаться, достигнув 27,3 м к 2002 г. В настоящее время уровень Северного Каспия колеблется около отметки -27,9 м. Среднегодовая амплитуда его колебаний составляет 0,3-0,4 м.

Важное значение региона как с научной, так и с практической точки зрения, обусловило высокий интерес исследователей к устьевой области Волги. Первые исследования, вызванные необходимостью выбора судоходного фарватера из Волги в Каспий, были начаты ещё в XIX в. В начале XX в. в дельте началось активное изучение разновозрастных отложений с целью оценки перспектив разработки нефтегазоносных месторождений. Большое значение для изучения природной среды дельты Волги имела организация Государственного Астраханского биосферного заповедника в 1919 г. В 1975 г. заповедник вошёл в состав водно-болотных угодий «Дельта Волги», в 1976 г. включённых в список водно-болотных угодий международного значения (Конвенция о водно-болотных угодьях, Рамсарская конвенция). В 1984 г. решением ЮНЕСКО Астраханский заповедник включён в число международных биосферных заповедников. В задачи заповедника входит всестороннее изучение и сохранение природной среды дельты. Многочисленные разноплановые исследования устьевой области Волги привели к получению обширных сведений о строении дельты, характеристике и эволюции ее природных систем и их отдельных компонентов. Различные аспекты геологии, геоморфологии, гидрологии, биологии, палеогеографии дельты, а также Северного Каспия, имеющего тесную взаимосвязь с дельтой, отражены в многочисленных публикациях (см. список литературы на стр. 156-168).

Анализ опубликованных и фондовых материалов показал, что к настоящему времени не существует единой точки зрения как о развитии дельты Волги, так и компонентов ее природной среды, в условиях изменений климата и уровня моря. Разнообразие мнений связано, в первую очередь, с разнообразием оценок размаха колебаний уровня Каспия, их датирования на отдельных этапах его развития, непосредственно влияющих на познание реакции природной среды дельты на климатические изменения разной амплитуды и знака.

Цель наших исследований – выявление взаимосвязей между изменениями климата и колебаниями уровня Северного Каспия в палеовремени и определение закономерностей и особенностей развития природных систем (и их отдельных компонентов) дельты Волги под влиянием этих изменений. Работа основана на результатах комплексных полевых и аналитических работ в устьевой области Волги, поддержанных Русским географическим обществом – проект «Комплексная экспедиция Дельты рек юга России». Изучение материалов бурения в Северном Каспии, шоколадных глин и бэровских бугров за пределами дельты Волги выполнено в рамках проекта РНФ 16-17-10103 «Система Каспийского моря в условиях глобальных изменений климата квартера».

Полевыми исследованиями охвачены новейшие (поздний плейстоцен-голоцен) отложения, вскрытые как естественными обнажениями (обычно это береговые разрезы Волго-Ахтубинской речной системы), так и неглубокими скважинами машинного и ручного бурения в дельте реки (преимущественно на Дамчикском участке Астраханского биосферного заповедника). Они включали: комплексное изучение разрезов, включающее определение геоморфологической позиции изучаемой территории, детальный анализ разрезов с помощью опорных расчисток, их послойное описание, инструментальную геодезическую съемку, зарисовку и фотофиксацию горизонтов и текстурных особенностей отложений, отбор образцов на изучение сопряженным палеогеографическим методом. Сопряженный метод включал комплексный литологический, палеопочвенный, фаунистический, палинологический, альгологический, геохронологический анализы. Комплексный литологический анализ нацелен на установление закономерностей формирования свойств и состава литогенной основы разрезов плейстоцена. Роль палеопочв заключается в правильном толковании развития и динамики природной среды, она основана на их способности к «зеркальному» отражению факторов природной среды в его современном динамическом понимании, способности накапливать и хранить информацию о продолжительных отрезках существования, развития и эволюции природной среды.

Малакофауна (солоноватоводная, пресноводная и наземная) дала материал для уточнения стратиграфического расчленения отложений и их корреляции, для палеогеографических и палеоэкологических реконструкций каспийских бассейнов и наземных водоемов. При палеогеографических исследованиях фаунистических образцов применены общие методические подходы: изучение закономерностей современного распределения, тафономический анализ, актуалистическая пролонгация выявленных закономерностей в прошлое и анализ естественной экостратиграфической упорядоченности слоев, содержащих палеонтологические остатки. Палинологический метод, представляющий собой совокупность приемов и сведений из разных областей ботаники, географии, геологии, использован для определения генезиса и возраста осадочных пород, их детального стратиграфического расчленения, реконструкции ландшафтно-климатических условий эпох образования исследуемых толщ, а также для внутрорегиональных корреляций палеогеографических событий. Для реконструкций палеогеографических обстановок нами использован альгологический метод (изучение как современных, так и ископаемых водорослей).

Методы абсолютной хронометрии использованы для определения хронологических рубежей палеогеографических событий. События конца позднего плейстоцена датированы радиоуглеродным (сцинтилляционным и АМС) методами. Радиоуглеродные датировки по раковинному материалу и гуминовым кислотам получены в лабораториях Московского и Санкт-Петербургского государственных университетов, Санкт-Петербургского педагогического университета и в Институте географии РАН. Калиброванный возраст рассчитан по программе CalPal Кельнского университета [B. Weninger, O. Joris, and U. Danzeglocke, 2006; www.calpal.de]. Датирование разнофациальных отложений и разновозрастных объектов стало основой геохронологической схемы этапов эволюции природной среды.

Для понимания поведения уровня Каспийского моря в условиях изменений климата нами выполнены палеорекоkonструкции на основе комплексного исследования толщи осадков в Северном Каспии, строение которой отражает трансгрессивно-регрессивные события разного масштаба. С этой целью выполнен анализ двухчастотных сейсмоакустических профилей и керн на скважин, пробуренных ОАО Моринжгеология, литологическим, фаунистическим, палиноло-

гическим и геохронологическим методами. Результаты дополнены полученными ранее материалами, в том числе и опубликованными. На все использованные источники в тексте даны ссылки.

Монография включает семь глав. В первой из них дана геолого-географическая характеристика дельты Волги. Рассмотрены параметры природной среды, необходимые как для общего представления о регионе, так и для сравнительного анализа при палеогеографических реконструкциях. Вторая глава представляет анализ колебаний уровня Северного Каспия, вызванных разномасштабными климатическими событиями. Третья глава посвящена анализу современных и ископаемых диатомей дельты Волги и преддельтового пространства Северного Каспия, особенностям методики диатомового анализа и палеогеографическим реконструкциям голоцена дельты Волги, выполненным на основе результатов изучения диатомей из новейших отложений дельты и преддельтового пространства. В главе 4 показана эволюция малакофауны в условиях изменений климата и уровня моря. Дан анализ как современных моллюсков дельты Волги и прилегающего пространства Северного Каспия, так и их анализ в палеовремени. Представлена картина трансформации малакофауны и изменения ее биоразнообразия при антропогенном воздействии. Пятая глава представляет собой детальный анализ изменений растительности и климата в Нижневолжском регионе, выполненный на основе палинологического изучения разрезов скважин. Она включает результаты изучения современной растительности исследуемой территории, детализацию методических аспектов палиноиндикации палеоклиматических событий и результаты ландшафтно-климатических реконструкций для Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги. В главе 6 показаны результаты изучения палеогеографического «феномена» хвалынской эпохи – шоколадных глин – в дельте Волги. Не менее интересным геоморфологическим и палеогеографическим объектам дельты – бэровским буграм посвящена глава 7. В ней дано представление об изученности этих важных форм рельефа и их происхождении, показано распространение и облик бэровских бугров на различных участках дельты и (для сравнения) Северного Прикаспия, их строение, характер слоистости и литологический состав бугровой толщи. Сделан вывод о генезисе бэровских бугров, основанный на анализе фактического полевого материала.

Работа включает 95 иллюстраций. Список литературы представлен 350 наименованиями.

Авторы искренне признательны всем участникам совместных исследований в дельте: сотрудникам географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова М.Ю. Лычагину, А.Н. и О.В. Ткаченко, П.Н. Терскому, Р.Н. Курбанову, Д.С. Хомченко, студентам А.А. Бердниковой, Е.С. Гаровой, Е.А. Бутузовой, Н.Т. Ткачу, Н.В. Сычеву. Мы благодарны руководству Астраханского биосферного заповедника за помощь в организации полевых работ, коллективам упомянутых геохронологических лабораторий за радиоуглеродное датирование.

1. Природные условия

1.1. Геологическое строение

Дельта Волги (рис. 1.1), Нижневолжский регион и Северный Каспий, тесно связанные в своем развитии, в структурно-геологическом отношении располагаются в пределах нескольких областей земной коры (рис. 1.2). Северный Прикаспий представляет собой часть Русской платформы; его главными структурными элементами являются Прикаспийская синеклиза с характерными для нее проявлениями соляной тектоники, погребенный кряж Карпинского и Прикумские погребенные поднятия, отделенные от кряжа Карпинского Манычским прогибом, вместе образующие герцинское обрамление Русской платформы.

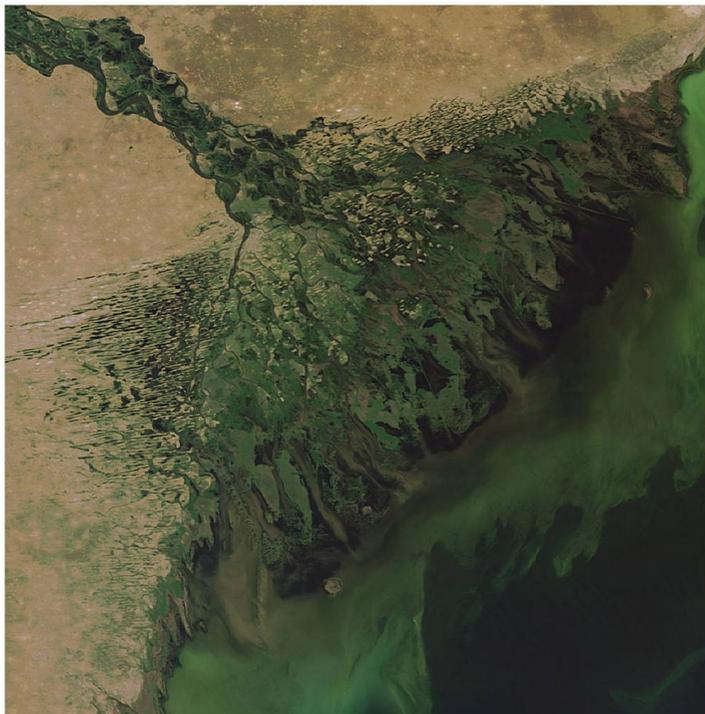


Рис. 1.1. Дельта Волги. Космический снимок
(<http://kosmosnimki.ru/>)

Допалеозойский кристаллический фундамент впадины, разбитый на разновысотные блоки, сложен архейско-протерозойскими метаморфизированными породами и перекрыт платформенным чехлом. Его основным структурным элементом являются соляные купола, возникшие в результате пластического перераспределения огромных масс кунгурской соли, в пластическом состоянии достигавшей мощности до 4 км. Согласно геофизическим данным, архейско-протерозойский кристаллический фундамент залегает на глубине более 15 км [Леонтьев и др. 1977; Нижняя Волга, 2002]. Данный участок не был затронут процессом горообразования, что способствовало формированию практически ненарушенной толщи отложений, в которой отмечаются отдельные дислокации, связанные с внедрением соляных диапиров – пластическим поднятием соляных куполов вследствие давления вышележащих толщ. В Нижнем Поволжье наблюдаются крупные подземные скопления соли, образующие протяженные соляные гряды или гигантские массивы – Енотаевский, Солено-Займищенский и др. Высота штоков соли в них достигает 6-8 км, в прорванных куполах (Индер, Эльтон) кунгурская соль выходит на поверхность.

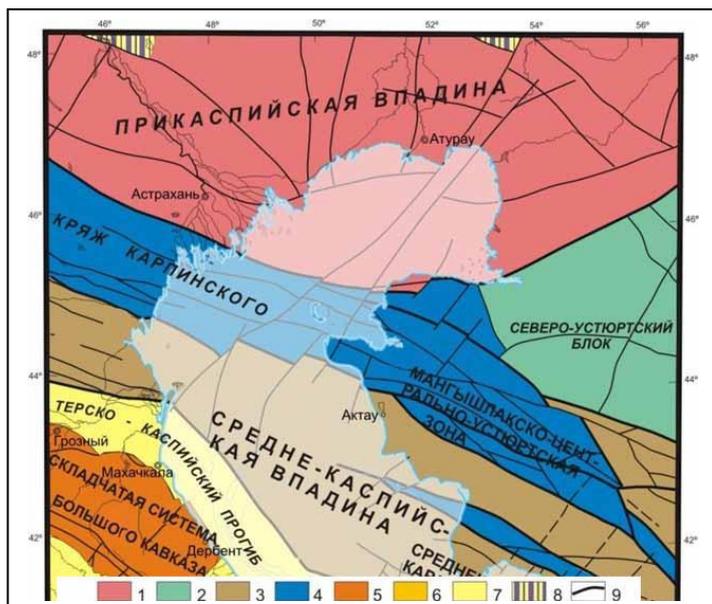


Рис. 1.2. Тектоническая карта Каспийского региона

[Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления, 2003].

1- Восточно-Европейская платформа; Скифско-Туранская плита; 2- байкальский фундамент; 3- герцинский фунда-мент; 4- раннеkimмерийский фундамент; 5- Альпийская складчатая истема Большого Кавказа; 6- Альпийская складча-тая система Малого Кавказа; 7- Альпийские пере-довые, периклинальные и межгорные прогибы; 8- область развития океанической коры; 9- разломы.

Современная долина Нижней Волги наследует древние тектонические структуры. Её отрезок от Камышина до Волгограда следует вдоль Волжско-Ергеневского разлома, совпадающе-го с положением Волгоградской флексуры и большого Волгоградского сброса, а собственно Волго-Ахтубинская долина заложена по двум крупным прогибам: до Черного Яра по Азгирскому, а затем по Нижне-Волжскому, отвечающим глубинному разлому, подвижки по которо-му происходили вплоть до голоцена. Строение долины осложняется солянокупольными струк-турами, вызывающими локальные отклонения ее от общего южного направления и изменение геометрии волжского русла [Нижняя Волга..., 2002].

Верхняя часть осадочного чехла региона сложена толщей разнообразных четвертичных отложений мощностью до 100 м. Среди них выделяются все подразделения неоплейстоцена (рис. 1.3) с господством морских образований – осадков бакинской, ранне- и позднехазарской, ранне- и позднехвалынской и новокаспийской трансгрессий. Значительную часть разреза со-ставляют разнообразные наземноводные образования (аллювиальные, озерные, лагунные). Из континентальных осадков локально распространены отложения эолового и дельвиального происхождения. Положение территории в зоне постоянной миграции границы моря предопре-делило широкое развитие осадков сложного генезиса: аллювиально-морских (дельтовых), озер-но-морских (лиманно-лагунных, култучных), озерно-аллювиальных, состоящих из разных фа-ций, по-разному сочетающихся друг с другом по латерали и разрезу (рис. 1.4).

Бакинские отложения в Нижнем Поволжье представлены илистыми алевролитами и глина-ми темного и сизо-зеленого цвета, охарактеризованными комплексом катиллоидных моллю-сков *Didacna catillus volgensis* и *Didacna catillus grimmi*. По данным бурения в пределах Нижне-го Поволжья прослеживаются две крупные песчано-галечные толщи погребенного аллювия (венедская и кривическая), маркирующие древнюю долину Волги, разделенные сингильскими озерными осадками. Кривический аллювий перекрыт морскими отложениями раннехазарской трансгрессии, выходящими на дневную поверхность в ряде естественных разрезов Волги ниже Черного Яра и охарактеризованными комплексами дидакн (*Didacna paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. nalivkini* и др.), фораминифер и остракод.

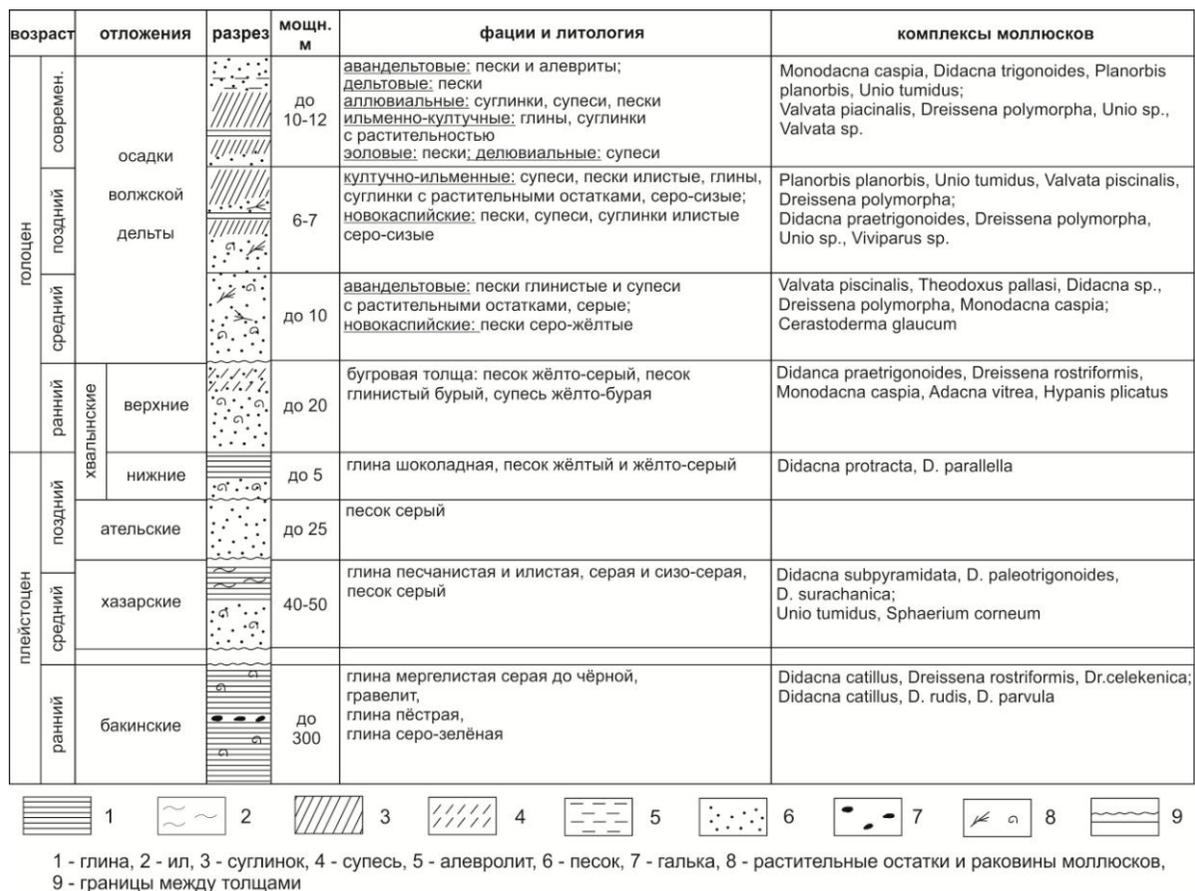


Рис. 1.3. Сводный разрез неоплейстоцена дельты

В долине Волги на участке от Райгорода до Никольского широко распространены полифациальные аллювиальные образования чернойярской свиты. По составу это преимущественно русловые разнотернистые пески, диагонально-косослоистые, включающие многочисленные костные остатки крупных и мелких млекопитающих хазарского фаунистического комплекса. В разрезах Нижнего Поволжья у Сероглазовки, Ленино, Владимировки известны обнажения фаунистически охарактеризованных (*Didacna surachanica*) верхнехазарских морских отложений. Залегающие выше отложения ательской свиты представлены исключительно континентальными – водными либо субаэральными образованиями. По составу это супесчано-суглинистые, реже песчаные, отложения лёссовидного облика, со следами погребенных автоморфных и гидроморфных почв, криотурбациями, линзами озерных осадков.

Наиболее широко в Нижнем Поволжье развиты отложения хвалынской трансгрессии Каспия. Они представлены ниже- и верхнехвалынскими осадками, разделенными следами перерыва (енотаевская регрессия). В литолого-фациальном отношении среди нижнехвалынских отложений преобладают мелководные песчаные осадки и так называемые «шоколадные» глины, приуроченные в основном к депрессиям дохвалынского рельефа. Осадки включают раковины дидакн *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *D. parallella*. Верхнехвалынские морские отложения, в отличие от нижнехвалынских, более песчаные по составу. Охарактеризованы комплексом дидакн *Didacna praetrigonoides* – *D. protracta*. Самые молодые морские отложения – осадки новокаспийской трансгрессии, развиты на юге Нижнего Поволжья. Они по межрядовым понижениям проникают вглубь хвалынской равнины и содержат многочисленные раковины *Cerastoderma glaucum*, *Didacna trigonoides*, со значительной примесью слабо солоноватоводных кардиид и пресноводных видов. Аллювиальные голоценовые отложения представлены преимущественно песчано-алевритовыми осадками первой надпойменной террасы и поймы р. Волги.

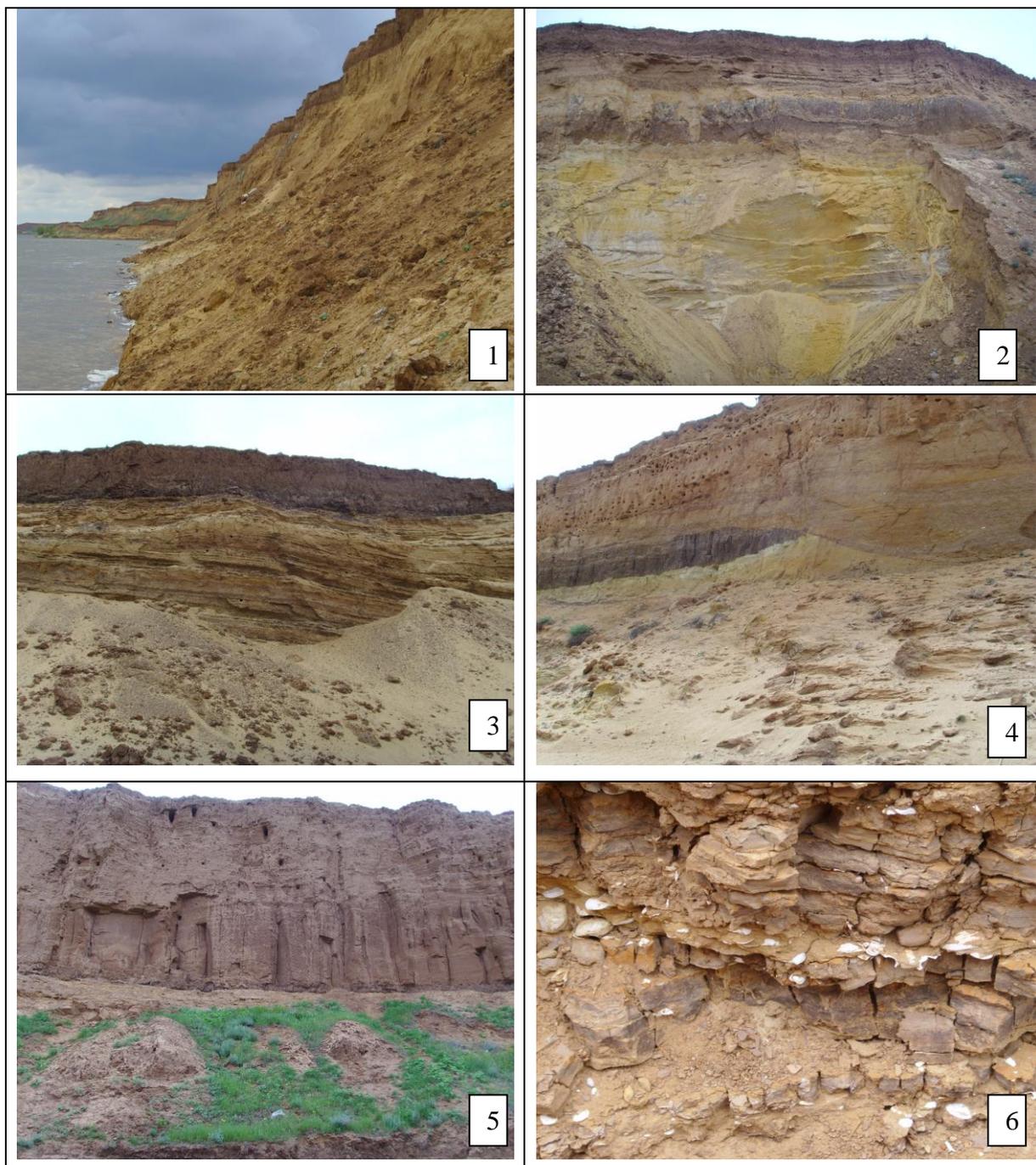
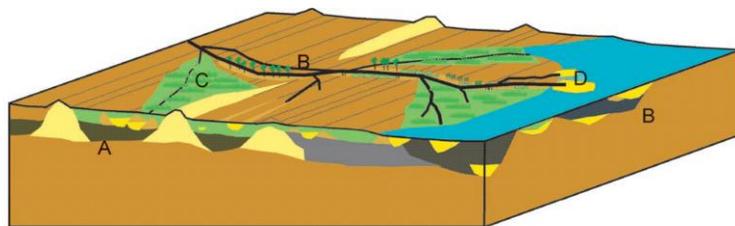


Рис. 1.4. Неоплейстоценовые отложения в долине Волги. Фото Т.А. Яниной.

1 – разрез Нижнее Займище, толща хазарского аллювия и ательских субаэральных осадков, перекрытая горизонтом шоколадных глин хвалынской трансгрессии Каспия; 2 – разрез Черный Яр, хазарский аллювий с мощным горизонтом гидроморфной почвы, перекрытым ательскими субаэральными осадками с «мерзлотными» клиньями, в верхней части с каспийскими хвалынскими отложениями; 3 – разрез Цаган-Аман, осадки позднеплейстоценовой дельты; 4 – разрез Сероглазка, сложное сочетание аллювиальных и дельтово-морских отложений; 5 – разрез Ленино, поперечное строение бэровского бугра; 6 – хвалынские шоколадные глины с раковинами моллюсков.

Голоценовые отложения дельты Волги представляют собой сложное сочетание осадков различных фаций (рис. 1.5).

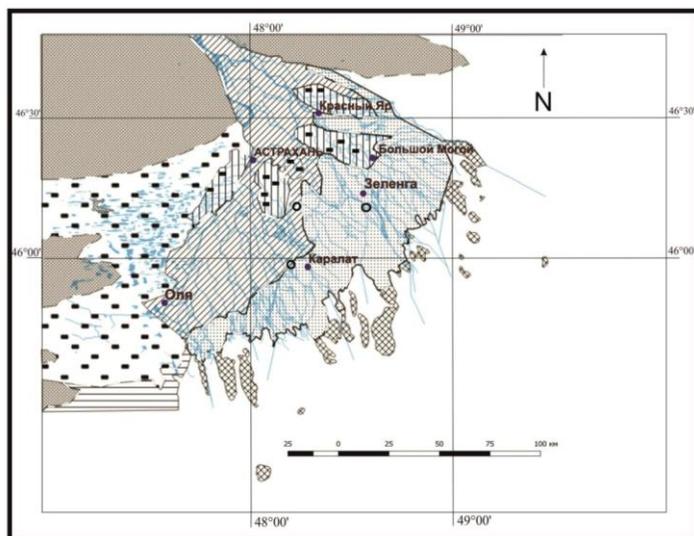


- | | | | |
|---|----------------------------|---|-----------------------------------|
| 1 | морские глины | 5 | пески прирусловых валов |
| 2 | отложения бэровских бугров | 6 | пески русловые/береговых баров |
| 3 | врезанных долин | 7 | пойменные глинистые и суглинистые |
| 4 | лагунные межгрядовые | | |

Рис. 1.5. Упрощённое строение осадочного чехла голоценовых отложений дельты Волги Дамчикского участка. А – основание из морских глин и бэровских бугров; В – основное русло и песчаные бары, приуроченные к раннеголоценовым врезанным долинам; С – заросшие отмершие рукава; D – береговые бары – участки современного осадконакопления [Overeem et al., 2004].

1.2. Геоморфологическое строение

Особенности тектонического строения и последующие трансгрессивно-регрессивные стадии Каспия способствовали формированию равнинного аккумулятивного рельефа дельты. Дельтовая равнина располагается на абсолютных высотах от -20 до -27 м. В течение голоценового времени происходило заполнение мангышлакских врезов, наблюдалась тенденция к выглаживанию рельефа. В то же время морфология дельты неоднородна: по особенностям унаследования и последующей трансформации доголоценового рельефа выделяют три основные части дельты. Условная линия Астрахань – Красный Яр служит границей между северной (привершинной) и центральной частями дельты [Современная геоморфология, 2015]. Привершинный район представляет собой старично-проточную дельтовую равнину – наиболее древнюю часть дельты [Нижняя Волга, 2002; Современная геоморфология, 2015] (рис. 1.6, 1.7). Данная зона является переходной между Волго-Ахтубинской поймой и собственно дельтой с высокой плотностью речной сети. В привершинной части среди положительных форм широко развиты пологие гряды (останцы пойменных прирусловых валов) и осередки в руслах проток, окружённые прирусловыми валами [Прикладная геоморфология, 1961].



- | | | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|---|--|
| 1 | | 2 | | 3 | | 4 | |
| 5 | | 6 | | 7 | | 8 | |

Рис. 1.6. Геоморфологическая схема дельты Волги [Алексин, Леонтьев, Фотеева, 1961].

1 – верхнехвалынская морская равнина; 2 – бэровские бугры; 3 – новокаспийская морская равнина; 4 – дельтовая равнина, осложнённая бэровскими буграми; 5 – пойменно-русловая дельтовая равнина; 6 – култучная дельтовая равнина; 7 – останцы хвалынской морской равнины; 8 – верхнехвалынская морская равнина.

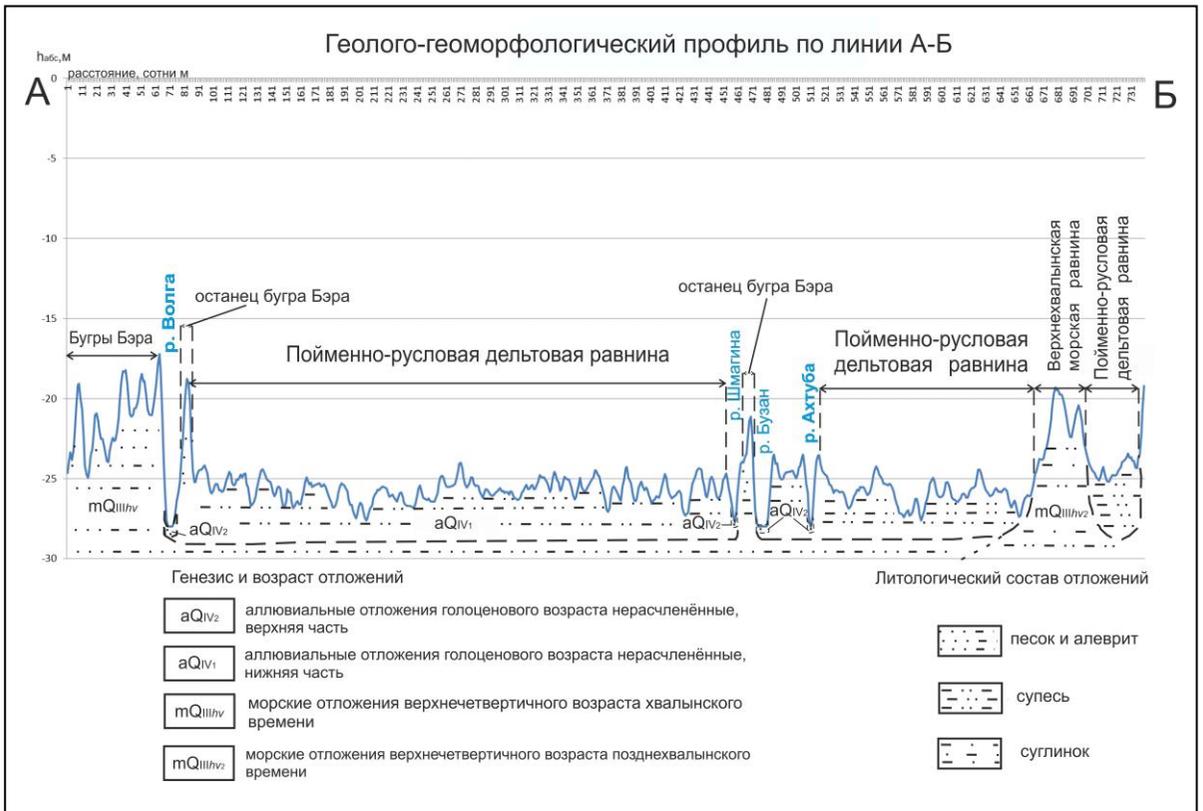
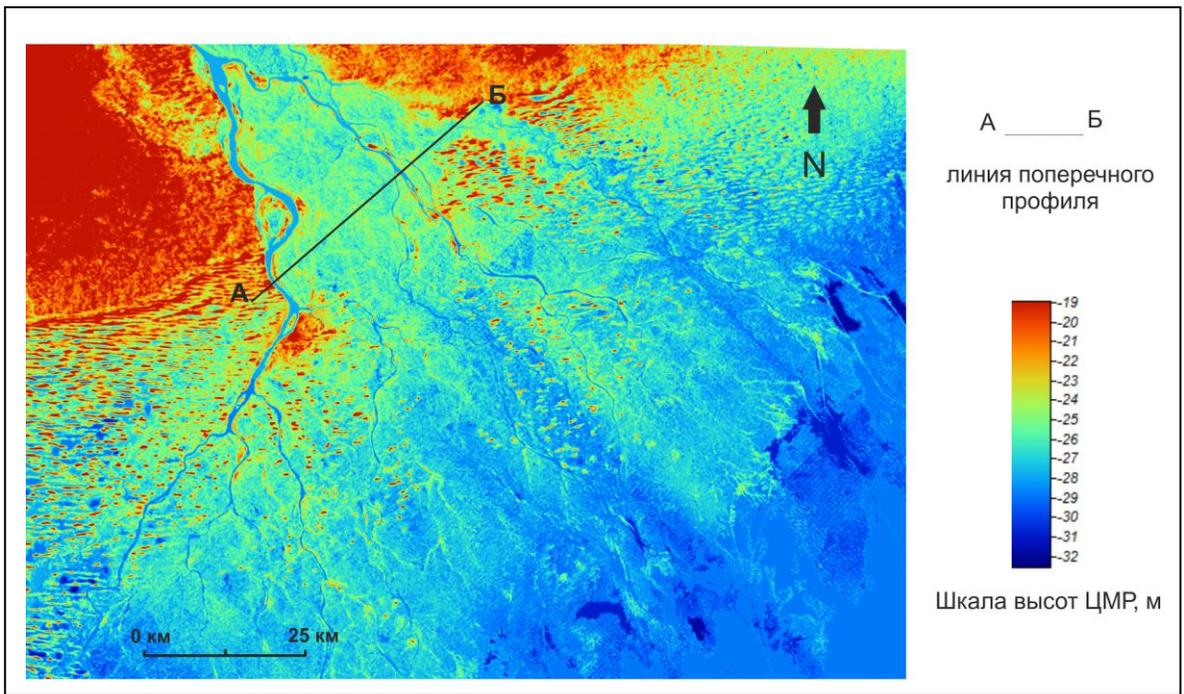


Рис. 1.7 (а,б). Цифровая модель рельефа (ЦМР) дельты Волги на базе данных SRTM. а – ЦМР дельты Волги по данным SRTM, б – геолого-геоморфологический профиль через центральную часть дельты Волги по линии А-Б. Пунктиром под линией профиля показаны предполагаемые геологические границы, мощность отложений изображена вне масштаба. Рисунок выполнен Е.И. Штырковой по [Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1000000, L-(38),(39)].

Высота островов в период межени не превышает 2,0 м [Русакова, Чунаева, 1963]. Нередко в понижениях на поверхности осерёдков встречаются старичные понижения и ложбины – следы прежних протоков – и округлые понижения, сформировавшиеся на месте ильменных озёр [Современная геоморфология, 2015; Коротаев, 2011]. В пределах полого-гравистой поймы среди отрицательных форм наиболее часто встречаются старичные понижения, озёрные котловины высохших ильменей и култучные западины. В ходе перераспределения стока между рукавами Волги происходит отмирание, прорыв некоторых протоков, что ведёт к преобразованию рельефа. Густота речной сети на 1991 год наименьшая относительно остальных частей дельты – 0,6 км/км² [ГИС Астраханского заповедника, 1999].

Центральная (бугровая) часть современной дельты располагается на бывшей авандельте Волги, которая предположительно существовала на начальных стадиях новокаспийской трансгрессии. Данный участок занимает наибольшую площадь дельты и характеризуется наиболее сложным сочетанием разновозрастных форм. Южная граница центральной части дельты приурочена к месту резкого уменьшения глубин, вероятно, маркирующего границу ранее существовавшего предустьевоего взморья. В этой части дельты широко распространены останцы новокаспийских террас, окружённые многочисленными рукавами Волги, и бэровские бугры, представляющие собой вытянутые, нередко соединяющиеся между собой, положительные формы рельефа высотой до 10–12 м, с пологими склонами, образующие системы субширотного простираия. Бугры чаще всего сложены песками или глинистыми агрегатами песчаной размерности, в их основании нередко залегают шоколадные глины. Наибольшей ширины площадь бугров достигает между рукавами Бахтемир и Кривая Болда, а также между рукавами Бушма и Бузан. Межбугровые понижения, как правило, заняты отмирающими пойменными протоками или изолированными зарастающими водоёмами. Бугровые зоны приводят к контрастным значениям густоты речной сети – от 0,4 км/км² в местах скопления бугров и до 1,2 км/км² на границе с нижней частью дельты [ГИС Астраханского заповедника, 1999]. Бэровские бугры служат причиной вынужденных меандров дельтовых протоков. В месте пересечения дельтовыми протоками бугровой зоны наблюдается наименьшая мощность современных рыхлых отложений, дно водотоков местами подстилается позднехвалынскими глинами.

В приморском районе дельты основной тип рельефа – низкая (превышение 0,5–2 м над меженим уровнем водотоков) аллювиальная култучно-дельтовая равнина, возникшая из конусов выноса терригенного материала множества дельтовых протоков и за счёт лавинной седиментации [Коротаев, 2011; Современная геоморфология, 2015]. Нижняя часть дельты характеризуется наибольшей густотой речной сети – более 1,3 км/км² [ГИС Астраханского заповедника, 1999]. Типичные для территории водные объекты – култучные ильмени, которые образовались из заливообразных водоемов морского края дельты. В половодье возникают полои – обширные мелководные водоёмы [Нижняя Волга, 2002]. Флювиальный рельеф данного участка дельты напрямую подвергается антропогенному воздействию. Руслу многих водотоков в пределах култучно-дельтовой равнины в значительной степени искусственно расширены и преобразованы в каналы, которые со временем зарастают и обособляются в виде выдвинутых банок. На приморском крае дельты формируются песчаные косы, устьевые бары и осерёдки. Этот участок дельты наиболее изменчив при мелкомасштабных колебаниях уровня Каспия.

1.3. Климат

Дельта р. Волги является интразональной территорией, расположенной в пределах пустынной зоны. Климатические особенности региона заключаются в резкой континентальности, высокой степени засушливости, значительной изменчивости температуры и количества осадков как по отдельным сезонам, так и в целом по годам. Для региона характерен перенос воздушных масс со стороны Атлантического океана, однако, нередким процессом является проникновение арктических воздушных масс с Северного Ледовитого океана и иногда со стороны Чёрного и Средиземного морей. С влиянием Атлантики связан приход циклонов, выпадение осадков, понижение температуры летом и повышение в зимний период; повышение давления, снижение количества осадков и снижение облачности определяются влиянием Сибирского антициклона.

ильменями. В период половодья вода поступает по непроточным водоемам из проточных русел вглубь дельты, а в период спада и межени - в обратном направлении. В восточной части дельты большую роль в водообмене между постоянно действующими водотоками и внутриостровными водоемами играют искусственно созданные рыбопроходные каналы [Коротаев и др., 2002; Михайлов и др., 1993]. В структуре гидрографической сети дельты выделяется несколько систем: наиболее крупная и сложная из них – система Бузана, вторая по площади – система Болды, система Старой Волги и занимающая небольшую площадь в крайней западной части дельты система Бахтемира [Атлас дельты реки Волги..., 2015].

Река Волга отличается высокой водоносностью, которая за счёт боковой приточности увеличивается от истока к устью. Значительное влияние на трансформацию гидрологического режима р. Волги оказало строительство каскада водохранилищ и гидроэлектростанций. Так, в створе Волгоградской ГЭС средний годовой объём водного стока реки составляет 259 км³, при впадении в Каспий данная величина сокращается до 253 км³ [Голуб и др., 2017; Устья рек Каспийского региона..., 2013; Антропогенное воздействие на водные ресурсы..., 2003]. Важным видом антропогенного влияния на изменение объёма водного стока реки Волги является прямое изъятие воды для сельскохозяйственных и промышленных целей. Объёмы водопотребления на нужды различных отраслей хозяйственной деятельности человека постепенно возрастали от 1950-х до второй половины 1970-х – начала 1980-х годов [Шикломанов, Кожевников, 1974]. Это связано с бурным развитием сельского хозяйства, в частности, с использованием воды на орошение сельскохозяйственных земель. До 1990-х годов, несмотря на устойчивое развитие промышленности и сельского хозяйства, ежегодный забор воды из бассейна реки Волги существенно не изменялся. В период с 1980-х годов и до настоящего времени происходит снижение объёмов забора воды [Валов, 2018].

Глубина залегания грунтовых вод в южной части поймы и дельте зависит от геоморфологических и гидрологических условий, а также условий оттока. В дельте на равнинных поверхностях грунтовые воды находятся на глубине 1,5–2,0 м. Наибольшие глубины грунтовых вод приурочены к хорошо дренированным прирусловым валам и гривам, где до уровня грунтовых вод может быть до 5 м. Уровень грунтовых вод весьма подвижен и с запаздыванием и меньшим размахом колебаний повторяет уровенный режим р. Волги. В период половодий на затопленных участках может происходить смыкание поверхностных и грунтовых вод [Бухарицин, 1991; Байдин, 1967]. В дельте минерализация грунтовых вод выше, чем в Волго-Ахтубинской пойме, что объясняется более высокой степенью засоления грунтов и неглубоким залеганием засоленных хвалыньских отложений. Вблизи платформ бэровских бугров содержание солей в грунтовых водах может достигать 25–50 мг/л. По химическому составу в южной части Волго-Ахтубинской поймы грунтовые воды сульфатные, в дельте – сульфатные, хлоридно-сульфатные, сульфатно-хлоридные [Глебыч и др., 1993].

1.5. Почвенный покров

Процесс почвообразования в дельте Волги происходит в условиях сложного комплексного взаимодействия речных и грунтовых вод, накопления аллювия, формирования рельефа и развития растительного покрова. В связи с особенностями климата (преобладанием испарения над атмосферными осадками) почвенный покров подвергается воздействию капиллярного подтягивания к поверхности солей летом и вымыванию их в период весеннего разлива речных вод. Во время половодий в дельте происходят разнонаправленные процессы миграции легкорастворимых солей в почвах. На низких, длительно затапливаемых, территориях после половодий отмечается рассоление почв, на более высоких же после половодий количество легкорастворимых солей увеличивается.

В дельте встречаются как хорошо сформированные почвы лугового и степного типов, так и аллювиальные наносы, ещё не затронутые процессами почвообразования. Постепенное повышение высотного уровня участков дельтовой равнины за счёт накопления аллювиальных отложений и выход данных территорий из зоны затапливания в период половодий приводит к остепенению, а при условиях подпитки грунтовыми водами – к засолению почв. Вследствие

длительного нахождения под водой в период весенне-летних половодий для почв дельты Волги характерно наличие признаков оглеения. На значительной части дельтовой равнины отмечено присутствие слитых почв, профиль которых имеет высокую связность почвенного материала и особенно плотное строение [Голуб и др., 2017; Бармин и др., 2015].

Почвенный покров дельты р. Волги представлен следующими основными типами: 1) аллювиальные дерновые насыщенные; 2) аллювиальные луговые насыщенные; 3) солончаки гидроморфные; 4) аллювиальные болотные иловато-перегноино-глеевые; 5) аллювиальные дерново-опустынивающиеся карбонатные, 6) бурые полупустынные [Афанасьева и др., 1979; Кауричев и др., 1974]. Почвы первого типа распространены преимущественно в северной части дельты, формируются на повышенных участках прирусловой дельтовой равнины на гривистых и равнинных элементах рельефа, глубина залегания грунтовых вод в межень составляет 2,5-3,5 м. Аллювиальные луговые почвы формируются в условиях длительного ежегодного затопления полыми водами и постоянного грунтового увлажнения, распространены в межбугровых понижениях с близким залеганием грунтовых вод (1,0-2,5 м). Порядка 80% нижеволжской долины занимают аллювиальные дерновые насыщенные и аллювиальные луговые почвы, которые в зависимости от влияния в почвообразовании зональных и интразональных факторов, характера слоистости и развитости подразделяются на несколько подтипов. При движении от вершины дельты к её морскому краю возрастает распространенность примитивных почв, что объясняется разновозрастным характером территории.

К наиболее пониженным элементам рельефа – ильменям, зарастающим водоемам, избыточно увлажненным понижениям приурочены аллювиальные болотные иловато-перегноино-глеевые почвы, которые формируются в условиях избыточного поверхностно-грунтового увлажнения и обычно не засолены. Небольшие площади в шлейфовой зоне бэровских бугров занимают аллювиально-дерново-опустынивающиеся карбонатные почвы, которые формируются на переслаивающихся суглинистых и супесчаных делювиально-аллювиальных отложениях, которые подстилаются толщами древнекаспийских пород различного механического состава. Участки, занимаемые данным типом почв, в период половодий затапливаются крайне редко, лишь в многоводные годы, и чаще всего испытывают влияние динамического подпора грунтовых вод, которые залегают на глубинах от 2,5 до 4 м. Бурые полупустынные почвы в дельте занимают малые площади и распространены по вершинам и склонам бэровских бугров [Валов, 2018].

В пределах дельты широко распространено явление почвенного засоления. Основным источником солей являются морские отложения Каспия. Пополнение солей в почвах происходит в результате процесса импультверизации, в условиях аридного климата соли также поступают в почвы из грунтовых вод. Дополнительным источником поступления солей в почвы дельты являются фильтрующиеся и испаряющиеся речные воды. Тип засоления варьирует от хлоридного до сульфатного, преобладает обычно хлоридно-сульфатное засоление.

В средней и, в меньшей степени, нижней зоне дельты на равнинных и несколько пониженных участках центральных частей островов, ежегодно затапливаемых в период половодий, распространены аллювиальные почвы, гидроморфные солончаки. Данные виды почв могут быть приурочены и к высоким, редко заливаемым, шлейфам бэровских бугров с аллювиально-делювиальными наносами, которые подстилаются солеными материнскими породами. В данном случае солончаки приобретают в некоторой степени автоморфный характер [Голуб и др., 2017; Бармин и др., 2015].

1.6. Растительность

Дельта Волги относится к Волго-Ахтубинской ландшафтной провинции зоны полупустынь. Волго-Ахтубинскую пойму занимают густые пойменные (преимущественно ивовые) леса и луговые (злаково-разнотравные, злаковые, злаково-осоковые, полынно-разнотравные и др.) сообщества. В лесах наряду с разными видами ивы растут тополь, осина, клен, реже встречаются дуб (*Quercus robur*), ясень (*Fraxinus excelsior*), вяз (*Ulmus laevis*, *U. carpinifolia*), береза (*Betula pendula*, *B. pubescens*) и ольха черная (*Alnus glutinosa*) [Валов, 2018]. Дендрофлора дель-

ты Волги бедна, здесь развита преимущественно ива белая (*Salix alba*), и только в северной части дельты в ивовых лесах растут ясень и вяз. С запада и востока к дельте Волги прилегают территории распространения пустынной растительности. В составе растительности зональных пустынных ландшафтов господствуют полыни из подродов *Seriphidium* и *Dracunculus*, а на барханных песках – кустарники тамариска и джужгуна.

Флора дельты насчитывает около 300 видов сосудистых растений, относящихся к трем типам: папоротниковидные, хвощевидные и покрытосеменные. Преобладают мятликовые (36 видов), астровые (32), капустные (18), осоковые (17), маревые (16), гречишные (14), лютиковые (10), рдестовые (9), яснотковые (9) и бурачниковые (8) семейства. Интродуцированы 15 видов парковых и садовых древесно-кустарниковых растений [Астраханский заповедник, 1991]. Жизненные формы растений заповедника представлены: деревьями (4 вида), кустарниками (4 вида), полукустарниками (2 вида), наземными травами (238 видов). Все виды флоры в зависимости от водного режима их местообитаний разделяются на экологические группы: гидрофильную (35 видов), гигрофильную (79 видов), мезофильную (135 видов), ксерофильную (15 видов) и галофильную (25 видов). В составе гигрофильной группы 6 видов выступают в качестве гидрофитов (земноводных). Имеются настоящие водные растения, развивающиеся в наземных растительных сообществах при их затоплении полной водой и отмирающие после ее ухода.

Нижняя зона надводной дельты характеризуется наличием большого количества аллювиальных островов разного размера, отделенных друг от друга протоками и ериками, с развитием ильменей на некоторых островах. Выдвижение надводной дельты в сторону авандельты на всем своем протяжении неравномерно, оно идет интенсивно в устьях крупных протоков и отстает между ними, где в связи с этим формируются култучные водоемы, преобразующиеся впоследствии в ильмени. Поэтому южная граница надводной дельты имеет извилистое очертание. На месте култуков образуются крупные аллювиальные острова с преобладанием тростника южного, а на месте устьевых участков водотоков и их многочисленных ответвлений – более мелкие острова с преобладанием ивы белой. В растительном покрове тростниково-ивового пояса господствуют две растительные формации: ивовая, приуроченная к прирусловым участкам островов, и тростниковая, занимающая их центральные участки [Астраханский заповедник, 1991]. Острова и косы до 30–50 см высоты заняты молодыми зарослями ив трехтычинковой и белой, острова высотой 40–80 см – сообществами разнотравно-злаково-осоковых ветляников и 80–120 см – сообществами разнотравно-ежевичных и разнотравных ветляников.

Переходные участки от прирусловых валов к центральной части островов заняты осоково-тростниковыми сообществами. Кроме осоки заостренной встречаются дербенник иволистный, чистец болотный, бодяк полевой. Центральные участки заняты монодоминантным тростником и тростником с канареечником тростниковидным. По низким внутриостровным пристаричным гривам господствует тростник с осокой заостренной, в старицах – мощные тростниковые заросли; по высоким гривам – тростник с ежевикой сизой и осокой заостренной, изредка отдельные деревья ивы белой, в старицах – заросли тростника с канареечником тростниковидным и без него, реже сообщества кувшинки чисто-белой и гигрофитного разнотравья [Астраханский заповедник, 1991].

На островах ильменные понижения почти полностью заросли тростником южным, рогозом узколистным и канареечником тростниковидным. По незаросшим участкам ильменей в половодье развиваются сальвиния плавающая, ряска малая, многокоренник обыкновенный, реже нимфейник щитовидный, а после спада воды формируются сообщества мари красной, сушеницы топяной, череды трехраздельной, горца малого и др. Постоянно затопленные ильмени заняты по окраине сообществами кувшинки чисто-белой и нимфейника щитовидного, а в центре – сообществами кубышки желтой, реже – рдеста блестящего. На верхних участках островов между ериками господствует тамарикс многоветвистый с нижним ярусом из солероса европейского, сведы запутанной, горца песчаного, астры солончаковой, скрытницы солончаковой. На большей части прирусловых валов тростникового пояса господствуют сообщества ежевики сизой с осокой и разнотравьем, тростника с ежевикой и разнотравьем, осоки заостренной с разнотравьем. Древесная растительность прирусловых валов представлена редколесьем, в состав которого входят сильно изреженные сообщества ивы белой или отдельные ее деревья, не-

большие рощи или отдельные деревья ясеня и вяза широколистного, одиночные деревья тутовника черного, тополей, заросли или отдельные кусты ивы трехтычинковой и амморфы кустарниковой.

Переходная часть к центру островов занята осоково-тростниковыми, кендырево-тростниковыми и вейниково-тростниковыми сообществами; центральная часть – сообществами тростника с канареечником тростниковидным, тростника с осотом полевым, тростника с галофитами и тростника монодоминантного, реже встречается рогоз с канареечником тростниковидным и гигрофитным разнотравьем. Для невысоких внутриостровных грив характерны осоково-тростниковые и вейниково-тростниковые сообщества, а для высоких грив – сообщества ежевики сизой, вейника наземного, реже – пырея ползучего и тамарикса многоветвистого с галофитными злаками и разнотравьем. Растительность стариц представлена тростником с гигрофитными злаками и разнотравьем. Пересыхающие в межень ильмени заняты куртинными зарослями тростника южного и рогоза узколистного. Постепенно куртинно-кулисные заросли преобразуются в сплошные. Для прибрежной части большинства хорошо проточных ериков и протоков характерны бордюрные заросли тростника южного. Снижение проточности вызывает зарастание прибрежных мелководий рогозом узколистным, ежеголовником прямым, нимфейником щитолистным, водяным орехом, рдестом блестящим. Слабопроточные ерики полностью зарастают водяным орехом, кувшинкой чисто-белой, нимфейником щитолистным.

Култучная зона имеет извилистую верхнюю границу, что объясняется неравномерным выдвиганием надводной дельты в сторону авандельты. Для нее характерны косы и островки, банчины и култуки. Култучные водоемы заняты сообществом водяного ореха и лотоса орехоносного. В прибрежной части култуков располагаются сообщества ежеголовника, нимфейника щитолистного и кувшинки чисто-белой. Растительность кос зависит от их высоты и механического состава грунтов. Высокие песчаные косы зарастают ивами, низкие илистые – вероникой ключевой, лютиком, канареечником, рогозом.

В пределах авандельты выделяются осушенные острова, повышенные, ровные и пониженные участки дна авандельты и каналы с приканальными островами. Значительный прирост площади островов пришелся на период максимального понижения уровня Каспийского моря и обмеления авандельты (1977 г.). В настоящее время в связи с повышением уровня Каспийского моря и увеличением в авандельте глубин большая часть этих островов находится постоянно под водой. Повышенные центральные участки заняты тростниковыми, канареечниково-тростниковыми, осоково-тростниковыми и вейниково-тростниковыми сообществами. В нижнем ярусе встречаются также кендырь сарматский, бодяк полевой, дербенник иволистный, шлемник колпаконосный, калистегия заборная, ластовень острый и др. Растительность береговых валов представлена сообществами ив белой и трехтычинковой, под пологом которых произрастают осока заостренная, кендырь сарматский, паслен персидский, калистегия заборная и др. Ива встречается отдельными деревьями, реже группами.

На повышенных участках дна авандельты наблюдается комплекс сообществ земноводной и водной растительности. По мере увеличения глубин идет смена типов зарослей тростника южного. Куртинные и куртинно-кулисные заросли тростника южного и рогоза узколистного образуют в полосе мелководий огромное количество своеобразных заливов и дворики различного размера и конфигурации, занятых лотосом орехоносным, ежеголовником прямым, водяным орехом, нимфейником щитолистным, кувшинкой чисто-белой, рдестом гребенчатым, валлиснерией спиральной, роголистником темно-зеленым, харовой водорослью – нитэллописом и др. Ровные участки, располагающиеся ниже устьев водотоков в зоне повышенной аккумуляции ила, заняты зарослями лотоса орехоносного, редкими куртинами тростника южного и рогоза узколистного, сообществами нимфейника щитолистного, кувшинки чисто-белой и роголистника темно-зеленого, а растительность ровных участков с пониженной аккумуляцией взвешенных наносов – валлиснерией спиральной, роголистником темно-зеленым, реже сусаком зонтичным и рдестом пронзеннолистным. Пониженные участки дна авандельты заселены сусаком зонтичным, рдестами блестящим и пронзеннолистным, валлиснерией спиральной, роголистником темно-зеленым. Реже встречаются ежеголовник прямой и тростник южный [Астраханский заповедник, 1991; Валов, 2018].



Рис. 1.9. Растительность устьевого области Волги. Фото Т.А. Яниной.

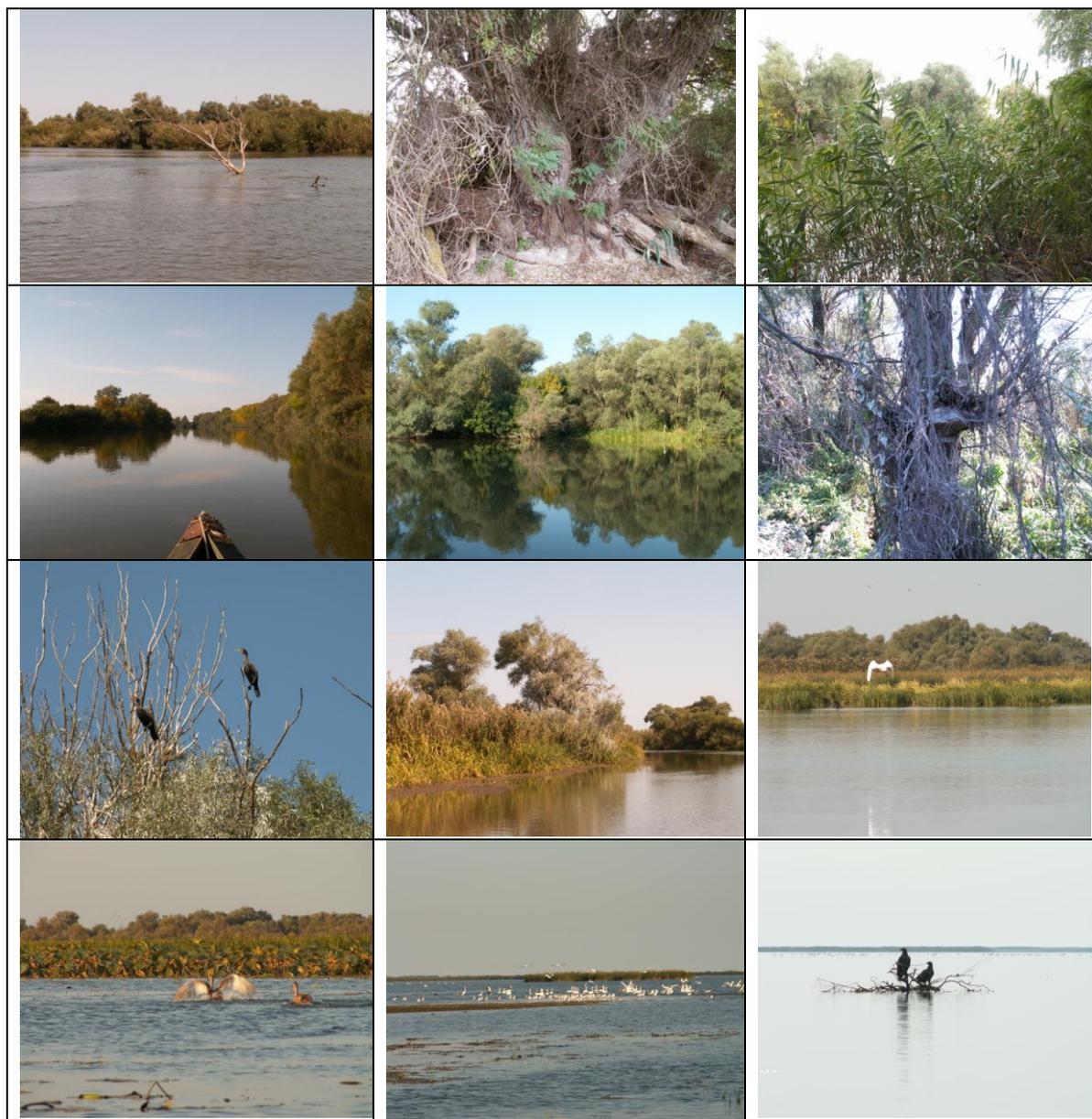


Рис. 1.10. Растительность дельты Волги. Фото М.Ю. Лычагина и Т.А. Яниной.

В «Красную книгу Астраханской области» [2014] включены объекты растительного мира, подпадающие под действие международных соглашений и конвенций, а также нуждающиеся в специальных мерах охраны: находящиеся под угрозой исчезновения; уязвимые, эндемичные, стенобионтные, с низким темпом воспроизводства популяции, а также редкие объекты растительного мира, охрана которых важна для сохранения флоры природно-территориальных комплексов Астраханской области [Красная книга..., 2014]. Во флоре дельты имеется два вида с сокращающимся ареалом и численностью, которые были занесены еще в Красную книгу СССР, – лотос орехоносный и водяной орех и два редких вида – кувшинки чисто-белая и белая. Лотос орехоносный, реликтовое растение водной флоры, появившееся в меловой период, произрастает в култуках и на мелководной акватории с глубинами 0,5-1,5 м, реже в протоках и ериках с высокими летними температурами воды и илистого грунта. Водяной орех, также реликтовое растение, распространен в култуках и по акватории авандельты. Наличие широко развитой системы стариц, ериков, ильменей, култуков и других водоемов, обогащающихся в половодье илистыми наносами, способствует массовому развитию водяного ореха.

1.7. Северный Каспий

Каспийское море по своим физико-географическим особенностям делится на три части: Северный, Средний и Южный Каспий. За условную границу между Северным и Средним Каспием принята линия, соединяющая о-в Чечень с м. Тюб-Караган, где природной границей выступает Мангышлакский порог, протягивающийся в виде мелководья (глубины до 10 м) от п-ова Тюб-Караган к банке Кулалинской и далее на запад к о-ву Чечень.

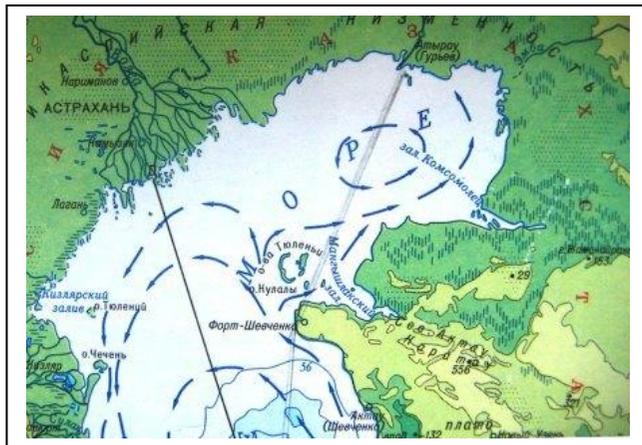


Рис. 1.11. Северный Каспий.

Северный Каспий, площадью около 95 тыс. км², включает всего 1% общего объема воды моря из-за своей мелководности – глубины до 5 м являются здесь наиболее распространенными. Дно представляет собой слабоволнистую аккумулятивную равнину, осложненную различными банками и островами, а также котловинами и бороздинами – ложбинами стока волжских и уральских вод – реликтами древних потоков, привязанных к более низкому стоянию уровня моря. Важные элементы рельефа дна – приустьевые взморья рек Терека, Волги и Урала. Преобладающим типом отложений является крупный алеврит, выстилающий дно Кизлярского залива, взморье Волги, распространенный в восточной и центральной частях мелководий. Уральская и Мангышлакская бороздины характеризуются песчаным илом и илом. Средне- и мелкозернистые пески отмечаются на мелководьях банок и на Кулалинской отмели. Наиболее крупные банки сложены с поверхности скоплениями битой и целой ракуши. Обширное поле ракуши протягивается по границе Северного и Среднего Каспия в районе Мангышлакского порога.

Северный Каспий получает 88 % всего стока пресных речных вод (Волга, Урал, Терек). Его воды имеют солевой состав, отличный от такового вод Мирового океана (табл. 1.1). Они обогащены удельно тяжелыми сульфатами, карбонатом кальция, магния благодаря химическому стоку рек и содержат меньше хлоридов. Содержание различных солей зависит от материкового стока, эоловых наносов, смыва и выноса солей ветром с засоленных участков суши.

Таблица 1.1. Химический состав воды Каспийского моря, океана и Черного моря(%) [Касымов, 1987]

Элементы	Каспийское море	Океан	Черное море
Натрий	24,82	30,59	31,34
Калий	0,66	1,11	1,00
Кальций	2,70	1,20	1,30
Магний	5,70	3,72	3,79
Хлор	41,73	55,29	55,24
Бром	0,06	0,19	0,18
Сульфаты (SO ₄)	23,49	7,69	7,48
Углекислоты (CO ₃)	0,84	0,21	-
Средняя соленость, ‰	12,8	35,0	17,3-22,2

При средней солености вод Каспийского моря 12,7–12,8 ‰, в Северном Каспии она колеблется от 1–3 ‰ в устьевой части Волги до 11 ‰ у Мангышлакского порога. Средние годовые величины солености Северного Каспия колеблются от 6,4 до 11,7‰; в его западной части соленость воды весной около 9,3‰, летом – 8,58–9,21 ‰, осенью – 9,86 ‰. В восточной части Северного Каспия соленость по сезонам года изменяется от 8,1 до 8,8 ‰. Зимой из-за льдообразования соленость в Северном Каспии высока. Наблюдаются колебания солености, связанные с изменением стока Волги.

Из-за мелководности бассейна его годовые амплитуды температуры могут достигать 25–26°. Наибольшие годовые амплитуды температуры воды наблюдаются на севере и уменьшаются по направлению на юг. Температурный минимум в феврале в северной части моря -0,1–0,5°. В августе поверхностная температура воды по всему морю составляет 24–26°. Наиболее интенсивно прогреваются мелководные районы и заливы моря. Льдообразование отмечается в северной части бассейна, начиная с середины ноября. Очищение моря ото льда происходит в конце марта – начале апреля.

Схема течений весьма пестрая. Главную роль в их образовании в верхних слоях воды играет ветер, имеющий преимущественно юго-восточное или северо-западное направления. Глубинные перемещения вод определяются неравномерным распределением плотности. Течения на предустьевом взморье Волги вызываются ее стоком, ветром и разностью отметок уровня в различных районах Северного Каспия. Скорости течений в Северном Каспии составляют от нескольких сантиметров до 100 см/с; максимальные скорости могут достигать 1,2–1,3 м/с. Из-за его мелководности и ледовитости высоких волн нет.

Кислородный режим Северного Каспия в целом благоприятен для развития фитопланктона и жизни животного мира моря. В каспийской воде найдены почти все химические элементы. В настоящее время установлено, что из биогенных элементов в водах Каспийского моря лимитирующим развитие жизни является фосфор, количество которого уменьшилось в Северном Каспии в связи с зарегулированием стока речных вод. Поэтому в период понижения уровня моря продуктивность Северного Каспия стала ниже, чем прежде; в условиях последнего повышения уровня наблюдается рост количества фосфора, что связано с увеличением стока Волги. Жизнь глубоководных частей моря зависит преимущественно от внутреннего круговорота веществ. Все перечисленные характеристики определяют природу и важнейшие черты структуры и развития биологического разнообразия моря.

2. Глобальные климатические события и колебания уровня Северного Каспия

Колебания уровня Каспия в палеовремени зависели от многих факторов: глобальных климатических изменений, ледниково-межледниковой ритмики Восточно-Европейской равнины и горных территорий, перестройки гидрографической сети, неотектонических процессов, объема поступления подземных и поровых вод, осадконакопления в бассейне и других факторов [Антипов и др., 1996; Варущенко и др., 1987; Голубов, 1984; Голубов и др., 1998; Карпычев, 1992; Квасов, 1977; Лаврушин и др., 2004; Маев, 1994; Рычагов, 1997; Свиточ, 2007, 2014; Федоров, 1978; Янина, 2012, 2014 и др.]. На разных этапах геологической истории Каспия уровень влияния этих причин был разным. В условиях последнего климатического макроцикла (последнее межледниковье – современное межледниковье) определяющая роль принадлежала глобальным изменениям климата – чередованиям теплых и холодных эпох, обусловленных вариациями инсоляции в результате изменений элементов земной орбиты (морские изотопные стадии, МИС, 5–2) (рис. 2.1).

Начало позднего плейстоцена ознаменовано рисс-вюрмским = эемским = микулинским межледниковьем. Это палеогеографическое событие не вызывает сомнения ни у кого из исследователей, однако, о возрастных границах и длительности межледниковья нет единого мнения. Большинство специалистов считает, что ему соответствует подстадия МИС 5e [Shackleton, 1969; Litt, Gibbard, 2008; Палеоклиматы..., 2009; Величко, 2012]; продолжительность оценивается в 15 тыс. лет (130–115 тыс. л. н.); время термического максимума ~ 126 тыс. л. н. [NEEM Project members, 2013; Turney et al., 2010]. По мнению других исследователей [Kukla et al., 2002; Helmens, 2014 и др.], межледниковье охватывает всю МИС 5 или ее большую часть. Согласно исследованиям Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова [2008; Molodkov, Bolikhovskaya, 2009], изотопной подстадии 5e отвечает лишь первый их трех термических максимумов микулинского межледниковья; в нем зафиксированы также два похолодания, названные Н.С. Болиховской [1995] эндотермалами. Дискуссия о длительности последнего межледниковья далека от завершения. Ряд исследователей [Kukla et al., 1997; Новенко, 2016] предложили выделять эемское межледниковье *sensu stricto* (s.s.) (теплый период, выделяемый в разрезах западной Европы) и эемское межледниковье *sensu lato* (s.l.) (период существования термофильной лесной растительности в юго-западной и южной Европе).

Дискуссионность вопроса о длительности межледниковья перенесена соответственно на вопросы трактовки последующих климатических событий позднего плейстоцена. Согласно первой группе исследователей, временному интервалу МИС 5d–5a – МИС 4 отвечает ранневалдайское оледенение, МИС 3 – средневалдайский мегаинтерстадиал и МИС 2 – поздневалдайское оледенение (российская схема); или раннеледниковье (МИС 5d–5a), ранний пленигляциал (МИС 4), средний пленигляциал (МИС 3) и поздний пленигляциал (МИС 2) (западноевропейская и центральноевропейская схемы) [Палеоклиматы..., 2009; Величко, 2012]. Вторая группа исследователей к ледниковой эпохе относит стадии МИС 4–2, характеризовавшиеся похолоданиями и потеплениями более низкого ранга [Молодьков, Болиховская, 2009]. Внутри перечисленных интервалов установлены периоды похолодания и потепления продолжительностью в несколько тысячелетий [Dansgaard et al., 1993; Walker et al., 1999; Sanchez-Goni et al. 2008] (рис. 2.1). Позднеледниковье (14700–11700 кал. л.н.) характеризовалось короткопериодными колебаниями климата: потепление бёллинг и аллерёд 14700–14000 кал. л.н. (12750–12250 ¹⁴С л.н.) и 13600–12900 кал. л.н. (11800–11000 ¹⁴С л.н.), и сильное похолодание поздний дриас 12900–11700 кал. л.н. (11000–10300 ¹⁴С л.н.) (Walker et al., 2009) с быстрыми скоростями изменения температур.

Голоцен, несмотря на свою относительно небольшую продолжительность (~11.5 тыс. лет), характеризуется значительными изменениями климата. Согласно схеме Блитта–Сернандера, он включает 5 климатических периодов: пребореальный (11700–10500 л. н.), бореальный (10300–8800 л. н.), атлантический (8800–5300 л. н.), суббореальный (5300–2600 л. н.) и субатлантический (с 2600 л. н.) [Борисова, 2014; Новенко, 2016]. Н.А. Хотинским [1977] для

территории Северной Евразии выделены три термических максимума голоцена: бореальный (9900–9200 л. н.), атлантический (6800–5800 л. н.) и суббореальный (4700–3600 л. н.). Наиболее ярко в Европе проявился атлантический максимум [Динамика ландшафтных компонентов, 2002]. Заметные периоды похолодания относятся к концу пребореального, к рубежу бореального и атлантического периодов [Хотинский, 1977; Борисова, 2014]. Короткопериодное похолодание зафиксировано около 8200 лет назад («8.2 kyr event») [Alley et al., 1997; Thomas et al., 2007]. В постоптимальном периоде голоцена похолодание и увлажнение климата, часто называемое «неогляциал», зафиксировано в начале суббореального периода [Хотинский, 1977; Wanner et al., 2008; Борисова, 2014]. В течение последнего тысячелетия имели место две ярко выраженные климатические фазы: «средневековый климатический оптимум» (950–1250 гг.) и «малый ледниковый период» (1400–1700 гг.) [Mann et al., 2009; Климанов и др., 1995; Борисова, 2014].

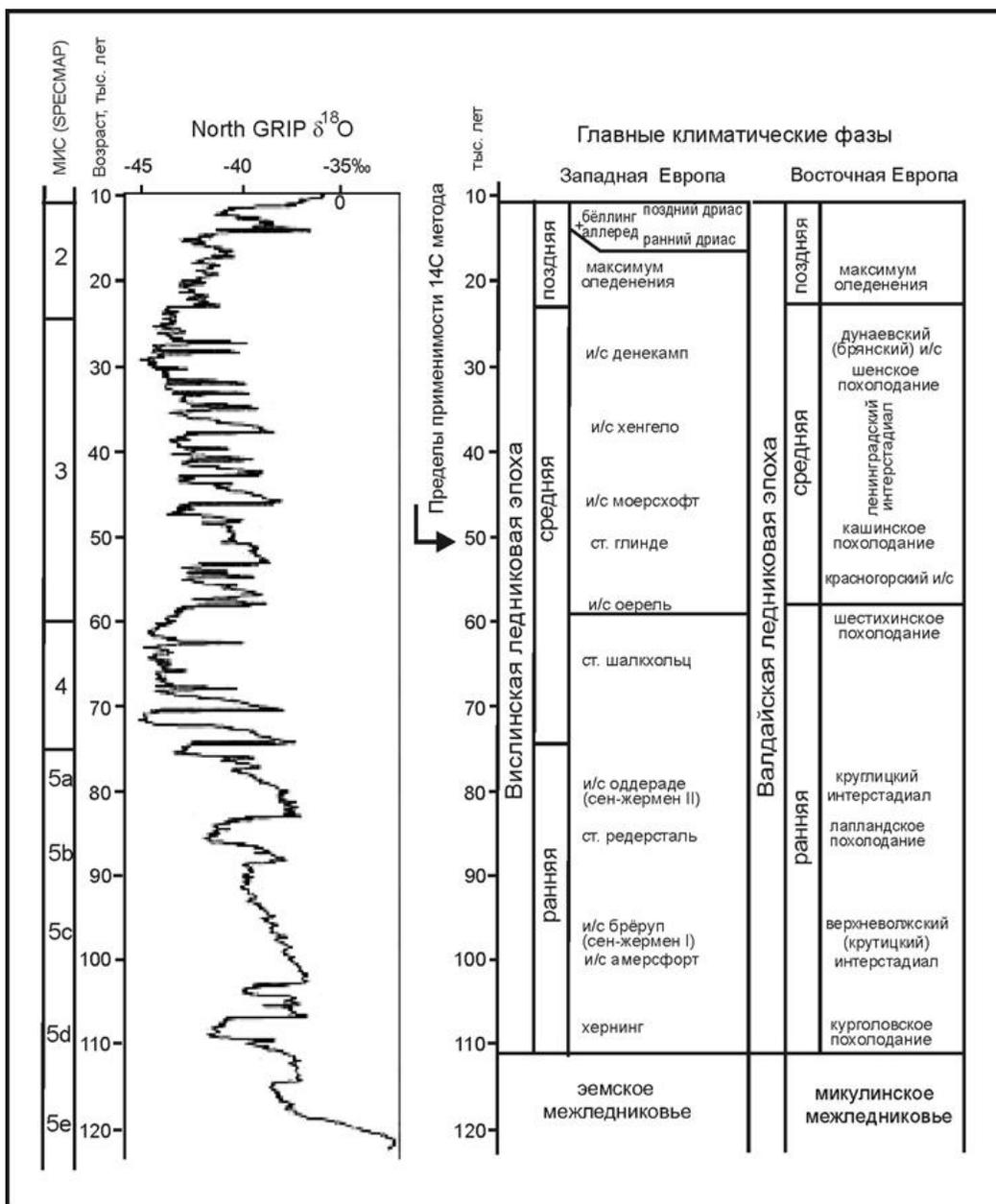


Рис. 2.1. Основные события последнего климатического макроцикла [Новенко, 2016]

Событийная схема позднего плейстоцена (последний климатический макроцикл) Каспия включает две крупные трансгрессивные эпохи – позднехазарскую и хвалынскую, разделенные ательской регрессией. Различные вопросы развития этих бассейнов рассматриваются в многочисленных публикациях [Федоров, 1978; Рычагов, 1997; Янина, 2012; Свиточ, 2014 и многие другие]. Позднехазарская трансгрессия развивалась двумя самостоятельными стадиями: ранней – позднехазарской и поздней – гирканской. Позднехазарская трансгрессивная стадия, судя по распространению отложений и береговых форм рельефа, ненамного превосходила современный Каспий, ее уровень не превышал -10 м абс. Высоты (рис. 2.2). В Нижнем Поволжье верхнехазарские осадки распространены до отметок около -10 м. Морские отложения нами изучены в разрезах у пос. Ленино и с. Сероглазка. Выше по долине наблюдается переход морских осадков в аллювиально-морские, дельтовые (разрезы Цаган-Аман, Копановка), а затем – в аллювиальные осадки палео-Волги (разрезы Черный Яр, Нижнее Займище, Райгород).

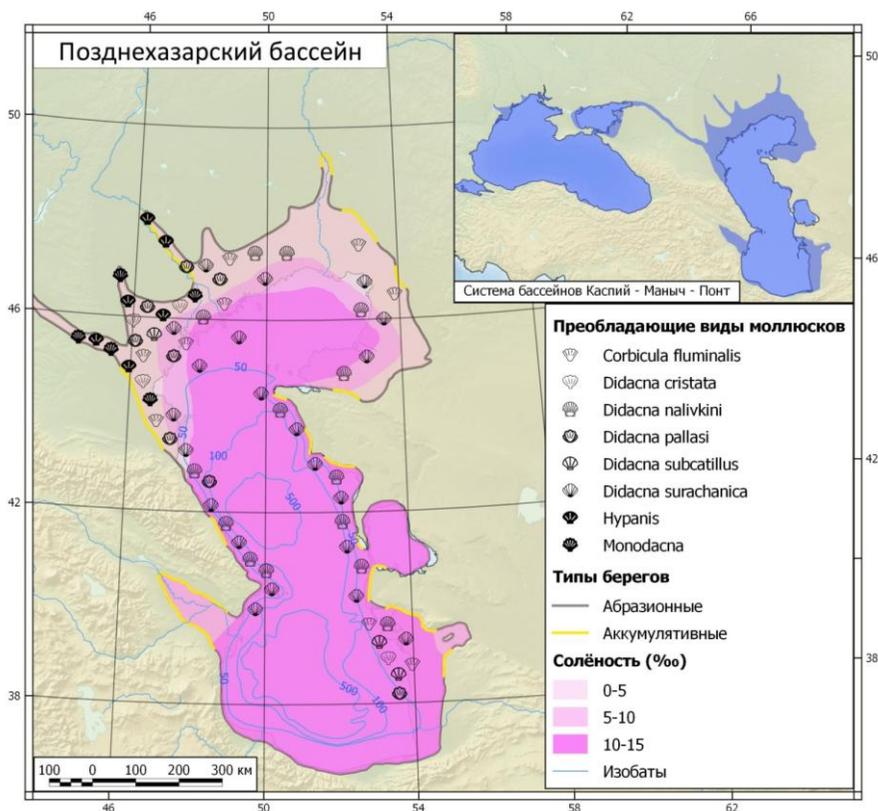


Рис. 2.2. Позднехазарский бассейн Каспия (реконструкция Т.А. Яниной, Р.Р. Макшаева).

Моллюски позднехазарской трансгрессивной стадии представлены позднехазарским фаунистическим комплексом, основу которого составляют крассоидные дидакны, характерными из которых являются *D. nalivkini* и *D. surachanica*. Большие размеры и массивность раковин, высокая карбонатность осадков, позволяют сделать вывод о теплом климате позднего хазара. Теплые, насыщенные карбонатом кальция воды бассейна, имели, очевидно, соленость выше солености современного Каспия: от 10–12‰ в Северном Каспии. Обилие раковинного материала свидетельствует о хорошо аэрируемом и прогреваемом бассейне с обилием питательного материала для моллюсков. Согласно данным В.В. Янко [1989], в позднехазарском комплексе фораминифер усиливается значимость соленолобивых форм, что позволило автору оценить соленость бассейна в Северном Каспии в 12–13‰, что хорошо согласуется с нашими выводами. Отсутствие галечного материала дальнего приноса свидетельствует о слабой обводненности водосборного бассейна, что также подтверждает теплый и сухой климат эпохи. В местонахождении Ветлянка озерные осадки с многочисленными крупными раковинами корбикул отнесены нами, вслед за А.И. Москвитиным [1962], к позднему хазару. Облик теплолюбивых раковин

свидетельствует о высокой температуре воды. Теплый климат эпохи подтверждается данными палинологии [Абрамова, 1974; Яхимович и др., 1986]. Палинологические спектры для Северного Прикаспия отражают развитие степных ландшафтов, близких по видовому составу к современным прикаспийским.

Особенностью моря было преобладание аккумулятивных берегов и значительных по объему аккумулятивных тел. Позднехазарские воды ингрессировали в долину Восточного Маныча, но стока в Азово-Черноморский бассейн не было.

Позднехазарская трансгрессивная стадия сменилась регрессивной. О ней свидетельствуют перерывы в морском осадконакоплении и почвообразование. В настоящее время нет прямых данных, по которым можно было бы судить о масштабе позднехазарской регрессивной фазы. Судя по изменениям в составе малакофауны, она была незначительной.

Верхнехазарские отложения четко установлены в строении осадочного чехла Северного Каспия (рис. 2.3) [Янина и др., 2014; Sorokin et al., 2018; Yanina et al., 2018].

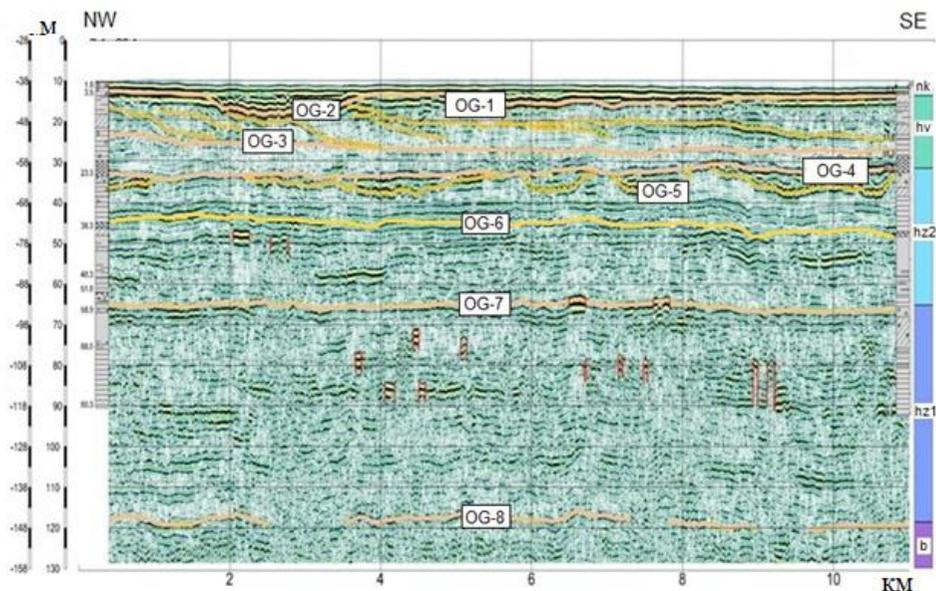


Рис. 2.3. Строение осадочной толщи Северного Каспия [Yanina et al., 2018].

В основании верхнечетвертичной толщи осадков над четко выраженным регрессивным горизонтом залегает сложно построенная толща каспийских отложений мощностью до 28 м. В керне скважин регрессивный горизонт представлен песчано-глинистыми осадками с признаками преобразования в субаэральной среде, с включением растительных остатков и раковин пресноводных моллюсков. Над ним с размывом залегает пачка песка мощностью до 2 м, обогащенная раковинным материалом, в составе которого *Didacna surachanica* и *D. nalivkini* – характерные виды позднехазарской фауны Каспия. Выше по разрезу она сменяется песчанистой глиной мощностью до 4 м, переходящей в мощную 10-метровую толщу мелкозернистого песка с прослоями глины. Осадки содержат редкие раковины *Cardiidae* указанного выше состава, а также разнообразные *Dreissena*. У кровли этой толщи повсеместно обособляется слой песчано-раковинного состава мощностью около 1 м, включающий прослойки сцементированного карбонатом песчано-раковинного грунта. В составе малакофауны отмечены *Didacna surachanica*, *D. nalivkini*, *D. cristata*, часто присутствуют многочисленные *Corbicula fluminalis*. В палинологическом спектре этого слоя пыльца древесных пород составляет (%) 1,8; пыльца травянистых растений 85,5; споры 12,7. В группе древесных обнаружено пыльцевое зерно *Betula*. Травянистые растения представлены пыльцой (%) *Artemisia* 9, *Chenopodiaceae* 54,5; *Gramineae* 1,8; *Compositae* 1,8; *Ranunculaceae* 16,3 и др. Группу спор составляют *Briales* (9%) и *Sphagnum* (3,7%).

Описанный верхнехазарский комплекс осадков характеризует условия мелководного и умеренно глубоководного трансгрессивного бассейна. В составе его малакофауны присутствуют в основном дидакны группы *classa*, отличающиеся сравнительно большими и толстостворчатыми раковинами, свидетельствующими о благоприятных температурных условиях, а также теплолюбивый пресноводный вид *Corbicula fluminalis*, ныне распространенный в южных районах Каспийского региона, что подтверждает вывод о тепловодности позднехазарского бассейна. Образование цементированной карбонатной корки на поверхности мелководных осадков также указывает на теплые климатические условия. Карбонатная корка свидетельствует о перерыве в морском осадконакоплении.

Выше залегают отложения гирканского трансгрессивного бассейна, который мы относим ко второй трансгрессивной стадии позднехазарской трансгрессии. Это довольно однородная плотная глина мощностью более 10 м, содержащая прослойки и линзы песчано-раковинного материала. В составе раковин преобладают *Dreissena rostriformis distincta*, встречаются *Dr. caspia*, *Didacna umbonata*. В верхней части толщи среди дидакн преобладают *D. subcatillus*, встречаются *D. cristata*, мелкие *D. parallella*. Фаунистический состав характерен для выделенного Г.И. Поповым [1967] в Северном Прикаспии гирканского горизонта [Янина и др., 2014]. Палиноспектр толщи отличается от позднехазарского: пыльца древесных пород – 23%, пыльца травянистых пород – 54%, споры – 23%. В группе пыльцы древесных пород пыльца *Pinus* sp. составляет 11%, пыльца *Betula* – 9%, *Alnus* – 1%, *Corylus* – 2%. Основная масса пыльцы травянистых растений представлена *Chenopodiaceae* (39%), *Gramineae* (5%), *Artemisia* (3%), 7% приходится на пыльцу разнотравья (лютиковые, сложноцветные и др.). Споры принадлежат зеленым мхам (*Bryales*, 17%), сфагновым мхам (*Sphagnum*, 4%) и многожковым папоротникам (*Polypodiaceae*, 2%).

Описанные отложения отвечают трансгрессии с более высоким уровнем, чем позднехазарская. Присутствие в осадках бассейна вида *Corbicula fluminalis* свидетельствует о тепловодности Северного Каспия. Увеличение в растительном покрове доли древесных пород, а также заметное присутствие, наряду с ксерофитами, разнотравья, указывает на некоторое похолодание и увлажнение климата. Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков получены AMS-методом в Lawrence Livermore National Laboratory (США). Даты лежат в диапазоне от 47 до >55 тыс. лет. Предполагаемый геологический возраст гирканских осадков лежит за пределами возможностей радиоуглеродного метода. В Нижневолжском регионе в разрезе Средняя Ахтуба нами получены датировки отложений, отвечающих позднехазарской эпохе развития Каспия, методом оптически стимулированной люминесценции. Они отвечают МИС 5 [Янина и др., 2017].

В Северном Прикаспии на данном этапе исследований предположительно гирканские осадки обнаружены нами в разрезе Цаган-Аман. Вскрыты они и скважинами в долине Маньча, что свидетельствует о функционировании пролива и сбросе вод гирканского бассейна в Черноморскую котловину [Курбанов и др., 2018].

Конец позднехазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой регрессией. В это время осушаются обширные пространства каспийского шельфа, происходит интенсивное врезание рек [Шнитников, 1956; Рычагов, 1977, 1997 и др.]. Из всех континентальных образований регрессивных эпох Каспия осадки этой эпохи наиболее широко развиты и отмечаются на всех каспийских побережьях. В Северном Прикаспии это ахтубинские пески и ательские супеси и суглинки, вскрывающиеся во многих разрезах Нижнего Поволжья. В основании регрессивной толщи залегают ахтубинские отложения, впервые выделенные Г.И. Горецким [1958] и отнесенные им к перигляциальной формации. Они являются прекрасным маркирующим горизонтом в нижневолжских разрезах, часто глубокими клиньями вторгаясь в нижележащие осадки. Эти клинья и морозобойные трещины в основании ахтубинских песков, сингенетичные им, являются ярким свидетельством суровых климатических условий времени их отложения, распространения постоянной мерзлоты. Согласно материалам В.П. Гричука [1954 и др.], растительность была представлена тундрово-степными ассоциациями.

Ахтубинские осадки согласно перекрываются ательскими супесчано-суглинистыми отложениями (мощностью до 20 м) самого разнообразного генезиса, образовавшимися в контин-

нетальных условиях в Прикаспии. Иногда в них встречаются раковины моллюсков как пресноводной (*Valvata*, *Planorbis*), так и наземной экологической группы, имеющие угнетенный облик. Встречаются костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса, включающего мамонта, лошадь, северного оленя и других животных, свидетельствующих о холодном климате ательской эпохи. Об этом же говорят и тундрово-степные спорово-пыльцевые спектры из ательских осадков [Гричук, 1954; Чигуряева, Хвалина, 1961; Москвитин, 1962]. Ательская толща осложнена несколькими (до четырех) горизонтами в разной степени выраженных погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий в регионе в сторону их смягчения (потепление и увлажнение). К концу ательской эпохи климат становится теплее и мягче. Наши исследования на Нижней Волге не выявили границы четкого стратиграфического перерыва между ахтубинскими и перекрывающими их ательскими отложениями.

Судя по большой мощности ахтубинских и ательских отложений, наличию в них не менее трех горизонтов ископаемых почв, континентальный перерыв на территории Северного Прикаспия был длительный и многофазный. ОСЛ датировка ательских осадков в разрезе Средняя Ахтуба показала возраст около 48 тыс. лет, т.е. первая половина межстадиального потепления МИС 3 [Янина и др., 2017].

В Северном Каспии на сейсмоакустических разрезах регрессия выражена четко проявляющимися врезами под подошвой хвалыньских отложений. Толща имеет неоднородный литологический состав: чередуясь, в ней залегают суглинки, супеси, глины, содержащие закисное железо в виде гидротроилита. Встречаются раковины пресноводных моллюсков *Unio* sp., *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *Theodoxus pallasii*, *Limnea stagnalis*, а также наземных гастропод. Отложения содержат включения и послойные скопления растительного детрита. Палинологический анализ, выполненный Н.С. Болиховской [Болиховская и др., 2017], подтвердил вывод о фациальной обстановке формирования ательских отложений во врезе – они содержат пыльцу водных и прибрежно-водных растений (*Potamogeton*, *Sparganium*, *Lemna*, *Myriophyllum*), остатки пресноводных и солоноватоводных водорослей и диноцист (*Pediastrum*, *Botryococcus*, *Spiniferites cruciformis*, etc).

Определения абсолютного возраста выполнены радиоуглеродным методом в Институте географии РАН и в Lawrence Livermore National Laboratory. Датировки получены по гуминовым кислотам, выделенным из ательских отложений, заполняющих палеоврезы. Они лежат в интервале 36680 ± 850 – 40830 ± 100 , калиброванный возраст 41191 ± 750 – 44390 ± 180 лет [Безродных и др., 2015].

Ательская регрессия сменилась хвалынской трансгрессией с самым значительным повышением уровня в неоплейстоценовой истории Каспия (рис. 2.4.). Следы развития хвалынского моря ярко выражены в Северном Прикаспии. Раннехвалыньская трансгрессивная стадия в свой максимум достигала абсолютных отметок 48–50 м. В долине Волги существовал протяженный около 500 км) эстуарий. Его осадки обнажены в большинстве из изученных нами разрезов. Типичной фацией являются шоколадные глины, уникальные осадки именно для хвалынского бассейна Северного Каспия, не имеющие аналогов где-либо еще. Бассейн заселила сравнительно бедная фауна. Для Северного Каспия это преимущественно *D. protracta* и *D. ebersini*, многочисленные дрейссены. В составе фауны нет крассоидных дидакт. Отличают ее и тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров. Мы реконструируем условия солености на основной акватории Северного Каспия выше современной на 3–4‰, на его периферии – 6–7‰. Предполагаемые нами по габитусу малакофауны низкие температуры бассейна, увеличившиеся на завершающих этапах его развития, подтверждаются палинологическими материалами.

В Северном Прикаспии установлены стадийные береговые линии раннехвалыньской трансгрессии (рис. 2.5). Наиболее четко они выражены 34–36 (талгинская [Рычагов, 1970]), 20–22 (буйнакская [Федоров, 1956], 14–15 м (туркменская [Федоров, 1957]). Их образование связано с трансгрессивными фазами, разделенными регрессиями, по мнению одних исследователей [Леонтьев, Фотеева, 1965; Рычагов, 1970; Чепалыга, 2006], по мнению других – задержками уровня на фоне регрессии [Федоров, 1953, 1957, 1961; Васильев, Федоров, 1961; Мякокин, 1963]. В.А. Ковда [1950], М.П. Брицына [1954], Архипов [1958] и Ю.М. Васильев [1961] на основе

анализа строения нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия сделали вывод о существовании двух раннехвалынских трансгрессий, разделенных регрессией, названной Ю.М. Васильевым [1961] эльтонской. А.Л. Чепалыгой [Cheralyga et al., 2008, 2009] поддерживается эта точка зрения.

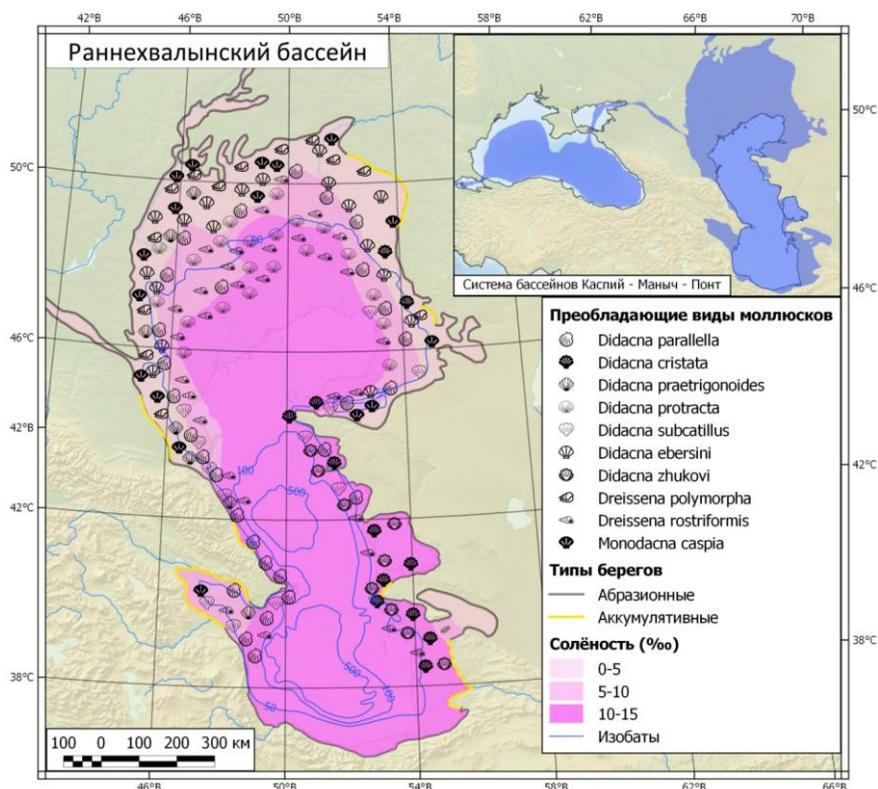


Рис. 2.4. Раннехвалынская трансгрессия, максимальная стадия (реконструкция Т.А. Яниной, Р.Р. Макшаева).

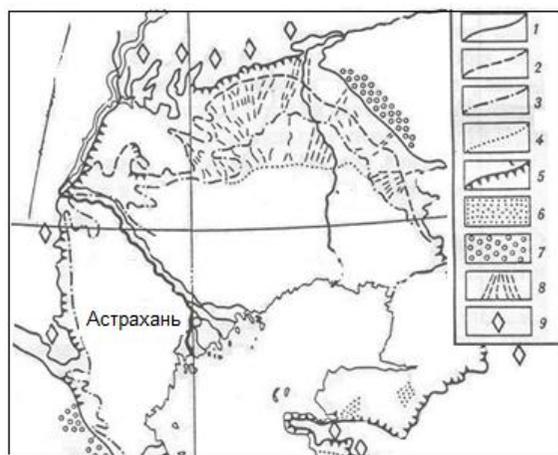


Рис. 2.5. Стадиальные береговые линии раннехвалынского бассейна [Леонтьев и др., 1977]

евая область палео-Волги была двухруканная (рис. 2.7). В рельефе хорошо выражена сартсаская стадияльная береговая линия на высоте -10 – -12 м (рис. 2.7).

Состав дидакн, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным его отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалыньском бассейне

Конец раннехвалынского времени ознаменовался енотаевской регрессией, уровень которой оценивается О.К. Леонтьевым [1966], Г.И. Рычаговым [1977, 1997] в -43 – -45 м. С.И. Варущенко и др. [1987] предполагают снижение уровня до -64 или до -84 м. Еще большее снижение уровня – до -105 – -110 м отмечается М.Ю. Лохиным и Е.Г. Маевым [1990; Маев, 1994]. Нами в разрезах Нижней Волги не встречены континентальные енотаевские отложения, хотя стратиграфический перерыв в виде размывов присутствует.

Наступившая после енотаевской регрессии позднехвалынская трансгрессия в период своего максимального развития имела уровень около 0 м абс. (рис. 2.6). Устье

занимавшего лишь незначительные биотопы. Относительное обилие моллюсков в бассейне, их крупные и сравнительно толстостворчатые раковины, по-видимому, объясняются более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды по сравнению с раннехвалынским бассейном. Потепление подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа [Абрамова, 1974; Вронский, 1963, 1974; Яхимович и др., 1986].

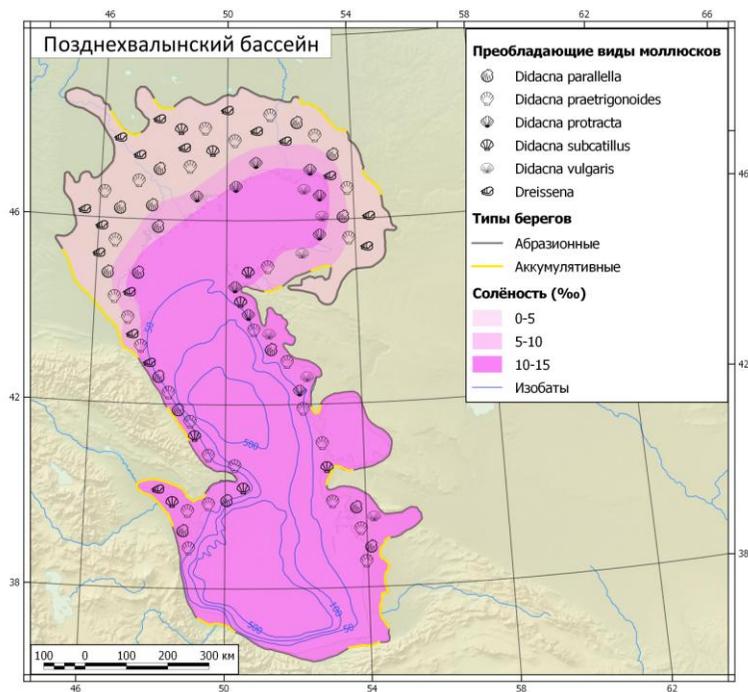


Рис. 2.6. Позднехвалынская трансгрессия, максимальная стадия (реконструкция Т.А. Яниной, Р.Р. Макшаева).

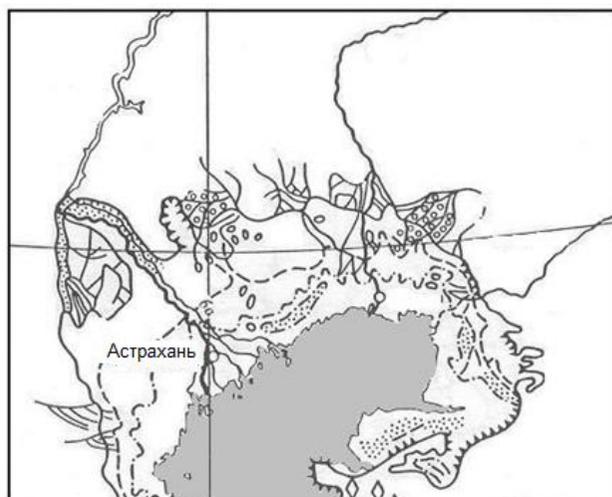


Рис. 2.7. Стадиальные береговые линии позднехвалынского бассейна [Леонтьев и др., 1977]

По данным исследований синтиллиационным радиоуглеродным методом образцов раковин моллюсков из этого слоя получены датировки в интервале от 27200 ± 340 до 31600 ± 420 лет, калиброванный возраст от 33860 ± 1490 до 36580 ± 340 лет [Безродных и др., 2014, 2015]. Отложения характеризуют мелководный бассейн, начальную стадию хвалынской трансгрессии. Судя по облику раковин (среднего и крупного размера, сравнительно толстостворчатых), бассейн был умеренно тепловодным. Над мелководными нижнехвалынскими осадками залегает 8–10-

В осадках Нижней Волги отражены не все тангрессивные фазы развития раннехвалынского бассейна. Большой интерес представляют материалы бурения в Северном Каспии [Безродных и др., 2014, 2015, 2018; Янина и др., 2014], более полно отражающие развитие хвалынской трансгрессии. Здесь в строении осадочной толщи ательские образования перекрыты сложно построенной толщей хвалынских осадков (рис. 2.8). В ее основании залегает слой ракушечных и ракушечно-песчаных отложений от 2,5 до 5,0 м мощностью. В составе фауны преобладают *Didacna subcatillus*, встречаются *Didacna zhukovi*, *D. parallella*, *Monodacna caspia*, *Micromelania caspia*, *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus pallasi*, многочисленны дрей-

метровая толща морских глин с раковинами хвалынских моллюсков, свидетельствующая о развитии трансгрессии. Глины перекрываются слоем преимущественно песчаных осадков мощностью до 8 м, свидетельствующих о снижении уровня хвалынского бассейна. Радиоуглеродный возраст нижней границы толщи находится в интервале 22–20 тысяч лет.

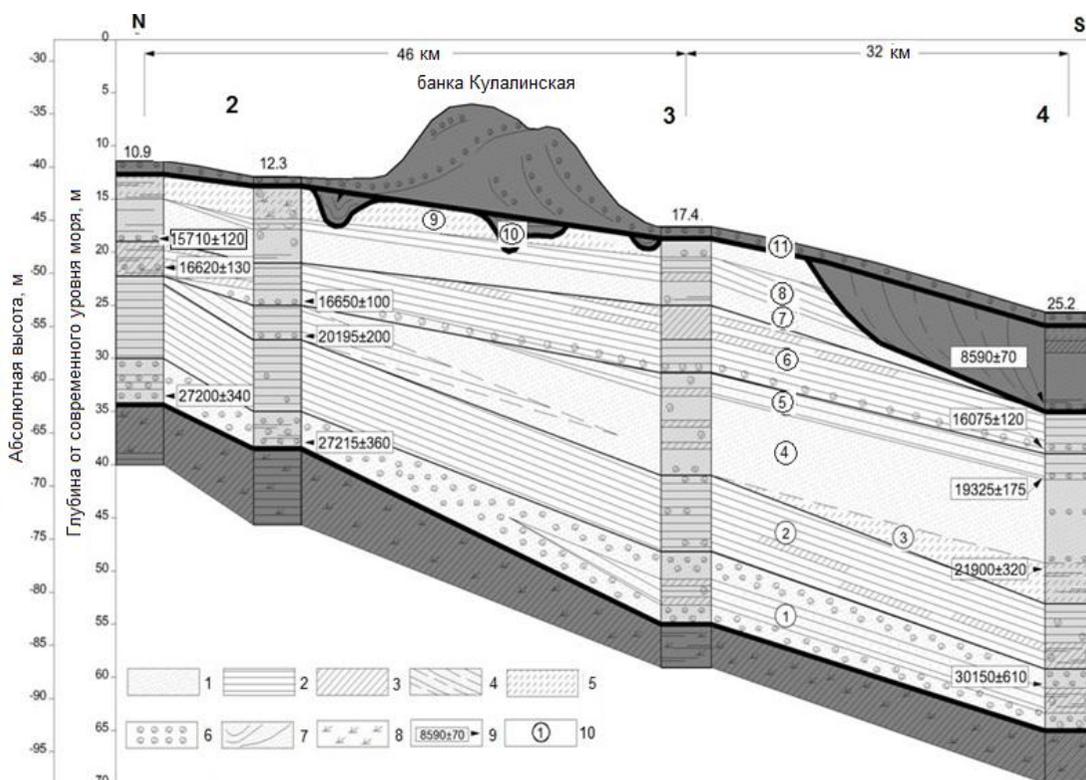


Рис. 2.8. Строение толщи хвалынских отложений [Yanina et al., 2018].

Выше песчаной толщи залегает маломощный супесчаный слой мощностью до 2 м. В его основании в составе ракушечного материала присутствуют *Didacna protracta protracta*, *D. subcatillus*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena rostriformis distincta*. Из основания этого слоя получена ^{14}C дата 19325 ± 75 лет. Осадки характеризуют кратковременный подъем уровня хвалынского бассейна. С размывом над этим слоем залегают глины мощностью около 5 м, включающие раковины хвалынских моллюсков *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. ebersini*, *Monodacna caspia*, разнообразные *Dreissena*. Литологический и фаунистический состав осадков характеризует сравнительно глубоководный бассейн и свидетельствует о трансгрессивной стадии хвалынского моря. Радиоуглеродные датировки раковин моллюсков, залегающих в основании слоя, лежат в интервале от 16650 ± 100 до 16075 ± 120 лет. Пачка глин перекрывается 3–4-х метровым слоем преимущественно песчаного состава, включающего обычно мелкие *Didacna parallella*, обломки *D. praetrigonoides*, *Hypanis plicatus*, *Micromelania caspia*. Залегающий выше комплекс осадков характеризуется частым наклонным и хаотичным положением прерывистых отражающих горизонтов. Они представляют собой пачку дельтовых песков, глинистых и алевритово-глинистых илов, сформированных в мелководных условиях регрессирующего Каспия. Ее мощность изменяется от 1–2 до 10 м. Отложения включают мелкие раковины *Didacna parallella*, *D. praetrigonoides*, *Hypanis plicatus*, *Micromelania caspia*, многочисленные обломки неопределимых раковин. Радиоуглеродные датировки лежат в интервале от 12870 ± 100 до 11220 ± 100 лн. Над ним залегает комплекс отложений, сформированных в период мангышлакской регрессии (голоцен).

Таким образом, в толще верхнеплейстоценовых отложений Северного Каспия зафиксированы трансгрессивно-регрессивные события бассейна, позволяющие достаточно полно реконструировать историю развития Каспия в позднем плейстоцене и выявить ее связь с глобаль-

ными изменениями климата [Yanina et al., 2018].

На климатические события первой половины позднего плейстоцена, МИС 5, Каспий отреагировал развитием двух тепловодных трансгрессивных бассейнов – позднехазарского и гирканского. Позднехазарская «малая» трансгрессия отвечала микулинскому межледниковью. Гирканская трансгрессия с более высоким уровнем развивалась в условиях переходного этапа от межледниковья к валдайскому оледенению. По мере приближения к максимуму ранневалдайской ледниковой стадии МИС 4 в условиях холодного сухого климата гирканский бассейн регрессировал. Стадии МИС 4 и начальным фазам межстадиального потепления МИС 3 в Каспии отвечала ательская регрессия. Развитие глобального межстадиального потепления, приведшее к увеличению приходной составляющей водного баланса Каспия за счет значительного усиления стока с водосборного бассейна, отразилось поднятием уровня ательского озера и развитием первой стадии хвалынской трансгрессии. Трансгрессивный ход уровня был прерван (эльтонская регрессия) в эпоху максимального похолодания и иссушения ледниковой (поздневислинской, поздневалдайской) стадии МИС 2. В эпоху деградации оледенения развитие хвалынской трансгрессии возобновилось.

Яркие климатические события позднеледниковья – фазы потепления беллинг и аллеред, вызвавшие активное таяние покровного оледенения и широко развитой в Волжском бассейне многолетней мерзлоты, нашли отклик в развитии трансгрессивной стадии хвалынского бассейна. В волжском эстуарии которого, а также в понижениях дохвалынского рельефа в Северном Каспии шло накопление толщи «шоколадных» глин. Фазы значительного похолодания – древний, средний и молодой дриас, характеризовавшиеся уменьшением объема стока с водосборной территории Каспия, отразились регрессивными стадиями в истории хвалынского бассейна. Наиболее значительная из них отвечала эпохе Younger Dryas. Свое завершение хвалынская трансгрессия получила в фазу первого резкого потепления климата (вызвавшего подъем уровня Каспия), по которому проводится граница плейстоцен/голоцен.

Событийная схема голоцена Каспия включает мангышлакскую регрессивную и новокаспийскую трансгрессивную эпохи. Различные вопросы развития этих бассейнов рассматриваются в многочисленных публикациях [Федоров, 1978; Хрусталеv, Ковалев, 1991; Рычагов, 1993; 1997; Hoogendoorn et al., 2005; Kroonenberg et al., 2007, 2008; Безродных и др., 2014; Свиточ, 2011; Leroy, 2010; Leroy et al., 2013; Янина и др., 2011; Болиховская, 2011; Bolikhovskaya, Kasimov, 2010; Richards et al., 2017; Сорокин и др., 2017; Yanina et al., 2019]. Глубина падения уровня оценивается исследователями по-разному. Так, в -48 – -50 м ее оценили М.М. Жуков [1941], О.К. Леонтьев и др. [1974], В.И. Артамонов [1976]. В.Г. Рихтер [1954, 1962] оценил падение уровня до -64 – -68 м (красноводская фаза). Е.Г. Маев [1994, 2009], основываясь на данных по строению разрезов донных отложений и рельефа дна Каспийского моря, предполагает многофазность регрессии и снижение уровня до отметок, близких к -90-100 м (абс.). В эпоху регрессии Северный Каспий был осушен. Реконструирована резкая аридизация климата [Абрамова, 1974; Абрамова, Маев, 1977; Вронский, 1974, 1976], в Северном Прикаспии были развиты полупустынные и пустынные ландшафты.

Регрессивное состояние Каспия было прервано «малой» новокаспийской трансгрессией, осложненной рядом регрессивных и трансгрессивных фаз. Уровень ее не поднимался выше -19м. Осадки новокаспийской трансгрессии развиты как в пределах акватории Каспия, так и на его побережьях, где участвуют в строении низких морских террас, береговых валов и других аккумулятивных форм. Голоценовая история Каспия полно рассмотрена Г.И. Рычаговым [1975, 1977, 1993, 1994, 1997]. Помимо трех трансгрессивных стадий, выделенных большинством исследователей [Федоров, 1957, 1978; Леонтьев, 1959, 1961, 1964, 1965; Никифоров, 1960, 1963; Маев, 1962; Мякокин и др., 1964 и др.], он выделил еще четыре. Согласно полученным Г.И. Рычаговым данным, после максимального пика трансгрессии имели место, по крайней мере, еще три крупные стадии, разделенные регрессивными фазами, в свою очередь они состояли из более мелких колебаний уровня.

На сейсмоакустических профилях, отражающих осадочную толщу Северного Каспия, четко выражены палеодепрессии, в керне скважин они выражены слабо консолидированными глинами, торфом, сапропелем, алевритово-песчаными осадками. Отложения обогащены разно-

образным органогенным материалом. Это раковины разной степени сохранности, местами образующие послойные скопления. В их составе как представители слабо солоноватоводной (*Dreissena*, *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*), так и пресноводной (*Unio*, *Viviparus*, *Valvata*, *Lymnaea*, *Planorbis*) фауны. Многочислен растительный детрит, рассеянный в массе осадков либо концентрирующийся с образованием тонких прослоев торфа. По данным радиоуглеродного датирования, заполнение палеопонижений рыхлым материалом произошло во временном интервале 9860–6350 ^{14}C лет (~11400–7300 календарных лет) назад. Положение палеоавандельты на современных глубинах 45–60 м может служить свидетельством снижения уровня Каспия до этих отметок [Bezrodnikh, Sorokin, 2016]. Новокаспийские отложения, согласно данным сейсмоакустического профилирования, несогласно перекрывают верхнехвалынские осадки и палеоврезы мангышлакской эпохи. Новокаспийская толща неоднородна по строению. Южнее авандельты Волги в Северном Каспии до зоны глубин 6–8 м простирается придельтовая равнина. В строении новокаспийских отложений равнины выделяется три слоя с горизонтальной и субгоризонтальной слоистостью (рис. 2.9 и 2.10), разделенных ярко выраженными размывами. Стратиграфический перерыв между слоями nk1 и nk3 выражен в виде эрозионных врезов, выполненных осадками со структурой заполнения. Глубина врезов достигает 8–9 м. Эрозионные врезы прослеживаются и между слоями nk3 и nk5 [Безродных и др., 2017, 2018; Yanina et al., 2019].

Нижний слой (nk1) представляет собой разнопесчаные отложения, иногда с супесчаными прослоями, включающие раковины каспийских моллюсков *Didacna barbotdemarnyi*, *D. baeri*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *A. vitrea*, *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Dr. polymorpha caspia*, *Theodoxus pallasi*, *Clessiniola variabilis*, *Micromelania caspia*, с редкими представителями пресноводной фауны *Unio sp.* Слой, залегающий выше (nk3), характеризуется усилением роли дидакн *Didacna barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *D. trigonoides*, а также появлением раковин *Cerastoderma glaucum*. Радиоуглеродная датировка 3324±50 лет (табл. 2.1).

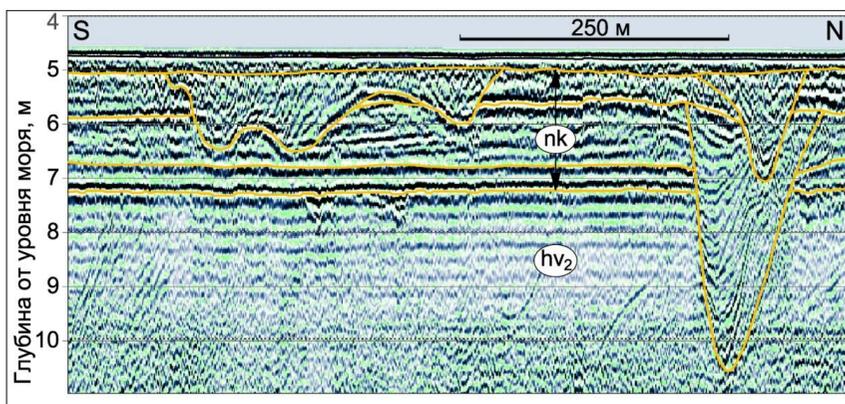


Рис. 2.9. Строение новокаспийской толщи осадков придельтовой равнины Северного Каспия [Безродных и др., 2018].

Видовой состав в верхнем новокаспийском слое самый многочисленный, он включает *Cerastoderma glaucum*, *Didacna barbotdemarnyi*, *D. baeri*, *D. longipes*, *D. trigonoides*, *D. pyramidata*, *Dreissena polymorpha polymorpha*, *Dr. polymorpha caspia*, *Theodoxus pallasi*, *Monodacna caspia*, *M. Angusticostata*, *Adacna vitrea*, *A. laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Clessiniola variabilis*, *Micromelania caspia*, в самой верхней его части появляются *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Палеодепрессии (nk2 и nk4) заполнены в основном тонкослоистыми глинистыми осадками, обогащенными растительным детритом. В составе фаунистического материала преобладают раковины пресноводных моллюсков (*Viviparus viviparus*, *Unio sp.*, *Lymnaea stagnalis*, *Planorbis sp.*). Датирование радиоуглеродным методом раковин моллюсков комплекса nk2 дало результат 4912±70 и 4130±70 лет, датирование органического материала (гуминовые кислоты) показало результаты 4170±70, 4610±70 и 3520±50 лет. Радиоуглеродный возраст раковинного материала из более поздних врезов (nk4) 2254±50 лет. Датирование гуминовых кислот показало возраст 2620±60 и 2860±60 лет.

Таблица 2.1. Датировки и фаунистический состав новокаспийских отложений Северного Каспия
[Безродных и др., 2018]

Лабораторный номер	Материал	Номер слоя	Фаунистический состав	Возраст ¹⁴ C	Календарный возраст
МГУ-1567	PM	nk5	<i>Cerastoderma glaucum, Didacna barbotdemarnyi, D. parallella</i>	Соврем.	Соврем.
МГУ -1572	PM	nk5	<i>Cerastoderma glaucum, Didacna barbotdemarnyi</i>	860±40	357-499
ЛУ-8160	PM	nk5	<i>Cerastoderma glaucum</i>	1180±70	788-946
ЛУ -6878	PM	nk5	<i>Cerastoderma glaucum</i>	1240±70	885-1013
МГУ -1511	PM	nk5	<i>Cerastoderma glaucum</i>	1330±60	948-1099
МГУ -1560	PM	nk5	<i>Monodacna caspia, Didacna barbotdemarnyi, D. parallella</i>	1690±40	1304-1416
МГУ -1656	PM	nk5	<i>Monodacna caspia, D. parallella, Didacna barbotdemarnyi</i>	2050±60	1544-1691
СПб-2007	PM	nk4	<i>Viviparus viviparus</i>	2254±50	2341-2301
ИГ-5096	OB	nk4	-	2620±60	2709-2799
МГУ -1638	PM	nk4	<i>Dreissena polymorpha, Monodacna caspia</i>	2750±60	2286-2552
МГУ -1662	OB	nk4	-	2830±70	2753-3214
ИГ -5098	OB	nk4	-	2860±60	2919-3064
МГУ -1571	PM	nk4	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	2895±60	2952-3080
МГУ -1566	PM	nk3	<i>Monodacna caspia, Adacna leviuscula</i>	3200±50	3370-3464
СПб -2005	PM	nk3	<i>Cerastoderma glaucum, Didacna barbotdemarnyi, D. longipes</i>	3324±50	3611-3544
ЛУ -6130	PM	nk2	-	3520±50	3720-3804
МГУ -1635	PM	nk2	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	4050±60	3867-4124
МГУ -1644	PM	nk2	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	4305±80	4199-4498
МГУ -1661	OB	nk2	-	3980±200	4222-4652
МГУ -1570	PM	nk2	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	4130±70	4569-4714
МГУ -1637	PM	nk2	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	4500±100	4474-4787
МГУ -1619	OB	nk2	-	4610±70	4595-4853
ИГ -5097	OB	nk2	-	4170±70	4615-4766
МГУ -1512	PM	nk2	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	4780±50	4830-5069
СПб -2012	PM	nk2	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	4912±70	5718-5590
МГУ -1617	OB	nk2	-	6350±100	6604-6902

МГУ -1614	PM	nk1	<i>Dreissena polymorpha, Monodacna caspia,</i>	5225±110	5382-5645
ЛУ -6920	PM	nk1	<i>Didacna barbotdemarnyi, D. baeri</i> <i>Dreissena polymorpha, Monodacna caspia,</i>	5700±430	5841-6739
МГУ -1563	PM	nk1	<i>Didacna barbotdemarnyi</i> <i>Monodacna caspia, Didacna barbotdemarnyi</i>	5750±80	5972-6208
МГУ -1643	PM	nk1	<i>Monodacna caspia, Didacna barbotdemarnyi, D. baeri</i>	6410±100	6663-6961
МГУ -1509	PM	nk1	<i>Monodacna caspia, Didacna barbotdemarnyi</i>	6610±60	6944-7165
МГУ -1559	PM	nk1	<i>Dreissena polymorpha, Monodacna caspia,</i> <i>Didacna barbotdemarnyi</i>	6830±60	7220-7396
МГУ -1615	OB	nk1	-	6590±100	7426-7571
МГУ -1660	PM	nk1	<i>Dreissena polymorpha, Monodacna caspia</i>	7330±70	7635-7833
МГУ -1618	OB	nk1	-	7420±130	7736-8002
ЛУ -6133	PM	nk1	<i>Monodacna caspia, Didacna parallella</i>	7610±60	7924-8117
СПб -1994	PM	nk1	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha</i>	7153±70	7927-8031
ЛУ -6134	PM	nk1	<i>Dreissena polymorpha, Monodacna caspia,</i> <i>Didacna barbotdemarnyi</i>	7680±80	7960-8178
МГУ -1611a	PM	nk1	<i>Dreissena polymorpha polymorpha</i>	7300±100	7999-8199
ЛУ -8152	PM	nk1	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha,</i> <i>Didacna barbotdemarnyi</i>	8090±160	8311-8736
ЛУ -8154	PM	nk1	<i>Monodacna caspia, Dreissena polymorpha,</i> <i>Didacna barbotdemarnyi</i>	8300±170	8533-8996
МГУ -1611	OB	nk1	-	8100±300	8637-9317

Примечание. МГУ – Московский государственный университет, ЛУ – Санкт-Петербургский государственный университет, СПб – Санкт-Петербургский педагогический университет, ИГ – Институт географии РАН; PM – раковины моллюсков, OM – органический материал

Анализ строения толщи новокаспийских отложений придельтовой равнины Северного Каспия показал, что в ней выделяются 5 сейсмоакустических комплексов (nk1–nk5). Комплексы nk1 и nk3 отличаются преимущественно слоистой структурой, определяемой протяженными субгоризонтальными отражающими поверхностями. Комплексы nk2 и nk4 представляют собой фации заполнения русел и/или озерных впадин, наиболее крупные из которых прорезают всю толщу новокаспийских, часто мангышлакских и верхнехвалынских, отложений на глубину до 10 м. Маломощный верхний комплекс nk5 несогласно перекрывает отложения комплексов nk4 и nk3 и сложен песчано-раковинными осадками.

Можно заключить, что в строении осадочной толщи Северного Каспия зафиксированы разномасштабные палеогеографические события голоцена: глубокая мангышлакская регрессия и новокаспийская трансгрессия, развивавшаяся стадийно (рис. 2.10). Мангышлакская регрессия датируется временным интервалом ~11500–8000 лет. В климатическом отношении эта эпоха раннего голоцена (бореал, согласно схеме Блитта-Сернандера) характеризовалась сравнительно

высокой теплообеспеченностью и сухостью [Хотинский, 1977; Mangerud et al., 1974; Борисова, 2014]. Такое соотношение климатических показателей привело к повышению отрицательной составляющей водного баланса Каспия и его регрессии. Результаты палинологического анализа свидетельствуют о ксерофитизации растительного покрова в Каспийском регионе в эпоху мангышлакской регрессии [Абрамова, 1974; Вронский, 1987; Букреева, Вронский, 1995; Болиховская, 2011; Leroou et al., 2013]. Среднегодовое количество осадков меньше современных значений реконструировано для бассейна Волги в период до 9500 л. н. [Новенко, 2016]. Временной интервал развития мангышлакской регрессии завершился ярким климатическим событием, так называемым «8200 event», резким кратковременным похолоданием [Alley et al., 1997; Борисова, 2014], приведшим к усилению аридности. Именно на завершающем этапе мангышлакской регрессивной эпохи, согласно заключению Маева [2009], отмечалось максимальное снижение уровня Каспия.

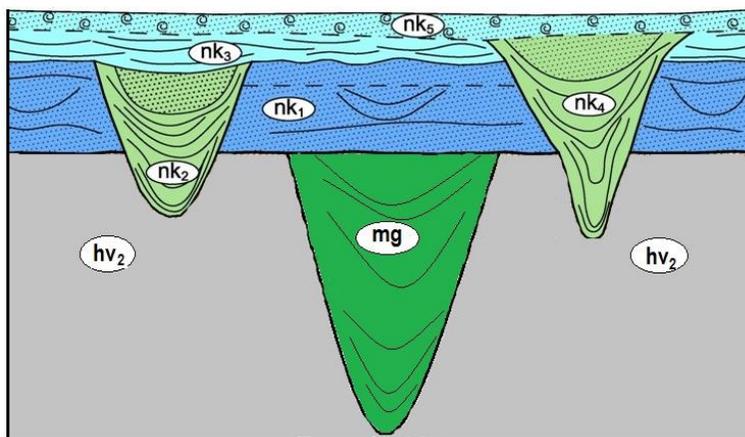


Рис. 2.10. Схема строения голоценовой толщи осадков, отражающая трансгрессивно-регрессивные события в Северном Каспии [Безродных др., 2018].

Эпоха трансгрессивного подъема уровня, в строении новокаспийской толщи отраженная слоем nk1, датируется интервалом 8200–5600 лет назад. В климатическом отношении (атлантический оптимум голоцена) ее большая часть относится к эпохе теплого и влажного климата [Хотинский, 1977; Величко, 2012; Новенко, 2016]. Согласно [Panin, Matlakhova, 2015], флювиальная активность на Восточно-Европейской равнине была умеренная. Вывод о существовании продолжительного этапа потепления и увлажнения климата в Нижнем Поволжье в интервале ~ 8500–7600 л. н. сделан Н.С. Болиховской [2011]. А позднеатлантический интервал, длившийся с 6100 до 5000 л. н., по уровню и соотношению теплообеспеченности и влагообеспеченности растительного покрова охарактеризован ею как главный климатический оптимум голоцена для этой территории. Очевидно, это эпоха максимального подъема уровня Каспия в голоцене [Варущенко и др., 1987; Рычагов, 1997].

Регрессивная стадия (nk2) имеет возрастные рамки 5600–3700 л. н. Уровень Каспия снизился на 8 м, придельтовая равнина вышла из-под каспийских вод и подверглась эрозионному расчленению и воздействию субаэральных процессов. Состав осадков, заполняющих котловины, свидетельствует о том, что это были озерные водоемы типа современных ильменей в дельте Волги. В климатическом отношении это период суббореального термического максимума голоцена (4700–3600 л. н), установленный для Восточно-Европейской части России [Хотинский, 1977]; период низкой флювиальной активности на территории бассейна Волги [Panin, Matlakhova, 2015]. Н.С. Болиховской [2011] с 5000 до 4200 л. н. в Нижнем Поволжье реконструированы условия относительного иссушения климата; фаза импульсного иссушения климата, приведшего к господству степных и полупустынных ценозов на водоразделах, установлена ею в интервале ~ 3700–3500 л. н.

Трансгрессивная стадия (nk3) охватывала временной интервал 3600–3400 л. н. Это была эпоха позднеубореального похолодания на Восточно-Европейской равнине [Хотинский,

1977]. О высокой увлажненности на территории водосборного бассейна Волги свидетельствует флювиальная активность малых и средних рек [Panin, Matlakhova, 2015] и фаза роста оврагов, имевшая место 3600–3000 л. н. [Panin et al., 2011]. Фаза увлажнения климата, начавшаяся около 3500 л. н., реконструирована для Нижней Волги [Болиховская, 2011].

Регрессивная стадия (nk4) датируется 3080–2300 л. н. Уровень бассейна упал на 6–8 м, в придельтовой равнине образовались врезы, заполненные пресной водой. Очевидно, это был отклик Каспия на этап потепления и сокращения количества осадков в бассейне Волги [Новенко, 2016]. Отмечено снижение флювиальной активности [Panin, Matlakhova, 2015].

Последовавшее вслед за регрессивным событием поднятие уровня Каспия произошло после 2300 лет назад. Этому периоду позднего голоцена отвечают две ярко выраженные климатические фазы: «средневековый климатический оптимум» (950–1250 гг.), с количеством осадков на Восточно-Европейской равнине на 25–50 мм ниже современного [Климанов с соавт., 1995], и «малый ледниковый период» (1400–1700 гг.) [Mann et al., 2009; Климанов с соавт., 1995; Борисова, 2014]. Трансгрессивные осадки в Северном Каспии имеют даты 1700–1100 и 900–360 л. н. Условия бассейна и их малакофаунистический облик были близки современным.

Таким образом, можно заключить, что мангышлакская регрессия до -90 м имела место в бореальную (схема Блитта-Сернандера) эпоху раннего голоцена, характеризовавшуюся сравнительно высокой теплообеспеченностью и сухостью. В развитии новокаспийской трансгрессии выражены три трансгрессивные стадии: первая развивалась в эпоху теплого и влажного климата атлантического оптимума голоцена; вторая явилась откликом на эпоху позднесуббореального похолодания и высокой увлажненности на Восточно-Европейской равнине; в развитии третьей стадии, охарактеризованной двумя группами дат 1700–1100 и 700–360 л. н., hiatus между ними дает основание к предположению о снижении уровня Каспия в теплый сухой период средневековья, а вторая группа дат отвечает трансгрессивному подъему Каспия в прохладный и влажный климатический эпизод (малый ледниковый период). Регрессивные фазы с падением уровня до 9 м отвечали суббореальному термическому максимуму голоцена и этапу потепления и сокращения количества осадков в бассейне Волги.

Таким образом, можно заключить, что в строении осадочного комплекса разрезов Нижнего Поволжья и Северного Каспия отражены разномасштабные палеогеографические события позднего плейстоцена (последний климатический макроцикл) и голоцена: двухстадийная позднехазарская, трехстадийная раннехвалынская и новокаспийская трансгрессии, разделенные ательской и мангышлакской регрессиями. В строении толщи осадков выражены и трансгрессивно-регрессивные события более мелкого масштаба. Это хорошо выражено в строении хвалынских и новокаспийских отложений. Все эти палеогеографические события в позднелейстоценовой и голоценовой истории Северного Каспия отражают изменения климата.

3. Развитие альгофлоры

3.1. Фитопланктон Волги и Северного Каспия

Начало исследованиям флоры водорослей положено на Волжской биологической станции в г. Саратов в 1900 г. [Генкал, 1992]. В 1928 г. опубликована монография А. Беннинга [1928], являющаяся первым крупным обобщением по планктону Волги. Ввиду выявленной в течение многих лет научно-исследовательских работ тенденции к преобладанию диатомей в структуре фитопланктона Волги, учёные уделяют особое внимание данной группе водорослей. В целом все труды до начала XX в. были нацелены на описание систематического состава флоры и географического распространения видов. Согласно обобщающей сводке Г.В. Кузьмина [1974], в Волге было зарегистрировано 538 таксонов диатомей. В монографии С.И. Генкала [1992] число диатомовых водорослей видового и внутривидового ранга составляет 734.

В связи со строительством каскада (9) волжских водохранилищ в 1936–1980 гг. одной из главных научных проблем стало изменение состава и продуктивности фитопланктона в водохранилищах [Рыбинское..., 1972; Лаврентьева, 1977; Волга и её жизнь..., 1978; Ивановское..., 1978; Андросова, 1983; Куйбышевское..., 1983; Экология..., 1989]. С момента создания Института биологии внутренних вод РАН (ИБВВ РАН) на берегу Рыбинского водохранилища во второй половине XX в. расширен охват исследований фитопланктона, включающих не только основное русло Волги, но и водоёмы и водотоки её бассейна. Одни из наиболее значительных трудов, опубликованных по результатам данных исследований, – монографии «Волга и её жизнь» [1978] и «Фитопланктон водохранилищ Волжского каскада» [Лаврентьева, 1977]. Подобные исследования, охватывающие весь каскад водохранилищ, повторно проведены в 1989–1991 гг. и обобщены в главе «Volga River Basin» [Rivers of Europe, 2009]. В России в 1994–2003 гг. издана серия книг «Фитопланктон Волги», в которой представлен каждый этап обобщения по всем водохранилищам Волжского каскада. В создании данной серии участвовали сотрудники ИБВВ РАН, Нижегородского государственного университета и Саратовского отделения ГосНИРХО [Генкал, 1992; Охупкин, 1994; Герасимова, 1996; Охупкин и др., 1997; Попченко, 2001; Фитопланктон Нижней Волги..., 2003; Корнева, 2015].

Первые работы по изучению состава фитопланктона дельты Волги относятся к началу XX в. и носят обобщающий характер [Zykoff, 1906; Лебедев, 1909; Сергеева и др., 1909; Эльдарова-Сергеева, 1913]. Дальнейшие исследования проводились в контексте трансформации экологических сообществ под влиянием зарегулирования стока Волги. Существуют флористические и гидробиологические труды более локального характера по изучению состава водорослей некоторых водоёмов дельты и авандельты Волги, включающие в себя оценку численности и объёма биомассы фитопланктона [Дубровин и др., 1910–1912; Ивлев, 1940; Ивлев, Мухаревская, 1965; Горбунов, 1955, 1976; Горбунов и др., 1965; Курочкина, 1990]. Данные по экологии пресноводных видов диатомей, в том числе для Нижней Волги, содержатся в сборнике «Определитель пресноводных водорослей...» [1951]. Более поздние работы, как правило, охватывают весь бассейн реки Волги и прилегающую акваторию Северного Каспия. Они посвящены трансформации диатомовых сообществ в результате строительства Волжского каскада ГЭС [Волга и её жизнь, 1978; Волошко, 2015; Корнева, 2015], антропогенного изменения структуры стока реки [Кузин, 2009; Загрязняющие вещества..., 2017] и оценке экологической ситуации в акваториях дельты и Северного Каспия [Свальнов и др., 2011].

Изменения в трансформации гидрохимической характеристики водоёмов, в свою очередь, сказываются на трансформации сообществ фитопланктона. Экологические изменения в современных водоёмах дельты необходимо учитывать для наиболее корректного применения метода актуализма в реконструкциях среды на основе ископаемых диатомовых ассоциаций [Полякова, 2010].

Дельта, как область смешения речных и морских вод, обеспечивает активное поступление большого количества взвешенных веществ в осадки. Это связано с тем, что в устьевой части водоток значительно теряет скорость, создавая условия для быстрого осаждения взвешенных

частиц (гравитационная ступень маргинального фильтра [Лисицын, 1994, 2014]). Белковые вещества, привносимые в речные воды различными организмами и находящиеся в коллоидном состоянии, при взаимодействии с ионами морской воды «слипаются», приобретая форму хлопьевидных частиц (коллоидная часть маргинального фильтра [Лисицын, 1988, 2014]). Подобные условия служат благоприятной питательной базой для организмов-продуцентов, в том числе диатомовых водорослей, которые составляют в среднем 94% от общей массы фитопланктона дельты Волги и являются основными поставщиками кислорода в водной среде [Загрязняющие вещества..., 2017].

В дельте производится регулярный мониторинг содержания большинства химических элементов и соединений, стимулирующих или лимитирующих развитие и размножение диатомей: азота, фосфора, кремния, серы, кальция, магния, калия, железа и марганца [Полякова, 2010], а также сульфатов и хлоридов. Для диатомовых водорослей вопрос о физиологических процессах остаётся не до конца изученным: необходимо принимать во внимание, что одни и те же процессы могут протекать с разной интенсивностью в зависимости от видовой принадлежности диатомей [Полякова, 2010]. Это осложняет выявление наиболее общих закономерностей геохимического состава воды для развития диатомовых водорослей.

Оптимальное соотношение азота и фосфора, имеющих важнейшее значение в питании диатомей, для многих видов составляет 1:7-1:12, что и наблюдалось в период с 1935 по 1965 гг. [Волга и её жизнь, 1978; Корнева, 2015]. Начиная с 1966 г. в условиях зарегулирования стока Волги соотношение N:P повысилось более чем до 1:15, местами до 1:18 [Корнева, 2015] в результате увеличения биогенного стока (эвтрофикации вод). Многоводный режим за последние 25 лет в полной мере компенсировал влияние дефицита стока в начале 60-х годов [Геохимия лагунно-маршевых..., 2017]. Создание каскада водохранилищ привело к увеличению времени прохождения воды от истока до устья и снизило возможность самоочищения вод реки. Интенсивная деятельность живых организмов в относительно более застойных условиях приводит к активной эвтрофикации водоёмов в дельте Волги. При этом происходит гипертрофированное развитие отдельных видов диатомей, например, пресноводного планктонного вида *Aulacoseira granulata*, являющегося индикатором богатых органикой вод [Барина и др., 2006]. Увеличение видового разнообразия диатомей в 70-е годы также связывают с реакцией на зарегулирование стока Волги, ввиду возникновения качественно новых субстратов для бентосных видов.

В период с 1935 по 1980 годы в низовьях Волги выявлены тенденции к повышению концентрации ионов магния, железа, калия (с 1,7–2,3 до 2,2–2,7 мг/л) и хлора (с 4,9–6,2 до 9,9–11,1 мг/л), что положительно повлияло на продуктивность диатомей [Корнева, 2015].

На гидрохимический режим дельты оказали влияние воды Каспия после подъёма уровня в начале XIX в., которое проявилось в большей степени после зарегулирования стока каскадом водохранилищ. В нижней части акватории в период 1935–1980 гг. увеличились: минерализация с 261 до 303 мг/л, содержание хлоридов с 19,8 до 305,8 мг/л и сульфатов с 9,8 до 60,7 мг/л [Корнева, 2015]. Это привело к увеличению доли солоноватоводных видов диатомей и видов-алкалифилов, предпочитающих слабощелочную среду (*Cyclotella meneghiniana*, *Melosira moniliformis*) и развитию инвазивных видов, занесённых в Волгу при позднеплейстоценовых трансгрессиях Каспия (*Skeletonema subsalsum*, *Thalassiosira incerta* [Корнева 2015]). Солоноватоводные и эвригалинные виды занимают важное место в структуре диатомовых сообществ, ввиду того что они отличаются высокой экологической пластичностью и выдерживают колебания солёности вследствие поднятия уровня моря или увеличения испарения. В данных условиях пресноводные виды погибают из-за изменений осмотического давления. Резкие контрасты солёности, амплитуда которых может достигать 2–5‰, наблюдаются в зоне смешения морских и речных вод в результате суточной или сезонной динамики морского края дельты [Геохимия лагунно-маршевых..., 2017]. Изменение расхода воды в верхней части дельты определяет местоположение зоны смешения: в половодье она смещается в сторону моря, в межень – к дельте. Перечисленные сезонные колебания также отражаются в структуре фитопланктона.

Образование органического вещества в клетках диатомей происходит за счёт фотосинтеза, поэтому мутность воды выступает в роли ограничивающего фактора их развития. Значи-

тельная часть твёрдого стока Волги задерживается каскадом водохранилищ, поэтому в районе дельты среднегодовая мутность вод сравнительно низкая – около 70 г/м³ [Геохимия лагунно-маршевых..., 2017]. Высшие растения могут задерживать часть взвеси, что, с одной стороны, обеспечивает устранение мелких частиц и способствует заилению и отмиранию водотока в области широкого развития водной растительности – с другой.

В связи с антропогенной трансформацией стока наносов возрастает значение дельты как маргинального фильтра, где аккумулируется в среднем 93–95% взвешенных и 20–40% растворённых веществ, поступающих с речным стоком [Лисицын, 1994, 2014]. За счёт жизнедеятельности фитопланктона дельты выполняют функцию очистки речных вод, в том числе и от загрязняющих веществ. На данный момент экологическое состояние акватории Каспийского моря, примыкающей к береговой линии, определено как кризисное [Загрязняющие вещества..., 2017] из-за эвтрофикации и развития тростниковых зарослей, взмучивания и вторичного загрязнения вод.

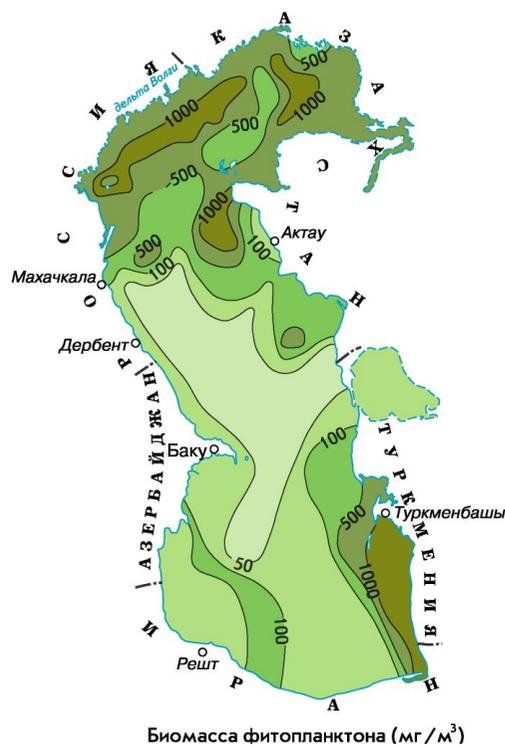


Рис. 3.1. Распределение биомассы фитопланктона в Каспийском море (<http://aquacultura.org>).

довое разнообразие [Прошкина-Лавренко, Макарова, 1968].

Систематизация и обобщение результатов исследований привели к необходимости создания крупных сборников или атласов современных и ископаемых (неогеновых) диатомовых водорослей [Жузе и др., 1949; Диатомовые водоросли СССР, 1974]. В них содержится комплексная информация по экологии видов, в том числе обитающих в Нижнем Поволжье и Северном Каспии.

3.2. Современные и голоценовые ассоциации диатомей дельты Волги

Современные и голоценовые диатомовые ассоциации изучены нами на территории Дамчикского участка Астраханского биосферного заповедника. Район проведения работ является участком пойменно-руслевой дельтовой равнины. Средняя температура воды в реке Волге в конце июня составляет 21,7°С, рН 7,0–8,5 [Астраханский заповедник, 1991]. В целом водоёмы

В Северном Каспии концентрация фитопланктона наиболее высока (рис. 3.1).

Диатомовые водоросли играют ведущую роль в структуре фитопланктона Каспийского моря, их видовое разнообразие достигает 72 таксонов [Диатомовые водоросли СССР..., 1974]. Наиболее ранние труды по современным диатомеям Каспия принадлежат А. Грунову, занимавшемуся изучением преимущественно морских видов [Grunow, 1878]. Начиная с 40-х гг. XX в исследования фитопланктона включают в себя не только систематический состав, но и оценку биомассы определённых сообществ [Киселёв, 1938, 1940; Усачёв, 1948; Смирнова, 1959; Прошкина-Лавренко, Макарова, 1968; Левшакова, 1967; Волга и её жизнь, 1978; Макарова, 1988; Гасанова, 2004]. Они посвящены экологическим аспектам трансформации сообществ диатомей и вертикальному распределению биомассы по глубине [Винникова, Сокольский, 2008; Карпинский, 2010; Матишов и др., 2011; Паутова и др., 2015].

Бентосные диатомеи изучались преимущественно в Среднем и Южном Каспии [Караева, 1960, 1961, 1963], их видовое разнообразие достигает 126 таксонов. Судя по большому количеству бентосных видов диатомей в фитопланктоне Северного Каспия, в его акватории также предполагают их широкое ви-

дельты эвтрофные, отличаются высокой динамичностью (ввиду сезонных колебаний основных протоков) и высоким содержанием азота и фосфора – необходимых элементов для питания диатомей. Образцы современных диатомовых ассоциаций отобраны из различных с точки зрения экологии водных объектов: р. Волга (основное русло) в 5 км выше по течению от пос. Дамчик, ильмень Мартышка, побережье островов в авандельте, относительно открытое пространство в авандельте (рис. 3.2 а, б).

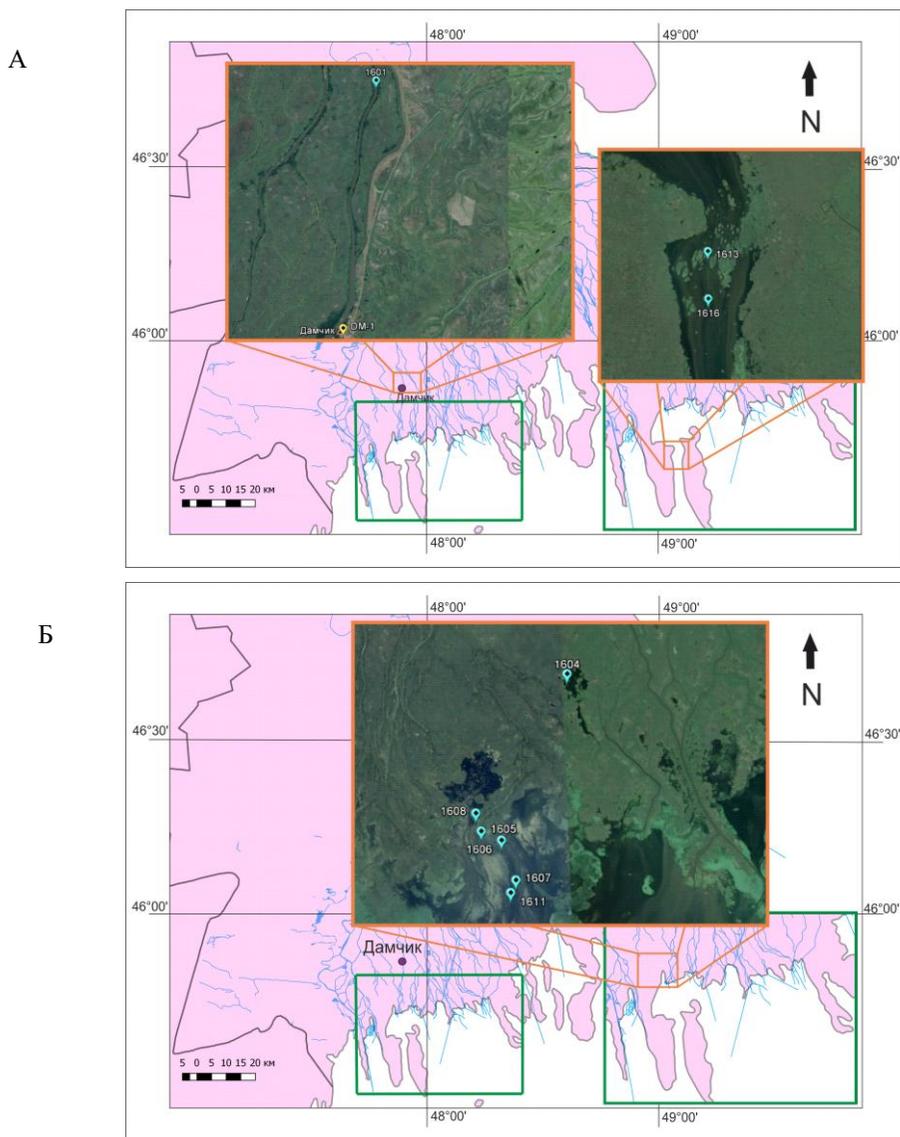


Рис. 3.2. а, б. Схема точек отбора образцов воды и донных отложений.

Наиболее представительные по содержанию диатомей среди отобранных проб – образцы донных отложений. Ниже представлены диаграммы соотношения определённых в образцах диатомей с указанием наиболее часто встречаемых видов и разновидностей. Выборка в каждом образце составила порядка 250-300 створок, за исключением образца А 1612 (выборка 150 створок, ввиду их малой концентрации). Под «N» понимается общее число таксонов, встреченных в конкретном образце. На основе данных о доминантах, процентном соотношении видов в диатомовых ассоциациях, общему количеству створок диатомей в осадках можно выделить пять групп, соответствующих определённым экологическим условиям.

Таблица 3.1.

Выделение экологических групп диатомей в образцах донных осадков дельты Волги.
Цвет ячейки соответствует номеру группы.

	A 1601	A 1604	A 1605	A 1606	A 1607	A 1608	A 1611	A 1612	A 1613	A 1616
температура, °C	21,5	21,0	21,2	21,2	21,5	21,4	21,1	21,3	21,0	21,2
pH	8,7	8,9	8,6	8,6	8,6	8,7	8,8	8,8	8,9	8,9

1 группа – оранжевый, 2 – красный, 3 – зелёный, 4 – голубой, 5 – фиолетовый

Первая группа – основное русло р. Волга. В неё входят образцы А 1601 и А 1608 (рис. 3.3).

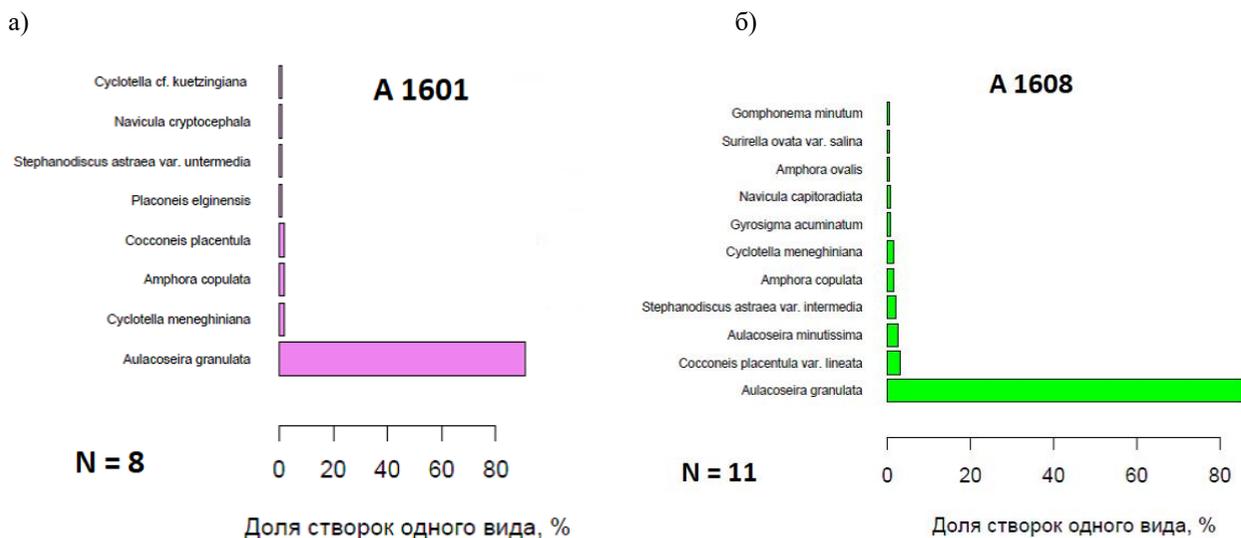


Рис. 3.3 а, б. Диаграммы содержания видов в % в образцах донных осадков основного русла р. Волги.

Первая группа отличается абсолютным преобладанием пресноводного планктонного вида *Aulacoseira granulata* (более 85%) – типичного обитателя эвтрофных водоёмов, схожим составом субдоминант и скудным видовым разнообразием (9–11 видов). Большое количество данного планктонного вида в донных осадках свидетельствует об обмелении и эвтрофикации водоёма. Малое количество таксонов, скорее всего, является следствием чрезмерного развития планктонного вида *Aulacoseira granulata*, который затеняет бентосные сообщества и отнимает у них питательную базу. Образец А 1608 отобран непосредственно в русле р. Волга, в месте, близком к устьевой части. Однако по результатам диатомового анализа, в данном районе не наблюдается существенной смены состава диатомовых ассоциаций, по сравнению с образцом А 1601. Отличие лишь в небольшом повышении доли сопутствующих видов, среди которых преобладают солоноватоводные виды (*Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, *Cyclotella meneghiniana*). Это может объясняться близким расположением к устьевой части.

Вторая группа – дельтовый ильмень, образец А 1604 (рис. 3.4). Образец отличается довольно высоким разнообразием таксонов (30), иным доминантом – пресноводно-солоноватоводным планктонным *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia* (19,6%) и малым отличием содержания преобладающего вида по сравнению с субдоминантным *Aulacoseira granulata* (12%). В целом в данном образце большая доля принадлежит планктонным и бентосным солоноватоводным видам-алкалифилам, в связи с высоким испарением в замкнутом мелком водоёме (ильмень Мартышка).

Третья группа – опреснённые протоки в авандельте (рис. 3.5). В образцах из устьевой части основного русла р. Волга (А 1605, А 1606, А 1607, А 1611, А 1612) всё ещё сохраняется *Aulacoseira granulata* в качестве доминанта, однако содержание вида падает примерно до 60–

70% по сравнению с образцами первой группы. В третьей группе выявлена одинаковая структура субдоминантных видов, второе по численности место занимает пресноводно-солонатоводный галофильный перифитонный вид («образователь» высших растений) *Cocconeis placentula* (4–13,9%). Наиболее низкая доля *Aulacoseira granulata* (58,5%) и максимальное содержание *Cocconeis placentula* (13,9%) демонстрирует наиболее удалённый от устьевой части р. Волги образец А 1612. Соотношения вполне закономерны ввиду большого влияния солонатовых вод в результате продвижения в глубь аванделты и барьерной роли серии островов, затрудняющих доступ пресных вод Волги с севера к месту отбора образца. Общее количество таксонов колеблется от 15 (А 1612) до 26 (А 1607).

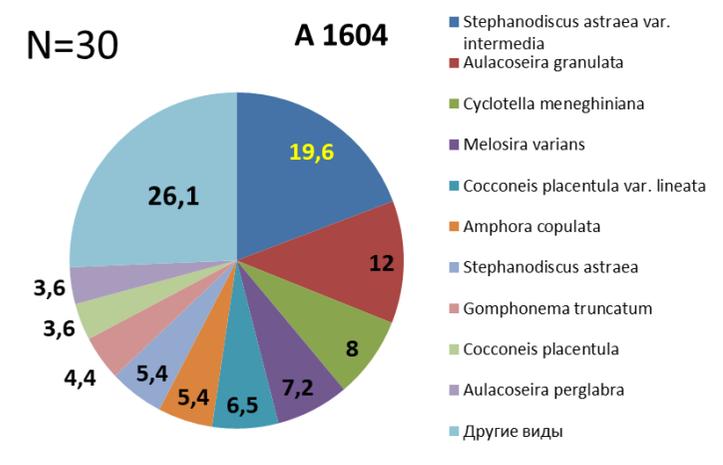
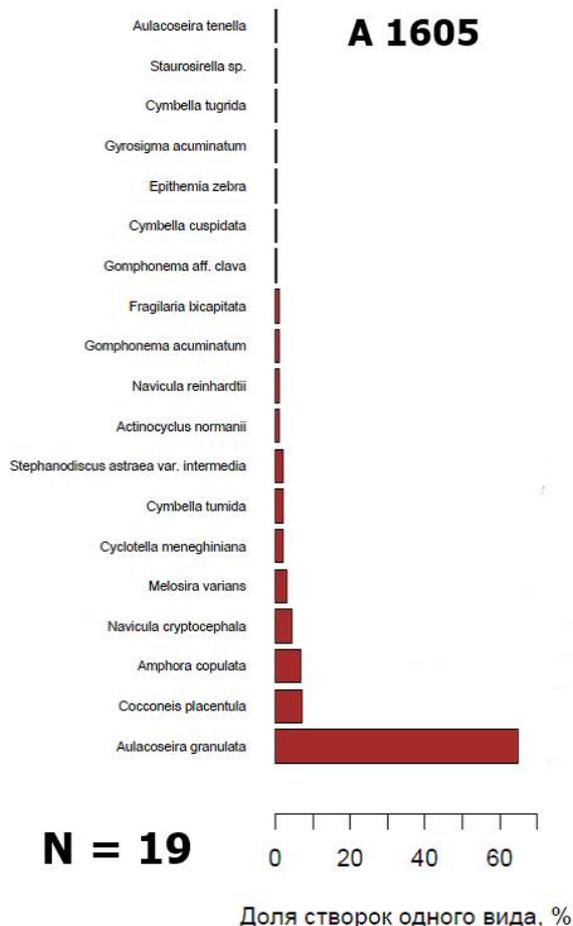
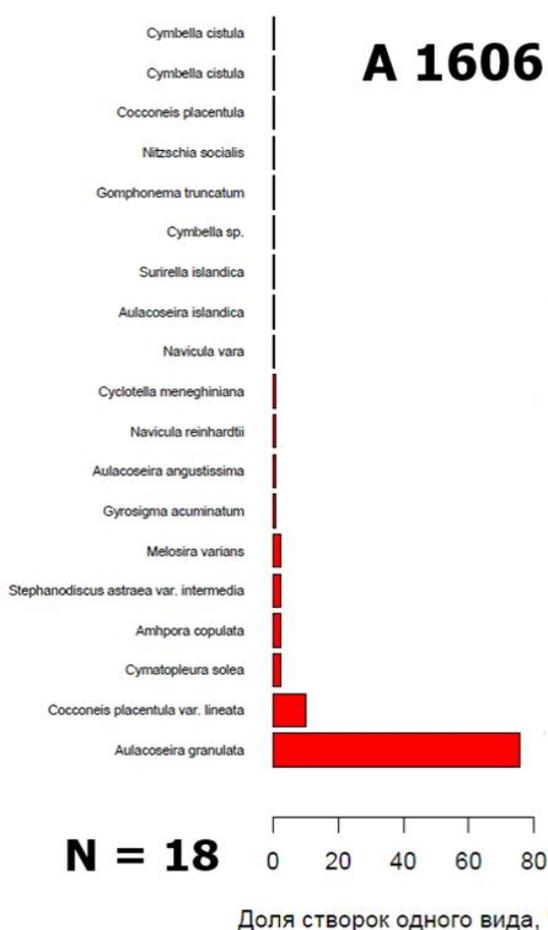


Рис. 3.4. Диаграмма содержания видов в % в образце донных отложений ильменя Мартышка.



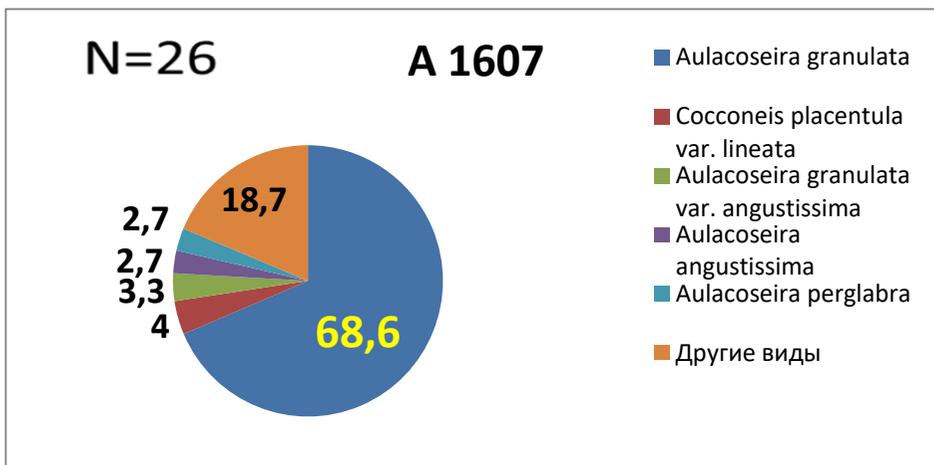


Рис. 3.5. Диаграммы содержания видов в образцах донных отложений опреснённых проток в авандельте

Четвёртая группа выделена у берегов островов в авандельте, в неё отнесён образец А 1613 (рис. 3.6).

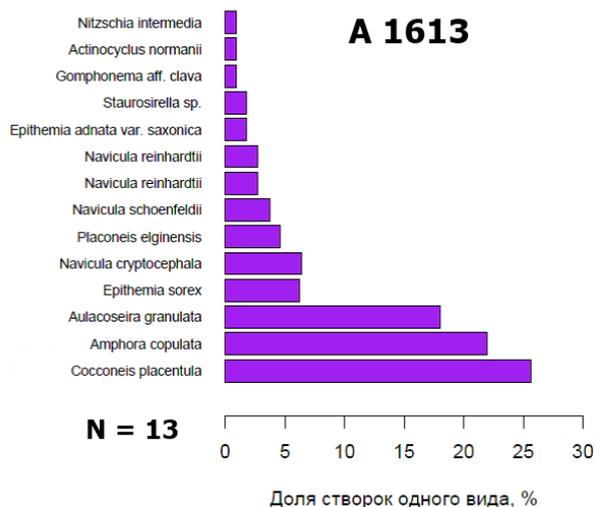


Рис. 3.6. Диаграмма содержания видов в образце донных отложений у берегов островов в авандельте.

Он отличается составом доминантных видов: *Cocconeis placentula* (27,6%), планктонный галофил *Amphora copulata* (22,1%), *Aulacoseira granulata* (18,4%). На остальные виды приходится менее 7%. Количество выявленных таксонов составляет 13, концентрация створок – одна из самых низких среди всех образцов. Вероятно, это может быть связано с высокой мутностью вод вызванной интенсивным стоком и большим количеством взвесей у берегов островов в дельтовой протоке.

Пятая группа – относительно открытая часть авандельты, в данную группу отнесён образец А 1616 (рис. 3.7). Он отличается наибольшим таксономическим разнообразием среди изученных проб, равном 32. Преобладает перифитонный вид *Cocconeis placentula* (27,6%), субдоминантами являются пресноводные планктонные виды *Aulacoseira perglabra* (15%) и *Amphora copulata* (10,2%). Следует отметить, что в образце закономерно появляются морские виды *Navicula salinarium* (2,9%), *Operphora marina* (1%), *Surirella gracilis* (1,9%). Вероятно, более близкое расположение относительно морского края дельты способствует повышению таксономического разнообразия за счёт морских диатомей.

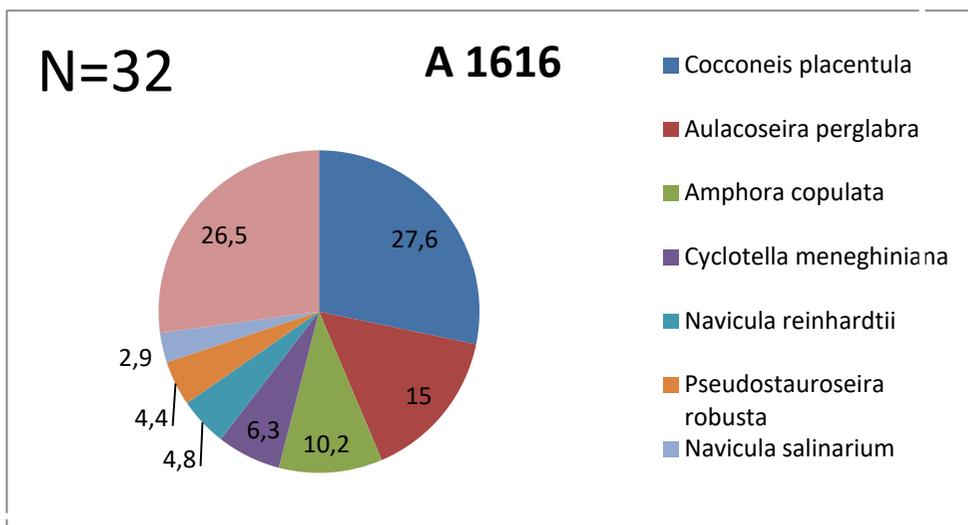


Рис. 3.7. Диаграмма содержания видов в % в образце донных отложений относительно открытой части авандельты.

По результатам диатомового анализа можно сказать, что современные ассоциации диатомовых водорослей несомненно несут информацию о локальных условиях осадконакопления. Они отражают морфологические свойства водоёма (проточный, или замкнутый, мелкий или глубокий) и формируют представления о характеристиках вод (солёность, температура, рН, трофность, загрязнение и др.). Данные о современных диатомовых ассоциациях дельты Волги помогут при интерпретации ископаемых комплексов. Имеющиеся значения температуры и рН, измеренные в ходе отбора образцов, с помощью статистической обработки позволят перейти к количественным характеристикам водной среды осадконакопления и уточнить палеогеографические реконструкции.

В палеореконструкциях используются различные классификационные системы для диатомей [Диатомовые водоросли СССР, 1974; Полякова, 2010]. По местообитанию виды диатомей разделяются на планктонные, бентосные и перифитонные виды. Последние обрастают подводные части растений и твёрдого субстрата. Некоторые виды (меропланктонные) обитают как в составе перифитона, так и фитопланктона. В составе перифитона выделяется немногочисленная группа реофильных видов, предпочитающих проточные хорошо аэрированные воды. Планктонные диатомей морей и океанов подразделяются на океанические, неритические и панталассные виды, встречающиеся как в открытых океанах, так и в пределах шельфов. Для реконструкций изменений палеоглубин морских бассейнов используются количественные соотношения океанических, неритических и панталассных видов. Лимитирующим фактором развития диатомей в водоёмах, ввиду необходимости фотосинтеза, является освещённость. Как правило, глубина обитания диатомей в континентальных водоёмах оценивается от 1,5 м (при высокой мутности) до 30 м, в морях и океанах – от нескольких десятков до 162 м в субантарктических областях [Полякова, 2010]. При реконструкциях глубин континентальных палеоводоемов определяются количественные соотношения планктонных диатомей, развивающихся в верхнем фотическом слое вод и бентосных и перифитонных видов.

Диатомей могут вегетировать в широком диапазоне температур вод (от $-1,8^{\circ}$ до 50° C) в зависимости от видового состава. По отношению к температуре выделяют большую группу эвритермных видов, обитающих в широком диапазоне температур, и стенобионтные виды, живущие лишь при определённой температуре. Наиболее общая классификация континентальных диатомей по отношению к температуре вод предполагает выделение космополитичных групп, присущих всем географическим поясам, холодноводных видов (аркто-бореальных и аркто-альпийских, обитают в холодных морях и горных водоёмах), бореальных видов (умеренно-тепловодных) и тепловодных [Жузе и др., 1949; Диатомовые водоросли СССР, 1974; Полякова, 2010].

По отношению к солёности вод, согласно наиболее употребляемой системе галобности Кольбе в модификации Симонсена и Панкова [Kolbe, 1932; Simonsen, 1962; Pankow 1990; Полякова, 2010], они подразделяются на четыре основные группы: полигалобы, обитающие в водной среде с солёностью выше 40 ‰, эвгалобы (солёность 30–40 ‰), мезогалобы (солонатоводные, часто встречаются в дельтах и эстуариях рек с солёностью вод 0,5–20 ‰) и олигогалобы (пресноводные виды, солёность до 5 ‰). Среди пресноводных видов выделяются: галофобы, оптимально существующие при солёности вод 0,02‰; индифференты, развивающиеся при 0,2–0,3‰ и галофилы, рост которых стимулируется при повышении солёности до 0,4–0,5‰. Малейшее повышение солёности вод ведёт к гибели галофобных диатомей из-за повышения осмотического давления. По этой причине «исчезновение» галофобных видов в образцах может свидетельствовать о поступлении солонатовых вод или более активном испарении. С речными водами пресноводные диатомеи поступают в прибрежную зону морей, но вегетация их скоро прекращается. Однако распределение пресноводных диатомей в шельфовых осадках морей является надёжным индикатором изменений речного стока и основой количественных оценок палеосолёности вод [Polyakova, 2003; Полякова, 2010].

По отношению к активной реакции водной среды, согласно системе Хустедта [Hustedt, 1939], среди диатомей выделяют виды: ацидобионтные – обитатели кислых вод (pH = 5,5 и менее); ацидофильные, предпочитающие слабокислые воды (pH = 5,5–7); индифферентные и/или нейтрофильные, приспособленные к широкому спектру условий или встречающиеся в водах с нейтральной средой (pH около 7); щелочифильные, оптимально развивающиеся в слабощелочных водах (pH > 7); щелочибонтные, живущие в щелочных водах (pH > 8,5). На основе собранной базы данных реконструируются изменения pH среды. В озёрных водоёмах, в зависимости, главным образом, от их трофического статуса, выделяются следующие основные типы диатомовых ассоциаций: олиготрофных озёр с холодной и прозрачной водой, бедной органическими веществами, дистрофных озёр богатых гуминовыми веществами, диатомовая флора которых представлена почти исключительно донными формами, и эвтрофных озёр с высокой концентрацией питательных веществ, имеющих богатую в видовом и количественном отношении диатомовую флору, как в планктоне, так и бентосе.

Диатомеи определялись с точностью до вида, в редких случаях (например, при плохой сохранности створок) – до рода. В работе авторы руководствовались определителями: Генкал, [1992]; Диатомовые водоросли СССР [1974, 1988, 1992]; Определитель пресноводных водорослей СССР [1951]; An Atlas of British diatoms [1996; Witkowski et al., 2012; Krammer, 2000, 2002, 2003]. Основу классификации диатомей составляла система Ф.И. Раунда, Р.М. Крофорда и Д.Дж. Манна [Round et al., 1990] и опубликованные в Интернете каталоги родов и видов диатомовых водорослей ([Электронный ресурс] <http://www.algaebase.org/>; [Электронный ресурс] <https://westerndiatoms.colorado.edu/> и др.).

Материал для изучения ископаемых диатомовых ассоциаций отобран из скважины DM-1, которая расположена на участке высокой поймы протоки Волга в 100 м от центральной усадьбы Дамчикского участка Астраханского биосферного заповедника (рис. 3.8).

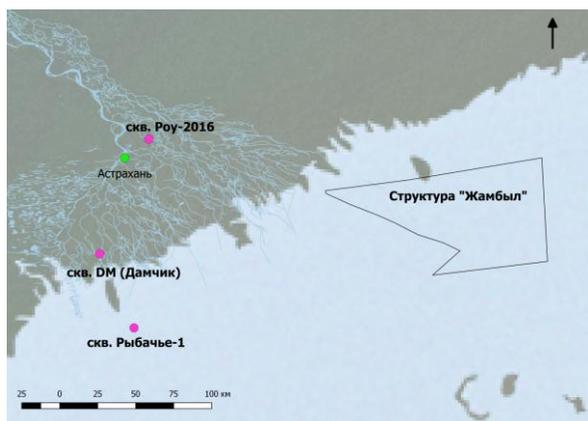


Рис. 3.8. Схема расположения изученных скважин.

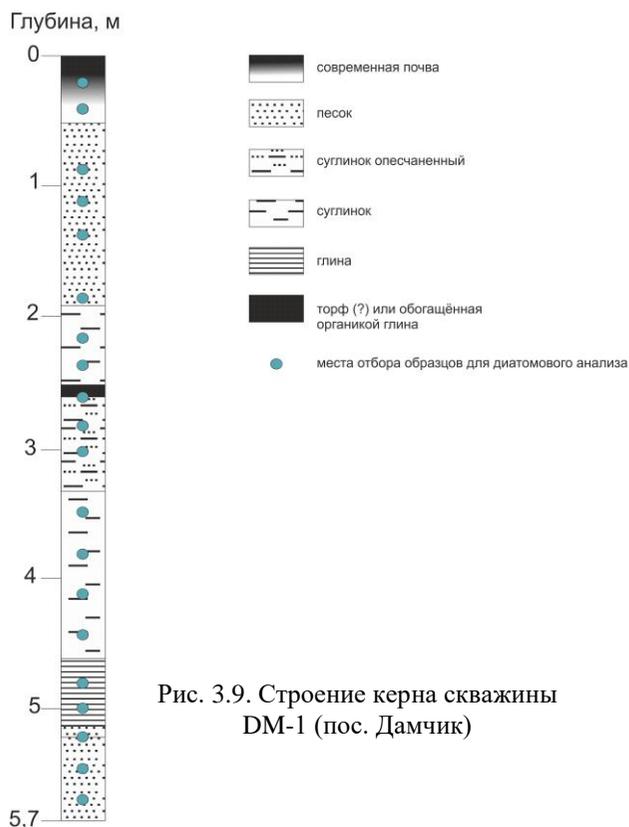


Рис. 3.9. Строение керна скважины DM-1 (пос. Дамчик)

Глубина скважины составила 5,7 м. Верхняя часть керна представлена преимущественно серыми песками, постепенно переходящими в серый плотный тяжёлый суглинок-глину на глубине около 2,5 м. В песках встречаются включения отдельных раковин пресноводных моллюсков, ниже по керну малакофаунистические остатки вскрыты в основном в виде детрита. На глубине 3,6 м имеется прослой чёрных, обогащённых органикой глин, мощностью 5 см. На глубине около 5,7 м наблюдается резкая граница с белёсыми песками (рис. 3.9).

Отбор образцов на диатомовый анализ выполнен через 20–30 см из песчаных отложений, через 10 см – из глин. В камеральных условиях проанализировано 20 образцов. Техническая обработка образцов проводилась по стандартным методикам [Диатомовые водоросли СССР, 1974]

В образцах отложений при микроскопировании определён видовой состав диатомей и рассчитана концентрация их створок. На основе этих данных в отложениях скв. DM-1 выделено восемь диатомовых зон, характеризующих различные литофациальные условия осадконакопления (рис. 3.10). Установленные диатомовые зоны включают 60 видов и внутривидовых таксонов диатомей, что примерно соответствует этому значению в исследованных образцах современных ассоциаций (57 видов). Однако в видовом разнообразии выделяются лишь 16 видов, характерных как для современных, так и для ископаемых диатомовых комплексов района пос. Дамчик. Кроме того, соотношение доминантных и субдоминантных видов претерпело трансформацию во времени. Комплексы диатомей из осадков скв. DM-1 представлены современными пресноводными видами и единичными створками и обломками переотложенных морских диатомей.

Согласно классификации диатомей по солёностной толерантности, в отложениях скв. DM-1 преобладают олигогалобы-индифференты (*Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira italica*), типичные обитатели пресных вод. Галофобы – пресноводные виды, на которые даже незначительное увеличение солёности вод действует губительно, локализованы в конкретных интервалах и представлены створками: *Amphora ovalis*, *Aulacoseira distans*, *Eunotia monodon*. Из галофилов, пресноводных видов диатомей, обладающих довольно высокой экологической пластичностью и солёностной толерантностью, в полученных диатомовых ассоциациях присутствуют: *Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira islandica*, *Cyclotella meneghiniana*, *Epithemia zebra*, *Epithemia zebra* var. *porcellus*, *Gomphonema acuminatum*, *Melosira varians*, *Navicula cincta*, *Pinnularia brebissonii*, *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*.

По условиям местообитания установленные виды диатомей отнесены к следующим группам: (1) планктонные и меропланктонные; (2) бентосные; (3) перифитонные. В целом по скважине преобладают планктонные диатомей *Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira italica*, *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, типичные для планктона р. Волги. Их видовое разнообразие более ограничено, чем у бентосных видов (10 таксонов против 50). Среди бентоса преобладают створки диатомей родов *Epithemia*, *Eunotia* и *Hantzschia*, в отдельных образцах встре-

чаются меропланктонные виды: *Fragilaria capucina*, *Cyclotella meneghiniana*, *Paralia sulcata*. Последний – морской вид – представлен единичной створкой, которая, вероятнее всего, является переотложенной.

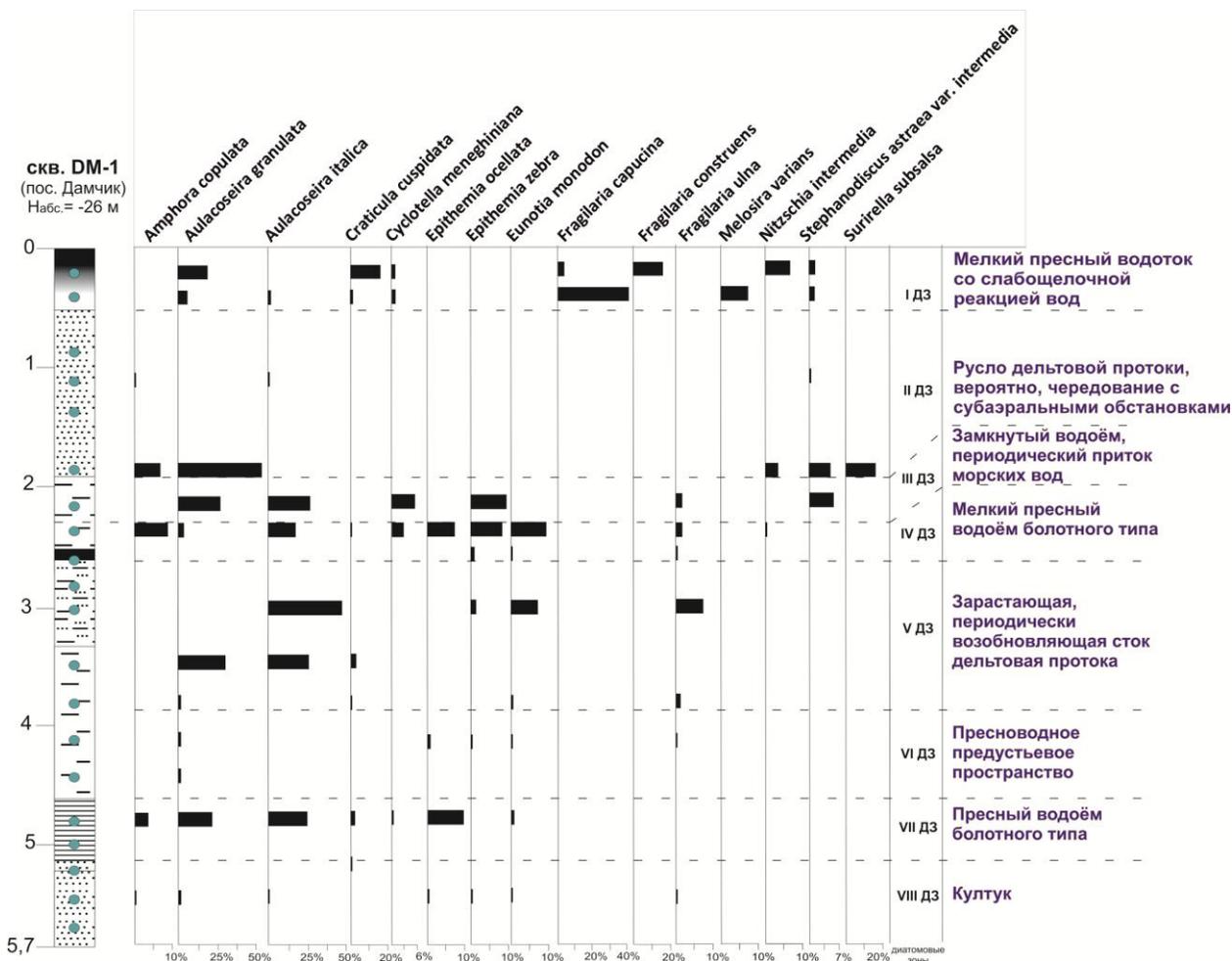


Рис. 3.10. Результаты диатомового анализа осадков скв. DM-1 (пос. Дамчик)

VIII ДЗ (5,7–5 м) выделяется в однородной толще белёсого карбонатного (вскипает с HCl) мелкозернистого песка с примесью глинистых частиц. Для данной диатомовой зоны характерна малая концентрация створок диатомей (около 25–36 тыс./г сухого вещества). Вероятно, это может быть связано с несколько меньшим развитием диатомей в карбонатных осадках (Диатомовые водоросли СССР, 1974). Встречаются створки (до шести) пресноводных планктонных видов *Aulacoseira granulata*, *Aulacoseira italica* обломки диатомей рода *Fragilaria*, приуроченных к верхней части интервала. Среди бентосных видов идентифицированы единичные створки пресноводных *Epithemia zebra*, *E. argus*, *E. ocellata*, *Eunotia monodon*, *E. gracilis* – типичных обитателей «застойных» водоёмов с низкой гидродинамикой. Вероятно, осадок формировался во вдающемся в сушу дельтовом заливе – култуке, впоследствии высохшем. Судя по резкому литологическому переходу в прослой серого песка с мелким детритом на глубине 5,2–5,0 м и уменьшению содержания створок диатомей по мере накопления осадка, можно сделать вывод о высыхании редко затапливаемого мелкого водоёма и кратковременном существовании дельтовой протоки на его месте. Отсутствие створок диатомей в данном песчаном прослое (образец с глубины 5,0 м), по-видимому, свидетельствует о высокой скорости осадконакопления.

VII ДЗ (5–4,65 м) выделяется в однородной толще тяжёлого суглинка-глины. Для него характерно резкое возрастание концентрации створок (495,1 тыс./г) и примерно равное соот-

ношение планктонных и бентосных видов (48,4% и 51,5% соответственно). Планктон представлен двумя типичными для Волги пресноводными видами *Aulacoseira italica* и *A. granulata* (типичный обитатель эвтрофных водоёмов), которые соответственно являются доминантом и субдоминантом в данном интервале. Основное видовое разнообразие составляют створки бентосных диатомей. Около 10% створок приходится на пресноводный вид *Epithemia ocellata*, предпочитающий кислую среду обитания. Около 4% составляют створки эдафического (почвенного) вида *Hantzschia amphyoaxis*, а также «болотного» вида *Epithemia zebra*. По 3% приходится на бентосные галофобные виды *Eunotia gracilis*, *E. monodon* и другие. В целом обстановка осадконакопления водоёма характеризуется низкой гидродинамикой, наличие створок ацидофильных диатомей свидетельствует об активном разложении органики и формировании кислой среды. Вероятно, осадок накапливался в мелком пресном водоёме болотного типа.

VI ДЗ (4,65–3,8 м) выделяется в толще неоднородных суглинков с опесчаненными прослоями, обогащёнными детритом раковин (реже – встречаются целые раковины моллюсков, вероятно, рода *Viviparus*). Несмотря на плавную видимую границу с предыдущим слоем, концентрация створок диатомей резко снижается. Встречаются единичные (до пяти шт.) створки планктонного вида *Aulacoseira granulata*, мерипланктонного олигогалооба-индифферента *Fragilaria ulna*. В нижней переходной части интервала идентифицированы отдельные створки озёрно-болотных ацидофильных видов родов *Epithemia* и *Eunotia*. Выше по керну появляются единичные створки алкалифильных диатомей *Craticula cuspidata*, появляющегося при солевом стрессе, *Cocconeis placentula* и мезогалооба *Amphora holsatica*. Вероятно, осадок формировался в пресноводном, позже – слабо солоноватоводном водоёме с высокой скоростью осадконакопления – «пресноводном предустьевом пространстве» [Янина, 2008]. Опесчаненные прослои, по видимому, характеризуют ритмичные русловые отложения небольших дельтовых проток.

V ДЗ (3,8–2,6 м) выделяется в суглинках с постепенным увеличением доли песчаного материала вверх по керну и редкими прослоями детрита раковин моллюсков. Концентрация створок на порядок выше, чем в предыдущей диатомовой зоне и составляет 440–465 тыс/г. Около 43% всех створок приходится на пресноводный планктонный вид *Aulacoseira italica*, субдоминантом является *A. granulata*. Значительно меньшая доля (4,4% от общего количества створок) приходится на пресноводный меропланктонный вид *Fragilaria ulna* и ацидофильный бентосный вид *Amphora ovalis*. У верхней части интервала появляются единичные створки диатомей родов *Epithemia* и *Eunotia*, являющихся индикаторами застойных условий, и почвенного вида *Hantzschia amphyoaxis*. Также идентифицирована створка морского вида *Thalassiosira eccentrica*, вероятно, подвергшаяся переотложению. Вероятнее всего, осадконакопление происходило в постепенно зарастающей и периодически возобновляющей сток дельтовой протоке. Об этом свидетельствует чередование тяжёлого и опесчаненного с детритом суглинка, значительная доля планктонных диатомей (67%) и появление створок озёрно-болотных видов в верхней части интервала.

IV ДЗ (2,6–2,4 м) выделяется в толще тяжёлого суглинка, включающего прослой чёрных обогащённых органикой глин на глубине 2,5–2,6 м. Подавляющее содержание бентосных диатомей (68%) свидетельствует о низкой гидродинамике водоёма. У нижней границы интервала – крайне низкая концентрация створок, вероятно, связанная с большей степенью разложения органики. Максимальная концентрация створок (1214 тыс/г) достигается на глубине 2,4 м. Доминантом является пресноводный планктонный вид *Aulacoseira granulata*, субдоминантом – галофобный бентосный *Eunotia monodon*, предпочитающий кислую среду обитания. В целом в данной зоне преобладают диатомей родов *Epithemia* и *Eunotia* – индикаторы застойных условий. Довольно большое содержание створок галофобных видов (около 20%, *Eunotia monodon*, *E. pectinalis*, *E. gracilis*) свидетельствует о крайне низкой солёности вод (не выше 0,02‰). Заметное содержание (8,5%) галофильных и мезогалообных диатомей *Cyclotella meneghiniana*, *Melosira nummuloides*, *Craticula cuspidata*, вероятно, свидетельствует о нарастающем воздействии солоноватых вод по мере накопления осадка. В целом, условия осадконакопления схожи с VI ДЗ – мелкий пресный водоём, однако с большей степенью разложения органики и, вероятно, меньшей глубиной, исходя из абсолютного преобладания створок прикрепленных бентосных видов.

III ДЗ (2,4–1,9 м) выделяется в толще средних суглинков по довольно низкой концентрации створок диатомей (87–93 тыс/г). Для данной зоны характерно преобладание пресноводных планктонных видов (*Aulacoseira granulata*, *A. italica*, *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, *Cyclotella meneghiniana*) содержание которых несколько уменьшается по мере накопления осадка с 83,7 до 60,3%. Обилие галофильных (выше названные виды) диатомей в совокупности с большим количеством алкалифилов может свидетельствовать о притоке распреснённых морских вод в ходе осадконакопления. Высокая доля планктонных видов (в основном за счёт типичного обитателя эвтрофных вод *Aulacoseira granulata*) при довольно тонком гранулометрическом составе осадков, вероятно, свидетельствует о высокой продуктивности водоёма. Скорее всего, осадок формировался в замкнутом водоёме в относительной близости к авандельтовому пространству и при периодическом притоке морских вод за счёт нагонов или кратковременного поднятия уровня Каспия.

II ДЗ (1,9–0,9 м) выделяется в толще песков с прослоями детрита и целых раковин пресноводных моллюсков и отличается наиболее низкими значениями концентрации створок диатомей: 15–26 тыс/г. Встречаются единичные створки пресноводных планктонных галофильных видов *Aulacoseira granulata*, *A. italica*, *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, а также типичных для Волги бентосных видов *Amphora copulata*, *Cymbella cistula*. Судя по схожему с современными ассоциациями р. Волги набору видов, материал сформировался в русле дельтовой протоки с высокой скоростью осадконакопления, препятствующей формированию тафоценозов. Возможно, имело место пересыхание и миграция русел проток, что явилось причиной малого развития диатомей.

I ДЗ (0,9–0,0 м) выделена песках, преобразованных почвенными процессами, с включениями карбонатов в верхней части толщи. Характерный признак диатомовой зоны – обилие створок бентосного эдафического вида *Hantzschia amphyoaxis* (около 17–18%), являющегося субдоминантом во всех образцах интервала. Это согласуется с видимыми следами преобразования осадка почвенными процессами. Содержание бентосных видов в данной диатомовой зоне составляет чуть более 80%, что, с учётом литологического состава, может свидетельствовать о воздействии водотока малой глубины. Доминантным видом в образце, взятом с глубины 0,4 м, является бентосный алкалифильный *Fragilaria capucina* (42,4%), широко распространённый в низовьях Волги [Генкал, 1992] и достигающий массового развития при значении pH=7,7 [Барина и др., 2006]. В образце с глубины 0,2 м *Hantzschia amphyoaxis*, *Aulacoseira granulata* и пресноводный меропланктонный алкалифил *Fragilaria construens* (массовое развитие при pH от 6,3 до 9 [Барина и др., 2006]) составляют по 17,3% от общего числа створок. В верхней нижней части диатомовой зоны около 8,5% створок приходится на галофильный и алкалифильный планктонный вид *Melosira varians*. В верхней части зоны доля алкалифильного бентосного вида *Craticula cuspidata* составляет 15,5%. Можно предположить, что осадок формировался в мелком пресном водотоке со слабощелочной реакцией вод (около 8).

3.3. Диатомей в голоценовых осадках Северного Каспия

В Северном Каспии изучены голоценовые осадки из керна скважин на структурах Рыбачье (Рыбачье-1) и Жамбыл (Zb-1) (рис. 3.8), полученных в ходе инженерно-геотехнических исследований. Их мощность составляет 5,8 и 6,4 м соответственно (рис. 3.11).

Материал голоценовой части керна скв. Рыбачье-1 на шельфе Северного Каспия в створе юго-западной части дельты содержит довольно большое количество диатомей, общее количество идентифицированных видов и разновидностей составляет 95. В исследуемом интервале 0,20–6,40 м выделено пять диатомовых зон, характеризующих чередование типично морского осадконакопления с формированием отложений в более распреснённых водах, предположительно, во время регрессивных этапов, разделяющих стадии новокаспийской трансгрессии (рис. 3.12).

Некоторые интервалы не удалось охарактеризовать ввиду отсутствия пригодного для отбора материала (рис. 3.11).

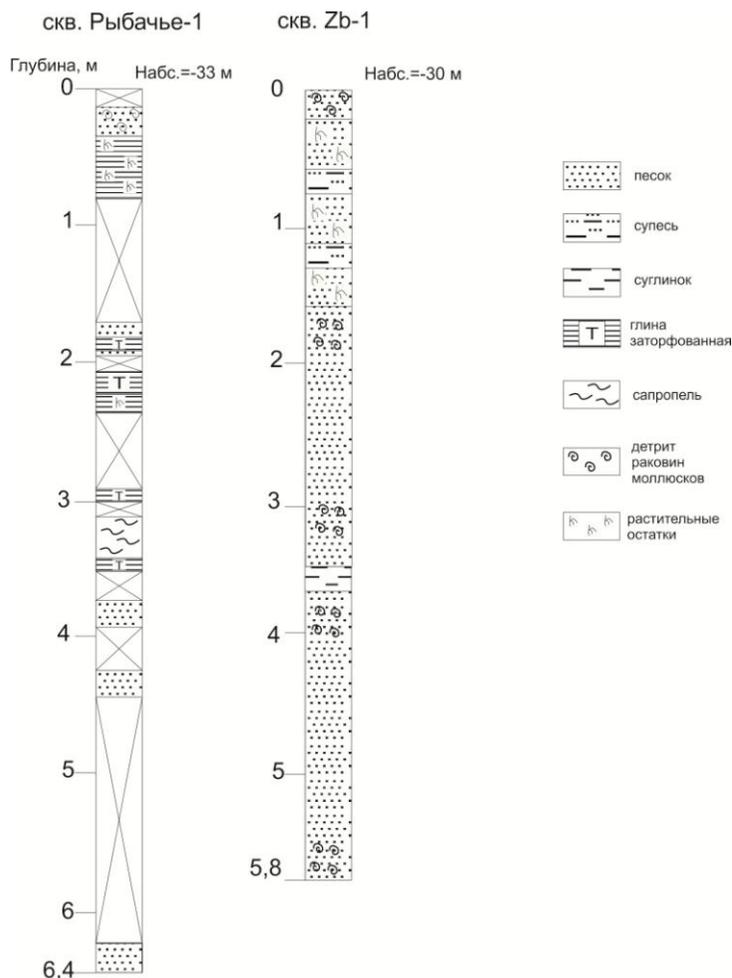


Рис. 3.11. Керн скважин Рыбачье-1 и Zb-1 (структуры Рыбачья и Жамбыл соответственно).

V ДЗ (3,80–3,70 м) выделена в толще пылеватых песков и характеризует практически немые отложения. Единичные створки пресноводных видов *Fragilaria capucina*, *Aulacoseira granulata*, *Cocconeis placentula* и *Synedra capitata* идентифицированы лишь в верхней части интервала. Судя по стратиграфическому положению толщи по аналогии со св. Zb-1, данный осадок мог формироваться в условиях авандельтовых проток при регрессивной стадии новокаспийской трансгрессии.

IV ДЗ (3,54–2,99 м) выделена в толще заторфованных глин и сапропелей. На глубине 3,54–3,50 м достигается наибольшее видовое разнообразие (38 видов), содержание бентосных видов составляет 84,9%. В интервале преобладают пресноводные алкалифильные виды *Amphora copulata* (16,0%), *Fragilaria capucina* (8,4%) и *Gomphoneis olivaceum* (7,6%). Планктонные диатомеи представлены пресноводными и галофильными видами *Aulacoseira granulata* (6,7%), *A. italica* (2,5%), *Cyclotella meneghiniana* (2,5%) и др. Интервал 3,50–2,99 характеризуется более застойными условиями с абсолютным доминированием бентосных и меропланктонных видов (100%), среди которых большинство (около 70%) составляют частично растворённые створки диатомей рода *Epithemia* (*E. zebra*, *E. sorex*, *E. ocellata*). Субдоминантами являются *Navicula libonensis*, пресноводно-солонатоводный *Mastogloia pseudoexigua* а также алкалибионт *Anomooneis shaerophora*. Судя по увеличению доли бентосных видов по мере осадконакопления, водоём постепенно изолировался от влияния пресных вод дельтовых проток. Большая доля растворённых створок диатомей рода *Epithemia*, увеличение содержания алкалифилов и алкалибионтов и уменьшение видового разнообразия диатомей (с 38 до 9 в верхнем горизонте) может говорить об увеличении pH среды (до щелочных значений) и уменьшении сохранности

створок. Вероятнее всего, осадок формировался в сильно опреснённом мелком морском бассейне, на участке, удалённом от прибойной зоны.

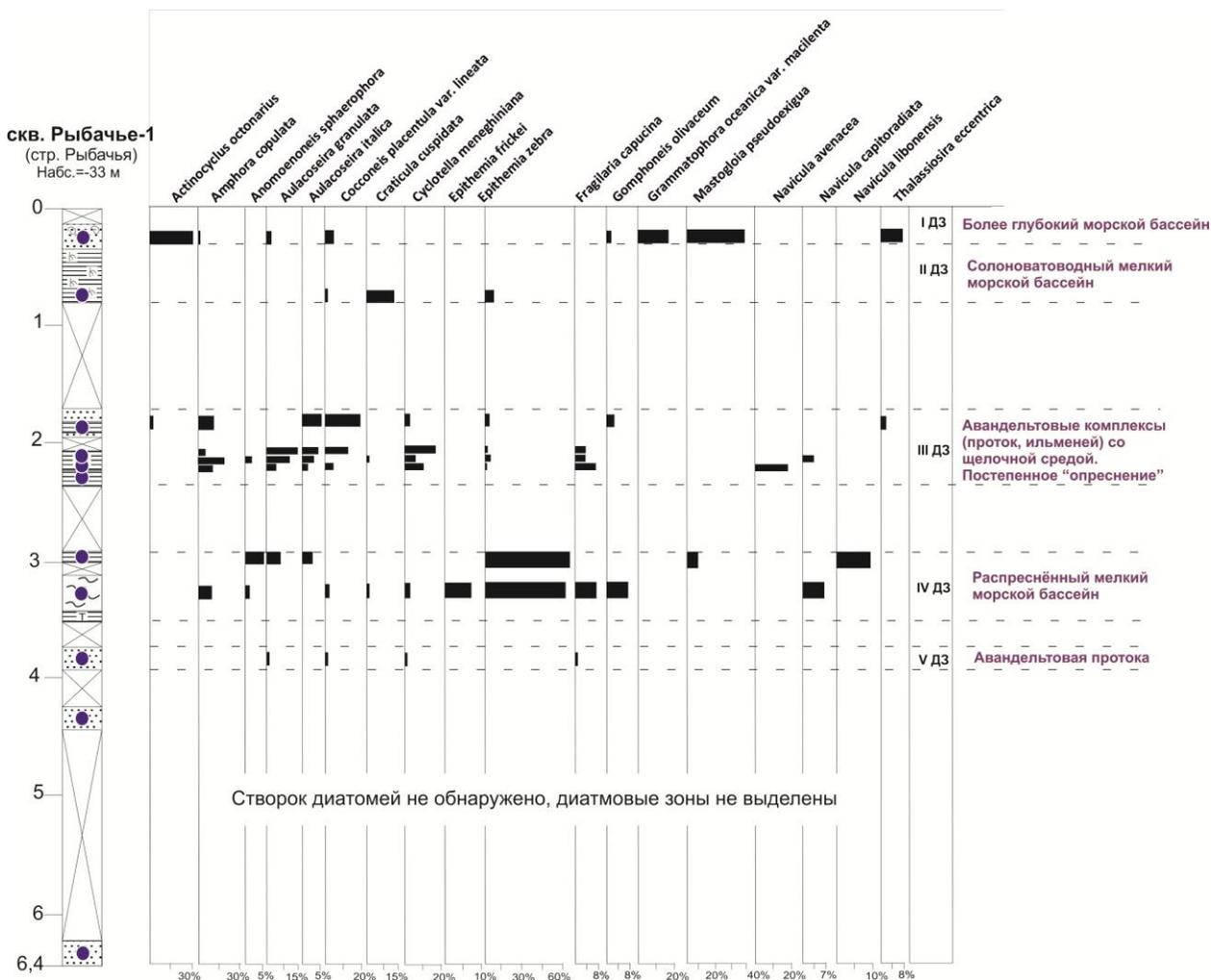


Рис. 3.12. Результаты диатомового анализа осадков скважины Рыбачье-1.

III ДЗ (2,37–1,73 м) выделяется в толще сапропелеподобных глин, постепенно переходящих в пылеватый песок вверх по керну. Состав преобладающих диатомей в образцах данной диатомовой зоны соответствует авандельтовым комплексам (проток, ильменей): *Amphora copulata*, *Cyclotella meneghiniana*, *Cocconeis placentula var. lineata*. На глубине 2,23–2,37 м абсолютным доминантом является ацидофильный бентосный вид *Navicula avenacea* (18,8%), что может свидетельствовать о низкой гидродинамике водоёма и активных процессах разложения органики, способствующих формированию кислой среды. Наибольшая доля планктонных видов достигается в интервале 2,07–2,11 м (38,8% при средних значениях 14–18%), который может соответствовать более проточной стадии развития пресного водоёма. Вероятно, осадконакопление в данном интервале происходило при некотором выдвигении дельты в результате небольшого падения уровня Северного Каспия.

II ДЗ (0,80–0,30 м) выделяется в сапропелеподобном осадке, в котором доминирует пресноводный вид *Lyrella lyra* (44%), обитающий на малых глубинах до 0,8 м [Электронный ресурс <http://eol.org>]. Субдоминантом является индифферентный щелочфильный вид *Craticula cuspidata* (14,2%), около 7% створок приходится на бентосный мезогалобный вид *Amphora commutata*. Также встречаются частично растворённые створки диатомей родов *Epithemia* и *Eunotia*. Судя по преобладанию створок бентосных диатомей и гранулометрическому составу

осадка, его формирование происходило в мелком опреснённом водоёме с низкой гидродинамикой. Повышенное содержание створок алкалифильных диатомей и низкая сохранность некоторых створок может свидетельствовать о щелочной реакции вод.

I ДЗ (0,3–0,2 м) выделяется в песке с раковинным детритом и отличается повышенным содержанием типичных для Каспия створок морских центрических видов: *Actinocyclus octonarius* (30,2%, доминант) и его разновидность *A. octonarius var. tenellus* (4,3%), *Thalassioseira eccentrica* (8,6%), *A. curvatulus* и *Coscinodiscus perforatus* (по 1,85%) [Караева, Макарова, 1973; Жаковщикова, 1974; Тарасов, 2001]. Субдоминантом в данном интервале является морской бентосный вид *Grammatophora oceanica var. macilenta* (17,2%), приспособившийся к существованию в сильно опреснённых водах Северного Каспия [Караева, Макарова, 1973]. Судя по преобладанию планктонных диатомей (55,6%) осадконакопление происходило при более значительной глубине, чем в описанных выше диатомовых зонах.

Керн скважины на структуре Жамбыл Zb-1 на шельфе Северного Каспия в створе северо-восточной части дельты довольно скудно охарактеризован остатками диатомовой флоры. Из исследуемого интервала 0,0–5,8 м удалось выделить одну диатомовую зону в интервале 3,5–3,6 м в прослое суглинка (рис. 3.13).

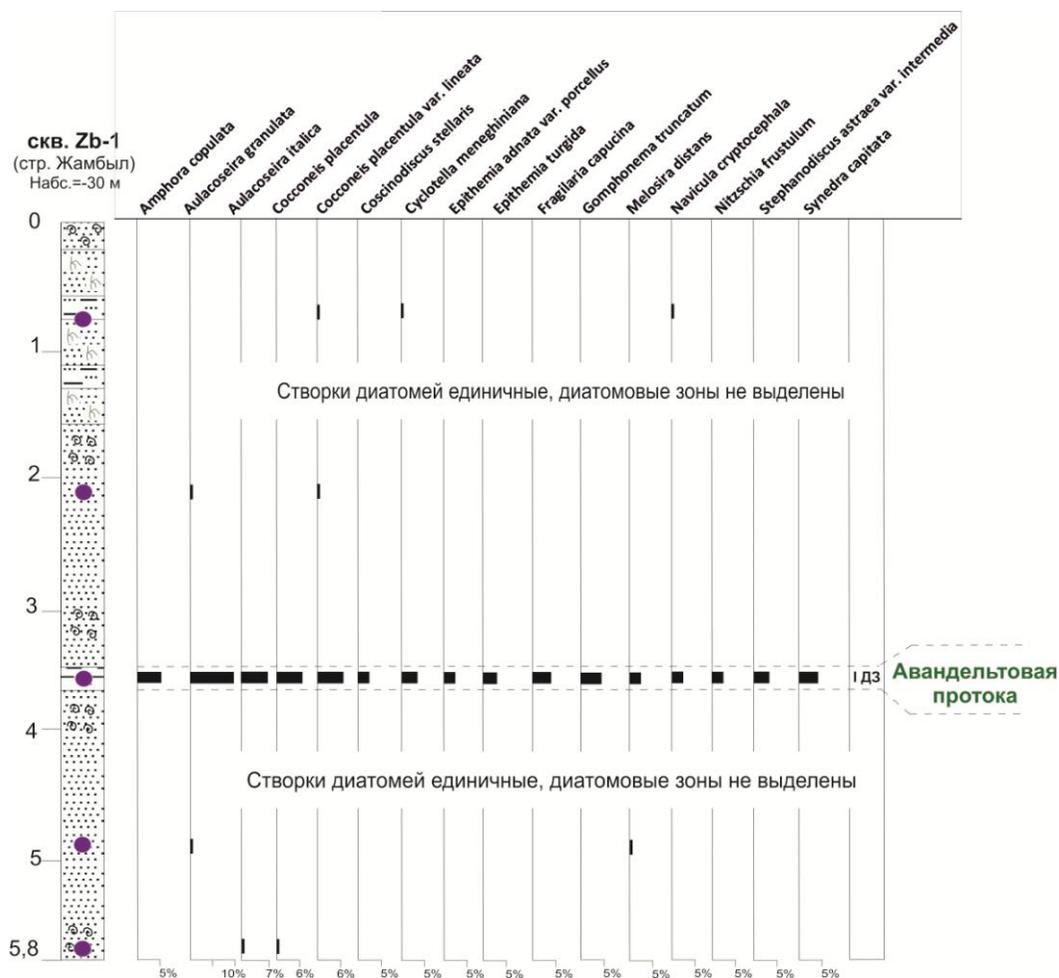


Рис. 3.13. Результаты диатомового анализа осадков скважины Zb-1 (структура Жамбыл)

Она характеризуется видовым разнообразием (41 вид), характерным для дельтовой протоки. Доминантом и субдоминантом являются: *Aulacoseira granulata* (11,7%) и *A. italica* (7%). Около 12,8% приходится на широко распространённый в изученных современных ассоциациях дельтовых протоков бентосный вид *Cocconeis placentula* и его разновидность *C. placentula var. lineata*. В верхней части интервала встречаются единичные (до четырёх) створки и обломки

каспийского умеренно-тепловодного вида *Coscinodiscus stellaris* [Прошкина-Лавренко, Макарова, 1968]. Судя по сходству видового состава данной диатомовой зоны с ассоциациями современных дельтовых проток можно сделать вывод, что осадок формировался в русле пресного водотока. Согласно результатам малакофаунистического и микрофаунистического анализов, выполненных Т.А. Яниной и А.В. Дмитриевой соответственно, в интервалах 3,0–3,2 м и 3,8–4,0 м отмечаются прослой с обломками пресноводных моллюсков и остракод, что свидетельствует о регрессивном этапе в ходе новокаспийской трансгрессии. Вероятно, интервал 3,0–4,0 м соответствует нескольким повторяющимся циклам осадконакопления в авандельтовых протоках при регрессии моря.

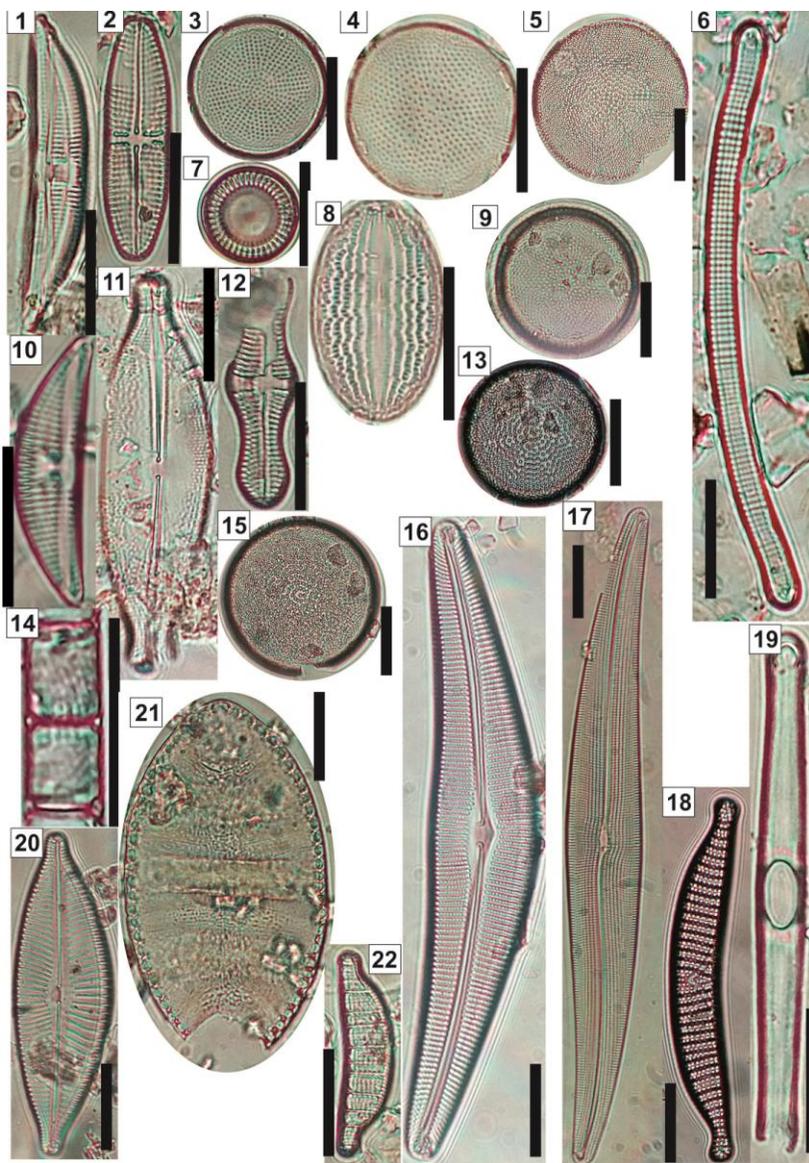


Рис. 3.14. Диатомовые водоросли из голоценовых осадков дельты Волги (фото Е.И. Штырковой)

1 – *Amphora copulata* (Kützing) Schoeman & R.E.M.Archibald; 2 – *Achnanthes brevipes* var. *intermedia* (Kützing) Cleve; 3,4 – *Actinocyclus octonarius* var. *tenellus* (Brébisson) Hende; 5 – *Actinocyclus curvatus* Janisch; 6 – *Eunotia gracilis* (Ehrenberg) Rabenhorst; 7 – *Cyclotella meneghiniana* Kützing; 8 – *Cocconeis placentula* var. *lineata* Ehrenberg; 9 – *Actinocyclus octonarius* Ehrenberg; 10 – *Amphora ovalis* (Kützing) Kützing; 11 – *Anomooneis sphaerophora* Pfitzer; 12 – *Caloneis silicula* var. *ventricosa* Cleve; 13 – *Coscinodiscus stellaris* Roper; 14 – *Aulacoseira granulata* (Ehrenberg); 15 – *Coscinodiscus perforatus* Ehrenberg; 16 – *Cymbella lanceolata* var. *cornuta* (Ehrenberg) Grunow; 17 – *Gyrosigma attenuatum* (Ehrenberg; W.Smith) H.Peragallo; 18 – *Epithemia turgida* (Ehrenberg) Kützing; 19 – *Grammatophora oceanica* var. *macilentia* (W.Smith) Grunow; 20 – *Cymbella ehrenbergii* Kützing; 21 – *Cymatopleura elliptica* (Brébisson) W.Smith; 22 – *Epithemia zebra* (Ehrenberg) Kützing.

3.4. Реконструкции изменений природной среды дельты Волги в голоцене

Полученные результаты изучения голоценовых диатомей в осадках дельты Волги, вскрытых скважиной DM-1 (пос. Дамчик), сопоставлены с материалами комплексного изучения отложений данной территории [Свиточ, Янина, 1994; Bolikhovskaya, Kasimov, 2010; Richards et al., 2015]. Несмотря на большое влияние локальных факторов в формировании дельтовых осадков, её положение у морского края позволяет с большей степенью вероятности выявить отложения трансгрессивно-регрессивных стадий Каспия.

Согласно исследованиям, в момент раннеголоценовой мангышлакской регрессии, когда основной сток Волги был сосредоточен в двух рукавах, развитие данного района происходило в субэвральных условиях [Richards et al., 2015]. В это время среди преобладающих форм рельефа исследователи отмечают русла и прирусловые валы отмерших дельтовых протоков, пересыхающие ильмени в межбугровых понижениях, а также участки распространения эолового рельефа. При последующем постепенном подъёме уровня моря дельта мигрировала на север, что привело к частичному размыву прирусловых валов и появлению редко сообщающихся с Волгой водоёмов в понижениях между аккумулятивными формами. Схожие с VIII ДЗ фации белёсых карбонатных суглинков в осадках Дамчикского участка выделяются рядом авторов [Overeem et al., 2003; Янина, 2008] и, вероятно, связаны с осадконакоплением в условиях удалённых от устья очень редко затопляемых лагун или озёр в межрядовых понижениях. Данные радиоуглеродного датирования оценивают время формирования осадка более чем в 6 тыс. лет, однако авторы замечают, что нельзя точно установить, являются ли раковины моллюсков – основной материал для датирования – *in situ* [Overeem et al., 2003]. Высокое содержание карбонатов в осадке объясняется интенсивным испарением, что согласуется с реконструкциями климата по палинологическим данным. По результатам спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов более поздних работ [Болиховская, 2010; Richards et al., 2015], на данном этапе формирования дельты около 7,2 тыс. л.н. господствовала галофитная и ксерофитная степная растительность, климатические условия соответствовали сухим и прохладным. Таким образом, формирование VIII ДЗ отвечает фациям интенсивно испаряющихся лагун и озёр в условиях падения уровня моря после первого этапа новокаспийской трансгрессии [Рычагов, 1977].

Этап перестройки дельты, связанный с уллучаевской стадией новокаспийской трансгрессии, вероятно, отражается в V и VI ДЗ, где довольно длительный этап осадконакопления происходил в условиях мелкого пресного водоёма с незначительным притоком морских вод в верхней части интервала. Согласно исследованиям I. Overeem, S.B. Kroonenberg и других [2003], в комплексе скважин Дамчикского участка, вскрытых на том же геоморфологическом уровне, что и скв. DM-1 (высокая пойма протоки Старая Волга), толща характерных суглинков и глин выделена на схожих глубинах (1,9–2,5 м, рис. 3.14).

Она интерпретируется как комплекс редко соединяющихся с морем лагун (затопленных межбугровых понижений), сформировавшихся, судя по данным радиоуглеродного датирования, позднее 4 тыс. л.н.

Данный интервал выделен в скважинах того же района при более поздних исследованиях [Richards et al., 2015]. Согласно полученным авторами результатам радиоуглеродного датирования, наиболее достоверный временной интервал осадконакопления в лагунах (култуках, ильменах) лежит в пределах 3700–3230 тыс. л.н. Таким образом, выделенные ДЗ IV и III могут отвечать временному интервалу уллучаевской трансгрессии, во время которой современная дельта представляла собой комплекс култучно-ильменных образований в условиях тёплого и влажного климата. Данные климатические характеристики соответствуют условиям трансгрессии.

Диатомовая зона II, исходя из преобладания фаций дельтовых протоков и, вероятно, субэвральные условия осадконакопления, могла формироваться при последующих менее значительных подъёмах уровня моря. Низкая концентрация диатомей в верхней части интервала может быть связана с субэвральными обстановками во время дербентской регрессии.

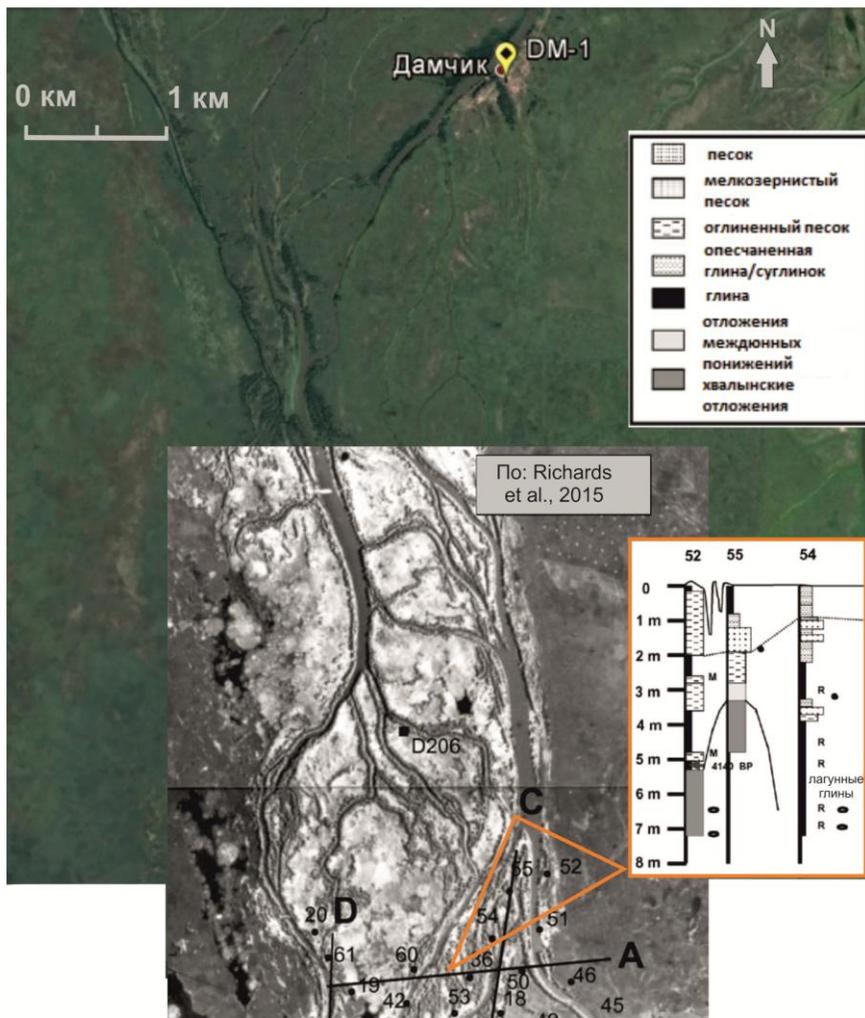


Рис. 3.14. Схема взаиморасположения скв. DM-1 (пос. Дамчик) и комплекса скважин, материал которых использовался в исследовании Richards et al. [2015].

Подобные фации выделяются в ряде скважин Дамчикского участка [Richards et al.] и датируются в интервале от 2,9 до 0,8 тыс. л.н.

Осадки в скважинах на шельфе Северного Каспия значительно отличаются по составу литологических слоёв, что связано со взаиморасположением скважин и особенностями рельефа дна. В осадках скв. Zb-1 преобладают песчаные фракции, что может объясняться более интенсивным воздействием волновых процессов и привнесом аллювия из близлежащих устьев рек Волги и Урала. В осадках обеих скважин шельфа достоверно выделяются схожие диатомовые зоны с условиями осадконакопления авандельтовых проток примерно на одном интервале глубин (3,60–3,50 м – скв. Zb-1; 3,80–3,70 м – скв. Рыбачье-1). Вероятно, это может свидетельствовать о регрессии Каспия.

В осадках скв. Рыбачье-1 ДЗ IV, фиксируется один из этапов новокаспийской трансгрессии. Согласно исследованиям колонок отложений Среднего и Южного Каспия Т.К. Жаковщичковой [1974], резкое увеличение концентрации створок диатомей, наблюдаемое в данном интервале, может свидетельствовать о возрастании биогенного стока за счёт увеличения расхода рек и, как следствие, трансгрессивном этапе. Доминирование пресноводных и большая доля солоноватоводных диатомей свидетельствует о распресснённости морского бассейна. Этот факт может свидетельствовать в пользу климатической гипотезы о подъёме уровня Каспия – в результате увеличения стока впадающих в него рек.

Диатомовая зона III может характеризовать довольно длительную, но неглубокую по сравнению с современным уровнем моря регрессию. Условия постепенно опресняющихся авандельтовых комплексов свидетельствуют о близком расположении морского края дельты к месту заложения скважины и всё большем выдвигании дельты во время осадконакопления.

Во II и I ДЗ отражена трансформация условий осадконакопления в морском бассейне. На начальном этапе формирования осадка фиксируется меньшая солёность водной среды и более тонкий гранулометрический состав осадка, что может говорить о более низком положении уровня моря по сравнению с последующей диатомовой зоной. Вероятна интерпретация условий накопления осадка под воздействием локальных особенностей рельефа – осадок накапливался в закрытой от воздействия волн мелкой лагуне. В I ДЗ отмечается большая доля типичных каспийских планктонных видов [Жаковщикова, 1974], что может свидетельствовать о постепенном увеличении глубины водоёма в месте формирования осадка и свободном проникновении морских вод. Открытая к морю акватория, судя по гранулометрическому составу осадка и большому количеству детрита моллюсков, могла находиться в пределах зоны волнового воздействия.

Таким образом, результаты изучения современных диатомей в водоемах дельты Волги и Нижнего Поволжья с разными параметрами среды показали их биоразнообразие и стали основой для палеогеографических реконструкций бассейнов дельты Волги в голоцене. Согласно результатам диатомового анализа, осадки нижней части дельты, вскрытые в районе пос. Дамчик в Астраханском биосферном заповеднике, демонстрируют преобладающее влияние локальных факторов в их формировании и большое разнообразие литофациальных условий осадконакопления. Наиболее длительное время осадок формировался в условиях мелких пресных водоёмов с низкой гидродинамикой.

Сравнительный анализ, с привлечением материалов микрофаунистического и малакофаунистического анализов, выявил синхронность событий, отраженных в керне скважин шельфа Северного Каспия. В осадках структур Рыбачье и Жамбыл выделены схожие по глубине и характеристике диатомовые зоны, отвечающие одному временному этапу – регрессивной стадии новокаспийской трансгрессии. Согласно результатам диатомового анализа, более поздний регрессивный этап, выделенный в осадках структуры Рыбачья, был менее глубоким. Наиболее древние осадки, вскрытые нами в нижней части дельты, могут быть отнесены к регрессивной стадии после I этапа новокаспийской трансгрессии. Спад уровня моря приурочен к сухой и прохладной климатической обстановке. Также в осадках нижней части дельты, вероятно, отразился этап уллучаевской стадии новокаспийской трансгрессии, во время которой акватория дельты была представлена преимущественно култуками и ильменями.

Дельта Волги является перспективным регионом для изучения диатомовых водорослей и их использования в палеогеографических реконструкциях эволюции природной среды.

4. Эволюция малакофауны

4.1. Малакофауна водоемов дельты Волги

Водоемы дельты в зависимости от своего гидрологического, гидрохимического режима и прочих факторов имеют разный малакофаунистический облик. Биоразнообразие малакофауны дельты представлено двумя классами – брюхоногих и двустворчатых моллюсков, каждый из которых включает представителей пресноводной и солоноватоводной фауны. Последние, в свою очередь, имеют как каспийское, так и азово-черноморское происхождение.

Брюхоногие моллюски (рис. 4.1):

Прудовики *Limnaea stagnalis* (обыкновенный прудовик), *Radix auricularia* (ушковый прудовик), *R. ovata* (овальный прудовик), *Galba palustris* (болотный прудовик), *G. glabra* (гладкий прудовик); *Physa fontinalis* (пузырчатая физа); катушки *Planorbis carinatus* (килеватая катушка), *P. planorbis* (окаймленная катушка), *Coretus corneus* (роговая катушка), *Anisus vortex* (завернутая катушка), *A. spirorbis* (спиральная катушка), чашечки *Ancylus fluviatilis* (речная чашечка), *Arcoloxus lacustris* (озерная чашечка); затворки *Valvata piscinalis* (обыкновенная затворка), *V. cristata* (плоская затворка); живородки *Viviparus contectus* (болотная живородка), *V. viviparus* (речная живородка), гидробии *Hydrobia ventrosa* (выпуклая гидробия), *Hydrobia grimmi* (гидробия Гримма); лунки *Theodoxus pallasi*; литоглифы *Lithoglyphus naticoides* (обыкновенный литоглиф), *Lithoglyphus caspius* (каспийский литоглиф); битинии *Bithynia tentaculata* (щупальцевая битиния), *Bithynia leachi* (битиния Лича); микромелании *Micromelania caspia*.

Брюхоногие характеризуются асимметричным туловищем, спирально завитой или шапочкообразной раковиной, широкой, приспособленной для ползания ногой. Раковина имеет большей частью форму стройной башневидной или конусообразной спирали с сомкнутыми оборотами. Она может быть завита и в одной плоскости (катушки *Planorbidae*), а может и совсем утратить спиральное строение (шапочки). Устье раковины при втягивании тела внутрь бывает закрыто крышечкой – у жаберных моллюсков, у легочных – устье открыто. Движение состоит главным образом из скольжения по различным подводным предметам, совершается волнообразным колебанием мускульной стенки подошвы ноги. Легочные брюхоногие кроме скольжения по предметам могут совершать плавательное движение под поверхностью воды, ногой вверх, с опущенной вниз раковиной. Плавание обеспечивается изменением удельного веса моллюска, регулируемого количеством воздуха в легком. При выпуске воздуха удельный вес моллюска увеличивается, и моллюск опускается на дно. Пищей им служат бактерии, водоросли, ткани высших растений, ил с населяющими его животными; иногда моллюски пожирают мертвых животных (рыб, земноводных). Из растительной пищи они предпочитают более мягкую – эпифитные водоросли и т.п. Потребление пищи моллюсками происходит только в течение теплого времени года. Большинство брюхоногих – яйцекладущие, лишь живородка вынашивает сама [Жадин, 1952; Атлас беспозвоночных..., 1968].

Двустворчатые моллюски (рис. 4.2): перловицы *Unio pictorum* (обыкновенная перловица), *U. tumidus* (клиновидная перловица), *U. crassus* (толстая перловица); беззубки *Anodonta complanata* (узкая беззубка), *A. piscinalis* (рыбья беззубка); шаровки *Sphaerium rivicola* (речная шаровка), *Sphaerium corneum* (роговая шаровка), *Sph. solidum* (массивная шаровка), *Sph. scaldianum* (полуоткрытая шаровка); горошинки *Pisidium amnicum* (речная горошинка), *Pisidium casertanum* (болотная горошинка); дрейссены *Dreissena polymorpha* (речная дрейссена), *Dr. caspia* (каспийская дрейссена); монодакны *Monodacna edentula*, *M. caspia* (каспийская монодакна), *M. colorata* (цветная монодакна); адакны *Adacna laeviuscula* (обыкновенная адакна), *Ad. vitrea* (прозрачная адакна), *Hupanis (Adacna) plicatus* (складчатая адакна).

Двустворчатые моллюски имеют билатерально-симметричное строение, раковину из двух створок, скрепленных на спинной стороне эластичным тяжом – лигаментом. Головы у них нет, глотка и ротовая нервная системы не развиты. Рот расположен между двумя парами ротовых щупалец – складок, имеющих форму лопастей. Нога похожа на топор или язык; у некоторых двустворчатых в ноге имеются биссусные железы.

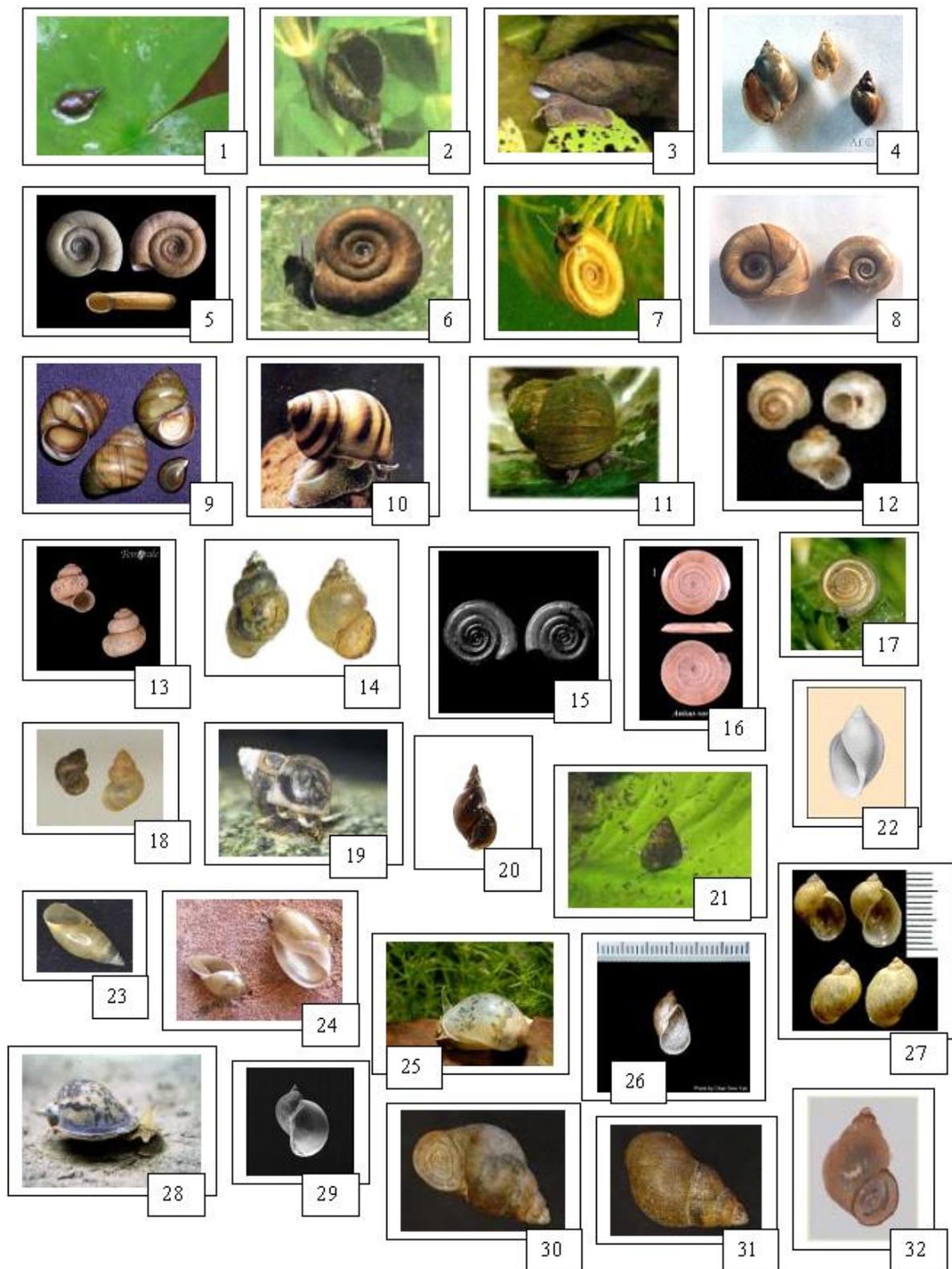


Рис. 4.1. Пресноводные брюхоногие моллюски дельты Волги.

1-4 – *Lymnea stagnalis*, 5-7 – *Planorbis planorbis*, 9-11 – *Viviparus viviparus*, 12,13 – *Valvata piscinalis*, 14, 19 – *Bithynia tentaculata*, 15-17 – *Anisus vortex*, 20, 22 – *Galba palustris*, 18, 21- *Bithynia leachi*, 23, 24 – *Physa fontinalis*, 25-29 – *Radix auricularia*, 30-31 – *Bithynia*, 32 - *Lithoglyphus naticoides* (источник фотографий – Интернет)



1



2



3



4



5



6



7



8



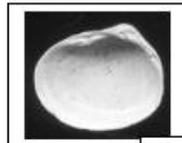
9



10



11



12



13



14



15



16



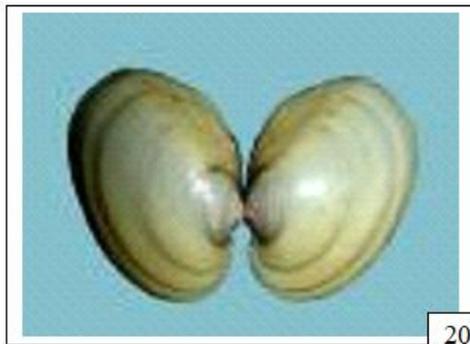
17



18



19



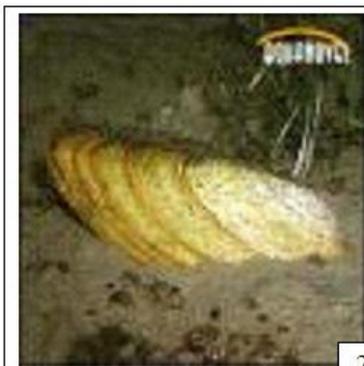
20



21



22



23



24



25

Рис. 4.2. Пресноводные двустворчатые моллюски дельты Волги.

1,2 – *Anculus fluviatilis*, 3, 4 6 – *Dreissena polymorpha*, 5, – *Dr. bugensis*, 8, 13, 15 – *Sphaerium corneum*, 9 – *Unio*+*Dreissena*, 10, 11 – *Sphaerium rivicola*, 12, 18 – *Sphaerium solidum*, 14, 16, 17 – *Pisidium*, 19-21 – *Anodonta*, 22-25 – *Unio* (источник фотографий – Интернет)

Створки раковины строго симметричны и соединены на спинной поверхности лигаментом (верхний или спинной край), противоположный край – брюшной. Передний край – тот, которым моллюск закапывается в грунт: у перловиц, беззубок и жемчужниц – это укороченная часть раковины, у горошинок – удлиненная. Задний край торчит из грунта. У видов *Dreissena* (здесь же отметим и морской вселенец в Каспии *Mytilaster*) раковины сильно отличаются: у них макушка занимает конечное (терминальное) положение, вследствие чего можно различить лишь три края: верхний (спинной, на стороне лигамента), задний и нижний (брюшной).

Движение двустворчатых происходит только с помощью ноги: вследствие притока крови она набухает, высовывается довольно далеко из раковины и зарывается в грунт, подтягивая за собой сокращением ножных мускулов раковину. Скорость движения перловиц и беззубок составляет 1,5–2 м в час. Некоторые мелкие двустворчатые (горошинки, шаровки), обитающие в стоячих водах, при движении выделяют слизь, с помощью которой прикрепляются к водным растениям и виснут в толще воды. Дрейссена только в молодом состоянии обладает относительно длинной ногой со своеобразной ямкой на нижней поверхности. Моллюск скользит по дну, с помощью этой ямки прикрепляется к субстрату и повисает на пленке поверхностного натяжения, передвигаясь по ней, как по твердому предмету. После непродолжительного подвижного образа жизни из подошвы ноги дрейссены выделяются тонкие нити секрета, затвердевающие в воде и образующие биссус, который прочно прикрепляет моллюска к субстрату. Но при наступлении неблагоприятных условий дрейссена отрывается от грунта и медленно переползает в другое место.

Органы пищеварения у двустворчатых проще, чем у брюхоногих: у них нет головы, глотка с челюстью, радулой и слюнными железами у них отсутствует, ротовое отверстие ведет непосредственно в пищевод. Ротовые щупальца находятся с двух сторон от ротового отверстия, в них поступает пища, состоящая из детрита, бактерий и фитопланктона, она приносится токами воды, приводящими пищевые частички к ротовым лопастям. Пищей являются взвешенные в воде вещества, как живые, так и продукты разложения. Один вид в зависимости от места обитания может употреблять разную пищу: дрейссена, живущая высоко на сваях, питается планктоном, а сидящая на камнях или раковинах, – детритом, взмучиваемом волнами со дна. Двустворчатые моллюски фильтруют воду, изменяя условия существования для них самих и для других водных обитателей.

Созревание половых продуктов происходит у всех видов в теплое время года. Из оплодотворенных яиц кардиид (десятки тысяч) и дрейссены (до ста тысяч яиц) развивается свободно плавающая личинка – парусник (*veliger*), ведущая вначале планктонный образ жизни, а потом оседающая на дно, где дает начало моллюску. Оплодотворенные яйца сфериид попадают в жабры и заключаются в особые выводковые камеры, число которых варьирует у различных видов (3–10) и даже у отдельных особей одного и того же вида. Количество зародышей в жабрах сфериид находится в связи с условиями обитания моллюска. Так, например, у роговой шаровки в чистой воде число выводящейся молодежи превышает 20, а в загрязненной оно на одну треть меньше. Оплодотворенные яйца беззубок, перловиц и жемчужниц лежат свободно между пластинками жаберных листков. Число яиц, откладываемых в жабры, весьма велико: 300000–600000, у жемчужницы достигает 3 000 000 (!). В жабрах моллюсков из яиц формируется личинка – глохидий, которая для дальнейшего развития нуждается в паразитическом образе жизни на рыбе. Глохидий снабжен двухстворчатой раковинкой, у каждого вида хорошо различимой по своей форме и строению. Выброшенный из материнского тела глохидий некоторое время пассивно носится водой, затем попадает на проплывающую рыбу, прикрепляясь своими крючками к ее жабрам, плавникам или коже. В течение периода паразитирования на рыбе из глохидия развивается молодая ракушка [Жадин, 1952; Атлас беспозвоночных..., 1968].

В преддельтовом участке Нижней Волги преобладает песчаное дно, довольно велика глубина и скорость течения. Этим определяется характер фауны. На песчаном дне без ила распространены псаммофильный биоценоз. Из моллюсков в его составе отмечаются редкие дрейссены. Их количество резко увеличивается при добавлении гравийного материала. Литофильный (или литореофильный) биоценоз приурочен только к обнажениям каменистого грунта, встречается преимущественно близ правого более высокого берега. На чистых камнях (щебне и плитах), не покрытых песком или илом, отмечается комплекс реофильных видов, в который входят моллюски *Viviparus* и *Dreissena*. К литофильным биоценозам относится и биоценоз коряг (каршей). Омываемые быстрым течением, они заселяются реофильной фауной, по составу несколько более бедной, чем на камнях, с преобладанием дрейссены.

На глинистых грунтах, встречающихся отдельными пятнами вблизи берегов, у обрывов («яров»), обитает аргиллофильный биоценоз, из моллюсков в нем встречаются вивипары и дрейссена. Заиление грунтов приводит к образованию пелофильных биоценозов: пелореофиль-

ных – в русле реки и собственно пелофильных – в затоках, староречьях и пойменных водоемах [Жадин, 1952]. Пелореофильный биоценоз развивается на илисто-песчаном грунте, точнее, при небольшом слое ила на песке. Он появляется уже при незначительном заилинии песка: в глубоких плесах и ямах русла, за косами у берегов и в русле промываемых воложек (рукавов). Из моллюсков в нем развиты сферииды, местами вивипары, дрейссена и *Unionidae*. Он формируется там, где заилиние еще недостаточно сильно, чтобы значительно ухудшить кислородный режим.

Пелофильный биоценоз появляется при отсутствии течений и сильно развитом илистом покрове. Из моллюсков к пелофильным формам относятся сферииды *Sphaerium corneum*, вивипары и униониды, главным образом *Anodonta piscinalis*, *Unio tumidus*, *U. pictorum*. Местами на включениях плотных субстратов, в частности, на раковинах унионид, встречаются сростки дрейссен. Пелофильный биоценоз развивается главным образом в заиливающихся староречьях, заливах и затоках. В прибрежной полосе на глубине не более 1,5–2 м, преимущественно в затоках или староречьях, а также в пойменных водоемах, среди зарослей высшей водной растительности развивается фитофильный биоценоз. Грунт под растениями, как правило, заселяется пелофильным биоценозом с большей или меньшей примесью фитофильных форм.

Донные биоценозы русла претерпевают сезонные изменения, происходящие не только в результате неизбежных в каждом сообществе процессов размножения и смены генераций, но и вследствие изменения режима реки. В период половодья наблюдается смыв илистых отложений, обнажение песков и коренных пород и уменьшение площадей, занятых псаммопелофильным и пелофильным биоценозами. С наступлением межени они вновь заселяют участки русла, в которых начинается отложение ила и угнетение псаммо- и литофилов [Ляхов, 1960]. У берегов же местами появляются макрофиты и возникает фитофильный биоценоз, разрушающийся осенью с их отмиранием. Соотношение занимаемых биоценозами площадей изменяется также из года в год. В маловодные годы скорости течения и смыв илов в половодье меньше, заилиние начинается раньше, и псаммофильный биоценоз заменяется на больших площадях пелореофильным.

В пойме Волги расположены пойменные водоемы, образующие генетический ряд водоемов, различных по степени обособленности от русла, проточности и заилиния: рукав – затон – пойменное озеро – пойменный пруд – лужа и болото [Жадин, 1952]. Пойменные водоемы заселены в основном пелофильным и фитофильным биоценозами. В рукавах, имеющих некоторую проточность, сохраняются еще илисто-песчаные и даже песчаные грунты, на которых встречаются пелореофилы и даже псаммофилы. В затоках дно уже сильно заилено, но местами еще сохраняются пелореофильные формы. В пойменных прудах, зарастающих на всей площади, пелофильный биоценоз сближается и отчасти смешивается с фитофильным. В озерах и прудах с сильным накоплением илов образуются тарные илы, кислородный режим резко ухудшается, число видов падает, остаются только наиболее выносливые пелофилы. В мелководных сильно зарастающих водоемах-болотах обитают смешанные пелофильно-фитофильные элементы.

Узкие длинные ильмени между бэровскими буграми, имеющие заиленное дно, практически безжизненны: из моллюсков лишь изредка встречаются *Unio* и *Anodonta*; но в сильно заросшей прибрежной зоне много береговых форм – *Planorbis*, *Physa*, *Succinea*. Ильмени большей площади, с лучшим снабжением грунтов кислородом, более обитаемы – на илистом грунте здесь распространены *Dreissena polymorpha*, *Anodonta complanata*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, а на песчаных участках – редкие мелкие *Unio pictorum*. Мелководные сильно заросшие ильмени, дно которых представляет ил с растительными остатками, характеризуются обитанием моллюсков только в прибрежной зоне; в основном это *Planorbis*, *Pisidium*, *Physa* и *Lymnea*. Полойная зона с обилием растительности отличается распространением здесь этих же представителей прибрежной фауны.

Малакофауну на стыке пресных вод Волги и солоноватых вод Каспия в дельте впервые описал Н.Л. Чугунов [1923]. Вот каким образом это выглядело в двадцатые годы. Дельта Волги и предустьевое пространство Каспия было заселено *Unio pictorum*, *Anodonta complanata*, *Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium* sp., *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus pallasii*. В пресноводную зону моря заходили со стороны Среднего Каспия

Monodacna edentula и *Adacna laeviuscula*, распространявшиеся до черных баров, но в дельту не заходившие. На границе солоноватоводной зоны, с общей соленостью 0,928–2,300 ‰, ряд пресноводных видов выпадал, причем при сезонных сменах солености некоторые виды (как *Viviparus viviparus*, *Sphaerium corneum*), выдвигавшиеся в море при весеннем опреснении, осенью, при возврате солености, погибали. В солоноватоводной зоне до изогалины примерно 6 ‰ жили *Dreissena polymorpha*, *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Theodoxus pallasi*. При дальнейшем повышении солености *Dreissena polymorpha* выпадала.

Интересно проследить изменения в дельте с падением уровня Каспия, начавшимся еще в 30-х годах [Идельсон, 1941; Жадин, 1952; Пирогов, 1974]. Дельта сильно выдвинулась в море; площадь многих островов увеличилась и они присоединились к матерiku, некоторые мелкие протоки высохли. Култуки авандельты с нарастанием дельты вошли в ее состав и превратились в ильмени. Сначала это были приморские ильмени с илесто-песчаными грунтами, богатые каспийскими формами. Отмечалось большое количество дрейссены. Однако в 1950–1960 гг. (авторами предполагается, что вследствие уменьшения поступления взвесей), количество ее сильно уменьшилось, вплоть до полного исчезновения во многих ильменах; из моллюсков господствующей стала вивипара, довольно многочисленны были униониды. По мере нарастания дельты ильмени заиливались и теряли проточность. В заиленных ильменах, где некоторая проточность бывает только весной, доминировала вивипара. Дальнейшее их заиление и полная потеря проточности и высыхание в межень привели к исчезновению большинства моллюсков и широкому распространению мотылей. Наконец, в полностью отделившихся от дельты сильно заиленных ильменах с заморами бентос беднел, но с их зарастанием развивалась фитофильная фауна, в которой преобладали прудовики (*Limnaea*).

При повышении уровня Каспия начался обратный процесс.

Протоки и рукава дельты богаты каспийской фауной. Литофильный, а также настоящий псаммофильный биоценоз в дельте практически отсутствуют, так как песчаное дно почти всегда более или менее заилено. Наиболее распространен биоценоз песчано-илестого грунта, в котором по биомассе также преобладают вивипары.

У берегов протоков местами встречаются обнажения глин с аргиллофильным комплексом, из моллюсков для него характерна дрейссена. В нижней части рукавов дельты на илесто-ракушечных грунтах, зарастающих макрофитами, расселилась фауна смешанного состава с большим количеством каспийцев.

Все живущие в дельте Волги каспийские виды обладают значительной эвригалинностью (выносят колебания солености от 0,3–0,4 до 12–13 ‰ при каспийском составе солей) и в большей или меньшей степени оксифильны. К ним относятся *Monodacna*, *Adacna*, *Hupanis* [Атлас беспозвоночных..., 1968] (рис. 4.3). Это псаммопелофильные виды, обитающие или находящиеся оптимум на илесто-песчаных грунтах, образующихся при незначительном течении – условиях, наиболее характерных для дельты.

В дельте появилась и расселилась понтоазовская цветная монодакна (*Monodacna colorata*), не прижившаяся в Куйбышевском водохранилище, куда она выпускалась в течение 3-х лет, и сама вселившаяся в Волгоградское, Саратовское водохранилище и в низовья Волги [Вьюшкова, Гурова, 1968; Воробьев, Пирогов, 1969]. В дельте появился и брюхоногий моллюск *Lithoglyphus naticoides* [Пирогов, 1972], также имеющий азовское происхождение и проникший, очевидно, не без помощи судов, через Волго-Донской канал.

Для реконструкции палеоэкологических условий водоема необходимы сведения о влиянии факторов среды на моллюсков. Водоем оказывает воздействие на моллюска всеми сторонами своего режима, проявляющимися совокупно. Однако для понимания действия среды необходимо выявить воздействие отдельных факторов на организм, причем проявляющееся не только на его отдельных функциях (дыхании, размножении и проч.), но и на внешнем облике раковины (размер, изменение формы и т. д.), что особенно важно при работе с ископаемым материалом. Остановимся на основных физических параметрах водоемов (объем водовместилища, свет, температура воды, течения), химических (растворенный в воде кислород, соленость воды, отдельные химические ингредиенты) и биологических факторах.

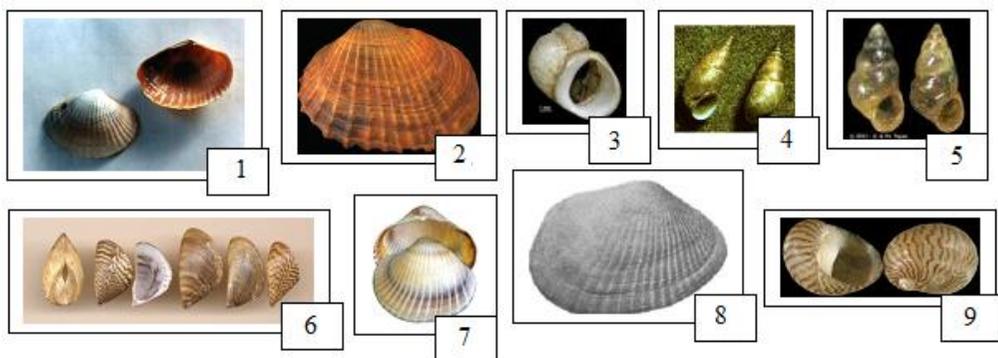


Рис. 4.3. Солоноватоводные моллюски в дельте Волги.

1 – *Monodacna edentula*, 2 - *Hypanis plicatus*, 3 – *Lythoglyphus naticoides*, 4 – *Turricaspia*,
5 - *Hydrobia ventrosa*, 6 – *Dreissena polymorpha*, 7 – *Monodacna caspia*, 8 – *Adacna laeviuscula*, 9 – *Theodoxus pallasi*

Глубина водоема представляет сложный комплекс факторов, обуславливающих во многом все особенности физического, химического и биологического режима водоема.

Свет как фактор распределения и изменчивости моллюсков оценен еще совершенно недостаточно. Вместе с тем свет значительно влияет на цветовую изменчивость раковин. Речная живородка, например, имеет далеко не всегда хорошо выраженные три цветные полосы, что тесно связано со степенью проникновения света в воду. У моллюсков, живущих на мелких участках побережья, куда проникает свет, полосы, как правило, выражены хорошо, в то время как у моллюсков, живущих на глубине, куда свет почти не доходит, полосы встречаются редко. Сходное явление известно и в отношении окраски раковины двустворчатых моллюсков [Жадин, Герд, 1961].

Температура воды. Все водоемы дельты испытывают сильные годовые (сезонные) колебания температуры воды, а также ее суточные изменения. Температура воды в таких водоемах оказывает большое влияние на процесс размножения и на темп роста моллюсков. Рост моллюсков начинается весной, когда температура воды постепенно растет от зимнего минимума к летнему максимуму, летом рост достигает оптимального выражения, осенью постепенно замедляется, а зимой полностью прекращается. В водоемах, где летние температуры более высоки и устойчивы, размеры раковин, при прочих равных условиях, больше, чем в водоемах с более низкими и неустойчивыми температурами.

Течение воды не является изолированно действующим фактором, оно несет с собой кислород и питательные вещества, удаляет продукты жизнедеятельности, выравнивает температуру воды. В связи со столь разнообразным воздействием течения моллюски приспособляются к нему как физиологическими потребностями, так и изменением в строении раковины. Из физиологических особенностей моллюсков, обитающих в текучих водах, следует указать на переход легочных моллюсков к дыханию растворенным в воде кислородом с полной (как у речной чашечки) или частичной (у прудовиков и катушек, попадающих в реки) утерей дыхания атмосферным воздухом. У всех речных видов наблюдается большее потребление кислорода, чем у тех же или близких видов, обитающих в стоячей воде. Отличается пища моллюсков: у речных двустворок в пище преобладает неоформленный органический детрит, двустворчатые моллюски стоячих вод получают в качестве пищи или планктон, или более оформленные остатки придонных организмов, а также иловые частицы. Замечена разница в характере сезонных перемещений перловиц и беззубок в реке и озере: озерные двустворки к осени мигрируют из побережья (с глубины 0.5 м) на глубину 1 м, речные же моллюски почти не передвигаются со своих мест [Жадин, 1952].

Речной образ жизни накладывает печать и на морфологические черты моллюсков. Виды брюхоногих, живущие в текучей воде, обладают большой площадью соприкосновения с грунтом, при сравнительно небольшой верхней поверхности, подвергающейся обтеканию водой.

Примерами крайнего проявления этого принципа можно назвать речную чашечку и речную лунку. Речные брюхоногие обладают также способностью крепко присасываться к грунту, для чего служит мощная мускулатура ноги. Речная живородка во много раз прочнее прикрепляется к подводным предметам, чем ее родич — живородка стоячих вод. Двустворчатые моллюски текучих вод обладают или биссусом для прикрепления к субстрату (дрейссена), или очень прочно запирающейся раковиной (*Unio*).

Жизнь в стоячей воде придает моллюскам другой облик. Брюхоногие стоячих вод большей частью имеют сравнительно ничтожную площадь соприкосновения с грунтом (катушки) с соответствующе большой поверхностью раковины (озерники). Как правило, они очень непрочно прикрепляются к субстрату. Некоторые из двустворчатых моллюсков (*Sphaerium corneum*) не остаются в грунте, а с помощью ноги и выделяемой ею слизи перебираются летом на водные растения. Беззубки стоячих вод обычно обладают более крупной, но тонкостенной раковиной.

Если сравнить раковины одного и того же вида, живущего в реке и озере, то для раковин из текучей воды можно отметить сравнительно меньшие размеры или иногда даже явную депрессию, меньшую выпуклость оборотов (*Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis fluviatilis*) при большей твердостенности раковин (*Unio*, *Sphaerium*).

С течением воды тесно связан режим взвешенных и влекомых наносов, оказывающий на моллюсков весьма сильное воздействие. При мутной воде моллюски накрепко закрывают свои створки и раскрывают их после ее прохождения.

При развитии пойм и образовании поемных водоемов происходит весьма интересная картина изменения фауны. С обособлением от реки затонов, поемных озер, при обмелении озер и превращении их в поемные пруды и лужи, при заболачивании пониженных участков поймы происходит постепенное выпадение речных видов и замена их или близкими видами тех же родов, но другой экологической физиономии (рис. 4.4), или представителями совершенно иных систематических групп — жаберные моллюски уступают место легочным.



Рис. 4.4. Распределение двух видов живородок в водоемах речной долины [Жадин, 1952].

Так, из фауны затонов выпадают (или резко уменьшаются в количестве) речные виды *Sphaerium solidum*, *Pisidium supinum*, *Anodonta complanata*, в наиболее заиленных затомах не остается также *Dreissena polymorpha*; появляются легочные моллюски *Limnea stagnalis*, *Radix auricularia*, *Phisa fontinalis*, *Acroloxus lacustris*.

В поемном озере из жаберных моллюсков остается живородка речная, наряду с которой кое-где появляется живородка болотная (*Viviparus contectus*), остаются также, но уже уменьшаются в числе, перловицы и беззубка, на место полуоткрытой шаровки (*Sphaerium scaldianum*) приходит роговая шаровка (*Sphaerium corneum*), увеличивается число видов легочных моллюсков — появляются катушки *Coretus corneus*, *Anisus vortex*.

В поемных прудах перловицы, как правило, не встречаются, беззубка и речная живородка сохраняются в небольшом количестве, но развивается весь комплекс стоячих вод.

В поемных лужах и болотах из жаберных моллюсков остаются только наиболее приспособленные к малым количествам кислорода в воде (*Sphaerium lacustre*) или виды, хорошо переносящие временное пребывание без воды (*Bithinia leachi inflata*); легочные моллюски представлены здесь видами, обладающими приспособлениями, помогающими переносить высыхание воды (*Galba palustris turricula*, *Planorbis planorbis*, *Anisus spirorbis*, *A. leucostoma*).

Соленость воды. Типичные пресноводные виды, как речная живородка *Viviparus viviparus* и беззубка *Anodonta piscinalis*, только в совершенно пресной или слегка солоноватой воде (общая соленость не свыше 2 ‰) ведут себя нормально. При резком повышении солености до 5 и

7‰ моллюски закрывают раковину и потребление кислорода сильно уменьшается, а при солености 9‰ моллюски погибают. Медленное приучение моллюсков к повышенной солености несколько увеличивает срок, в течение которого моллюски сопротивляются неблагоприятным условиям, но когда соленость воды достигает 9 ‰, моллюски все же гибнут [Карпевич, 1953]. Дрейссена *Dreissena polymorpha* живет в естественных условиях при солености, лишь немногим превышающей ноль (т. е. в пресной воде). При резкой смене солености волжская *Dreissena polymorpha* нормально сохраняет жизнедеятельность в интервале солености 0–1‰, летальной концентрацией для нее является 6–7‰. Морская (каспийская) разновидность *Dreissena polymorpha*, живущая в опресненных районах Северного Каспия при солености до 2‰, нормальные функции сохраняет при солености 0–5‰, но погибает также при солености 6–7‰.

Весьма важным результатом разницы в характере обмена веществ у разных видов дрейссен следует считать неодинаковый химический состав раковин. Приобретенная пресноводной *Dreissena polymorpha* способность использования двухвалентных ионов в пресной воде и преобладание одновалентных ионов в каспийской воде обуславливают большую крепость и преобладание минеральных веществ над органическими (разрушающимися при прокаливании) у раковин пресноводной дрейссены по сравнению с раковинами каспийских дрейссен. А. Ф. Карпевич [1953] установила, что у всех дрейссен, обитающих в солоноватых водах, содержание неорганических соединений в раковинах обратно пропорционально содержанию хлора в воде. Чем больше хлора, тем тоньше раковина дрейссен и тем меньше ее зольный остаток.

Растворенный в воде кислород является чрезвычайно важным фактором в распределении моллюсков. Виды одного и того же рода часто распределяются по разным водоемам, сообразно их требованию к кислородному режиму. Так, например, распределение двух видов живородок в генетическом ряду поемных водоемов, о чем говорилось выше, без сомнения, находится в связи с разной потребностью этих видов в кислороде. Из трех видов шаровок, как установил Тиль [Thiel, 1930], самым требовательным к кислороду является *Sphaerium solidum*, за ним идет *Sph. rivicola* и самым невзыскательным является *Sph. corneum*. Сообразно с этими потребностями первый вид живет в реках на песчаном дне, второй обитает в реках на слегка заиленном дне, и третий поселяется в стоячих водах, на илистом дне. Однако и он не выносит круглогодичного недостатка кислорода, а в заиленных озерах и прудах летом поднимается на растения.

В процессе жизни моллюски вступают в многогранные связи как с особями того же вида, так и с другими видами моллюсков, прочими животными и растениями. В одних случаях эти связи носят характер сотрудничества и взаимопомощи (как это имеет место в отношениях между особями одного и того же вида), в других они носят характер конкуренции и борьбы (межвидовые отношения) или принимают какие-либо другие формы – комменсализма, паразитизма и проч. У таких моллюсков, которые поселяются большими скоплениями в виде друз (дрейссены) или целых полей перловиц, беззубок, состоящих из тысяч моллюсков, сидящих вплотную друг к другу, внутривидовая взаимопомощь сказывается особенно ясно. Молодая дрейссена, развившись из осевшей на песчинку или обломок раковины личинки, дает впоследствии возможность осесть на свою раковину другим особям того же вида. На раковины этих последних оседают другие моллюски, и в результате получаются друзы, насчитывающие десятки и сотни раковин, связанных между собою биссусными нитями. Конкуренции за пищу между отдельными моллюсками, составляющими друзы, не наблюдается. Взаимопомощь же проявляется не только в предоставлении субстрата для прикрепления, но и в очищении воды, позволяющем молодым особям вести нормальное существование.

4.2. Малакофауна водоемов дельты Волги в голоцене

В дельте Волги малакофаунистические исследования были проведены на территории Дамчикского участка Астраханского биосферного заповедника (рис. 4.5). Малакофауна изучена в голоценовых осадках, вскрытых ручным бурением ряда неглубоких скважин (рис. 4.6, 4.7, 4.8).

Разрез голоценовых осадков дельты, вскрытых скважинами, представляет собой «слоеный пирог» из разнофациальных отложений мощностью 8–11 м (рис. 4.6 – 4.8), включающих

разнообразные фаунистические группировки. Палеоценозы характерны для разного типа бассейнов дельты. Так, скважина 7 (рис. 4.8), пробуренная в устьевой части протока, на песчано-илистом дне которого обитают многочисленные *Lymnea*, *Lithoglyphus*, *Pisidium*, в интервале глубин 740–700 см вскрыла органогенные карбонатные белые глины с раковинами пресноводных моллюсков *Lymnea stagnalis*, *Dreissena polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *Anisus* sp. Судя по экологической принадлежности видов *Lymnea* и *Anisus*, составляющих основную часть палеоценоза, к моллюскам стоячих вод, а также фациально-литологической принадлежности включающих его осадков, фаунистическое сообщество обитало в мелководном озерном водоеме, впоследствии высохшем.

Залегающая выше двухметровая толща серых илистых осадков с большим или меньшим содержанием песчаного материала, включает *Dreissena polymorpha*, *Valvata piscinalis*, *V. cristata*, *Unio* sp., *Monodacna edentula*, *Succinea* sp., *Pisidium* sp., *Lymnea peregra*, *Viviparus* sp. Палеоценоз представлен смешанным составом из пресноводных и слабо солоноватоводных каспийских видов, часть из которых является прибрежными фитофильными формами, а также видами стоячих вод. Подобный биоценоз свойственен култушной зоне авандельты. Это подтверждает литологический состав осадков – местами тонкослоистых, с включением органического материала.

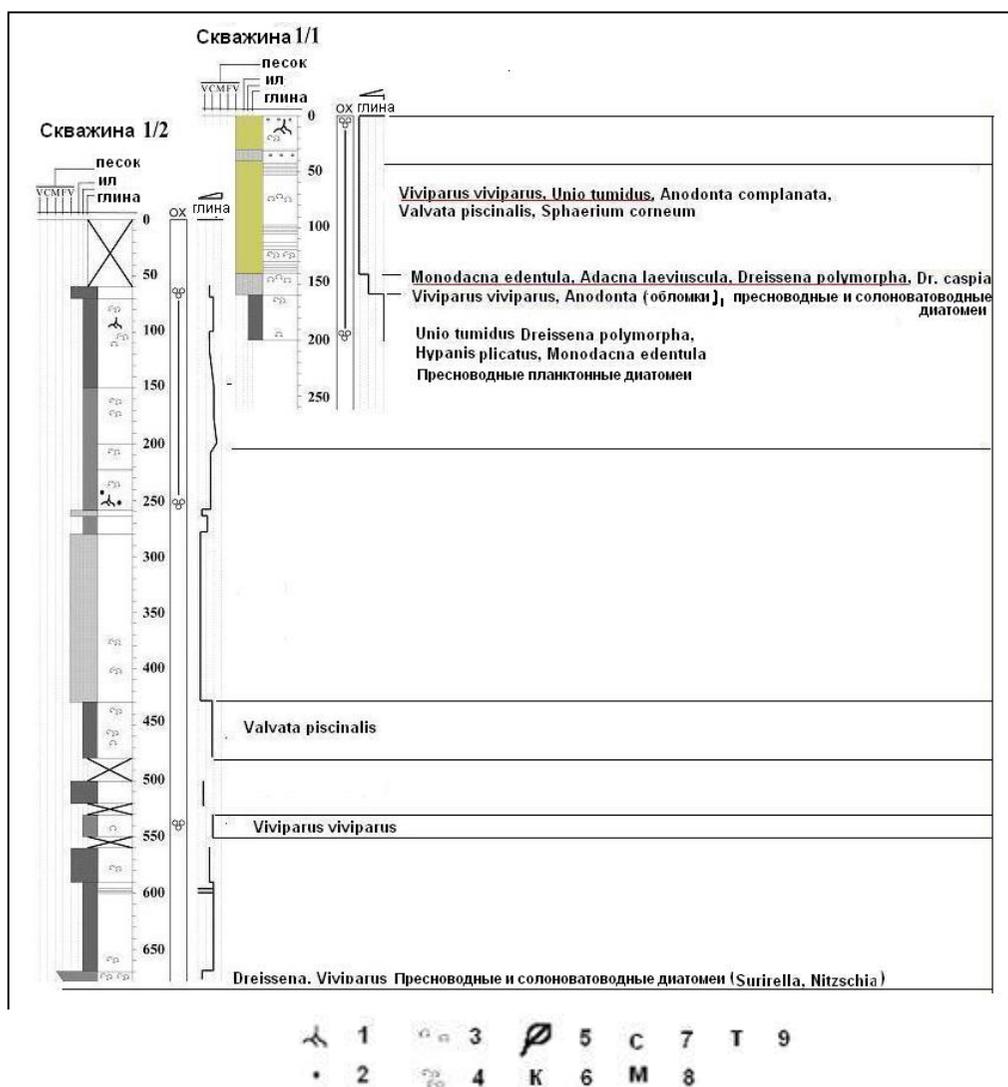


Рис. 4.6. Дамчикский участок. Скважина 1.

1 – корни растений, 2 – органика, 3 – раковины моллюсков, 4 – детрит, 5 – растительные остатки; песок: К – крупнозернистый, С – среднезернистый, М – мелкозернистый, Т – тонкозернистый

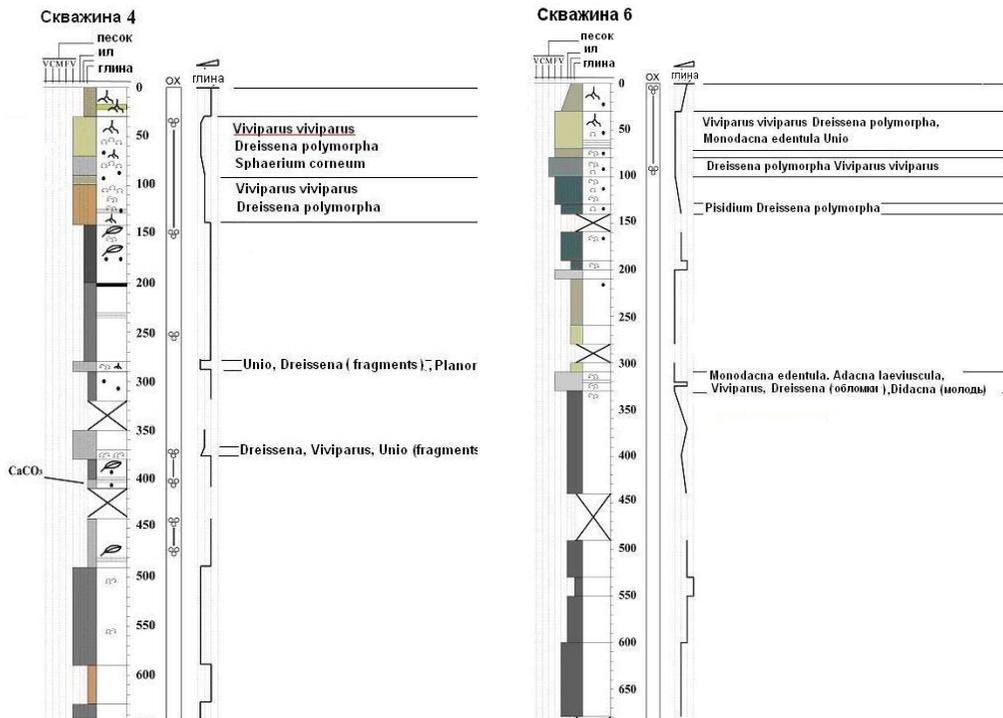


Рис. 5.7. Дамчикский участок. Скважины 4 и 6. Условные обозначения на рис. 5.6.

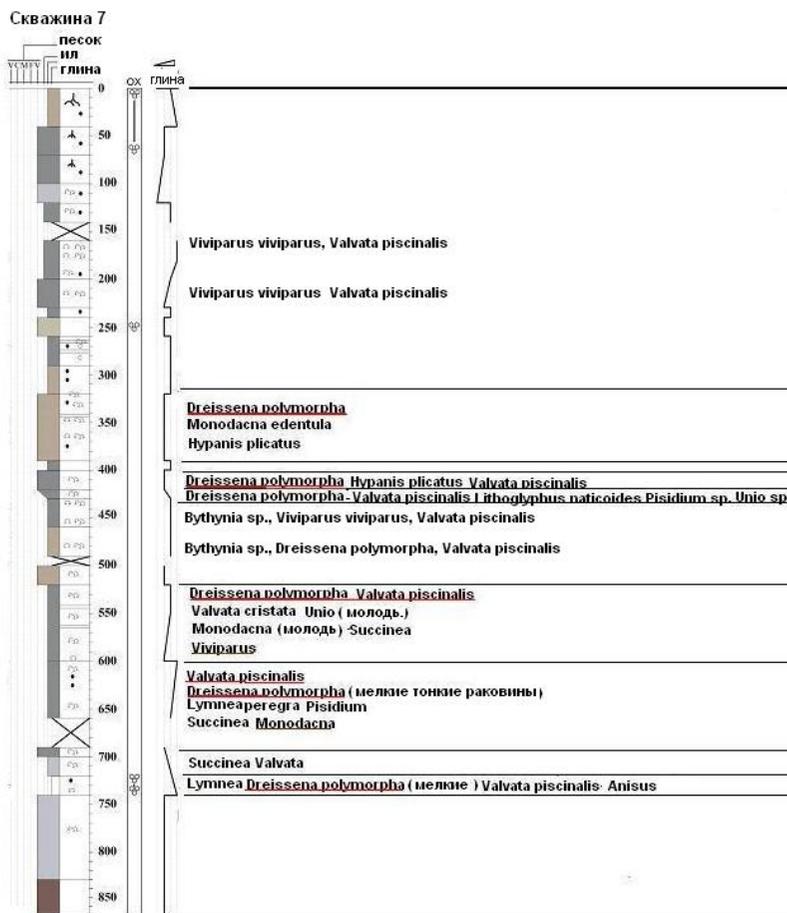


Рис. 4.8. Дамчикский участок. Скважина 7. Условные обозначения на рис. 4.6

Чередующиеся в интервале глубин 520–390 см песчано-илистые слои небольшой мощности (10–30 см) с большим или меньшим содержанием песчаного материала, содержат раковины *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicatus*, *Valvata piscinalis*, *Pisidium*, *Unio*, *Viviparus viviparus*, *Bythinia sp.* Наряду с господствующими пресноводными видами, как реофилами, так и стагнофилами, ценоз содержит в небольшом количестве каспийские эвригалинные моллюски. Фаунистическое сообщество такой композиции характерно для нижней части дельтовых протоков, что, в комплексе с составом включающих раковины отложений, очевидно, отражает мелкомасштабную ритмику небольших русел протоков – береговой зоны нижней части надводной дельты. Охарактеризованные фаунистическим материалом коричневые песчаные отложения интервала 390–320 см с господствующими *Dreissena polymorpha*, более редкими *Monodacna edentula*, *Hypanis plicatus*, характеризуют мелководный пресноводный, периодически слабо солоноватоводный, бассейн – «пресноводное предустьевое пространство».

Хорошо идентифицируются как озерные малакофаунистические сообщества, включающие пресноводные стагнофильные и фитофильные виды *Lymnea*, *Succinea*, *Anisus*, *Planorbis*, с примесью пресноводных реофилов, залегающие в карбонатных илистых, в разной степени опесчаненных, осадках. Обстановку спокойной седиментации с периодическим заливанием водой – ильмени – характеризуют палеоценозы, содержащиеся в темных глинистых отложениях, слоями обогащенными раковинами *Dreissena polymorpha*, *Anodonta complanata*, *Sphaerium corneum*, *Pisidium*, *Viviparus viviparus*, *Valvata* (скв. 18, инт. 430–580 см; скв. 22, инт. 410–360 см). Образование лугово-болотной почвы при их заливании и высыхании – черные глины с обилием разложившейся растительности (скважина 18, интервал 100–90 см; скважина 4, интервал 400–420 см). Прибрежный комплекс палеодельты реконструируется по мелкомасштабной последовательности тонкого песка, ила и глины с корнями растений, с марганцовистыми примазками, с раковинами пресноводных стагнофилов и реофилов *Dreissena*, *Viviparus*, *Valvata*, *Unio*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Lymnea*, *Planorbis*, *Succinea* (скв. 6, инт. 200–30 см; скв. 11, 500–250 см; скв. 18, 170–10 см; скв. 22, инт. 430–300 см).

Палеоценозы, включающие многочисленные пресноводные, как стагнофильные, так и реофильные, моллюски *Dreissena*, *Valvata*, *Lymnea*, *Viviparus*, *Unio*, *Sphaerium*, *Pisidium*, вместе с эвригалинными каспийскими *Monodacna* и *Adacna*, залегающие в тонкослоистых илистых и тонкопесчаных осадках, отражают условия мелких, глубоко вдающихся в область наземной дельты, довольно обширных заливов – култуков (скв. 11, инт. 670–460 см; скв. 1, инт. 670–430 см). Малакофаунистические сообщества, состоящие из смеси пресноводных и слабо солоноватоводных видов *Viviparus*, *Valvata*, *Unio*, *Dreissena*, *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, находящиеся в темно-серых песчаных осадках, отражают фронтальную часть дельты, или преддельтовое пресноводное пространство (скв. 4, инт. 590–490 см; скв. 11, инт. 730–670 см; скв. 18, инт. 430–310 см). Палеоценозы из *Dreissena*, *Monodacna*, *Adacna*, включенные в серые глинистые осадки, характеризуют условия авандельты (скв. 1, инт. 260–60 см).

Не все осадки, вскрытые скважинами, содержат раковины моллюсков. Так, в основании голоценовых отложений (скв. 7, инт. 830–740 см; скв. 11, инт. 910–850 см; скв. 18, инт. 700–620 см; скв. 22, инт. 880–770 см) залегают хорошо сортированные светло-серые песчаные осадки, включающие в основном детрит и обломки раковин, часто окатанные. Подобные отложения, но меньшей мощности, встречаются и в более высоких интервалах керна (скв. 4, инт. 380–350 см, 290–280 см; скв. 6, инт. 330–310 см; скв. 22, инт. 290–230 см). По-видимому, они характеризуют палеоруслу и подводные бары. Очень редкие, не определимые до вида, обломки раковин встречаются в хвалынских коричневых глинах, залегающих в основании керна ряда скважин.

Не только видовой состав танатоценозов позволяет реконструировать палеоэкологические условия дельты Волги. Облик раковин одних и тех же видов, но обитавших в разных по своим гидрологическим характеристикам водоемах, является свидетельством их палеоэкологической принадлежности. Речная живородка, например, имеет далеко не всегда хорошо выраженные три цветные полосы, что тесно связано со степенью проникновения света в воду. У моллюсков, живущих на мелких участках побережья, куда проникает свет, полосы, как правило, выражены хорошо, в то время как у моллюсков, живущих на глубине, куда свет почти не

доходит, полосы встречаются редко. Сходное явление известно и в отношении окраски раковин двустворчатых моллюсков [Жадин, Герд, 1961]. В водоемах, где летние температуры более высоки и устойчивы, размеры раковин, при прочих равных условиях, больше, чем в водоемах с более низкими и неустойчивыми температурами. Виды брюхоногих, живущие в текучей воде, обладают большой площадью соприкосновения с грунтом, при сравнительно небольшой верхней поверхности, подвергающейся обтеканию водой. Для раковин из текучей воды можно отметить сравнительно меньшие размеры или иногда даже явную депрессию, меньшую выпуклость оборотов (*Viviparus viviparus*, *Valvata piscinalis fluviatilis*) при большей твердостенности раковин (*Unio*, *Sphaerum*), чем у тех же видов из стоячей воды. Беззубки стоячих вод обычно обладают более крупной, но тонкостенной раковиной.

Распределение по разрезу отложений с палеоценозами, характерными для разного типа бассейнов, отражает развитие дельты во времени, вызванное колебаниями уровня Каспия. Так, русловые осадки свидетельствуют о низком стоянии Каспия. В изученных кернах скважин отмечается по меньшей мере три интервала дельтового осадконакопления в эпохи положения уровня моря ниже современного. Залегающие в основании ряда скважин светло-серые сортированные пески, описанные выше, по мнению автора, отвечают эпохе мангышлакской регрессии Каспийского моря и являются реперным горизонтом для изученных скважин. Напротив, вскрытые на Дамчикском участке отложения култуков или авандельты, однозначно указывают на высокий уровень моря во время их накопления. В изученных кернах также отражены по меньшей мере три таких эпохи осадконакопления. Последовательность залегания осадков разных типов водоемов свидетельствует о тенденции в развитии дельты – ее нарастании и продвижении в сторону моря при понижении уровня Каспия, или же отступании под влиянием его поднятия. Так, смена пресноводной – слабо солоноватоводной зоны авандельты на пресноводную зону надводной дельты, ярко выраженная в осадках скважин 1 и 4, отражает тенденцию понижения уровня моря и выдвигания дельты. Смена же озерных осадков култучными в керне скважины 7, напротив, свидетельствует о трансгрессивной тенденции Каспия и отступании дельты.

Согласно нашим исследованиям в Северном Каспии, в эпоху мангышлакской регрессии уровень Каспия упал до отметок -90 м (абс.). Произошел глубокий врез, образовавший в центральной и восточной частях дельты два широких рукава Волго-Ахтубинской долины, по которым осуществлялся сток послехвалынской Волги. В новокаспийскую эпоху развитие дельты происходило стадийно. В последовательности осадков, вскрытых скважинами на Дамчикском участке, отражены три крупные стадии развития дельты, находящиеся в тесной зависимости от колебаний уровня Каспия. Мелкомасштабное чередование отложений бассейнов разной палеоэкологической принадлежности отражает нестабильное состояние уровня в каждую из стадий формирования дельты.

Таким образом, в осадках различных водоемов дельты, имевших, в зависимости от своего гидрологического, гидрохимического режима и прочих факторов, разный малакофаунистический облик, обильны пресноводные *Dreissena*, *Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Limnaea*, *Radix*, *Galba*, *Planorbis*, *Coretus*, *Anisus*, *Valvata*, *Viviparus*, *Hydrobia*. Из каспийской малакофауны в голоценовых отложениях дельты встречены лишь *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hupanis plicatus* – виды, обладающие наибольшей эвригалинностью [Янина, 2007, 2008; Янина, Свиточ, 2007; Svitoch, Yanina, 2007]. Распределение их в осадках дельты аналогично современному. Отличием биоразнообразия голоценовых водоемов дельты от современных является отсутствие в них видов, имеющих азово-черноморское происхождение (*Monodacna colorata*, *Dreissena bugensis*), появившихся в дельте антропогенным путем: первый вид был акклиматизирован в волжских водохранилищах, второй – проник в низовья Волги на судах через Волго-Донской канал.

Малакофаунистический анализ голоценовых отложений дельты Волги, вскрытых бурением на Дамчикском участке Астраханского биосферного заповедника, показал смену по разрезу фаунистических группировок преимущественно пресноводных видов моллюсков, иногда с примесью слабо солоноватоводных кардиид. Эти палеоценозы характерны для разного типа бассейнов дельты. Их распределение по разрезу отложений отражает развитие дельты во време-

ни, вызванное колебаниями уровня Каспия [Янина, 2008]. В последовательности осадков, вскрытых скважинами, отражены три стадии развития дельты. Мелкомасштабное чередование отложений с малакофауной разной палеоэкологической принадлежности отражает нестабильное состояние уровня в каждую из стадий формирования дельты.

4.3. Малакофауна Северного Каспия

Фауна моллюсков Северного Каспия складывается из солоноватоводных каспийских видов: двустворчатых *Didacna trigonoides*, *D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *Monodacna edentula*, *M. caspia*, *Adacna laeviuscula*, *A. vitrea*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena caspia*, *Dr. andrusovi*; брюхоногих *Micromelania caspia*, *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus pallasii*, *Lithoglyphus caspius*; из солоноватоводных понто-азовских вселенцев *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena bugensis*, *Monodacna colorata*; из морских черноморских вселенцев *Cerastoderma glaucum*, *Mytilaster lineatus*, *Abra ovata*, а также пресноводных видов, заселяющих опресненные участки моря вблизи впадения рек.

Предустьевое пространство Волги заселено слабо солоноватоводными видами *Monodacna*, *Adacna*, *Hydrobia*, *Lithoglyphus*, *Dreissena*, наряду с которыми еще многочисленны пресноводные виды родов *Unio*, *Anodonta*, *Viviparus*, *Valvata*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Theodoxus*. При повышении солености до 2,5 ‰ ряд пресноводных видов выпадает, при этом виды (*Viviparus viviparus*, *Sphaerium corneum*), выдвинувшиеся в море при весеннем опреснении, осенью погибают. В зоне солености до примерно 6 ‰ живут *Dreissena polymorpha*, *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Theodoxus pallasii*. При дальнейшем повышении солености *Dreissena polymorpha* выпадает. В этой зоне развиваются типичные каспийские виды: *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena caspia*, *Dr. andrusovi*, *Didacna trigonoides*, *Micromelania caspia*, *Clessiniola variabilis*, присутствует *Hydrobia ventrosa*, *Monodacna colorata*. Появляются морские вселенцы и дидакны.

Исследователями [Карпевич, 1946, 1974; Справочник по экологии..., 1966] получены данные об отношении каспийских солоноватоводных моллюсков к солености воды. Так, солоноватоводная *Dreissena andrusovi* при резкой смене солености нормально функционирует в пределах солености от 4(5) до 11‰ и погибает как в пресной воде, так и при солености 17–20‰. *Dreissena caspia* оптимальную зону имеет также в пределах 5–11‰, а летальную – нижнюю 1‰ и верхнюю 17–20‰. Результатом постепенного перехода является физиологическая адаптация, расширяющая границы солевой устойчивости видов. Оптимальной зоной для *Dreissena polymorpha* и *Dreissena andrusovi* становятся солености в пределах 0–11‰, а летальные для обоих видов концентрации – до 17–20‰. У *Dreissena caspia* оптимальная и летальная зоны остаются прежними.

Подгруппа солоноватоводных моллюсков, принадлежащих к семейству *Cardiidae*, адаптирована более определенно к солевому солоноватоводному режиму. Оптимумом существования *Didacna trigonoides* является соленость в пределах 7–12‰; сублетальная зона снизу 6–4‰ и сверху 14–17‰, летальная нижняя 2‰ и верхняя 18‰. В Каспийском море этот вид живет в пределах солености 5–12‰, заходя иногда в места с соленостью 4‰. Другой вид этого же рода – *Didacna barbotdemarnyi* – обитает в районах с соленостью 12–14‰. Для *Monodacna edentula* оптимальной зоной является соленость 6–10‰, сублетальной 2–4‰ и 11–14‰, летальной 0 и 15‰. При медленной адаптации этот вид может переносить некоторое время нахождение в пресной воде. Из видов *Adacna* в Каспийском море наиболее опресненную зону занимает *Adacna vitrea minima*, обитающая при солености 3–5‰, *Hypanis plicata* живет при солености 5–8‰ и *Adacna laeviuscula* – при 4–9‰ в Северном Каспии.

Солевой оптимум *Cerastoderma glaucum* в каспийской воде находится между 12 и 22‰, сублетальная зона – 6–10‰ и 25–26‰, а летальная граница – снизу 5‰ и сверху выше 30‰. При существовании в различных солевых условиях заливов Каспийского моря этот вид испытывает изменения в размерах и форме раковины [Бирштейн, 1936; Жадин, 1952]. Этот моллюск выносит здесь соленость до 50 ‰. При переходе от солености 10 ‰ (в начале Мертвого Култу-

ка) к более высоким соленостям моллюски сперва повышают темп роста, в воде с соленостью 18 ‰ они находят свой оптимум, после которого наступает замедление роста. Самые мелкие моллюски церастодерм наблюдаются в конце залива Кайдак, где соленость воды возрастает до 50 ‰.

Колебания уровня моря имеют отклик в распределении моллюсков по его площади. Падение уровня Каспийского моря к 1940 г. примерно на 178 см привело к повышению солености воды восточной части северного Каспия. Это повлекло за собой резкое сокращение площадей, занимавшихся видами каспийского комплекса, адаптированными к низким соленостям. Ареал дрейссены сократился примерно на 70 %. На первое место по численности и биомассе выдвинулся морской моллюск *Cerastoderma glaucum* [Жадин, 1952].

К 80-м годам прошлого столетия, по данным [Малиновская, 1997], руководящими видами среди моллюсков в глубинной зоне западного района Северного Каспия были средиземноморские вселенцы митиластер и абра, где они составляли иногда до 50 % общей биомассы бентоса. Повышение уровня Каспийского моря и распреснение его вод внесли изменения в качественный состав и количественные показатели гидробионтов. Во всех районах моря увеличилась значимость организмов пресноводного и солоноватоводного комплексов и произошло вытеснение соленолобивых организмов. Массовое развитие большинства видов пресноводного и автохтонного комплексов наблюдается на глубинах менее 6 м. Многие виды обнаруживают приуроченность к определенным типам грунта. *Didacna trigonoides* образует поселения наибольшей плотности на ракушечных и илисто-ракушечных грунтах. Моллюски родов *Abra* и *Cerastoderma* широко распространены на грунтах с примесью ила [Романова, 1963; Романова, Осадчих, 1965].

Необходимо отметить случаи конкурентной борьбы между видами, влияющими на их расселение. Так, например, *Mytilaster lineatus*, вселившись в Каспийское море (занесен с судами во время Гражданской войны начала прошлого века), в качестве субстрата использовал в довольно больших размерах раковины дрейссены и различных видов семейства *Cardiidae*. В результате удушения этих моллюсков уменьшались их количества или они отступали в другие места [Логвиненко, 1965; Абдурахманов и др., 2002].

Возникновение новых видов путем развития качественно новых физиологических особенностей, приспособленных к новым условиям существования, влечет также появление конкуренции между новым и старым видом и, как результат, вытеснение новым видом старого из района изменившихся условий обитания. Пример этого наблюдается среди дрейссены Северного Каспия, где новый вид *Dreissena andrusovi* обособился от старого (давшего ему начало) *Dreissena polymorpha* в определенных условиях солености среды.

4.4. Малакофауна Северного Каспия в позднем плейстоцене и голоцене

Малакофаунистические исследования позднего плейстоцена Северного Каспия выполнены нами в долине Нижней Волги. В отношении представительности разрезов и насыщенности палеонтологическим материалом долина Волги является уникальным объектом, не имеющим аналогов в Каспийской области. Разрезы изучались многими исследователями [Православлев, 1903, 1908, 1926, 1932, 1939 и др.; Ковда, Лебедев, 1933; Богданов, 1933, 1934; Шанцер, 1935, 1951; Жуков, 1936; 1945; Боброва, 1939; Громов, 1935; Гричук, 1952, 1953, 1954; Федоров, 1957, 1978; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Горецкий, 1966; Брицина, 1954, 1955; Ушко, Шнейдер, 1960; Броцкий, Карандеева, 1953; Николаев, 1955, 1958; Рычагов, 1958, 1977; Карандеева, Леонтьев, 1958; Леонтьев, 1965, 1968 и др.; Леонтьев, Фотева, 1965; Шкатова, 1973; Кармишина, Седайкин, 1978; Жидовинов, Седайкин и др., 1981; Седайкин, 1988 и др.].

В долине Нижней Волги позднехазарская фауна моллюсков содержится в отложениях разрезов Сероглазка и Ленино. Она включает 6 видов дидакн, совместно с которыми широко распространены монодакны, адакны, дрейссены. В ее состав входят 5 видов дидакн, отмеченных в более древних фаунистических сообществах региона: *Didacna vulgaris*, *D. pallasi*, *D. subcatillus*, *D. nalivkini*, *D. ovatocrassa* встречены в составе раннехазарской фауны. Из этих ви-

дов лишь *D. nalivkini* получил широкое распространение (часто господствующий вид) в позднехазарской фауне. Новым, руководящим для нее, и широко развитым в Северном Каспии, является лишь один вид – *D. surachanica*. От раннехазарской фауны позднехазарская отличается явным преобладанием в ее составе раковин двух видов – *D. surachanica* и *D. nalivkini*, относящимся к крассоидным (и близким к ним) дидакнам; слабым распространением тригоноидных и катиллоидных форм, массивностью основных ее представителей, часто большими размерами их раковин.

В западной области Северного Прикаспия позднехазарская фауна отмечена Г.И. Поповым [1983], Г.И. Горецким [1966] в отложениях между дельтой Волги, Состинскими озерами и низовьями долины р. Кумы, где содержит *Didacna surachanica*, *D. subovalis*, *D. subcatillus*, *D. ovatocrassa*, *D. aff. cristata*, *D. catillus dilatata*, *D. aff. subpyramidata*. Эти же авторы выделили здесь гирканскую фауну – осадки с ней залегают в южной части Сарпинско-Приергенского Прикаспия с перерывом на верхнехазарских отложениях. Впервые гирканскую фауну описал в северо-западной области Каспия Г.И. Горецкий [1953, 1955 и др.]. Ее выделение встретило серьезные возражения со стороны П.В. Федорова [1954], Г.И. Попова [1955, 1956, 1959, 1963], утверждавших, что гирканская фауна есть не что иное, как раннехвалынская, а отложения, ее содержащие, следует именовать нижнехвалынскими. Позднее П.В. Федоров [1963, 1978; Васильев, Федоров, 1961] изменил свое мнение, отнеся гирканскую фауну к опресненной позднехазарской, аналогичной позднехазарской фауне Нижней Волги. Г.И. Попов [1983] пришел к выводу о самостоятельности гирканской малакофауны. По нашему мнению, отнесение описанной малакофауны к хвалынской из-за ее облика и таксономического состава не корректно, этому противоречит стратиграфическое положение включающих ее отложений: осадки с «настоящей» хвалынской малакофауной отделены от гирканских отложений мощной толщей разнофациальных, в основном субаэральных, ательских образований, несущих ряд ископаемых почв.

Г.И. Поповым [1955, 1967, 1983] в обнажениях по правому берегу Волги (Владимировка, Енотаевка, Копановка, Цаган-Аман, Ветлянка) описана гирканская фауна, содержащаяся преимущественно в серых и коричневатых тонкослоистых глинах и алевролитах. В ее составе преобладают монодакны и дрейссены, среди дидакн встречаются *Didacna praetrigonoides abescunica*, *D. subpyramidata*, *D. cristata*, *D. subcatillus*, *D. zhukovi*, *D. hyrcana*. Эти разрезы описаны многими исследователями долины Волги [Федоров, 1957; Васильев, 1961; Москвитин, 1962; Васильев, Федоров, 1965; Шкатова, 1973; Седайкин, 1988; и др.], однако, никто из них не выделял здесь гирканских отложений; возраст осадков определялся как раннехазарский или позднехазарский. Изученные нами осадки разреза Цаган-Аман мы предварительно отнесли к гирканским. Они включают ногочисленные раковины *Didacna cristata*.

Хвалынская фауна Северного Каспия включает 9 видов дидакн, два из которых представлены подвидами, многочисленными моллюсками родов *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena*. Среди дидакн 3 вида – *Didacna subcatillus*, *D. cristata*, *D. zhukovi* – входят в состав и более древних фаун. Следует отметить появление в гирканском комплексе северо-западной области Каспия *Didacna cf. parallella* и *D. cf. protracta*, дальнейшее широкое развитие которых в хвалынскую эпоху определило облик хвалынской фауны в целом. Впервые в составе хвалынской фауны появляются *Didacna ebersini* (*D. trigonoides chvalynica*), являющиеся для нее руководящим видом, а также *D. praetrigonoides*, которые, наряду с *Didacna protracta*, мы выделяем в качестве характерных для фауны видов. Виды *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata* также впервые появляются в составе хвалынской фауны, однако, они встречаются очень редко на завершающем этапе ее развития. В основном составе фауны нет крассоидных дидакн, господствуют катиллоидные и тригоноидные формы. Отличает хвалынскую фауну в целом в основном тонкостворчатость раковин и преобладание среди них мелких форм.

Хвалынская малакофауна распространена в осадках долины Волги, представленных морскими, прибрежными, лиманными и лиманно-речными фациями, вскрывающимися на всем протяжении долины от Саратова до Астрахани: разрезы Приморский, Быково, Приволжский, Средняя Ахтуба, Райгород, Светлый Яр, Черный Яр – Нижнее Займище, Никольское, Пришиб, Цаган-Аман, Ветлянка, Копановка, Енотаевка, Владимировка, Ленино, Сероглазовка, Замьяны, Золотуха, Бугор, Селитренное. В ее состав входят *Didacna protracta protracta*, *D. protracta*

media, *D. parallella*, *D. parallella borealis*, *D. delenda*, *D. ebersini*, *D. praetrigonoides*; в ней также большую роль играют моллюски родов *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*, *Dreissena*.

В составе хвалынской фауны выделяются две разновозрастные малакофаунистические группировки, содержащиеся в толщах, разделенных перерывом в морском осадконакоплении – континентальными енотаевскими слоями, или же разрывом. Мы выделяем их в ранге фаунистических комплексов – раннехвалынского и позднехвалынского. Видовой состав комплексов близок: основным отличием является отсутствие раковин *Didacna ebersini* и присутствие *Didacna praetrigonoides* в позднехвалынском комплексе. Представители раннехвалынского комплекса распространены очень широко, встречаясь в осадках до +50 м (абс.). Представители позднехвалынского комплекса на Нижней Волге встречаются редко, они распространены в осадках, вскрывающихся южнее Копановки. При этом типичные морские отложения отмечены в Сергиевке и в разрезе Бугор; в разрезах Копановка, Енотаевка, Ленино, Сероглазовка, Владимировка, Золотуха, Селитренное они представлены «бугровой толщей».

Раннехвалынский малакофаунистический комплекс включает: *Didacna protracta protracta*, *D. protracta media*, *D. parallella*, *D. parallella borealis*, *D. delenda*, *D. ebersini*, *Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*, *Adacna vitrea minima*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. polymorpha*. В конкретных местонахождениях раковины этих видов составляют определенные фаунистические сообщества. Их можно объединить в шесть малакофаунистических группировок, которые по разрезу хвалынских отложений распределяются следующим образом (снизу вверх): 1) *Dreissena polymorpha* = *Adacna vitrea*, помимо этих преобладающих видов содержащая в примеси *Didacna ebersini*, иногда *Monodacna caspia*, встречающаяся обычно в тонкозернистых песках в основании разреза нижнехвалынских отложений (местонахождения Соленое Займище, Цаган-Аман, Копановка, Ленино, Енотаевка, Бугор). 2) *Didacna ebersini* - *Monodacna*, включающая также *Dreissena polymorpha*, содержащаяся в песках тонкозернистых в средней части толщи переслаивания песка и шоколадной глины (местонахождения Цаган-Аман, Копановка, Енотаевка). 3) *Didacna parallella* – *Dreissena rostriformis* – *Monodacna*, включающая, помимо этих видов, в примеси *Didacna protracta*, *D. ebersini*, *Dreissena polymorpha*, распространенная в песках нижней части разреза между прослоями шоколадной глины (местонахождения Соленое Займище, Копановка, Цаган-Аман, Енотаевка). 4) *Dreissena rostriformis* – *Didacna protracta*, содержащая также *Didacna delenda*, *D. ebersini*, *Monodacna caspia*, образующая прослой ракушняка в тонком песке между слоями шоколадной глины (так, в Копановке она залегает в единственном прослое песка в семиметровой толще шоколадных глин), развита практически во всех изученных нами местонахождениях. 5) *Didacna ebersini* – *Dreissena rostriformis* – *Didacna protracta*, включающая и *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicatus*, *Monodacna caspia*, развитая в песках в верхней части толщи шоколадных глин (местонахождения Светлый Яр, Цаган-Аман, Енотаевка, Пришиб, Средняя Ахтуба, Золотуха). 6) *Didacna ebersini* – *Dreissena polymorpha*, содержащая также *Dreissena rostriformis distincta*, *Didacna protracta*, *Monodacna caspia*, распространенная в мелкозернистом песке в верхней части шоколадных глин (Копановка).

Описанные группировки ни в одном из разрезов не встречены все вместе. Наиболее полно охарактеризованы хвалынские осадки разреза Цаган-Аман (пять нижних группировок). Чаще всего присутствуют в местонахождениях вторая и четвертая. По-видимому, выделенные фаунистические группировки соответствуют определенным стадиям развития бассейна. Они образуют три подкомплекса: *Dreissena polymorpha* – *Didacna ebersini* – *Monodacna caspia*; *Didacna parallella* – *D. protracta*; *Didacna ebersini* – *Dreissena polymorpha*; а среди дидакн соответственно: *Didacna ebersini*; *Didacna parallella* – *D. protracta*; *Didacna ebersini*, отражающие этапность развития раннехвалынской трансгрессии.

Верхнехвалынские отложения Нижней Волги имеют небольшое площадное распространение, значительно преобразованы эоловыми процессами, относительно маломощные, фациально однотипные, с редкими раковинами дидакн. Они распространены на абсолютных отметках ниже 0 – +2 м, в пределах 0 – -20 м слагают с поверхности низменную хвалынскую равнину. Они представлены в основном песками хорошо сортированными, мелко- и тонкозернистыми, иногда с прослоями суглинка и супеси. Мощность отложений обычно не превышает 1,5–2,0

м. Отложения охарактеризованы обедненным комплексом хвалыньских моллюсков: *Didacna protracta*, *D. parallella*, *D. praetrigonoides*, *Monodacna caspia*, *Adacna vitrea minima*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. polymorpha*. Характерный для ранее описанных областей вид *Didacna praetrigonoides* встречается редко.

Новокаспийская фауна Северного Каспия включает представителей родов *Didacna*, *Monodacna*, *Adacna*, *Hupanis*, *Dreissena*, *Cerastoderma*. Род *Didacna* представлен 11 видами. Три из них - *Didacna parallella*, *D. protracta* и *D. praetrigonoides* входят в состав более древних фаун. *D. crassa*, *D. trigonoides* и *D. pyramidata*, как уже отмечено, впервые появились на завершающих этапах развития хвалыньской малакофауны. *Didacna baeri*, *D. profundicola*, *D. longipes* и *D. barbotdemarnyi* впервые появляются в составе новокаспийской фауны. Таким образом, преемственность новокаспийской фауны от более древней хвалыньской (позднихвалыньский комплекс) не нарушена, как это наблюдается для всех неоплейстоценовых фаун.

Новокаспийская фауна, включающая *Cerastoderma glaucum*, *Didacna trigonoides*, многочисленные слабо солоноватоводные *Monodacna edentula*, *M. caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Ad. vitrea*, *Hupanis plicatus*, *Micromelania caspia*, *Theodoxus pallasi*, *Dr. caspia*, развита на юге волжской дельты, куда по межрядовым понижениям проникало новокаспийское море. В районе Лагани в разрезе высокой новокаспийской террасы выходят два слоя морских осадков с новокаспийскими дидакнами, но без церастодерм, разделенные слоем лагунно-лиманских образований.

В разделе 2 (табл. 2.1) приведен состав малакофауны в отдельных слоях новокаспийской толщи осадков, вскрытой бурением на придельтовой равнине Северного Каспия. Его анализ показывает, что в раннюю стадию развития новокаспийской трансгрессии господствовали слабосоленатоводные виды при незначительном участии моллюсков рода *Didacna*; средняя стадия отличалась широким развитием моллюсков рода *Didacna* и появлением *Cerastoderma glaucum*; видовой состав поздней стадии аналогичен современному, на последних этапах ее развития появились черноморские виды *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Палеодепрессии, отвечающие регрессивным фазам в развитии новокаспийского бассейна, охарактеризованы преобладанием представителей пресноводных моллюсков *Viviparus viviparus*, *Unio sp.*, *Lymnaea stagnalis*, *Planorbis sp.*

Таким образом, можно заключить, что позднеплейстоценовые и голоценовые дидакны (им сопутствуют монодакны, адакны, дрейссены и др. моллюски широкого временного диапазона) в своем распределении по разрезу отложений образуют фауны: позднихазарскую, хвалыньскую и новокаспийскую. Критерием выделения фауны явился таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн, присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ четким перерывом в осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия. Тенденция в развитии групп фаун наглядно демонстрирует антагонизм групп *crassa* и *trigonoides*. Дидакнам сопутствуют представители родов *Monodacna*, *Hupanis*, *Adacna*, *Dreissena*, имеющие широкий временной диапазон.

4.5. Оценка антропогенной трансформации малакофауны

Биоразнообразие моллюсков определяется географическим положением бассейна, параметрами его среды (в первую очередь температурой и соленостью воды; в районах, где колебания солености и температуры незначительны, к основным факторам распространения моллюсков относятся характер грунта и связанные с ним геохимические процессы) и историей его развития. Существенный вклад в структуру биоразнообразия вносит антропогенный фактор, причем его влияние впервые сказалось на малакофауне Каспия уже в середине голоцена. В настоящее время оно лишь усиливается.

Состав современных моллюсков представляет собой результат эволюционных процессов в плейстоценовых фаунах, происходивших в условиях климатических изменений и трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия. В новейшей (поздний плейстоцен и голоцен) истории мо-

ря реконструировано развитие трех трансгрессивных бассейнов: позднехазарского, хвалынского и новокаспийского, осложненных, в свою очередь, стадиями, фазами и осцилляциями. Все они были разделены эпохами существования регрессивных бассейнов. Каждый водоем был охарактеризован своей, неповторимой, природной средой. Большую часть времени Каспий был бессточным водоемом. Троекратно: в позднехазарскую (гирканскую) и дважды в раннехвалыинскую трансгрессивные стадии возникал сток в бассейны Понта по Манычскому проливу [Сви-точ и др., 2010; Янина, 2012]. Приток черноморских вод в Каспий не зафиксирован. В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась в 2,5 раза по сравнению с современной, а уровень повышался до абсолютной отметки +50 м. Во время регрессий уровень Каспия опускался до отметок -100 (и ниже) м абс. Размах колебаний превышал 150 м.

Каспийские бассейны были заселены солоноватоводной фауной немногочисленных родов: среди двустворчатых моллюсков два семейства – кардииды (четыре рода) и дрейссены (один род). Кардииды являются каспийскими автохтонами. В приустьевых районах была велика примесь пресноводных элементов. Лишь в голоцене в Каспии распространился эвригалинный средиземноморский вид *Cerastoderma glaucum*. Солоноватоводные моллюски рода *Didacna* Eichw. в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось разнообразием природной среды. В Северном Каспии большое влияние на малакофауну оказывали волжские воды.

Изучение особенностей и закономерностей пространственно-временного распространения раковин моллюсков в разрезе неоплейстоцена и голоцена Каспия показало, что малакофауна представляет сложную иерархическую систему фаунистических сообществ разного таксономического состава и ранга: фаун, комплексов и подкомплексов, установленных согласно строго определенным критериям [Янина, 2005, 2012]. Основу малакофауны составляют виды рода *Didacna* Eichwald. Представители других родов и семейств – *Monodacna*, *Adacna*, *Huynis*, *Dreissena* – являются сопутствующими видами широкого временного диапазона.

В настоящее время моллюски рода *Didacna* обитают лишь в Каспийском море. Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского региона показал, что в течение неоплейстоцена, несмотря на трансгрессивно-регрессивную ритмику Каспия значительной амплитуды, вызванную глобальными и региональными климатическими изменениями, родовой состав моллюсков оставался неизменным. В основном происходили эволюционные изменения на видовом и подвидовом уровне в составе рода *Didacna* – каждому каспийскому бассейну отвечал уникальный состав дидакн, что и определило стратиграфическую и палеогеографическую значимость рода. И лишь в голоценовом новокаспийском бассейне отмечается широкое расселение морского вида *Cerastoderma glaucum* – характерная черта фаунистического состава, отличающая его от всех неоплейстоценовых бассейнов Каспия.

Появление морского (средиземноморского) вида *Cerastoderma glaucum* существенно повлияло на фаунистический облик бассейна. Малакофаунистические исследования голоценовых отложений разных районов Каспия [Янина, 2012] показали первое появление этого вида в осадках новокаспийской трансгрессии и его постепенное распространение и увеличение численности. Убедительных доказательств путей проникновения вида из Черного моря в Каспий нет. Никаких геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования Манычского пролива между Понтом и Каспием в послехвалыинскую эпоху в настоящее время не существует. Согласно нашему предположению, *Cerastoderma glaucum* проникли в эпоху максимального развития новочерноморской трансгрессии Понта, когда в долине Западного Маныча существовал морской залив, заселенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии – ряд остаточных соленых озер [Богачев, 1903]. Такие озера существовали вплоть до затопления их водами построенных в прошлом веке водохранилищ, а первые исследователи находили в них раковины церастодерм. Из морского залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи человека, употребляющего эти моллюски в пищу, а также использующего их для ритуальных целей (нами определялись образцы раковинного материала из археологических стоянок, в них господствовали церастодермы), этот эврибионтный вид попал в новокаспийский бассейн. Один из способов его проникновения – плавсредства древнего человека, доставлявшиеся по рекам из моря в озеро и т.д., о которых упоминается в археологических публикациях.

Таким образом, проникновение морского вида в Каспий было связано с антропогенным фактором еще в середине голоцена. Влияние его на каспийскую фауну было существенным, что объясняется его эвригалинностью и эврибионтностью. Существенные изменения произошли в количественном распределении таксонов: постепенное увеличение количества особей *Cerastoderma glaucum* и уменьшение каспийских эндемиков рода *Didacna*.

Современный фаунистический состав Каспия характеризуется развитием морских (средиземноморских) видов *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. Первый вид занесен в Каспийское море случайно при переброске судов из Азово-Черноморского бассейна во время Гражданской войны в начале XX в., впервые зафиксирован в Каспии в 1928 г. [Богачев, 1928]. Обладая сходными с *Dreissena* требованиями к субстрату, появление *Mytilaster* привело к вымиранию *Dreissena caspia* и оттеснению *Dr. polymorpha andrusovi* в районы с пониженной соленостью, не доступные конкурентам [Алигаджиев и др., 2002; Гаджиев, 1965; Гаджиев и др., 2002]. Эвригалинный морской вид *Abra ovata* акклиматизирован в Каспии в 1947 г. с целью улучшения кормовой базы осетровых рыб. В настоящее время в донных биоценозах Каспия часто доминируют *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus*, *Cerastoderma glaucum* [Алигаджиев и др., 2002; Гаджиев и др., 2002; Янина и др., 2011], все они имеют средиземноморское происхождение. Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами.

Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений дельты Волги также показал вклад в структуру биоразнообразия ее бассейнов антропогенного фактора. В голоцене разнообразие моллюсков дельты Волги складывалось из тех же элементов фауны, что и ныне. Исключением являются виды азово-черноморского происхождения *Monodacna colorata*, *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena bugensis*, чье появление в дельте обязано антропогенному фактору в прошлом веке. Наблюдения за *Dreissena bugensis*, впервые зарегистрированной в дельте Волги в 1994 г. в виде самовоспроизводящихся популяций, показывают, что этот вид активно вытесняет полиморфную дрейссену [Алигаджиев и др., 2002].

Можно сделать выводы:

— Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в новейший этап его развития (неоплейстоцен и голоцен) определялось параметрами водной среды бассейнов, отражающими климатические изменения, которые повлекли смену температурных условий бассейнов, их уровня режима и солености в результате изменения водного баланса в регионе. Наиболее ярко изменение таксономического состава, носившего эволюционный характер, видового и количественного разнообразия моллюсков проявились в результате колебаний уровня высшего порядка – трансгрессий и регрессий Каспия. Изменения в составе фаунистических комплексов и подкомплексов, вызванные колебаниями уровня моря более низкого порядка, носили обратимый (миграционный) характер.

— Биоразнообразие водоемов дельты Волги определялось теми же элементами, что и в современной дельте (за исключением азово-черноморских вселенцев) и носило миграционный характер.

— В голоцене существенный вклад в структуру биоразнообразия новокаспийского бассейна и водоемов дельты Волги внес антропогенный фактор. В середине голоцена в Каспии произошло увеличение количества таксонов за счет биологической инвазии средиземноморского вида *Cerastoderma glaucum*. Существенные изменения произошли в количественном распределении таксонов: постепенное увеличение количества особей *Cerastoderma glaucum* и уменьшение каспийских эндемиков рода *Didacna*.

— На современном этапе развития фауны имели место биологическая инвазия средиземноморского вида *Mytilaster lineatus* и акклиматизация средиземноморского вида *Abra ovata*. К настоящему времени эти три вида часто стали господствующими в составе донных биоценозов Каспия. Биологическая инвазия азово-черноморских моллюсков *Monodacna colorata*, *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena bugensis* в водоемы дельты Волги также привела к изменению структуры их биоразнообразия с активным завоеванием господствующих позиций.

— Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Очевидно, в результате эволюционного развития от малого числа родственных видов каспийские автохтоны стали обладать универсальными качествами, но слабой специализацией видов, что обеспечило стабильность и относительную устойчивость сообществ к изменениям факторов среды, но сделало их неконкурентоспособными к морским вселенцам.

— Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, причем в историческое время наблюдается не только быстрое изменение биоразнообразия, но и необратимое изменение водных экосистем. В настоящее время важнейшей в распределении отдельных видов моллюсков в бассейне стала роль антропогенного фактора.

— Для каспийских эндемиков фактический ареал распространения много меньше, чем их потенциальный ареал, что является важной особенностью современного биоразнообразия малакофауны Каспийского моря.

— Можно утверждать, что современное развитие малакофауны Каспия, приводя к кажущемуся увеличению биоразнообразия моллюсков за счет появления новых таксонов, на самом деле ведет к потере биоразнообразия на глобальном уровне, превращая уникальные экосистемы Каспия, сформированные за его неоплейстоценовой историю, в подобие азово-черноморских.

5. Изменения климата, ландшафтов и растительности Нижней Волги в голоцене

5.1. Актуальность решения вопросов эволюции климата и растительности

Реконструкции ландшафтно-климатических изменений, происходивших в районе Нижней Волги на протяжении современной межледниковой эпохи (голоцена), т.е. в последние 11,7 тысяч лет, а также их корреляция с климатообусловленными низкоамплитудными колебаниями уровня Каспийского моря, выполняются нами на основании результатов детального палинологического анализа и радиоуглеродного (^{14}C) датирования голоценовых отложений разрезов дельты Волги и Волго-Ахтубинской поймы.

На территории Европейской России (и Европы в целом) только Нижнее Поволжье характеризуется типичным аридным и континентальным климатом. Лишь здесь, в пределах Прикаспийской низменности, пустынные и пустынно-степные фитоценозы образуют зональные типы растительности – пустынную и полупустынную (пустынно-степную) ботанические зоны. Сумма среднегодовых осадков здесь – в пределах от 160 до 350 мм. Среднегодовые температуры воздуха – от +7,6 до +9°C. Средняя температура января до –10°C, абсолютные минимумы достигают –40°C. Лето жаркое, средние температуры июля в зоне пустыни колеблются от +24 до +27°C [Юго-Восток Европейской части..., 1971]. Флора пустыни Прикаспия насчитывает всего 650–700 видов [Растительность Европейской..., 1980]. Ведущими семействами являются злаки (Poaceae), маревые (Chenopodiaceae), астровые (Asteraceae), бобовые (Fabaceae) и капустные (Brassicaceae). Бедность флоры обусловлена тем, что современная растительность Северного Прикаспия, многократно подвергавшегося обширным плейстоценовым трансгрессиям Каспийского моря, сформировалась в основном в голоцене. Смены ландшафтных обстановок в районах дельты Волги, Волго-Ахтубинской поймы и прилегающей территории Северного Прикаспия в последние 11,5 тысяч лет были обусловлены изменениями климата и колебаниями уровня Каспийского бассейна.

Выводы исследователей о иерархии, амплитуде и хронологии многократных голоценовых трансгрессий и регрессий Каспия, базирующиеся на геолого-геоморфологических, историко-археологических и малакофаунистических данных и результатах радиоуглеродного (^{14}C) датирования, в значительной степени неоднозначны [Федоров, 1955, 1978; Леонтьев и др., 1976; Рычагов, 1977, 1997; Варущенко и др., 1987; Свиточ, 1987, 2006; Нижняя Волга: геоморфология..., 2002]. Например, О.К. Леонтьев с соавторами, Г.И. Рычагов и др. выделяют не менее пяти стадий новокаспийской трансгрессии. Бесспорно доказанными регрессивными стадиями они считают понижения уровня 9000–8000 л.н. (самурская регрессия) и 1400–800 л.н. (дербентская регрессия). Согласно кривой колебания уровня Каспия в последние 20 тысяч лет, составленной С.И. Варущенко и др. [1987], в интервале от 8000 тысяч лет назад до начала 19 века имели место не менее семи трансгрессивных стадий, превышающих современный уровень моря.

Трансформация фитоценозов и колебания климата на протяжении голоцена отражены в материалах палинологического анализа донных осадков Каспийского моря, озерных, аллювиальных, эоловых и других генетических типов голоценовых отложений Северного Прикаспия [Абрамова, 1980, 1985; Вронский, 1976, 1980, 1987, 1988; Яхимович и др., 1986], а также прилегающих районов Нижнего Дона [Кременецкий, 1987; Kremenetski, Chichagova, Shishlina, 1999], Ергеней и Восточного Предкавказья [Федорова, 1955], Общего Сырта [Березовчук, 1987; Федорова, 1951] и Ульяновского Предволжья [Благовещенская, 1986]. Несмотря на огромные усилия палинологов, результаты, полученные в 1960–80-х годах, не позволили выявить климатические изменения широкой амплитуды и изменения растительного покрова, соответствовавшие многократным колебаниям уровня Каспия. Реконструированы особенности наземной растительности только трех этапов, отвечавших мангышлакской регрессии, максимуму новокаспийской трансгрессии и одной из последних фаз голоцена [Вронский, 1976; Абрамова, 1980]. Установлено, что во время мангышлакской регрессии в прибрежных районах Прикаспия господствова-

ли полупустынные и пустынные ландшафты, а в максимальную стадию новокаспийской трансгрессии, превалировала полупустынно-степная растительность с участием лесных ценозов. Выявлено также похолодание и увлажнение климата в конце субатлантического периода голоцена (XIV век н.э.) Для этих палеогеографических этапов с помощью математических методов количественной оценки параметров палеоклимата по спорово-пыльцевым спектрам получены цифровые показатели среднегодовых осадков, температуры года, июля и января [Абрамова, Турманина, 1988; Букреева, Вронский, 1995]. А.В. Вронским [1988] построена карта-схема растительности побережий южных морей СССР в среднем голоцене (рис. 5.1). В последнее десятилетие появились сведения о изменениях солености и речного стока в бассейне среднего и южного Каспия в последние 5500 лет, базирующиеся на материалах динофлагеллатного и палинологического анализов и радиоуглеродного (^{14}C AMS) датирования разрезов морских осадков мощностью менее 2 м из 3-х глубоководных скважин [Leroy, Marret, Gibert et al., 2007]. Следует отметить перспективность анализа цист динофлагеллат из плейстоценовых и голоценовых осадков для целей реконструкции изменений гидрологического режима Палеокаспия.

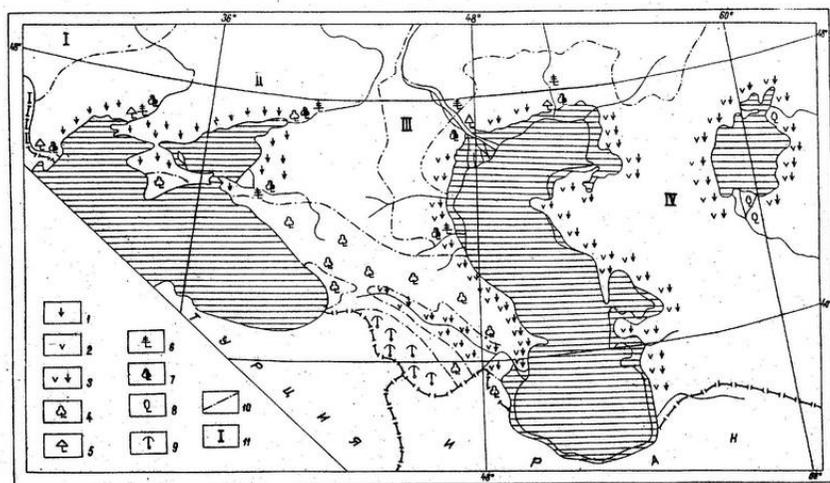


Рис. 5.1. Схема растительности побережий Каспийского и Черного морей в среднем голоцене [по В.А. Вронскому, 1988]: 1 – степи, 2 – полупустыни и пустыни, 3 – полупустынно-степные формации, 4 – предгорные и горные леса Кавказа и Крыма, 5 – березовые леса, 6 – сосновые леса, 7 – широколиственные леса, 8 – мезофитная растительность тугаев и оазисов, 9 – ксерофитные (аридные) редколесья и степи Закавказья, 10 – границы современных природных зон: I – лесостепная зона, II – степная зона, III – полупустынная зона, IV – пустынная зона.

Как видим, созданию целостной картины эволюции климата и растительности в течение всей современной межледниковой эпохи препятствовало отсутствие данных по разрезам, в которых отложения голоцена были бы представлены в полном объеме, имели репрезентативную палинологическую характеристику и серию ^{14}C датировок. Для того чтобы восполнить существовавший пробел, нами был изучен ряд наиболее информативных в палеогеографическом отношении голоценовых разрезов Нижней Волги. Первые результаты детального палинологического изучения полноценно датированных радиоуглеродным методом голоценовых разрезов Волго-Ахтубинской поймы были получены в конце 1980-х годов [Болиховская, Варущенко, Климанов, 1989; Болиховская, 1990]. По материалам дальнейших исследований, включавших палинологическое изучение разрезов дельты Волги, создана подробная летопись развития климата, растительности и ландшафтов Нижнего Поволжья на протяжении голоцена [Болиховская, 2011; Болиховская, Касимов, 2008; Bolikhovskaya, Kasimov, 2010; Richards, Bolikhovskaya, 2010; Richards et al., 2014], позволяющая выполнить сравнительный анализ климато-фитоценологических сукцессий голоцена районов дельты Волги и Волго-Ахтубинской поймы и установить закономерности ландшафтно-климатических изменений, происходивших на изучаемой территории в течение последних 11,5 тысяч лет.

5.2. Объекты, район и методические аспекты исследования

5.2.1. Объекты и материалы

Основными объектами исследований эволюции ландшафтов, климата и растительности Нижнего Поволжья в голоцене были избраны разрезы Волго-Ахтубинской поймы, растительность которой, как показали полученные ранее результаты, активно реагировала на изменения климата и связанные с ними колебания уровня Каспия [Болиховская, 1990], а также керн скважин, пробуренных в дельте Волги.

Для создания непрерывной летописи развития растительности и климата Нижней Волги на протяжении всех палеогеографических этапов голоцена были изучены разрезы, расположенные в пределах наиболее индикационного в палинологическом отношении района Северного Прикаспия – участка Волго-Ахтубинской поймы вблизи с. Соленое Займище, куда никогда не проникали голоценовые ингрессии Каспия. Соленое Займище (47°54' с.ш., 46°10' в.д., абс. высота около –19÷–20 м.) находится в 5 км южнее г. Черный Яр Астраханской области.

Выполнен спорово-пыльцевой анализ отложений из двух разрезов. Разрез 1 (Р.1) представлен 5-метровой толщей озерно-старичных осадков, вскрытых скважиной на осушке старичного озера, развитого на поверхности высокой поймы. По результатам палинологического анализа 50 образцов, отобранных с интервалом 10 см, и радиоуглеродного датирования 5 проб (табл. 5.1) проведено детальное климатостратиграфическое расчленение разреза и установлено, что изученные озерно-старичные глины накапливались в течение всего голоцена. В разрезе 2 (Р.2) в обнажении вскрыты отложения высокой поймы, возвышающейся над урезом реки на 6–7 м. Репрезентативные данные получены для осадков суббореального и субатлантического периодов голоцена.

Таблица 5.1.

Радиоуглеродные и календарные даты голоценовых отложений разреза Соленое Займище

Номер образца	Глубина образца, м	¹⁴ C даты, л. н.	Календарные (калиброванные) даты, л. н.
1	4,75–5,00	9560±60	11 060 – 10 970
2	4,50–4,75	8500±100	9500
3	2,25–2,50	3200±60	3440 – 3400
4	2,00–2,25	2540±130	2620
5	0,30–0,50	900±60	900 – 800

Палинологическими данными и ¹⁴C AMS датами охарактеризованы 7 разрезов голоценовых отложений дельты Волги, вскрытых скважинами на Дамчикском участке Астраханского биосферного заповедника (рис. 5.2). Автором данной главы были проведены палинологические исследования 10-метровой толщи, вскрытой скважиной № 22 (45°43' с.ш., 47°55' в.д.; абс. выс. ~ –22 м) в приморской зоне дельты Волги. Абсолютный возраст отложений этого разреза определяют шесть ¹⁴C AMS датировок в интервале 7287±44 – 3316±34 л.н. [Kroonenberg, Hoogendoorn, 2008]. Изучение состава динофлагеллят и спорово-пыльцевой анализ отложений из скважин 7, 9, 17, 18, 21 и 24 выполнен К. Ричардсом [Richards, Bolikhovskaya, 2010; Richards et al., 2014, Richards, 2018]. Результаты выполненных аналитических исследований свидетельствуют о неполноте геологической летописи голоцена в разрезах дельты Волги [Болиховская, Касимов, 2008; Richards, Bolikhovskaya, 2010].

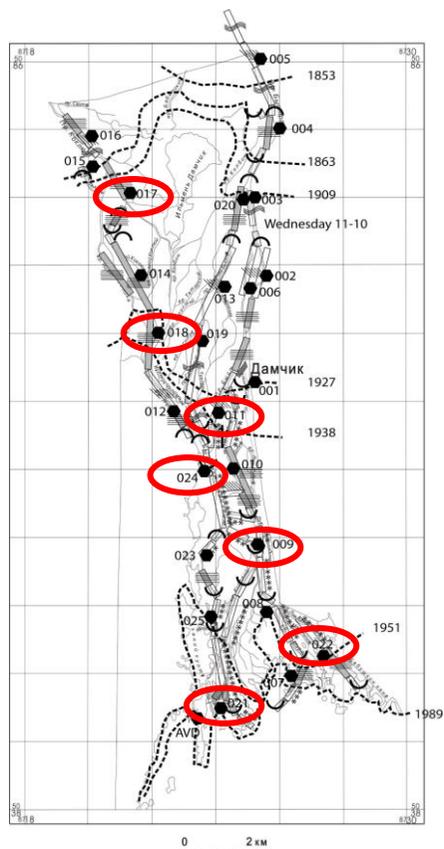


Рис. 5.2. Местоположение разрезов голоцена, вскрытых скважинами на Дамчикском участке Астраханского биосферного заповедника в дельте Волги. Овалами отмечены 7 разрезов, для которых получены палинологические данные и ¹⁴C AMS датировки.

Для интерпретации полученных палеопалинологических данных и оценки амплитуды климатических и фитоценологических изменений в голоцене кратко рассмотрим особенности современной растительности исследуемой территории.

5.2.2. Современная растительность исследуемой территории

Районы расположения изученных разрезов – Волго-Ахтубинская пойма и дельта Волги – относятся к Волго-Ахтубинской ландшафтной провинции зоны полупустынь [Николаев, 2007] (контур 1–5 на рис. 5.3,А). В туристических путеводителях их по праву называют «Жемчужинной Поволжья».

В районе с. Соленое Займище к пойме Волго-Ахтубы примыкает зона полупустынь, в которой преобладают полынно-злаковые сообщества. От других провинций этой зоны Волго-Ахтубинская провинция, протянувшаяся с севера на юг более чем на 350 км, отличается постепенным обеднением в этом же направлении древесно-кустарниковой и травянистой растительности и наибольшим разнообразием фитоценозов. Волго-Ахтубинскую пойму занимают густые пойменные (преимущественно ивовые) леса и луговые (злаково-разнотравные, злаковые, злаково-осоковые, полынно-разнотравные и др.) сообщества. В лесах наряду с разными видами ивы растут тополь (*Populus nigra*, *P. alba*), осина (*Populus tremula*), клен, реже встречаются дуб (*Quercus robur*), ясень (*Fraxinus excelsior*), вяз (*Ulmus laevis*, *U. carpinifolia*), береза (*Betula pendula*, *B. pubescens*) и ольха черная (*Alnus glutinosa*). Дуб доходит на юге до Черного Яра, клен исчезает у с. Никольского, а вяз спускается южнее, до Енотаевска. Дендрофлора дельты Волги чрезвычайно бедна – древостой здесь образован преимущественно ивой белой (*Salix alba*), и

только в северной части дельты в ивовых лесах растут ясень и вяз. На делювиальных шлейфах бэровских бугров здесь широко распространен лох (*Elaeagnus angustifolia*).

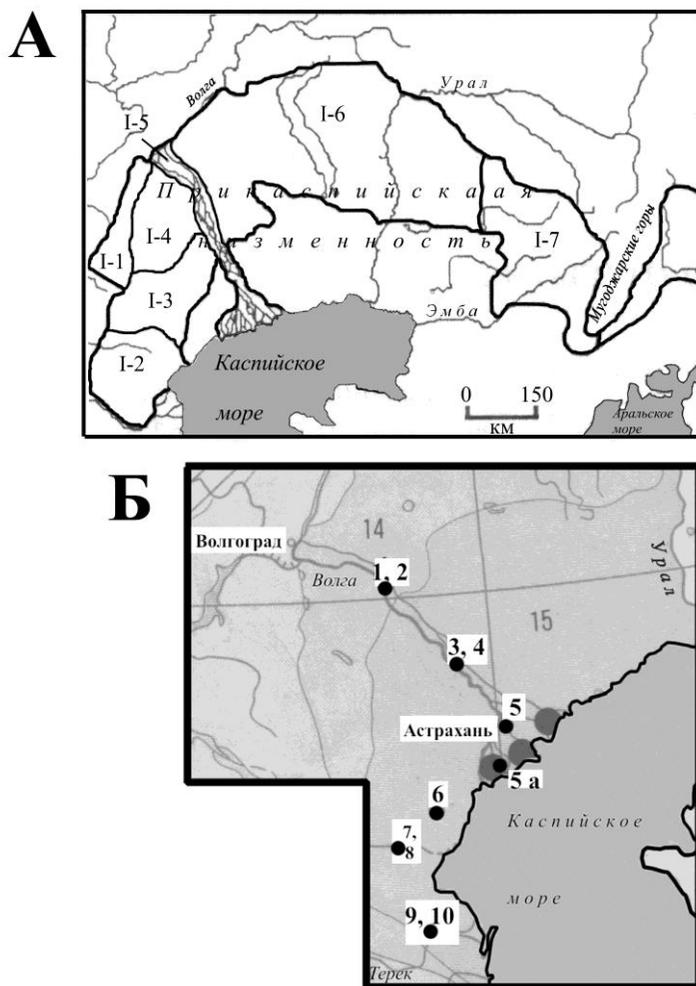


Рис. 5.3. Ландшафтные провинции полупустынной зоны Северного Прикаспия и пункты отбора субрецентных проб:

А) Ландшафтные провинции Восточно-Европейской области полупустынной природной зоны (по В.А. Николаеву [2007]): I-1 – Ергенинская, I-2 – Терско-Кумская, I-3 – Черноземельская, I-4 – Сарпинская, I-5 – Волго-Ахтубинская, I-6 – Волго-Уральская, I-7 – Предуральская

Б) Места отбора проб современных отложений в районах пустынной и полупустынной растительности на территории Северного Прикаспия: *Полупустынная (пустынно-степная) зона*: 1 – Соленое Займище (почвенная проба в кровле отложений разреза 2); 2 – Соленое Займище (озерно-аллювиальный осадок в кровле отложений разреза 1); 3 – район пос. Селитрянное (почвенная проба на поверхности бэровского бугра); 4 – в 3 км северо-западнее пос. Селитрянное (почвенная проба на поверхности высокой поймы Ахтубы); 5 – район Астрахани (проба с днища высохшей лагуны); 5а – дельта Волги в районе Дамчика (лиманный наилок).

Пустынная зона: 6 – район пос. Улан-Хол примерно в 40 км западнее Каспийска (почва с вершины бэровского бугра); 7 – низовье долины р. Кумы в полосе злаково-полынной пустыни (пойменный наилок); 8 – там же (почвенная проба на приводораздельном склоне); 9 – долина Горькой Балки в 20 км северо-западнее г. Кочубей (наилок на низкой пойме); 10 – пересечение долины Горькой Балки и одной из проток Терека (наилок на низкой пойме)

С запада и востока к дельте Волги прилегают территории распространения пустынной растительности. В составе растительного покрова автоморфных (зональных) ландшафтов пустыни господствуют полукустарничковые полыни: полынь черная (*Artemisia pauciflora*) и по-

лынь белая (*Artemisia lercheana/incana*) из подрода *Seriphidium*, а также полынь песчаная (*Artemisia arenaria*) из подрода *Dracunculus* [Природа..., 1962]. Кустарники, растущие на барханных песках, представлены главным образом тамариском многоветвистым (*Tamarix ramosissima*) и представителем семейства Polygonaceae джужгуном безлистным (*Calligonum aphyllum*). В растительном покрове приморской полосы Каспия преобладают солянковые и солянково-полынные сообщества (*Halocnemum strobilaceum*, *Artemisia halophila*, *Suaeda altissima*, *S. confusa*). Вдоль моря тянутся густые заросли тростника обыкновенного (*Phragmites communis*).

5.2.3. Методические аспекты палиноиндикации палеоклиматических событий

Несмотря на закономерный характер смены палиноспектров по разрезам изученных отложений, не исключается возможность их искажения за счет пыльцы и спор лесных растений, принесенных голоценовой Волгой из северных лесных районов. Об этом свидетельствуют результаты анализа современных аллювиальных и почвенных образцов Нижнего Поволжья и проб волжской воды, выполненного Е. А. Мальгиной [1952] и Р. В. Федоровой [1952]. Указывается, что занесенными с севера элементами спектров могут быть, прежде всего, пыльца ели (*Picea*) и споры мха сфагнума (*Sphagnum*). В меньшей мере это относится к пыльце широколиственных пород. Волжские наилки степной зоны содержат следующие количества принесенной с севера пыльцы: пихты – до 3%, ели – до 10%, дуба – до 4% и липы – до 2%. Учитывая это обстоятельство при интерпретации голоценовых палиноспектров, нужно иметь в виду, что в старичных осадках степных, а тем более полупустынных районов эти значения будут ниже. Следовательно, если в ископаемых спектрах отмечается более высокое содержание пыльцы и спор лесных растений, это свидетельствует о более широком или более южном положении их палеоареалов.

Для корректной интерпретации полученных ископаемых палиноспектров были отобраны и исследованы пробы из современных субаквальных и субаэральных отложений в полупустынных и пустынных районах Северного Прикаспия (рис. 5.3,Б). Результаты спорово-пыльцевого анализа, демонстрируемые в таблице 5.2 и на диаграмме (рис. 5.4), наглядно показали, что субрецентные палиноспектры всех проб адекватно отражают зональную принадлежность и состав продуцирующих пыльцу и споры растительных сообществ. Например, в спектрах всех образцов (и почвенных, и субаквальных) с пробных площадок растительных сообществ пустыни доминирует пыльца трав и кустарничков (94–99%), а основную долю в этой группе составляют пыльцевые зерна маревых (*Chenopodiaceae*), полыни (*Artemisia* spp.) и эфедры (*Ephedra*).

Таблица 5.2

Состав субрецентных спорово-пыльцевых спектров растительных сообществ районов Нижней Волги и северо-западного Прикаспия, %% (* – менее 1%)

Зональная растительность	полупустыня						пустыня				
	1	2	3	4	5	5а	6	7	8	9	10
Номера проб											
Пыльца деревьев и кустарников	28	39	4	15		48	4	3	5	1	1
Пыльца трав и кустарничков	69	60	96	84	100	48	95	96	94	99	99
Споры	3	1		1	*	4	1	1	1		
Пыльца деревьев и кустарников:											
<i>Abies</i> sp.	6	1									
<i>Picea</i> sect. <i>Picea</i>	23	9				5			*		
<i>Pinus</i> subgenus <i>Haploxylon</i>	2	5							*		*
<i>Pinus sylvestris</i>	61	22		6		9	*	*	*		
<i>Betula pendula</i> , <i>B. pubescens</i>		3	*	4		2	*	*	*	*	
<i>Salix</i>		38	*	27		75				*	*
<i>Alnus glutinosa</i> , <i>A. incana</i>	2	4		1		1	*	*			

<i>Corylus avellana</i>	2					*					*
<i>Quercus</i>	4	14				2			*		*
<i>Ulmus</i>		4		55		*					
<i>Fraxinus</i>				1		*					
<i>Elaeagnus</i>				4						*	*
<i>Tamarix</i>						2					*
<i>Euonymus</i>		1									
Пыльца трав и кустарничков:											
Cerealia							3				
Poaceae (Gramineae)	20	13	*	4		12	12	15	11	*	9
Cyperaceae		8	8	6		7	1	1	*	*	*
Cannabaceae		1				65	*				
<i>Ephedra</i> sp.			*	*		2			12		
<i>Artemisia</i> spp.	40	37	26	76		26	30	29	36	12	*
Chenopodiaceae	23	27	65	10	97	25	49	50	30	75	86
Herbetum mixtum (Разнотравье)	15	12	*	3	3	14	3	5	10	13	3
Aquatics	2	3	*	*		18	1				
Споры:											
Bryales						*		*			
<i>Sphagnum</i>	*					*					
Polypodiaceae	*	*			*	*	*	*	*		
Lycopodiaceae				*		*					
<i>Equisetum</i>									*		
<i>Salvinia natans</i>						*					

Морфологические и тафономические особенности пыльцы и спор некоторых важнейших таксонов спорово-пыльцевых спектров современных субэаральных и субаквальных осадков иллюстрируют палиноморфы, представленные в почвенной пробе из района Ахтубы (рис. 5.4.1) и пробе лиманного наилка из района дельты Волги (рис. 5.4.2).

Наряду с нашими данными по спектрам современных осадков, при палеогеографических реконструкциях использовались также материалы В. А. Вронского [1976] о составе пыльцы и спор в поверхностном слое осадков Северного Каспия и «пыльцевого дождя», собранного над его акваторией. Они свидетельствуют о несомненном соответствии как рецентных, так и субрецентных спектров составу зональной растительности прибрежной зоны. В этих спектрах от 92 до 100% приходится на пыльцу травяно-кустарничковых растений, среди которой преобладают пыльцевые зерна полыни (*Artemisia*) и маревых (*Chenopodiaceae*). В воздушной взвеси над Каспием пыльца деревьев представлена главным образом пыльцой сосны (*Pinus sylvestris*) и единичными зернами березы, ивы, дуба. В донных осадках Северного Каспия кроме них присутствует единичными экземплярами пыльца ольхи, лещины, граба, липы и вяза.

Кроме того, при палиностратиграфической интерпретации голоценовых спектров изучаемого района учитывалось, что мощная послелевдайдская экспансия термофильных деревьев была направлена с юга и юго-востока (из кавказского и южноуральского флористических центров) на север, поэтому появление пыльцы широколиственных пород должно отмечаться в разрезах Нижнего Поволжья значительно раньше, чем на диаграммах северных районов. Поскольку Приволжская возвышенность не была рефугиумом широколиственных пород в последнюю ледниковую эпоху [Благовещенская, 1986], роль убежища в суровом ультраконтинентальном

климате поздневалдайского времени могла играть находившаяся под тепляющим влиянием Каспийского моря долина Средней Волги. Этот флористический "остров" формировал северную миграционную волну, усиливающую инвазию лесных формаций на недавно освобожденную из-под уровня хвалынского моря территорию Нижнего Поволжья [Болиховская, 1990].

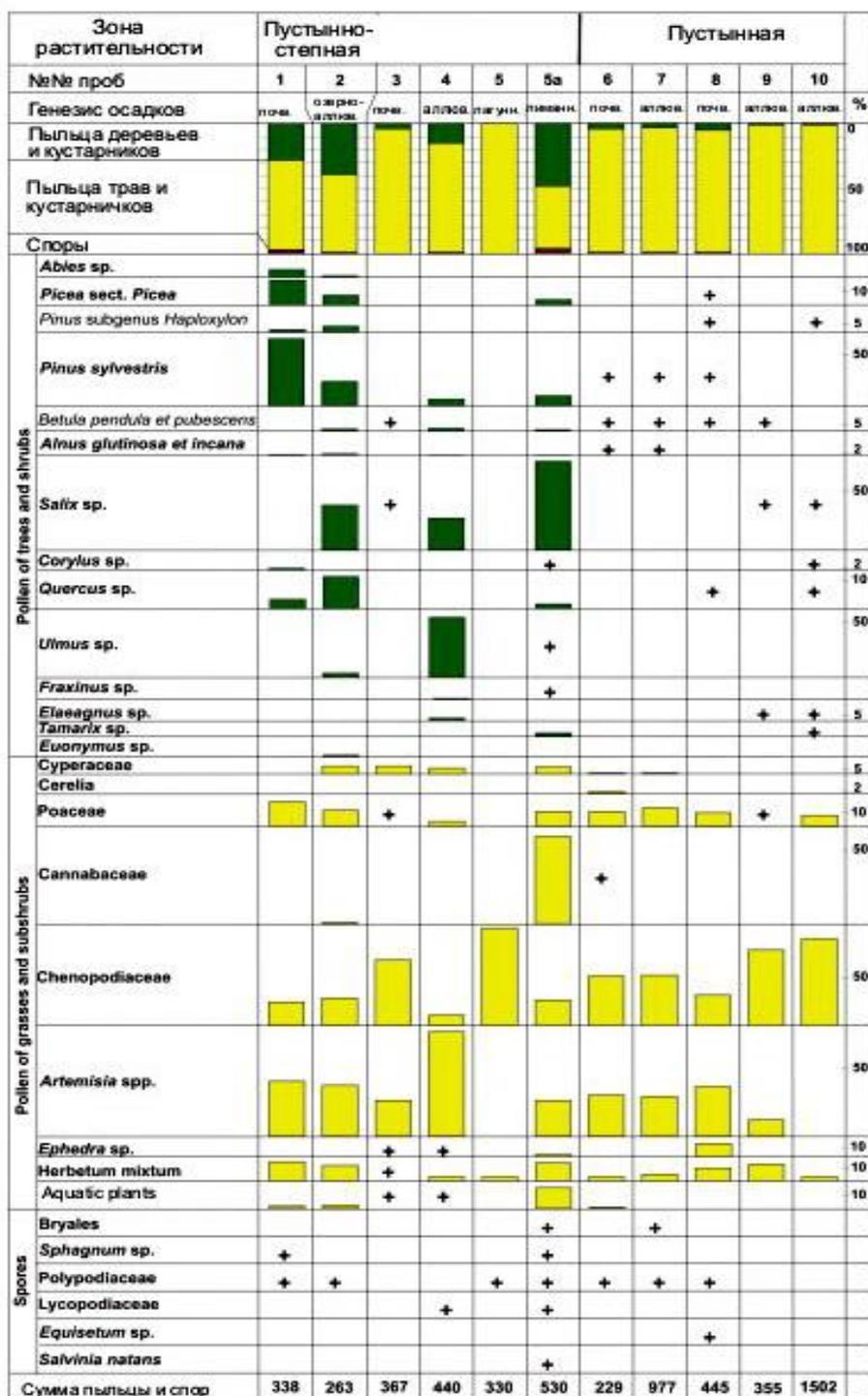


Рис. 5.4. Состав пыльцы и спор в пробах современных субаквальных и субаэральных отложений Северного Прикаспия. 1–10 – условные обозначения см. на рис. 5.3,Б.



Рис. 5.4.1. Пыльца и споры некоторых характерных таксонов в субфоссильном спектре пробы (№ 4), отобранной на поверхности высокой поймы Ахтубы вблизи участка с насаждениями вяза (*Ulmus laevis* Pall.) (увеличение x400)

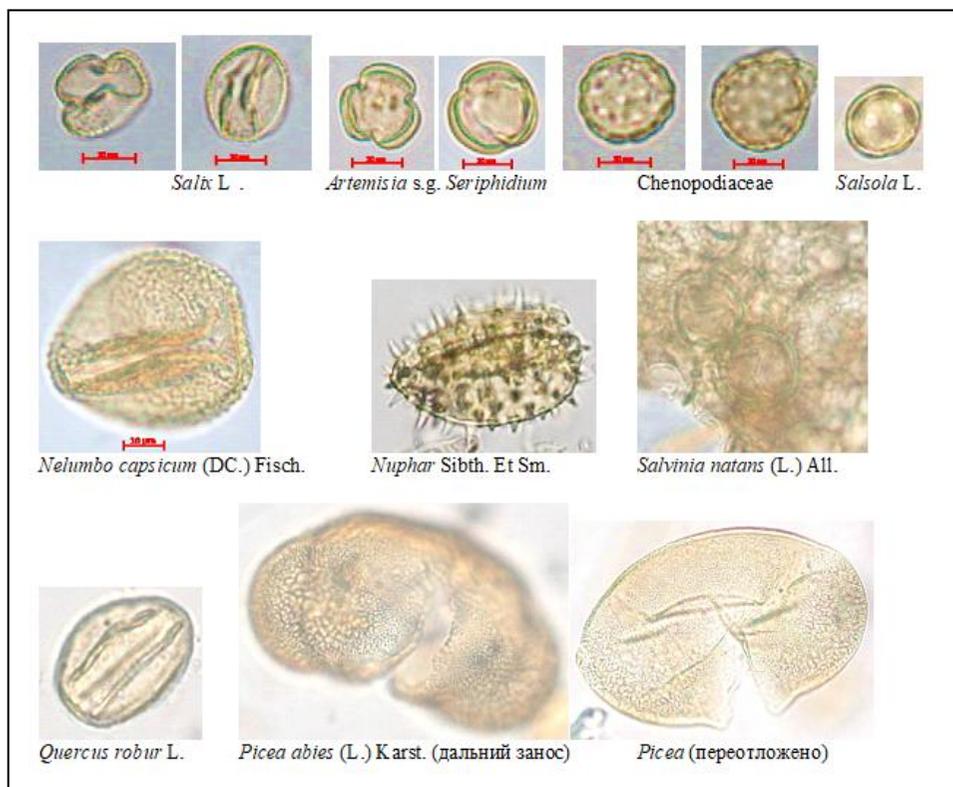


Рис. 5.4.2. Пыльца некоторых характерных таксонов и переотложенных форм в субфоссильном спектре пробы (№ 5а) лиманного наилка, отобранной на Дамчикском участке дельты Волги (увеличение x400)

Завершая освещение методических вопросов, отметим, что концентрация пыльцы и спор в образцах из кернов дельты Волги была существенно ниже (табл. 5.3), чем в пробах озерно-старичных осадков эталонного разреза голоцена Нижней Волги (р. 1 в Соленом Займище).

Таблица 5.3

Концентрация пыльцы и спор в голоценовых отложениях дельты Волги, вскрытых скважиной №22 на Дамчикском участке

Номер образца	Глубина, см	Литологический состав	Сумма пыльцы и спор в образце	Концентрация пыльцы и спор, зерен/грамм
599	0-10	серый ил	535	22366
607	10-50	серый ил		
608	50-80	серый ил	854	25502
600	80-110	–	514	5605
609	100-150	песок с раковинами	548	2695
610	150-170	-		
611	170-180	песок	407	252
612	180-200	ил	91	365
601	200-230	–		
613	270-300	ил	99	460
614	320-340	ил		
602	340-360	–	445	3986
615	380-420	ил		
616	420-430	ил	760	2576
617	450-480	ил		
618	480-510	ил	478	14658
603	510-540	–	352	7884
619	570-590	ил	225	2015
620	600-635	серый песок		
621	640-690	серый песок	408	2178
604	690-710	песок	единично	905
622	710-730	серый песок с илом	435	1921
623	730-770	серый песок	432	531
624	770-830	серый песок	512	637
605	830-880		единично	
625	880-930	темно-серый песок	213	237
626	930-980	-	158	117
606	980-1020	песок	219	1056

В связи с этим при микроскопировании мацератов образцов, в которых концентрация пыльцы и спор была самой низкой, изучался весь выделенный из них пыльцевой материал. При анализе мацератов остальных образцов в зависимости от таксономической насыщенности палиноспектров производились определения от примерно 350 до 850 зерен пыльцы и спор высших растений.

5.3. Ландшафтно-климатические реконструкции

5.3.1. Результаты изучения разрезов Волго-Ахтубинской поймы

Палинологические записи, полученные по результатам спорово-пыльцевого анализа разрезов 1 и 2 Соленого Займища представлены на диаграммах (рис. 5.5 и 5.6).

Наиболее динамичные компоненты палиноспектров разреза Соленого Займища – содержания пыльцы сосны обыкновенной и кедровой, ели, широколиственных пород (бука, дуба, граба, липы, вяза и др.), злаков, полыни, маревых и спор папоротников, зеленых и сфагновых мхов.

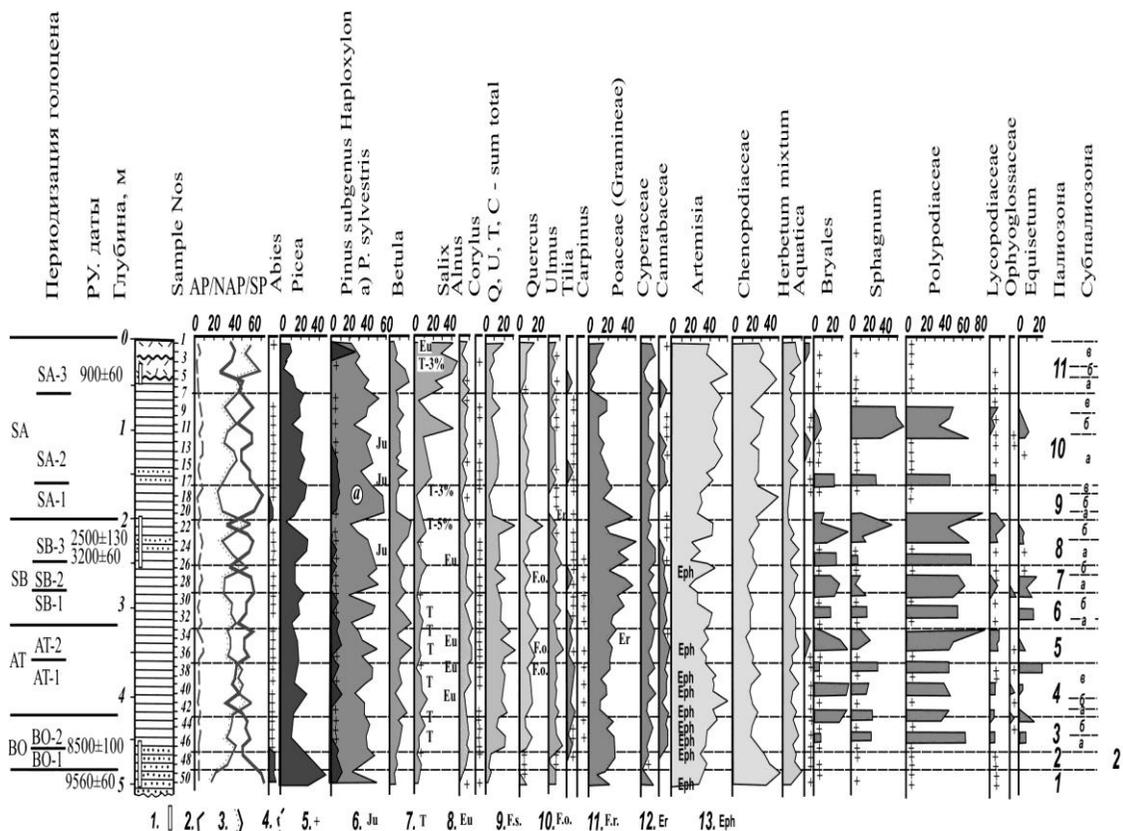


Рис. 5.5. Спорво-пыльцевая диаграмма голоценовых озерно-старичных отложений, вскрытых в разрезе 1 у с. Соленое Займище: 1 – места отбора проб на радиоуглеродный (^{14}C) анализ; 2 – пыльца деревьев и кустарников; 3 – пыльца трав и кустарничков; 4 – споры; 5 – присутствие в количестве менее 2%; 6 – *Juniperus*; 7 – *Tamarix*; 8 – *Euonymus*; 9 – *Fagus sylvatica*; 10 – *Fagus orientalis*; 11 – *Fraxinus*; 12 – *Ericales*; 13 – *Ephedra*

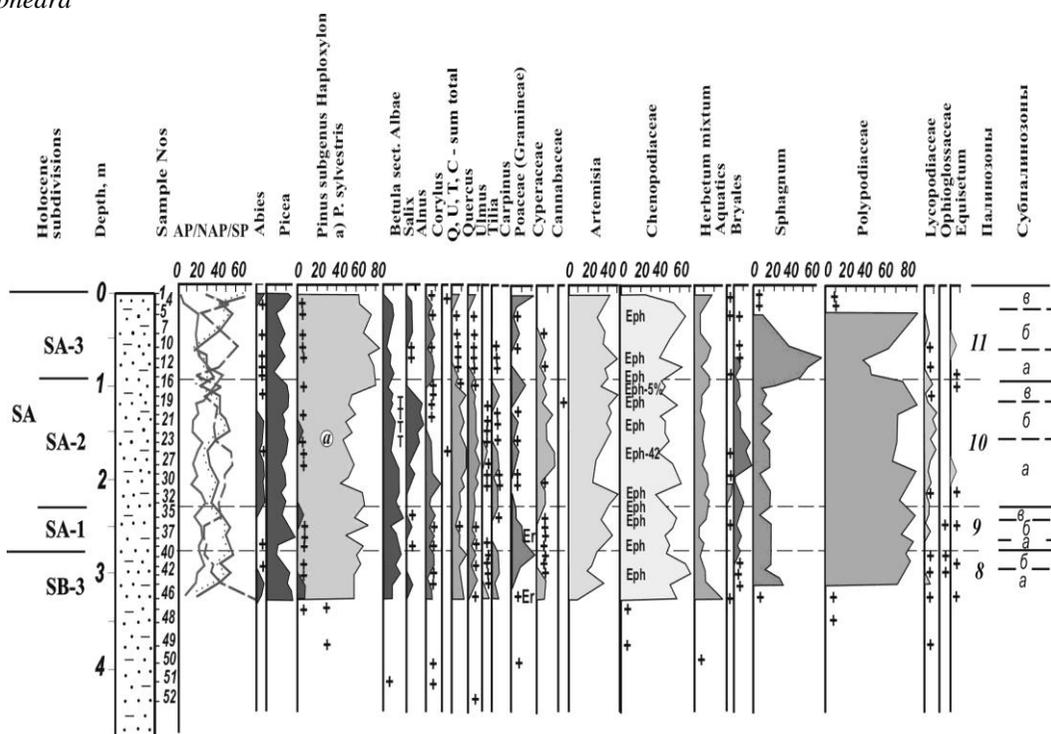


Рис. 5.6. Спорво-пыльцевая диаграмма голоценовых аллювиальных отложений, вскрытых в разрезе 2 у с. Соленое Займище. Условные обозначения см. на рис. 5.5.

Исходя из изменения снизу вверх по разрезу состава и процентного содержания ведущих компонентов и показательных в стратиграфо-палеогеографическом отношении представителей палинофлоры, на диаграмме озерно-старичных отложений (см. рис. 5.5) выделены 11 палинозон, подразделяемых на ряд субпалинозон и более мелких палиностратиграфических единиц, которые отражают изменения климата и последовательные трансформации структуры зональной и локальной растительности, происходившие на протяжении голоцена. В толще пойменных отложений разреза 2 представлены палинозоны 8-11 (см. рис. 5.6).

На основании полученных палинологических данных и результатов ^{14}C датирования выполнено дробное стратиграфическое расчленение изученных отложений, и охарактеризованы 26 фаз развития растительности и климата Нижнего Поволжья в голоцене (табл. 5.4). Согласно интерполяционным расчетам установлен радиоуглеродный (^{14}C) возраст основных палеоклиматических этапов развития природной среды Нижнего Поволжья на протяжении последних 11,5 тысяч лет.

Таблица 5.4

Палеоклиматические этапы голоцена в Нижнем Поволжье, их особенности и возраст по данным палинологического анализа и ^{14}C датирования разреза Солёное Займище

Подразделения голоцена	^{14}C возраст климатических этапов, лет назад		Зональная растительность	Климат
	Конвенциональный	Календарный		
SA-3	200–0	250–0	Полупустыни	Относительно теплый и аридный
	400–200	500–250	Полупустыни	Похолодание и гумидизация
	700–400	670–500	Полупустыни	Потепление и увлажнение
	900–700	840–670	Полупустыни	Похолодание и аридизация
SA-2	1100–900	1030–840	Сухие степи	Прохладный и сухой
	1300–1100	1270–1030	Степи	Потепление и увлажнение
	1500–1300	1400–1270	Сухие степи	Похолодание и аридизация
	1700–1500	1600–1400	Степи	Потепление и увлажнение
	1800–1700	1720–1600	Степи (усиление роли ксерофитов)	Теплый и более сухой
SA-1	2100–1800	2080–1720	Степи	Потепление и увлажнение
	2300–2100	2340–2080	Сухие степи	Похолодание, континентализация
SB-3	2500–2300	2600–2340	Степи с елово-сосновыми станциями	Похолодание и увлажнение
	2700–2500	2780–2600	Степи с дубовыми и мелколиственными лесами	Относительно тепло и сухо
SB-2	3500–2700	3770–2780	Лесостепи	Относительно теплый и влажный
	3700–3500	4040–3770	Сухие степи и полупустыни	Похолодание и аридизация
SB-1	4200–3700	4770–4040	Лесостепи с хвойно-широколиственными лесами	Теплый и влажный климат (третий оптимум)
	4800–4200	5540–4770	Лесостепи	Похолодание и рост увлажнения
AT-2	5000–4800	5740–5540	Лесостепи (роль широколиственных лесов сократилась)	Похолодание и аридизация
	6100–5000	6970–5740	Лесостепи с широколиственными и хвойно-широколиственными лесами	Теплый и влажный климат (второй – главный – климатический оптимум)
AT-1	7400–6100	8240–6970	Степи с хвойно-широколиственными пойменными лесами	Тепло и относительно сухо
	7600–7400	8400–8240	Сухие степи с господством марево-полынных сообществ	Похолодание и аридизация
	8000–7600	8900–8400	Степи с участками хвойно-широколиственных лесов	Потепление при относительном росте влагообеспеченности
	8300–8000	9350–8900	Степи (роль широколиств.	Похолодание, континентали-

Предбореальный период (~10500÷10300—9500÷9200 л.н.). Самые древние отложения разреза Соленое Займище (4,8–5 м), маркируемые палинозоной 1 (см. рис. 5.5), характеризуются господством пыльцы деревьев, преимущественно хвойных пород (пихты, ели, кедровой сосны и сосны обыкновенной). Именно здесь фиксируется максимальное для голоценовых осадков содержание пыльцы ели (до 48%), а в целом сумма микроостатков темнохвойных пород (пихты, ели и сосны кедровой) достигает 60%. Пыльца широколиственных деревьев, представленная зернами дуба и вяза, составляет 6–7%. В группе трав и кустарничков доминируют пыльцевые зерна ксерофитов – маревых, полыни и эфедры. Среди спор обнаружены зерна бореальных лесных видов плаунов (*Lycopodium annotinum* L., *L. lagopus* (Laest.) Zinzerl.) и папоротника *Athyrium filix-femina* (L.) Roth.

Исходя из климатостратиграфических построений и климато-фитоценологических реконструкций, положения в разрезе и ^{14}C даты 9560±60 л.н. на глубине 4,75–5,0 м эти отложения датируются второй половиной предбореального периода (PB-2) голоцена. По интерполяционным расчетам (см. табл. 4.4) они формировались в интервале ~10 000–9200 л.н. (11500–10250 кал. л.н.), и сопоставляются с переславским похолоданием Центральных районов Восточно-Европейской равнины и завершающим этапом сартасской трансгрессивной стадии верхнехвалынской трансгрессии Каспия. Возраст этой стадии определяют радиоуглеродные даты 9700±190 и 13110±490 л.н., полученные для сартасских осадков Дагестана [Леонтьев и др., 1976], где по разрезам древних береговых валов установлено положение уровня моря на абс. выс. – 10÷–12 м [Рычагов, 1997].

В это время на территории Нижней Волги в прохладном континентальном и относительно влажном климате доминировали лесостепные ландшафты с широким развитием темнохвойных лесов. Наиболее благоприятные зоны обитания волжской долины – выщелоченные и богатые суглинистыми отложениями понижения внутренней поймы, притеррасные понижения и обращенные к реке склоны – занимали еловые боры, в которых ель ассоциировалась с пихтой, кедровой сосной, дубом и вязом. Травяной покров этих парковых лесов состоял из редких дернин злаков, папоротников, плаунов, хвоща и разнотравья. В составе открытых степных ландшафтов, в которых преобладали полынно-маревые ассоциации, широкое распространение имели эродированные участки (с редкими ксерофитными кустарничками и кустарниками) и засоленные субстраты (с галофитными сообществами), унаследованные от предшествующей фазы аридизации климата. Участки переветренных песков как естественные накопители пресной воды были ареной произрастания редкостойных сосновых лесов.

Палинологический анализ сартасских морских отложений из скважин Северного Каспия, выполненный В.А. Вронским [Букреева, Вронский, 1995], показал, что на морских побережьях во время их накопления господствовала растительность сухих степей с небольшими лесными участками.

Бореальный период (~9500÷9200—8000 л.н.). Отложения бореального периода (BO) охарактеризованы палинозоной 2 (4,6–4,8 м) и 3 (4,2–4,6 м), свидетельствующими, что в указанный отрезок голоцена исследуемая территория находилась в зоне развития степных и лесостепных ландшафтов. На протяжении более 800 лет под воздействием климатических колебаний происходили значительные перестройки входивших в них растительных формаций.

В раннебореальное время (BO-1, палинозона 2) при похолодании и возросшей континентальности климата доминирующим типом растительности в рассматриваемом районе Нижней Волги стали степи с господством разнотравно-злаковых и марево-полынных группировок. Биотопы, имевшие наиболее благоприятные эдафические условия, занимали редкостойные елово-сосновые древостои с примесью пихты, кедровой сосны и единичных деревьев дуба и вяза. Состав палинофлоры и реконструкции палеорастительности, а также ^{14}C дата 8500±100 л.н. (4,5–4,75 м) позволяют сопоставить охарактеризованный субпериод с мангышлакской регрессивной стадией Каспия, выделяемой большинством исследователей в интервале ~9000–8000 л.н. [Леонтьев и др., 1976, 1982; Варущенко и др., 1987; и др.]. На освобожденном от моря осушенном шельфе Каспия, опускавшегося во время мангышлакской регрессии до отметок не менее –50 м, господствовали полупустынные и пустынные ландшафты [Абрамова, 1980; Вронский, 1987]. Как показал палинологический анализ континентальных мангышлакских отложений, вскрытых

скважинами в Северном Каспии, и морских осадков мангышлакской регрессии из глубоководных колонок Среднего Каспия, полностью лишенную древесной растительности прибрежную зону заселяли только представители семейства маревых – солянки, солерос, сарсазан и другие растения засоленных морских побережий [Букреева, Вронский, 1995].

Осадки второй части бореального периода голоцена (ВО-2) формировались в первые климатические фазы начавшейся новокаспийской трансгрессии Каспия.

Среднебореальная фаза (субпалинозона 3,а, рис. 5.5) фиксирует начало длительной инвазии на исследуемую территорию представителей широколиственной дендрофлоры, наиболее ярко выражавшейся доминированием или заметной ролью широколиственных лесных формаций в течение ряда лесостепных и степных фаз последующих атлантического и суббореального периодов. По интерполяционным расчетам эта фаза имела возраст ~8500–8300 л.н. (9500–9350 кал. л.н.). Отсюда можно заключить, что хронологические рамки предшествующей (мангышлакской) регрессии были более узкими, чем считалось ранее. Вероятно, максимальное снижение уровня Каспия в мангышлакскую регрессию происходило в интервале ~9200–8500 л.н. (10250–9500 кал. л.н.).

Рассматриваемая фаза господства лесостепных ландшафтов в условиях значительного потепления и увлажнения климата отнесена нами к первому климатическому оптимуму каспийского голоцена, когда в древостое пойменных лесов стали доминировать широколиственные деревья – дуб, граб обыкновенный (*Carpinus betulus*), вяз и липа. Эдификаторами выступали дуб и вяз (*Quercus robur*, *Q. petraea*, *Ulmus laevis*, *U. foliacea*), в подлеске участвовали грабинник (*Carpinus orientalis*) и лещина. В травяном покрове лесных сообществ преобладали злаки и разнотравье. Основной фон открытых пространств составляли разнотравно-злаковые группировки. При этом неоднородность эдафических условий предопределила комплексный характер травяно-кустарничкового покрова степей, выражавшийся в развитии, наряду с ними, ксерофитных и галофитных ценозов.

Заключительная степная фаза бореального периода (субпалинозона 3,б) фиксирует кратковременное похолодание климата, датируемое ~8300–8000 л.н. (9350–8900 кал. л.н.). В палеоландшафтах Нижней Волги заметно возросло участие елово-сосновых формаций. Сократились площади широколиственных лесов, уменьшилась доля произрастания в них мезофитов – граба обыкновенного и липы. Дуб и вяз продолжали играть доминирующую роль только в составе пойменных лесов. На участках прирусловой поймы более широкое распространение получили ивняки. Как показывает анализ литературных данных, похолодание на рубеже бореального и атлантического периодов голоцена отмечается во многих отдаленных и близких (нижний Дон, Ульяновское Предволжье, Башкирия, Восточное Закавказье и др.) районах Северной Евразии [Хотинский, 1982; Благовещенская, 1986; Климанов, Немкова, 1988; Мамедов, Велиев, 1988; Спиридонова, 1991 и др.].

Атлантический период (~8000–5000 л.н.). Трансформации растительного покрова и изменения климата, происходившие в регионе Нижней Волги в течение атлантического периода, нашли отражение в спектрах палинозон 4 и 5 (см. рис. 5.5). Три фазы в эволюции степных ландшафтов, господствовавших на протяжении раннеатлантического времени (АТ-1), прослежены субпалинозонами 4а, б и в (3,6–4,2 м).

Ранняя фаза атлантического периода (субпалинозона 4а), датируемая интервалом ~8000–7600 л.н. (, по климатическим условиям и составу растительного покрова, в котором значительное распространение имели широколиственные лесные формации, была близка относительно гумидной лесостепной фазе (субпалинозона 3а) среднебореального потепления. Поэтому нами сделан вывод о существовании продолжительного этапа потепления и увлажнения климата в интервале ~8500–7600 л.н., прерывавшегося кратковременным позднебореальным похолоданием. Этому климатическому этапу отвечает та ранняя трансгрессивная стадия Новокаспийского бассейна, для которой С.И. Варущенко и др. [1987] указывают радиоуглеродный возраст в пределах дат 8000±150 и 7530±150 л.н. и подъем уровня моря до абс. отметок –16÷–20 м, а Г.И. Рычагов [1997], исходя из результатов исследования береговых форм, террас и морских осадков Западного Прикаспия, считает ее максимальной (береговая линия, по его данным, была на абс. высоте –19÷–20 м) и датирует временем ~8000 л.н.

В интервале около 7600–7400 л.н. (8400–8240 кал. л.н.) субпалинозоной 4б, которая отличается преобладанием пыльцы трав и кустарничков, максимальным для отложений атлантического периода пиком пыльцы полыни, снижением доли пыльцы липы и усилением роли ивы) фиксируется кратковременная фаза аридизации и похолодания климата, сокращения широколиственных лесов и расширения площади незадернованных экотопов.

Следующая фаза в развитии растительности и климата, реконструированная по спектрам субпалинозоны 4в, отражает довольно длительное потепление климата в интервале ~7400–6100 л.н. (8240–6970 кал. л.н.). Это был этап не только теплого, но и относительно сухого климата. Учитывая климатические особенности предыдущей аридной фазы, можно предположить, что понижение уровня Новокаспийского бассейна могло происходить не только 7600–7400 л.н., но и позднее, т.е. в интервале ~7600–6100 л.н. Этому климатическому этапу отвечает регрессивная стадия, возраст которой аргументирован ^{14}C датами 6800 ± 90 и 6400 ± 90 л.н., а опускание уровня моря – абс. отметками $-28(-39)$ м [Варущенко и др. 1987].

Зональным типом растительного покрова нижнего Поволжья в интервале 7400–6100 л.н. оставались степи, но потепление климата вызвало усиление контрастности как между зональными и интразональными ландшафтами, так и между слагавшими их формациями. На плакорах расширились площади открытых участков, занятых травяно-кустарничковыми ценозами, и усилилась их дифференциация, тогда как в пределах Волго-Ахтубинской долины улучшение лесорастительных условий способствовало обогащению состава широколиственных лесных формаций. В разнообразных по составу дубравах центральной части поймы в качестве примеси росли липа (*Tilia cordata*, *T. dasystyla*), вяз (*Ulmus laevis*), берест (*U. carpinifolia*), граб обыкновенный (*Carpinus betulus*), бук восточный (*Fagus orientalis*), ольха и другие породы. Обедненные лесные сообщества менее благоприятных мест обитания занимали дубово-вязовые, вязовые, ольховые древостой и ивняки. Подлесок составляли лещина (*Corylus avellana*), бересклет (*Euonymus* sp.), ива. В травяном покрове господствовали злаки и разнотравье. Стволы деревьев покрывали лианы хмеля (*Humulus lupulus*), который постоянно, начиная с середины бореально-го периода и до конца суббореального времени, присутствовал в лесах Волго-Ахтубы.

Особенности растительного покрова позднеатлантического времени отражает палинозона 5 (3,2–3,6 м), которая по составу таксонов близка к палинозоне 4, но отличается от последней господством пыльцы деревьев и кустарников, возросшим (до 31%) количеством пыльцы термофильных видов дендрофлоры, появлением в их составе граба кавказского (*Carpinus caucasica*), заметным увеличением роли пыльцы ольхи, злаков, верескоцветных и спор папоротников (см. рис. 5.5).

Позднеатлантический интервал (АТ-2), длившийся с 6100 до 5000 л.н. (6970–5740 кал. л.н.), характеризовался господством лесостепной растительности и самым высоким в голоцене количеством термофильных и влаголюбивых элементов в ее составе. По уровню и соотношению теплообеспеченности и влагообеспеченности растительного покрова он представлял собой главный климатический оптимум голоцена исследуемой территории.

Весь позднеатлантический климатический этап мы сопоставляем с трансгрессивной стадией Новокаспийского бассейна, для которой подъем уровня моря фиксируется на абс. высоте $-18\div -28$ [Варущенко и др., 1987] и -21 м [Рычагов, 1997], а возраст определяется ^{14}C датами 5940 ± 100 , 5540 ± 110 и 5390 ± 110 л.н. В пределах этого этапа палинологическими данными нами выявлен импульс относительной континентализации климата ~5500–5400 л.н., который мог вызвать кратковременное понижение уровня моря [Болиховская, 1990].

Согласно полученным реконструкциям, в позднеатлантическое время лесной пояс долины нижней Волги составляли смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и граба кавказского, бука восточного, различных видов вяза, липы, березы и других деревьев, а также дубово-вязовые, вязовые леса и хвойные боры. Присутствие в спектрах спор папоротников (*Athyrium filix-femina*, *Botrychium matricarifolium*) и плауна (*Diphasium complanatum*) и др. свидетельствует о произрастании луговых и влаголюбивых видов в травяном покрове лесов и опушек. В древостое островных плакорных лесов, приуроченных к падинам, степным блюдцам, лиманам и другим понижениям с близким уровнем грунтовых вод, участвовали менее требовательные к условиям увлажнения породы – сосна, береза, берест, дуб черешчатый и др.

Палинологическими исследованиями голоценовых отложений в нижнем течении р. Урал установлено, что в фазу максимального голоценового потепления и увлажнения в этом районе Северного Прикаспия также преобладали лесостепи с сосновыми и широколиственными лесами из дуба, граба, липы и ясеня [Яхимович и др., 1986].

Суббореальный период (~5000—2500 л.н.). Отложения суббореального периода (SB) (2,0—3,2 м) отличаются большей палинологической изменчивостью вверх по разрезу. Здесь выделены три палинозоны, каждая из которых подразделяется на две субпалинозоны, что свидетельствует о более частых сменах ландшафтно-климатических остановок, чем в атлантическое время.

Палинозона 6 (2,8—3,2 м) позволяет реконструировать ландшафты первой трети суббореального периода (SB-1), трансформировавшиеся под влиянием начавшегося похолодания климата примерно с 5000 до 4200 л.н. (5740—4770 кал. л.н.). В составе спорово-пыльцевых спектров это выразилось в сокращении участия пыльцы термофильных деревьев до 15—18% (за счет уменьшения роли пыльцы дуба, вяза, липы, исчезновения пыльцы бука) и господстве пыльцы хвойных пород. Нет оснований говорить о кардинальном изменении границ природных зон, но ухудшение климатических условий привело к сокращению площади лесных массивов и деградации широколиственных древостоев в по-прежнему доминировавших лесостепных ландшафтах. В этот период по своей структуре леса Волго-Ахтубинской поймы были близки к лесам второй половины раннеатлантического субпериода. Седиментация озерно-старичных глин в первую фазу раннесуббореального времени проходила в условиях не только похолодания, но и относительного иссушения климата, так как в нижней части рассматриваемой толщи (субпалинозона 6а) содержание пыльцы травяно-кустарничковых растений достигает 45% при доминировании пыльцы ксерофитов. Выше по разрезу (субпалинозона 6б) роль пыльцы деревьев (в том числе ели) и кустарников, злаков и осок возрастает.

Похолодание в сочетании с иссушением климата на рубеже атлантического и суббореального периодов, вызвавшее следующую регрессивную стадию Новокаспийского бассейна, судя по палинологическим данным, было кратковременным (примерно с 5000 до 4800 л.н.; 5740—5540 кал. л.н.). Полученные материалы подтверждают предположение А.Н. Варущенко с соавторами [1980], что наиболее вероятным сроком регрессии (до -32 м, избербашская) был интервал 3100—2400 гг. до н.э. (~5000—4400 л.н.). Впоследствии (~4800—4200 л.н.; 5540—4770 кал. л.н.) вплоть до конца раннесуббореального этапа это похолодание сопровождалось ростом увлажнения климата и, по-видимому, постепенным подъемом уровня моря.

О характере среднесуббореального потепления (SB-2) в интервале примерно от 4200 до 3500 л.н. позволяет судить палинозона 7 (2,5—2,8 м). Согласно спектрам субпалинозоны 7а, характеризующимся преобладанием пыльцы широколиственных пород (в сумме до 21%) и хвойных деревьев (преимущественно сосны и ели), доминирующей ролью в группе травяно-кустарничковых растений пыльцы злаков и разнообразного по составу разнотравья, растительный покров начальной фазы развивался в условиях теплого и относительно гумидного климата. В это время доминировали лесостепные ландшафты, в которых дубовые и дубово-вязовые леса с примесью бука, граба, липы и вяза (*Quercus robur*, *Fagus orientalis*, *Carpinus betulus*, *Tilia cordata*, *T. dasystyla*, *T. tomentosa*, *T. rubra*, *Ulmus laevis*, *U. glabra*, *U. carpiniifolia*) соседствовали с елово-сосновыми лесами и разнотравно-злаковыми степными формациями. Рассмотренный этап потепления и увлажнения (~4200—3700 л.н.; 4770—4040 кал. л.н.) – третий голоценовый оптимум Северного Прикаспия, по продолжительности и термическим показателям уступающий главному (второму, позднеатлантическому) оптимуму. Он отвечает выделяемой С.И. Варущенко с соавторами [1987] трансгрессивной стадии с подъемом уровня моря до абс. высоты -18÷-22 м в интервале ¹⁴C дат 4250±150 и 4000±50 л.н.

Завершился описываемый субпериод фазой импульсного иссушения климата в интервале ~3700—3500 л.н. (субпалинозона 7б), приведшего к господству степных и полупустынных ценозов на водоразделах, деградации разнотравно-злаковых степей и пойменных широколиственных лесов, к расширению площади эродированных участков с разреженным покровом из полыни, эфедры и других ксерофитов. Выявленная фаза сопоставляется с регрессивной стадией Каспия, определяемой датами 4000±50 и 3540±120 л.н. [Варущенко и др., 1987].

Изменение фитоценотических и климатических условий позднесуббореального (SB-3) этапа (~3500–2500 л.н.) отражает палинозона 8 (2,0–2,5 м).

Господство в спектрах субпалинозоны 8а пыльцы деревьев (ели, сосны и широколиственных пород), доминирующая роль в травяно-кустарничковой группе пыльцы злаков, осок и разнотравья, а среди спор – зерен папоротников указывают, что позднесуббореальный этап начался фазой увлажнения климата, длившейся примерно с 3500 до 2700 л.н. (3770–2780 кал. л.н.). Увлажнение привело к смещению на юг границы распространения темнохвойных пород, возвращению на территорию Нижнего Поволжья лесостепей, выдвижение вяза (*Ulmus laevis*, *U. glabra*, *U. carpinifolia*) в качестве доминанта в пойменных широколиственных лесах, мезофитизацию травяного покрова Волго-Ахтубинской поймы, господство разнотравно-злаковых и злаковых ценозов.

Эта фаза гумидизации климата синхронизируется с позднесуббореальным похолоданием в центральных районах Восточно-Европейской равнины и с четвертой (до абс. выс. –22–23 м, по Г.И. Рычагову [1997]), или туралинской, по А.Н. Варущенко и др. [1980], трансгрессивной стадией Новокаспийского бассейна.

Выше по разрезу в спектрах, объединяемых субпалинозоной 8б, превалирует пыльца травяно-кустарничковых ксерофитов, резко сокращается содержание пыльцы ели и сосны, доминирующую роль начинает играть пыльца мелколиственных и широколиственных пород. Сумма пыльцы термофильных элементов дендрофлоры достигает 30%. Палинологические данные свидетельствуют, что во время заключительной фазы суббореального периода потепление и возрастание сухости климата, продолжавшиеся примерно с 2700 до 2500 л.н., вызвали новую волну остепнения растительного покрова. В открытых степных ландшафтах региона Нижней Волги ассоциировали марево-полынные и злаковые группировки. Существенно обеднился состав дендрофлоры – почти полностью деградировали хвойные древостои, исчез граб. При этом заметно увеличились площади дубовых и дубово-вязовых лесов с примесью липы и бука (*Fagus sylvatica* L.). Эти леса, господствовавшие среди пойменных лесных формаций Волго-Ахтубы, соседствовали с мелколиственными (березовыми, ольховыми и ивовыми) стациями и зарослями галофильного тамариска (*Tamarix* sp.). В травяно-кустарничковом ярусе преобладали злаки, осоки и полынь. Сокращение площади изучаемого старичного палеозера вызвало заболачивание его прибрежной зоны и зарастание сфагновыми мхами. Судя по палинологической записи, во все последующие фазы эволюции голоценовой растительности региона Нижней Волги, широколиственные леса имели существенно меньшее распространение.

Эта фаза относительно кратковременного иссушения и потепления климата сопоставляется нами с александрбайской, по А.Н. Варущенко и др. [1980], регрессивной стадией, для которой снижение уровня моря указывается до абс. выс. –37 м.

Субатлантический период (~2500 л.н. – настоящее время). Результаты радиоуглеродного датирования (см. табл. 5.1) и спорово-пыльцевые записи, полученные для верхней 2-метровой толщи озерно-старичных глин (см. рис. 5.5) и пойменного аллювия разреза 2 (см. рис. 5.6), свидетельствуют, что на протяжении последних 2500 лет на изучаемой территории Северного Прикаспия доминировали сначала степные (приблизительно с 2500 до 900 л.н.), а затем (с 900 л.н. до настоящего времени) полупустынные ландшафты. Климат в целом был холоднее и континентальнее, чем в атлантический и суббореальный периоды. Спектры палинозон 9, 10 и 11, каждая из которых подразделяется на ряд палиностратиграфических единиц, указывают на многократную смену климатических условий и трансформацию растительного покрова в течение субатлантического периода.

Раннесубатлантический (SA-1) интервал (~2500–2100/2000 л.н.) характеризуют спектры степного типа (палинозона 9: 1,6–2,0 м в Р.1 и 2,3–2,75 м в Р.2). Во время похолодания и увлажнения климата начальной фазы (~2500–2300 л.н.; 2600–2340 кал. л.н.) доминировали открытые степные и лугово-степные (преимущественно злаковые) сообщества с участками елово-сосновых с примесью дуба, ясеня (*Fraxinus* sp.) и липы лесов (субпалинозона 9а). В следующую фазу (~2300–2100 л.н.; 2340–2080 кал. л.н.) под влиянием континентализации и похолодания климата из состава растительности долины Нижней Волги почти полностью исчезли широколиственные древостои, вытесненные сосновыми парковыми борами с примесью ели (субпа-

линозона 9б). В разреженном травяно-кустарничковом покрове господствовавших в это время сухих степей преобладали ксерофиты. Завершился раннесубатлантический интервал начавшейся фазой гумидизации климата (~2100–2000 л.н.), приведшей к усилению в древостое лесов роли темнохвойных и широколиственных пород, а в составе травяного покрова – злаков, осок и мезофильного разнотравья (субпалинозона 9в).

Эволюция растительности длительного среднесубатлантического (SA-2) субпериода (~2100/2000–1100 л.н.), как показывают спектры палинозоны 10 (0,6–1,6 м в Р.1 и 0,65–2,3 м в Р.2), протекала преимущественно на фоне продолжающегося смягчения континентальности климата.

Зональным типом растительности начального этапа, согласно спектрам субпалинозоны 10а, характеризующимся усилением роли пыльцы термофильных элементов дендрофлоры (дуба, вяза и липы – в сумме до 14%), оставались степи. Потепление способствовало еще большему распространению в составе лесных массивов, приуроченных к речным долинам, оврагам и балкам – наряду с елово-сосновыми и березовыми лесами – смешанных дубовых лесов (из дуба черешчатого и скального *Quercus robur* и *Q. petraea*, береста *Ulmus carpinifolia* /*foliaceae*/, вяза шершавого *Ulmus glabra* /*scabra*/, липы сердцелистной *Tilia cordata* и др.) и лещины в подлеске. Травяно-кустарничковый покров степных ценозов составляли разнотравно-злаковые и марево-полынные сообщества. Этот продолжительный этап потепления и увлажнения климата, датируемый интервалом примерно от 2000 до 1500 л.н., сопоставляется с уллучайской трансгрессивной стадией Каспия, имеющей, согласно С.И. Варущенко и др. [1987], радиоуглеродные даты от 2000±140 до 1570±100 л.н. Возможно, внутри этой трансгрессивной стадии около 1800–1700 л.н. было кратковременное понижение уровня моря, обусловленное уменьшением количества атмосферных осадков.

Следующая фаза в развитии ландшафтов нашла отражение в спектрах субпалинозоны 10б (0,8–1,05 м в Р.1 и 1,15–1,55 м в Р.2), которые в целом отличаются сокращением содержания пыльцы древесно-кустарничковых растений (в том числе ели, сосны и широколиственных пород) и господством пыльцы ивы. Среди пыльцы трав и кустарничков преобладают зерна полыни и маревых, а в составе спор – споры сфагновых мхов. Указанные и другие палинологические признаки свидетельствуют, что похолодание и аридизация климата в интервале ~1500–1300 л.н. вызвали заметное снижение роли хвойных и широколиственных деревьев в составе лесных массивов в долине нижней Волги и доминирование в пойменных древостоях ивы. На плакорах расширились площади степных участков с преобладанием полыни и представителей семейства *Chenopodiaceae* в качестве субдоминантов. Уменьшение зеркала старичных озер привело к заболачиванию и появлению евтрофных сфагнов, хвоща и других растений влажных пойменных экотопов. Этот этап похолодания и аридизации климата в интервале ~1500–1300 л.н. (1400–1270 кал. л.н.) отвечает, по-видимому, первой фазе дербентской регрессии Каспийского моря.

Новое потепление и увлажнение климата фиксируются в интервале ~1300–1100 л.н. (1270–1030 кал. л.н.) спектрами субпалинозоны 10в (0,6–0,8 м в Р.1 и 0,95–1,15 м в Р.2). В эту фазу в составе пойменных лесов доминировали елово-сосновые, дубовые и дубово-вязовые древостои, а в травяно-кустарничковом покрове, отличавшемся господством полынных группировок, усилилась роль злаков и осок.

На протяжении поздне-субатлантического этапа (SA-3), т.е. примерно последних 1100 лет, на исследуемой территории сохранялась неустойчивость климатических условий (палинозона 11 на глубине 0,0–0,6 м в Р.1 и 0,0–0,95 м в Р.2). Начальную фазу становления современной растительности характеризует субпалинозона 11а, в которой на фоне увеличения содержания пыльцы травяно-кустарничковых растений (за счет зерен маревых) резко сокращается количество пыльцы ели, сосны и дуба и увеличивается роль пыльцы мелколиственных пород – ивы (*Salix* sp.) и березы (*Betula pendula*, *B. pubescens*). Климатические и фитоценотические условия этой сухостепной фазы, отражающей этап похолодания и иссушения климата ~1100–900 л.н. (1030–840 кал. л.н.), были близки к интервалу похолодания и аридизации, зафиксированному в пределах 1500–1300 л.н. Максимум поздне-субатлантического похолодания и аридизации климата в интервале ~900–700 л.н. (840–670 кал. л.н.) отличался абсолютным господством полупустынных и пустынных группировок и почти полным исчезновением широколиственных пород

из лесного пояса Волго-Ахтубы, представленного преимущественно ивняковыми зарослями (субпалинозона 11б: 0,3–0,4 м в Р.1 и 0,2–0,65 м в Р.2).

Рассматривая вкуче спектры субпалинозон 10б, 10в, 11а и 11б, можно отметить, что дербентская регрессивная стадия Каспийского бассейна, выделяемая О.К. Леонтьевым и Г.И. Рычаговым [1982] в интервале 1400–800 л.н., а С.И. Варущенко с соавторами с середины V до начала XIV в. (~1550–700 л.н.), вероятно, осложнялась подъемом уровня моря, вызванным потеплением и увлажнением климата около 1300–1100 л.н., а наиболее низкий уровень регрессии с абс. отметками –34÷–35 м мог наблюдаться примерно 900–700 л.н.

Судя по спектрам субпалинозоны 11в, отличающимся преобладанием пыльцы травяно-кустарничковых растений (полыни и маревых), господством пыльцы ивы в группе деревьев и кустарников и т.д., начиная с уровня, определяемого датой 900±60 л.н., территория Волго-Ахтубы находится в пределах распространения аридных полупустынных ландшафтов, близких к современным автоморфным полупустынным ландшафтам Нижнего Поволжья. Палиноспектры образца 2 в разрезе 1 и образца 4 в разрезе 2, в которых увеличивается содержание пыльцы деревьев и кустарников (в первом – за счет пыльцы сосны кедровой), отражают похолодание и гумидизацию климата в интервале ~400–200 л.н. (500–250 кал. л.н.) и активизацию экспансии хвойных пород в долинны леса Северного Прикаспия.

5.3.2. Результаты изучения разрезов дельты Волги

В связи с тем, что в разрезах дельты Волги зафиксирована неполнота геологической летописи голоцена, а концентрации палиноморф в изученных пробах из керна скважины №22 были значительно ниже, чем в образцах разреза озерно-старичных отложений Волго-Ахтубинской поймы, при климатостратиграфической интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров отложений дельты за основу были взяты характерные особенности палинологической записи эталонного разреза голоцена Нижней Волги (Р.1, Соленое Займище): хронологическая приуроченность максимумов пыльцы темнохвойных деревьев и широколиственных пород, абсолютного господства травяно-кустарничковых ксерофитов и т.д.

В таблице 5.5 показаны таксоны дендрофлоры и их процентные содержания в спорово-пыльцевых спектрах изученных разрезов Волго-Ахтубы и скважины № 22 в дельте Волги.

Таблица 5.5

Состав и участие таксонов дендрофлоры в спорово-пыльцевых спектрах разрезов Соленое Займище и скважины № 22 Дамчикского участка

Разрез 1 Соленое Займище (Волго-Ахтубинская пойма)		Скважина Дамчик-22 (дельта Волги)	
Таксоны	Содержания в максимумы	Таксоны	Содержания в максимумы
<i>Abies</i> sp.	3-5%	<i>Abies</i> sp.	3-4%
<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	22-48%	<i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i>	22-43%
<i>Picea</i> sect. <i>Picea</i>		<i>Picea</i> sect. <i>Picea</i>	
<i>Pinus</i> subgenus <i>Haploxyylon</i>	12-26%	<i>Pinus</i> subgen. <i>Haploxyylon</i>	1%
<i>Pinus sibirica</i>	45-58%	-	
<i>Pinus sylvestris</i>		<i>Pinus sylvestris</i>	45-55%
<i>Betula pendula</i>		<i>Betula pendula</i>	46-67%
<i>B. pubescens</i>	<i>B. pubescens</i>		
<i>Betula</i> sect. <i>Fruticosa</i>	15-22%	<i>Betula</i> cf. <i>fruticosa</i>	
<i>Betula</i> cf. <i>nana</i>		<i>Betula</i> cf. <i>nana</i>	
<i>Salix</i> sp.		42-46%	<i>Salix</i> sp.
<i>Alnus glutinosa</i>	4-11%	<i>Alnus glutinosa</i>	12-20%
<i>A. incana</i>		<i>A. incana</i>	
<i>Corylus avellana</i>		<i>Corylus avellana</i>	
<i>Corylus colurna</i>		-	
<i>Fagus sylvatica</i>		-	
<i>Fagus orientalis</i>		<i>Fagus orientalis</i>	
<i>Quercus robur</i>		<i>Quercus robur</i>	

<i>Quercus petraea</i>	21-31%	<i>Quercus petraea</i>	13-20%
<i>Carpinus betulus</i>		<i>Carpinus betulus</i>	
<i>Carpinus caucasica</i>		-	
<i>Carpinus orientalis</i>		<i>Carpinus orientalis</i>	
<i>Tilia cordata</i>		<i>Tilia cordata</i>	
<i>Tilia platyphyllos</i>		-	
<i>Tilia tomentosa /argentea/</i>		<i>Tilia tomentosa / argentea</i>	
<i>Tilia dasystyla</i>		-	
<i>Ulmus laevis</i>		<i>Ulmus laevis</i>	
<i>Ulmus carpinifolia /foliaceae/</i>		<i>Ulmus carpinifolia</i>	
<i>Ulmus glabra /scabra/</i>		-	
-		<i>Ulmus cf. pumila</i>	
<i>Fraxinus sp.</i>		<i>Fraxinus sp.</i>	
cf. <i>Morus sp.</i>		cf. <i>Morus sp.</i>	
<i>Tamarix sp.</i>		cf. <i>Tamarix sp.</i>	
-	<i>Elaeagnus</i>		
<i>Euonymus sp.</i>	<i>Euonymus</i>		
<i>Caprifoliaceae</i>	-		
<i>Juniperus sp.</i>	<i>Juniperus sp.</i>		
-	<i>Juniperus cf. foetidissima</i>		
Количество таксонов	35	Количество таксонов	30

Сравнение состава и степени участия представителей дендропалинофлоры в спектрах разрезов Соленое Займище и Дамчика указывает на перспективность разрезов дельты для изучения изменений растительности и климата приморской зоны Каспия и соответственно для получения выводов о колебаниях уровня моря.

Прежде всего видно, что по количеству представителей деревьев и кустарников палинофлора разреза Дамчик, состоящая из 30 таксонов, близка дендропалинофлоре разреза Соленое Займище, содержащей 35 таксонов (см. табл. 5.5). При сопоставлении процентного содержания ведущих компонентов дендрофлоры отмечается также сходство максимумов пыльцы хвойных деревьев – пихты (*Abies sp.*), ели (*Picea sect. Picea*) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*). Однако четко фиксируются и логичные различия, обусловленные, несомненно, разницей географического положения и палеозональной приуроченности разрезов, а также эдафических условий произрастания деревьев в пойменных и прибрежно-морских районах. Так, в составе ископаемой дендрофлоры разреза Дамчик отсутствуют сосна сибирская кедровидная (*Pinus sibirica*), бук лесной (*Fagus sylvatica*), некоторые виды липы (*Tilia platyphyllos*, *Tilia dasystyla*), вяз шершавый (*Ulmus glabra /scabra/*), а также представители кавказских лесов – граб кавказский (*Carpinus caucasica*), лещина древовидная или орех медвежий (*Corylus colurna*). Кроме того, заметные различия демонстрируют максимумы пыльцы березы (*Betula pendula*, *B. pubescens*), ольхи (*Alnus glutinosa*, *A. incana*), ивы (*Salix spp.*) и суммы широколиственных деревьев (*Quercetum mixtum*).

Поскольку пробы из скважины №22, представленные для палинологического изучения, были отобраны со слишком широкими, для голоценовой толщи, интервалами (см. табл. 5.3), мы не сочли возможным выполнить ее палиностратиграфическое расчленение путем выделения палинозон на диаграмме результатов спорово-пыльцевого анализа (рис. 5.8). Вследствие этого реконструкции основных этапов развития растительности, климата и уровня Каспийского моря в период формирования изученных голоценовых отложений были выполнены преимущественно на основании изменений состава полученных нами для ядра этой скважины палиноспектров, а также шести ¹⁴C AMS дат в интервале от 7287±44 до 3316±34 л.н. (см. на рис. 5.8), опубликованных ранее коллегами по международному проекту [Kroonenberg, Hoogendoorn, 2008].

Результаты аналитических исследований позволили реконструировать следующие смены природных обстановок времени седиментации голоценовых отложений в дельте Волги.

Пески на глубине 980–1020 см накапливались в климатических условиях несколько более холодных, чем современные условия дельты Волги. Палиноспектр, характеризующий рассмат-

проанализированных образцов, накапливалась в период длительного господства в прилегающем секторе суши открытых ландшафтов. В указанном интервале изученного разреза зафиксированы три максимума пыльцы широколиственных пород, вероятно, отвечающих самым гумидным фазам этого периода и наиболее высоким уровням моря.

В нижней части (830–880 см) слоя серых песков пыльца и споры единичны. Верхняя часть отложений этого слоя (770–830 см) характеризуется палиноспектром, свидетельствующим об абсолютном господстве в составе наземной растительности побережья ксерофитных пустынных сообществ из представителей семейства *Chenopodiaceae* (в их числе солянки *Salsola* sp., сарсазан *Halocnemum strobilaceum* etc.), полыни (*Artemisia* subgenus *Seriphidium*, *A.* subgenus *Euartemisia*) и эфедры (*Ephedra* sp.). Этот интервал, возможно, отвечает аридной фазе конца бореального периода голоцена, которая зафиксирована в Соленом Займище для отрезка времени примерно 8300–8000 л.н. (9350–8900 кал. л.н.).

Палинологическими данными отложений на глубине 730–770 м выявлен следующий максимум пыльцы широколиственных пород, приуроченный к интервалу увлажнения климата и развития на суше степей с господством злаков и маревых. В составе лесов наряду с сосной и березой произрастали дуб (*Quercus petraea*), грабинник (*Carpinus orientalis*), липа (*Tilia cordata*) и др. Этот относительно гумидный интервал, который датируется по палинологическим данным раннеатлантическим субпериодом голоцена, возможно, отвечает дагестанской (по С. И. Варущенко и др. [1987]) трансгрессивной стадии Каспийского бассейна с максимумом ~ 8000–7600 л.н. (8900–8400 кал. л.н.). Палиноспектр отложений на глубине 710–730 м фиксирует новую волну аридизации и распространения пустынно-степной растительности с господством марево-полынных и злаковых ценозов.

Следующий период увлажнения климата, характеризуемый палинологическими данными отложений на глубине 640–690 см и новым максимумом пыльцы широколиственных пород отражает время господства на прилегающей территории степей с участками дубовых лесов. Присутствие солоновато-водных диноцист (*Spiniferites cruciformis*) свидетельствует о высоком уровне моря. Этот период сопоставляется нами с главным климатическим оптимумом голоцена, датируемым в Нижнем Поволжье примерно 6100–5000 л.н. (6970–5740 кал. л.н.). Скорее всего, он отвечает гоусанской трансгрессивной стадии Каспийского бассейна.

Палиноспектр отложений на глубине 570–590 см свидетельствует о фазе господства пустынной растительности при похолодании и повышении сухости климата. Эта фаза, вероятно, отвечает кратковременной фазе похолодания и аридизации, зафиксированной в Соленом Займище в интервале 5000–4800 л.н. (6970–5740 кал. л.н.) на границе атлантического и суббореального периодов голоцена. Об относительном смягчении климатических условий, начиная со времени седиментации осадков на глубине 510–540 см, позволяет говорить появление на этом уровне пыльцы дуба (*Quercus robur*, *Quercus petraea*) и ольхи.

Палиноспектры образцов на глубинах 480–510 и 420–430 см отражают время третьего голоценового оптимума территории Нижней Волги, имеющего в Соленом Займище возраст примерно 4200–3700 л.н. (4770–4040 кал. л.н.). В разрезе скважины 22 он выражен довольно ярко как высоким содержанием пыльцы широколиственных деревьев (до 20%), так и ее разнообразием. Палиноспектр образца на глубине 480–510 см характеризует степные ландшафты, представленные разнотравно-злаковыми и марево-полынными ценозами на открытых участках и придолинными широколиственными лесами из граба (*Carpinus betulus*), бука (*Fagus orientalis*), ясеня (*Fraxinus* sp.), с подлеском из *Carpinus orientalis*, *Corylus avellana* и шелковицы (cf. *Morus*). Судя по высокой концентрации пыльцы и спор в этом образце (14658 зерен/гр), разнообразию пыльцы и спор водных и прибрежно-водных растений (*Salvinia natans*, *Potamogeton*, *Nuphar*, *Alisma*, *Sparganium*, *Typha*), а также обилию пресноводных водорослей (*Pediastrum* spp., *Botryococcus*), уровень воды в Северном Каспии был относительно невысоким. Вероятно, его уровень стал выше при накоплении отложений в интервале 420–430 см, т.к. здесь резко повышается количество спор *Salvinia natans* и рдеста (*Potamogeton*), диатомовых водорослей, диноцист и др. В составе лесных формаций этого времени стали доминировать дуб, вяз и липа. Состав описанных спектров свидетельствует, что характеризуемые ими отложения соответствуют следующей – туралинской – трансгрессивной стадии моря.

В связи с неполнотой полученной к настоящему времени палинологической записи или из-за значительного перерыва в осадконакоплении, регрессивные этапы в осадках верхней части разреза не выявлены. Начиная со спектра образца на глубине 340–360 см, представляющего степной тип растительности, в составе голоценовой дендрофлоры усиливается роль бореальных элементов – ели сосны и березы. Их максимумы, выраженные как в лесных палиноспектрах отложений на глубинах 270–300 и 180–200 см, так и в лесостепных спектрах вышележащих осадков (на глубине 80–180 см), свидетельствуют, что уровень Каспия был значительно выше, чем уровень современного моря.

Таким образом, полученными к настоящему времени данными для дельты Волги охарактеризованы ландшафтно-климатические условия периодов голоцена, соответствующих последней фазе позднехвалынской трансгрессии, пяти трансгрессивным и четырем регрессивным стадиям новокаспийской трансгрессии. Установлено, что отложения времени мангышлакской регрессии в разрезе, вскрытом скважиной Дамчик-22, отсутствуют.

С целью получения более подробной палеогеографической информации о изменениях климата и ландшафтов района дельты Волги во вторую половину голоцена нами будут продолжены исследования отложений суббореального и субатлантического периодов голоцена, которые представлены 10-метровой толщей осадков, вскрытых на Дамчикском участке дельты Волги скважиной № 11 и датированных сериями ^{14}C AMS определений в интервале от 4900 до 1500 лет назад.

Как указывалось во втором разделе этой главы, К. Ричардсом были выполнены спорово-пыльцевой и альгологический анализы отложений из шести скважин дельты Волги (см. рис. 5.2), дополненные выборочным анализом остракод в образцах керна этих скважин. Синтез полученных палеоботанических данных позволил выделить в палинологических записях изученных седиментационных последовательностей семь палинологических зон – DP-1 – DP-7 [Richards, Bolikhovskaya, 2010]. Для установления основных этапов формирования дельты в голоцене им были сопоставлены записи изменений состава и содержания пыльцы деревьев, кустарников и травяно-кустарничковых растений, полученные по кернам скважин №№ 7, 17, 18, 22 и 24 (рис. 5.9), а также состава и содержания спор сальвинии плавающей и цист динофлагеллят по кернам скважин №№ 7, 9, 17, 18 и 24 (рис. 5.10) [Richards, Bolikhovskaya et al., 2014].

Суммировав результаты палинологических исследований и данные ^{14}C AMS датирования голоценовых отложений дельты Волги в опубликованной в 2018 году PhD диссертации, К. Ричардс выделил следующие четыре крупные фазы развития дельты на протяжении последних 11,5 тысяч лет [Richards, 2018].

Фаза 1 относится к интервалу раннего голоцена вплоть до ~9000 лет назад (л. н.); отложения этой фазы характеризуют время формирования Бэровских бугров и пустынных дюн. Это время соответствует Мангышлакской регрессии, когда уровень Каспийского моря был примерно на 80 метров ниже современного. Фаза 2 отличается присутствием солоновато-водных диноцист в осадках на пониженных участках дельты, что предполагает постепенное повышение уровня Каспийского моря после ~8900 календарных лет назад (кал. л.н.). Увеличение содержания пыльцы Chenopodiaceae-Amaranthaceae между ~7820 и 7720 кал. л. н., вероятно, было связано с похолоданием, имевшим место в северном полушарии 8200 л. н., в том числе и в Северном Прикаспии [Болиховская, 2011]. Фаза 3, начавшаяся ~3770 кал. л. н., отмечена увеличением в палинологических спектрах содержания пыльцы деревьев (в частности, дуба *Quercus*, вяза *Ulmus*, липы *Tilia* и граба *Carpinus*), а также солоновато-водных диноцист (например, *Spiniferites cruciformis*, *Impagidinium caspiense* и *Pterocysta cruciformis*), что свидетельствует о расширении лесной растительности и колебаниях уровня Каспийского моря. Фаза 4, относящаяся ко времени после ~1850 кал. л.н., характеризуется врезанием дельты и седиментационной инверсией во время Дербентского эпизода понижения уровня моря (~1180 до 570 кал. лет назад), приблизительно соответствующего «Средневековому теплему периоду» (средневековому климатическому оптимуму), с последующей экспансией «авандельтовой» водной растительности, которую можно связать с высоким уровнем Каспийского моря в «Малый Ледниковый Период».

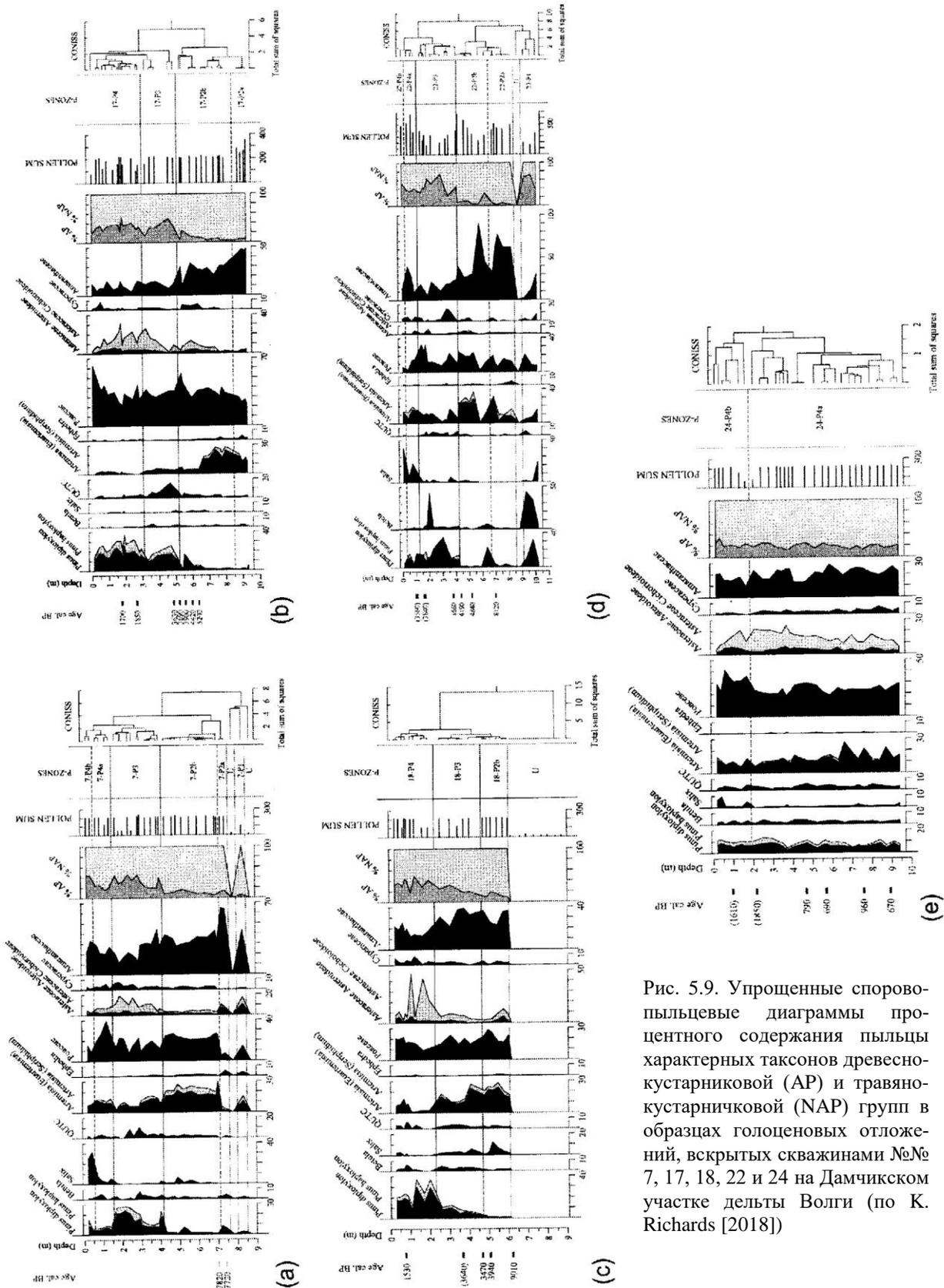


Рис. 5.9. Упрощенные спорово-пыльцевые диаграммы процентного содержания пыльцы характерных таксонов древесно-кустарниковой (AP) и травяно-кустарничковой (NAP) групп в образцах голоценовых отложений, вскрытых скважинами №№ 7, 17, 18, 22 и 24 на Дамчикском участке дельты Волги (по К. Richards [2018])

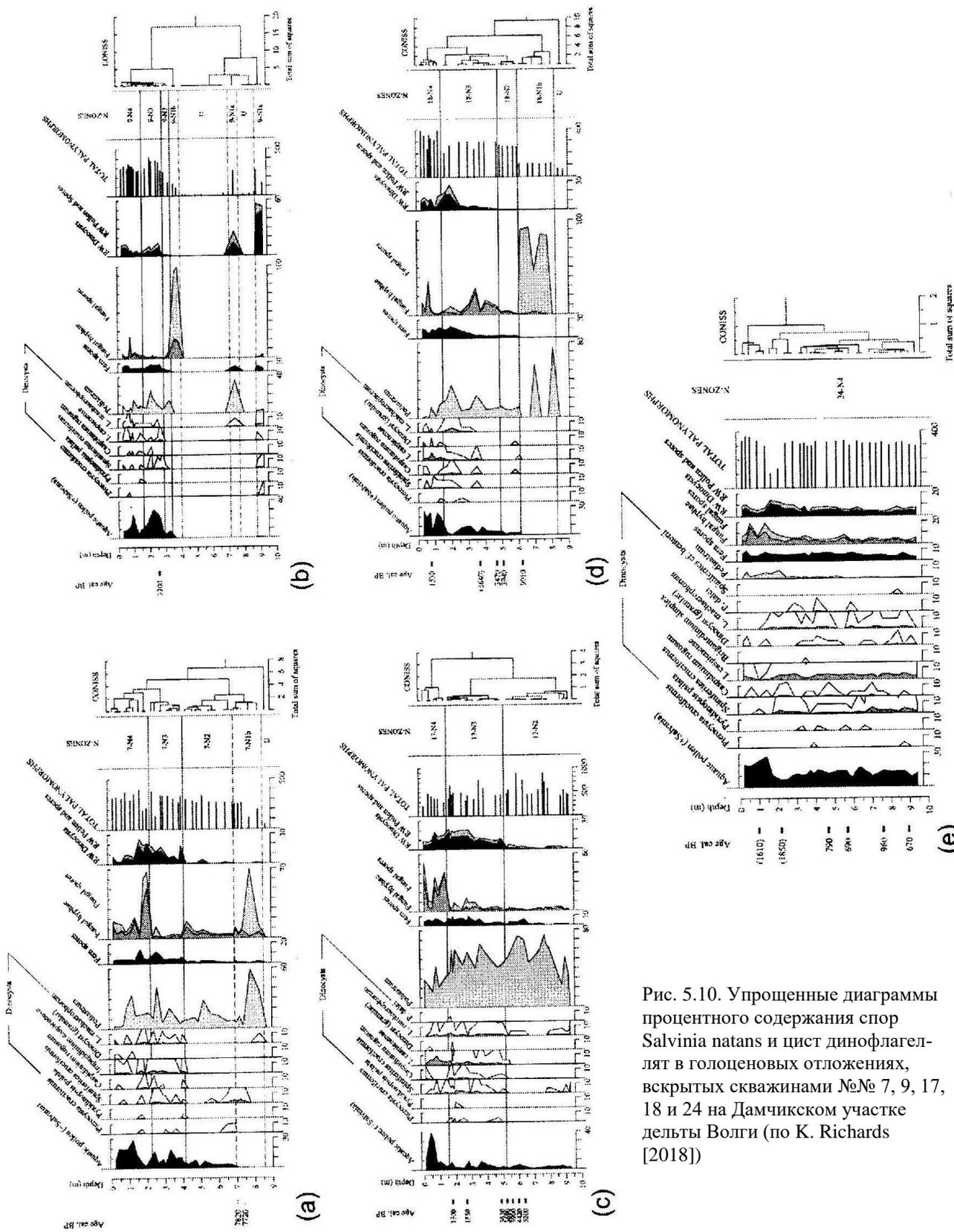


Рис. 5.10. Упрощенные диаграммы процентного содержания спор *Salvinia natans* и цист динофлагеллят в голоценовых отложениях, вскрытых скважинами №№ 7, 9, 17, 18 и 24 на Дамчикском участке дельты Волги (по К. Richards [2018])

Составленная схема корреляции реконструированных палеогеографических событий Нижнего Поволжья (рис. 5.11) [Richards, Bolikhovskaya et al., 2014] иллюстрирует основные этапы развития климата и растительности районов Волго-Ахтубинской поймы и дельты Волги в последние 11,5 тысяч лет, а также сопоставляемые с ними колебания уровня голоценового Каспия и четыре крупные фазы осадконакопления в дельте Волги.

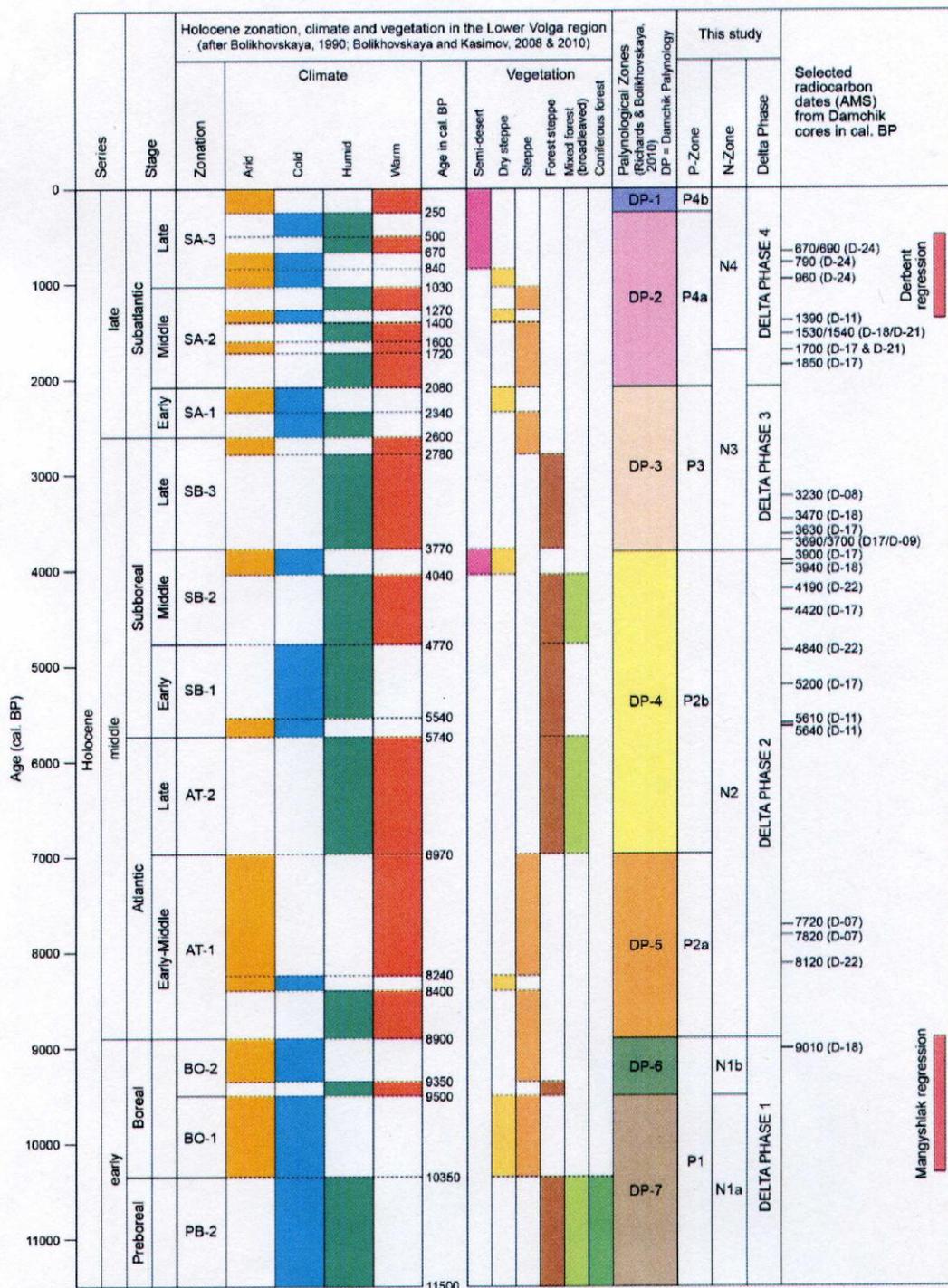


Рис. 5.11. Основные этапы изменения растительности и климата Нижнего Поволжья и колебаний уровня Каспийского моря на протяжении последних 11,5 тысяч лет (реконструкции выполнены Н.С.Болиховской и К.Ричардсом по данным палинологического изучения и радиоуглеродного датирования разрезов голоценовых отложений Соленого Займища в районе Волго-Ахтубинской поймы и разрезов Дамчикского участка дельты Волги)

5.4. Заключение

На основании результатов детального палинологического анализа и радиоуглеродного датирования наиболее информативных разрезов подробно реконструированы смены зональных типов растительности и трансформации зональных и интразональных растительных формаций в голоценовых ландшафтах региона Нижней Волги, которые происходили под влиянием глобальных климатических колебаний и изменений эдафических условий. Выполнена корреляция реконструированных палеоклиматических событий с голоценовыми трансгрессиями и регрессиями Каспийского моря. Полученная схема периодизации различных палеоклиматических событий может служить климатостратиграфическим каркасом при последующих палеогеографических исследованиях голоцена Северного Прикаспия. Установленные ландшафтно-климатические особенности и хронологические рамки реконструированных этапов изменения природной среды способствуют решению дискуссионных вопросов о возрасте климатообусловленных трансгрессивных и регрессивных стадий Каспийского бассейна и интенсивности преобразования голоценовых ландшафтов Северного Прикаспия в различные трансгрессивные и регрессивные эпохи.

Установлены следующие особенности изменения ландшафтно-климатических условий в регионе Нижней Волги и климатообусловленных колебаний уровня Каспийского моря в голоцене.

1. На протяжении последних 11,5 лет происходили многократные изменения растительного покрова и климата Нижнего Поволжья. Палинологическими данными установлено не менее 26 фаз в эволюции голоценовых ландшафтов и климата этой территории. В раннем и среднем голоцене, в интервале ~10000–2500 л.н. в климате, более благоприятном и гумидном, чем современный, в исследуемом районе доминировали лесостепные и степные ландшафты, которые в ходе развития прошли не поочередно 7 лесостепных и 7 степных фаз. В эволюции степных ландшафтов, господствовавших в позднем голоцене в период ~2500–900 л.н., зафиксировано 8 фаз, выражавшихся трансформациями зональных и интразональных фитоценозов. В последние 900 лет территория Нижнего Поволжья стала ареной развития пустынно-степных и пустынных ландшафтов, для которых выявлено не менее 4 климато-фитоценологических смен (что подтверждено и историко-архивными данными), отражающих колебания тепло- и влагообеспеченности.

2. Основная специфика протекания климатических процессов на этой территории в голоцене заключается в трех ярко выраженных климатических оптимумах, которым соответствовали максимумы теплообеспеченности и увлажнения.

Главный из них – позднеатлантический оптимум (~6100–5000 л.н.), который был временем развития лесостепных ландшафтов. Сумма пыльцы термофильных древесных пород в характеризующих его палиноспектрах достигает 31%. Смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и кавказского (*Carpinus betulus*, *C. caucasica*), бука восточного (*Fagus orientalis*), различных видов вяза (*Ulmus laevis*, *U. foliacea*), липы (*Tilia cordata*), березы и других деревьев, а также хвойные боры составляли лесной пояс долины нижней Волги. Позднебореальный (~8500–8300 л.н.) и среднесуббореальный (~4200–3700 л.н.) оптимумы характеризовались меньшей теплообеспеченностью, но большей увлажненностью. Им также было свойственно господство лесостепей и в некоторые фазы – степей. Однако они отличались от оптимума атлантического периода менее благоприятными условиями для произрастания широколиственных деревьев и меньшим их участием в составе лесов. Сумма пыльцы широколиственных пород в характеризующих их палиноспектрах не превышает 23%.

Эти три этапа с наибольшим основанием могут соответствовать максимальным трансгрессивным состояниям Новокаспийского бассейна.

3. О трансгрессивных режимах Каспия свидетельствуют также фазы прохладного и относительно влажного климата. В первую очередь – лесостепная фаза в интервале ~10000–9200 л.н., отвечающая сартасской стадии, когда на не занятой морем части Северного Прикаспия были широко распространены сосновые редколесья и лесные участки с господством ели и пихты. Фазы похолодания и увлажнения климата зафиксированы также в интервалах ~4800–4200, 2500–2300 и 400–200 л.н. Кроме того, трансгрессивным режимам моря отвечали фазы потепле-

ния и увлажнения климата в интервалах ~8000–7600, 3500–2700, 2100–1800, 1700–1500, 1300–1100 и 700–400 л.н.

4. Регрессиям разного ранга могут соответствовать как реконструированные минимумы тепла и влажности, т.е. периоды холодного и сухого климата, так и интервалы значительного потепления и аридизации (относительно теплого и сухого климата).

Два самых значительных минимума теплообеспеченности и увлажнения приходятся на раннебореальный субпериод и первую половину позднесубатлантического субпериода. Первый минимум отвечает времени мангышлакской регрессии Каспия (~9200–8500 л.н.), а второй минимум соответствует дербентской регрессии (~1500–700 л.н.).

Внутри интервала 8500–1500 л.н. выделяются одна фаза резкого потепления и аридизации климата (~2700–2500 л.н.) и пять фаз резкого похолодания и иссушения климата в интервалах ~8300–8000, 7600–7400, 5000–4800, 3700–3500 и 2300–2100 л.н., которые могут отвечать кратковременным, но глубоким снижениям уровня Каспия. Наиболее значительные из них относятся к интервалам ~7600–7400 и 3700–3500 л.н. Все фазы похолодания и аридизации климата на рассматриваемой территории отличало господство сухих степей и полупустынь, в которых ведущую роль играли ксерофитные марево-полынные сообщества.

5. Сопоставление выделенных ландшафтно-климатических этапов с этапами развития природы гумидных районов Русской равнины, питающих Каспийское море водными ресурсами, показывает, что климат этих территорий разнонаправленно изменялся в интервалах примерно 9700–9200, 8500–8300, 7600–7400, 5500–5400, 2700–2500, 2100–1700, 1500–400 л.н., а также в последнее столетие.

6. На основании реконструированных климато-фитоценологических сукцессий предложены две палеогеографические модели колебаний уровня Каспийского моря в послемангышлакское время. Первая основа на том, что позднесубатлантический интервал, характеризующийся господством полупустынных и пустынных ландшафтов, в фитоценологическом и климатическом отношении значительно отличается (за исключением последней фазы суббореального периода ~2700–2500 л.н.) от всей предшествующей части голоцена. При этом нужно заметить, что последняя (новейшая) 700-летняя стадия развития Каспийского бассейна в палеоклиматическом отношении близка к регрессивным стадиям, а не к трансгрессивным. Альтернативное решение ближе к схемам, разработанным О.К. Леонтьевым и Г.И. Рычаговым [1982] и А.Н. Варущенко и др. [1980], за исключением регрессивной стадии в интервале ~5000–3500 л.н., которая по палиноиндикационным критериям развивалась как импульсная регрессивная стадия ~5000–4800 л.н. и сменилась трансгрессивной стадией ~4800–3700 л.н., а затем новым глубоким импульсным снижением уровня Каспийского моря примерно 3700–3500 л.н.

7. Подавляющее большинство изученных нами субфоссильных палиноспектров Волго-Ахтубинского района [Болиховская, Касимов, 2008] указывает на то, что в нынешнее столетие наблюдаются наиболее оптимальные за последнюю тысячу лет термические условия для существования широколиственных пород в пойменных лесах долины нижней Волги.

6. Шоколадные глины в дельте Волги

Впервые хвалынские глины отмечены К. Бэрм в волжском разрезе Енотаевка, а описаны П.А. Православлевым [1908, 1926] в основании бэровских бугров и в береговых разрезах Нижнего Поволжья. Первые исследователи (К. Бэр, Н.П. Барбот-де-Марни, П.А. Православлев) выделяли шоколадные глины как шоколадно-бурые сланцеватые глины. Как породу шоколадными глинами (рис. 6.1) их стал называть М.М. Жуков [1935].



Рис. 6.1. Шоколадные глины.

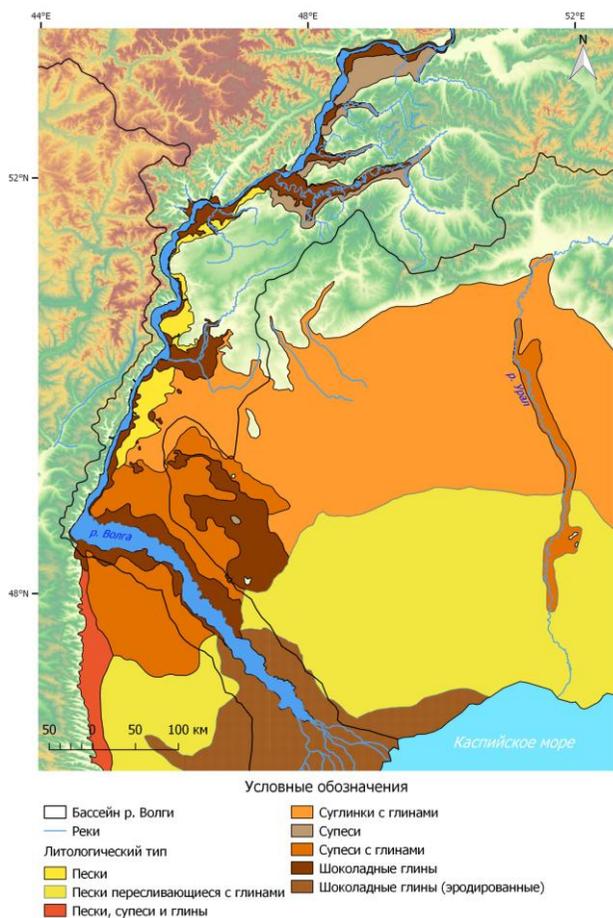


Рис. 6.2. Обзорная схема распространения хвалынских шоколадных глин.

Шоколадные глины изучались многими специалистами, публикаций по ним более полусотни. В совокупности эти работы представляют многоплановое исследование, в котором с разной степенью достоверности и полноты рассматриваются разнообразные вопросы по распространению, строению и условиям накопления глин.

Шоколадные глины широко распространены в Поволжье и в Северном Прикаспии. Обширными полями сплошного, либо прерывистого, залегания они развиты в Среднем и Нижнем Поволжье, в волжской дельте, Калмыкии, в системе депрессий Кайсацкое-Эльтон-Баскунчак и долине Урала (рис. 6.2).

Дельта Волги представляет самый южный район распространения шоколадных глин; впервые они изучались здесь П.А. Православлевым [1926], а впоследствии М.М. Жуковым [1945], Н.Г. Красновой и М.П. Рачковской [Геология..., 1951], Ю.М. Васильевым [1961], М.П. Брицкой [1964], И.В. Менабде [1989, 1991], Г.И. Рычаговым [1997], А.А. Свиточем и Т.А. Яниной [1997], С. Крооненбергом и др. [2005]. В дельте Волги шоколадные глины развиты в виде мозаичного покрова. Здесь они слагают сохранившиеся от размыва основания бугровой толщи, обычно уничтоженные эрозией в межбугровых участках. Вследствие этого, в погребенном рельефе глины образуют невысокие (1–3 м) пологие поднятия, отвечающие ядрам бугров, перемежающиеся с участками их отсутствия (т.е. размыва), хотя очевидно, что накопление глин было приурочено к депрессиям рельефа дохвалынской дельты. Гипсометрическое положение залегающих в цоколе бэровских бугров шоколадных глин не обязательно соответствует морфометрии бугров, либо участкам наибольшей мощности бугровой толщи. Например, на северном склоне бугра Южное Ленино, подмытого протокой Волги, шоколадные глины залегают более чем на 3 м

выше, нежели в его ядре. При этом поднятие их кровли связано с резким увеличением мощности нижележащих хазарских песков, т.е. имеется структура облекания, никак не связанная с морфологией бугра.

По периферии бугров шоколадные глины обычно размыты, здесь бугровые отложения часто залегают на песках с раннехвалынской фауной, либо на песках и алевритах с раковинами раннехазарских моллюсков. При этом нижнехазарские отложения прослеживаются и в межбугровых понижениях, где перекрыты маломощным слоем желто-бурых песков и супесей, сходных с бугровой толщей.

В характере распространения глин в волжской дельте имеются различия. Глины повсеместно развиты в западных и восточных подстепных ильменях, здесь их основание вскрыто на отметках -24,3—-34,3 [Геология..., 1951] с очевидным падением к югу и центру дельты. Межбугровые пространства, где глины размыты, в восточных подстепных ильменях занимают большие участки, чем в западных. В центральной части дельты бэровские бугры и подстилающие их шоколадные глины размыты и сохранились лишь в западной и восточной ее частях в ядрах редких, плохо сохранившихся бугров. В погребенном состоянии, по материалам бурения, шоколадоподобные глины отмечаются на полузатопленных участках авандельты [Kroonenberg et al., 2005]. Не исключено, что их присутствие здесь обусловлено не только положением размытых бугров, но и заполнением шоколадными глинами дохвалынских волжских протоков.

В дельте обнажения шоколадных глин немногочисленные, маломощные, они обычно вскрываются в сохранившихся от размыва ядрах бэровских бугров.

Разрез Сергиевка (рис. 6.2, абс. отм. -28 м). Бэровский бугор на правом берегу протоки р. Бахтемир в дельте р. Волги, на северной окраине с. Сергиевка. Ранее изучался П.А. Православлевым [1926], В.П. Батуриным [1951], А.А. Свиточем и Т.С. Ключиткиной [2006].

1) супесь светло-серая, коричнево-серая, пылеватая, диагонально слоистая, сверху затронутая почвообразованием, нижняя граница литологически резкая, мощность до 1,5 м;

2) песок и супесь плотные, пылеватые, коричневые и коричнево-бурые, в нижней части преимущественно горизонтально-слоистые, в средней и верхней части слоистость наклонена вверх по течению, в верхней части отложения переработаны субаэральными процессами, мощность до 7,0 м;

3) супесь темно-бурая и коричневая с прослоями бурого суглинка и тонких слоев песка, слоистость преимущественно горизонтальная, реже линзовидная и диагональная, в основании слоя встречены крупные створки *Didacna praetrigonoides* – руководящей формы верхнехвалынских отложений, выше отмечаются только обломки раковин, мощность 1,5 м;

4) глина шоколадная с прослоями алеврита и песка. В кровле количество терригенных прослоев увеличивается, и они залегают в виде протяженных линз, видимая мощность до 2,5 м.

В западных подстепных ильменях дельты Волги шоколадные глины описаны в разрезах Оля и Басы.

Бугор Оля (абс. отм. -25 м) подмыт протокой р. Бахтемир. Здесь под толщей косослоистых бугровых песков залегает глина шоколадная, плотная, редкими прослоями опесчаненная, с единичными раковинами *Monodacna caspia*, видимой мощностью 1,0 м. В разрезе интересен контакт между бугровыми песками и шоколадными глинами в виде системы глубоких (0,2–0,5 м) узких трещин, заполненных бугровым песком, свидетельствующих о крупном перерыве в осадконакоплении.

Бугор Басы (абс. отм. -27 м) имеет близкое строение, однако здесь контакт между глинами и песками не столь резкий, а сами глины содержат раковины *Hupanis plicatus* и *Monodacna caspia*.

Разрез Восточный Красный Яр (абс. отм. -23 м) представляет собой интересный дифференцированный разрез хвалынских отложений. Он вскрывается в основании бэровского бугра Восточный Красный Яр, расположенного на левом берегу волжской протоки Кривой Бузан. В стенках основания карьера выходят:

1) песок и супесь серые, реже шоколадного цвета, неясно слоистые, мощность 0,3 м;

2) песок светло-серый, хорошо сортированный, мелкозернистый, верхняя и нижняя граница литологически четкие, мощность 0,1 м;

- 3) супесь буро-коричневая, неяснослоистая, в нижней части с линзовидными прослойками песка, переход постепенный, мощность 0,2 м;
- 4) песок светло-серый, хорошо сортированный, мелкозернистый, с тонкой струйчатой слоистостью, граница четкая, мощность 1,0 м;
- 5) супесь бурая и шоколадная, с неясными прослоями песка серого, переход постепенный, мощность 0,1 м;
- 6) песок светло-серый, мелко- и тонкозернистый, с прослоями шоколадных и шоколадно-подобных глин, с обильной фауной хвалыньских моллюсков *Didacna protracta*, *D. parallella*, *Dreissena distincta*, мощность 0,5 м;
- 7) переслаивание слоев (1–2 см) шоколадных глин и песка серого, граница резкая, мощность 0,8 м;
- 8) глина шоколадная с оскольчатой отдельностью, вверху с тонкими прослоями и линзами песка, с многочисленными раковинами моллюсков (*Monodacna caspia* и др.), видимая мощность 1,0 м.

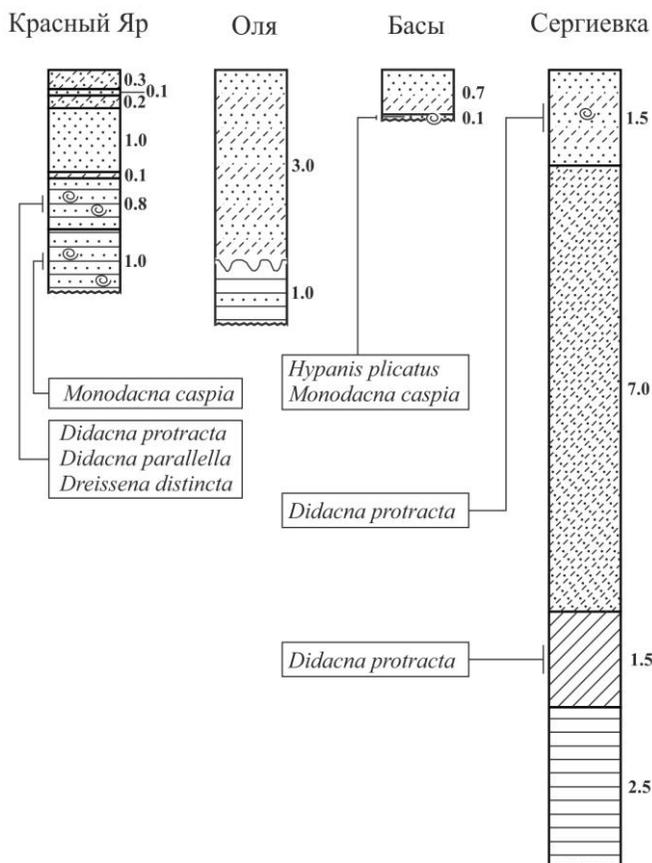


Рис. 6.3. Разрезы шоколадных глин дельты р. Волги.

Это один из самых полных разрезов глин дельты, из его описания следует, что верхняя часть нижнехвалыньских отложений песчаная по составу, средняя – песчано-глинистая, нижняя – глинистая, указывающая на стабильное изменение глубины и динамики водоема по мере накопления осадков.

Можно заключить, что в дельте р. Волги шоколадные глины в значительной части размыты и сохранились в ядрах бэровских бугров, здесь они представлены в основном уцелевшей от размыва нижней глинистой частью разреза. Вскрытые на большей части разрезов дельты шоколадные глины среди хвалыньских отложений занимают нижнее положение. Для песчаных прослоев глин характерна обильная хвалыньская малакофауна.

Шоколадные глины, как тип отложений, имеют достаточно сложное литологическое строение, в котором их основная моноглинистая составляющая – собственно шоколадные глины – располагается в разных частях разреза. Собственно шоколадные глины могут проследиваться по всему разрезу или быть развиты в разных его интервалах. В дельте р. Волги (Красный Яр, Оля, Сергиевка) моноглинистые отложения часто присутствуют в основании разреза и обычно перекрыты слоистыми глинами с песком. В этих разрезах такое залегание глин, возможно, является не только первичным, а представляет результат переотложения верхних горизонтов хвалыньских толщ, как это отмечается на сводах бэровских бугров волжской дельты.

Выполненное О.С. Березнер изучение глин разреза Восточный Красный Яр, содержащих обломочную примесь, показало, что рассматриваемые отложения состоят из чередующихся слойков толщиной от 0,6 до 6 мм, представленных тремя основными видами: глинистых с примесью песчаных частиц (1), песчаных с отторженцами вмещающих шоколадных глин (2), с отторженцами вмещающих шоколадных глин и примесью песчаных частиц (3).

Песчаный материал во всех слойках однотипен по вещественному составу и структурным характеристикам. Среди зерен выделяются кристалло- и литокласты. Встречаются обломки кристаллов от слабой до хорошо окатанной формы, чаще всего отмечаются их полуокатанные разновидности. Кристаллокласты представлены в основном кварцем (80%), присутствуют кислый плагиоклаз, глауконит, карбонаты, реже наблюдаются калий-полевые шпаты, мусковит, биотит, роговая обманка, рудные минералы, циркон, турмалин, эпидот и апатит. Среди литокластов, помимо многочисленных отторженцев шоколадных глин, встречаются единичные зерна вулканитов среднего и кислого состава с гиалопилитовой и микрофельзитовой структурой, обломки карбонатных (включая микрозернистые разновидности) и кремневых пород, а также микрозернистые серицит-кварцевые агрегаты. Отторженцы шоколадных глин, формирующиеся в результате эрозии донных осадков при поступлении песчаного материала, имеют различный размер от 0,07 до 2,5 мм, а также степень сглаженности очертаний (мелкие обломки – округлые, крупные – в виде пластин, ориентированных по напластованию).

По данным О.С. Березнер, песчаные прослои в хвалыньских глинах разреза Средняя Ахтуба представляют собой слабо сцементированную породу с открытой пористостью не более 10%. Отложения тонкослоистые за счет чередования слойков толщиной 0,5–1 мм с разной насыщенностью глинистого вещества.

Песчаные зерна от тонкой до средней размерности (обычно около 0,1 мм). Кристалло- и литокласты присутствуют примерно в равных количествах. Обломки пород, как правило, полуокатанные и хорошо окатанные. Зерна кристаллов часто угловатые. Кристаллокласты представлены кварцем, кислыми плагиоклазами, микроклином, слюдами (мусковитом и гидратированным или хлоритизированным биотитом), реже отмечаются зеленая и буро-зеленая роговая обманка, рудные минералы, эпидот, карбонаты, полностью хлоритизированные темноцветные минералы, в единичных зернах присутствуют циркон, апатит и турмалин. Среди литокластов преобладают обломки глин, встречаются фрагменты слюдястых и хлорит-мусковитовых сланцев, реже вулканитов с фельзитовой или микролитовой структурой, а также кремневых пород. В песках встречаются зерна глауконита и многочисленные, в разной степени лимонитизированные, обломки как кристаллов, так и пород.

Песчано-алевритовый материал, содержащийся в глинистых хвалыньских отложениях, в целом характеризуется сходным вещественным составом, что указывает на принадлежность рассматриваемой обломочной части к единой терригенно-минералогической провинции, имеющей сложное строение и состоящей из пород разного возраста и происхождения. По преобладанию в тяжелой фракции минералов, типичных для метаморфических и магматических пород, также широко представленных в четвертичных моренных отложениях Русской платформы, предполагается заметное участие в формировании хвалыньских толщ ледниковых отложений в качестве одного из источников терригенного вещества. Доминирование кварца среди порообразующих компонентов обломочной части свидетельствует, в большей степени, о размыве преимущественно осадочных, магматических и метаморфических образований.

В стенках обнажений собственно шоколадные глины распадаются на множество мелких угловатых обломочных фрагментов, покрытых налетом темной побегалости, ржавыми и голу-

боватыми пятнами. Для отложений характерна плитчатая отдельность, распадающаяся на множество мелкопризматических отдельных. В монолитных блоках глины характеризуются обычно крупной вертикальной отдельностью, по которой распадаются на призматические куски породы. Для глин типична система разнообразных трещин. В шоколадных глинах обнаружено большое количество вторичных включений, среди которых встречаются гипс и карбонаты. Гипс присутствует в виде различных выделений: шарообразных, радиально-лучистых, мелкокристаллических и пелитоморфных, а также в виде друз бесцветных, желтоватых и коричневых оттенков. Обычно гипс развивается по отдельности глин, а крупные друзы отмечаются в их трещиноватых разностях. Количество гипса может достигать 4% и более от общего объема пород. Вскипание глин с 5–10% раствором HCl указывает на наличие в них карбонатной составляющей.

Шоколадные глины характеризуются разнообразными текстурами. В собственно шоколадных глинах, содержащих небольшое количество песчано-алевритовых частиц, обычно отмечается неясно выраженная слоистость, которая просматривается по смене слоев глин, отличающихся тоном расцветок и появлением хлопьевидных структур. В отложениях также выделяются глины с явной микрослоистостью, образованной за счет тонкого переслаивания глинистого и песчано-алевритового материала. Между микрослойками толщиной до первых мм наблюдаются как неровные, так и ровные резкие границы. Обломочный материал сложен обломками кварца, полевых шпатов, слюдяных минералов (биотит, серицит и др.).

Преобладающая в шоколадных глинах горизонтальная слоистость, несомненно, указывает на определенную периодичность поступления и осаждения алеврито-песчаного материала, осложняющего режим фоновой седиментации глин. Образование микрослоистости в шоколадных глинах, вероятнее всего, связано с погодными сезонными изменениями. Этот тип текстуры также сопоставим с формированием ритмично построенных ледниковых варв. Разные представления существуют по поводу расшифровки генезиса тонкой и мелкой горизонтальной слоистости, наблюдаемой в шоколадных глинах. Согласно С.А. Архипову [1958] и А.И. Москвитину [1962], этот тип текстуры, скорее всего, соответствует ледниковой ленточной и сезонной слоистости. Однако, имеющийся фактический материал позволяет интерпретировать генезис этой текстуры несколько иначе. Как известно, в отдельных прослоях песка, встречающихся в шоколадных глинах, присутствует обильная фауна хвалыньских моллюсков, продолжительность существования которых, судя по следам годовых колец на раковинах (*Didacna* и др.), была не менее 5–7 лет. Следовательно, этот временной интервал сопоставим с длительностью (порядка 5–10 лет) накопления тонких песчаных прослоев, содержащих данную малакофауну. С подобным интервалом времени может быть связана периодичность смены режимов седиментации, выражающаяся в ритмичном чередовании прослоев глинистого и обломочного материала. Учитывая решающую роль водного стока палео-Волги при накоплении хвалыньских отложений, а также особенности гидрологии рек, можно предположить, что формирование тонкой и мелкой горизонтальной слоистости в шоколадных глинах во многом определялось периодичностью поступления максимального расхода воды (а значит, и стока наносов), характеризующейся близкими к рассматриваемым временными параметрами.

Разнообразная волнисто-линзовидная слоистость, часто отмечаемая в глинах, скорее всего, является отражением неустойчивости действия придонных потоков, прерывистости накопления осадков и латерального смещения наносов. Слоистость этого типа, имеющая местами клиновидный характер, возможно, осложнена развитием постседиментационных мерзлотных процессов.

Основные участки распространения шоколадных глин – хвалыньские эстуарии рек Волги и Урала и депрессии морского дна мелководной акватории Северного Каспия, представляют, по существу, переходную область морской и речной седиментации, для которой характерно активное взаимодействие солоноватоводных каспийских вод с высоким содержанием щелочно-земельных катионов Ca и Mg и речных вод карбонат-кальциевого состава. В переходной области, вследствие потери скорости и энергии течения, осаждаемая основная масса транспортируемого терригенного материала и в осадок выпадает 60–70% донной взвеси речных вод [Хрусталев, 1982]. Активный переход солевого состава речных вод в морской солоноватоводный отме-

чается в пределах 2–6‰, а изогалина 2‰ принимается за гидрохимическую границу.

Главным фактором накопления шоколадных глин является наличие спокойных условий садки взвешенного материала, которые могут быть обусловлены разными причинами: изолированность, периферическое положение (тихая заводь) и т.д. По этим причинам, вероятно, значительная часть шоколадных глин формировалась в относительно спокойных условиях в эстуариях, лиманах, лагунах и полуизолированных заливах. Менее вероятна садка шоколадных глин на открытом морском мелководье, где преобладает относительно активная гидродинамика.

Шоколадные глины содержат солоноватоводную, опресненно-солоноватоводную, реже пресноводную фауну моллюсков. Местонахождения раковин приурочены к песчаным и алевритовым прослоям в глинах, либо смежных с ними слоях песка. В самих глинах находки редки, в основном это слабо солоноватоводные виды, имеющие угнетенный вид (*Monodacna caspia*, *Hypanis plicatus*). Видовой состав моллюсков указывает на раннехвалынский возраст отложений.

Микростроение шоколадных глин.

В микростроении шоколадных глин наблюдается чередование прослоев глинистого материала с более крупными агрегатами алевритами и песками. Толщина глинистых прослоев варьирует от 1 до 2 мм. Эти слои разделяются прослоями, состоящими из более крупных агрегатов песков и алевритов, и их толщина составляет 0,2–0,4 мм (рис. 6.4).

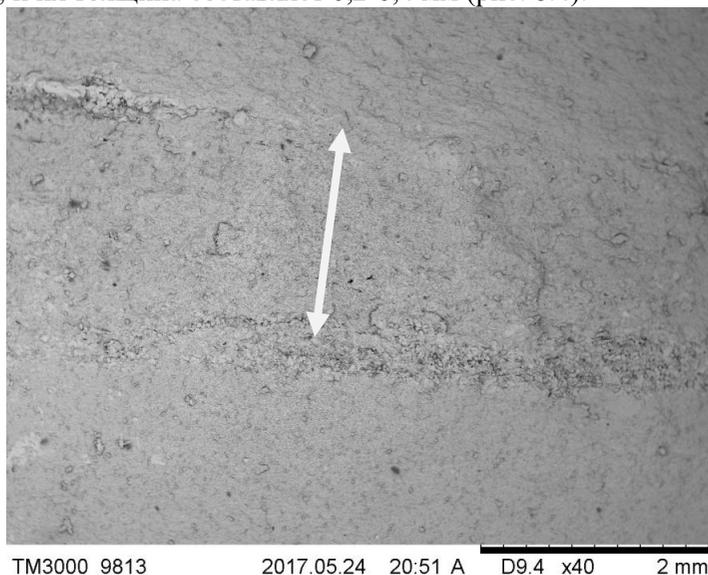


Рис.6.4. Алеврито-песчаные прослои в шоколадных глинах.

В микростроении глин встречаются крупные и мелкие алевритистые частицы с различным составом (обломки силикатов и кремния) и разнообразными формами, часто с выраженными сколами. Микрослоистость представлена линзами глины и алевритов, часто их контакт волнистый. Прослой, которые состоят из более крупных агрегатов, проникают в глинистые слои, тем самым увеличивая плотность и дисперсность глин. На контакте глинистых и алевритовых частиц, в некоторых случаях происходит агрегация глинистых и алевритовых частиц (рис. 6.5).

При более крупном увеличении глинистых частиц по вертикальному срезу отмечается их ламинарная структура, иногда переходящая в слабоволнистую (рис. 6.6). Частицы лежат по базальным плоскостям, образуя пластинчатые агрегаты.

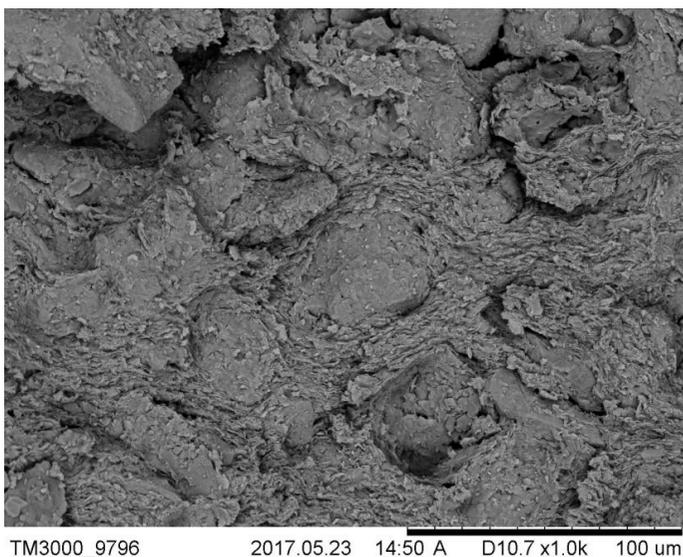


Рис. 6.5. Агрегация алевритов глинистыми частицами.

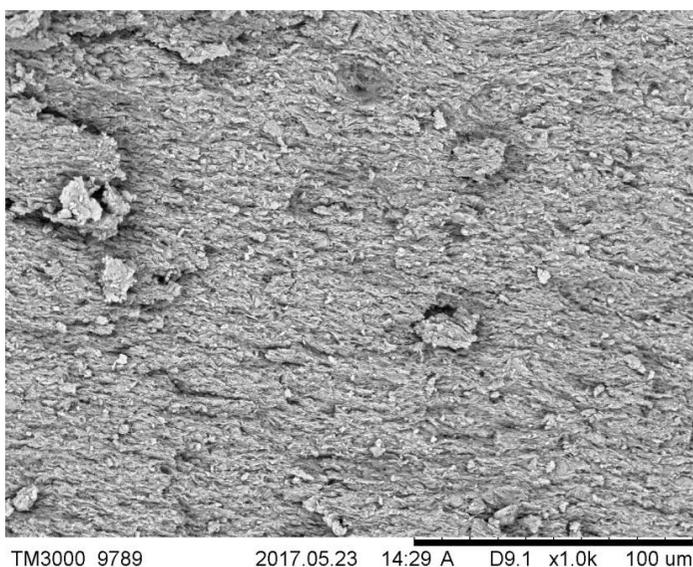
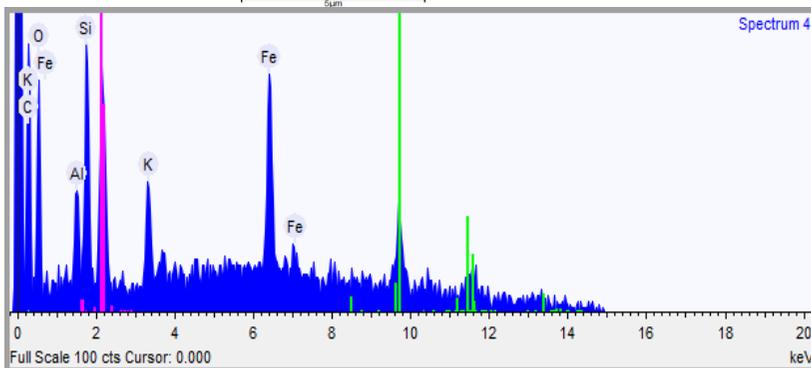
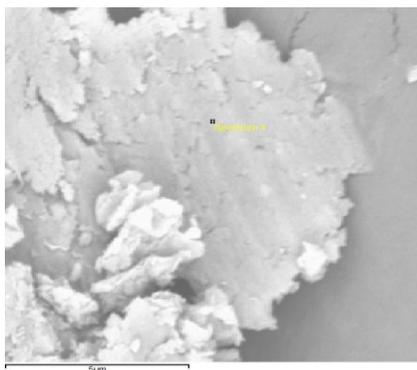


Рис. 6.6. Микроволнистая текстура глинистых частиц в шоколадных глинах.

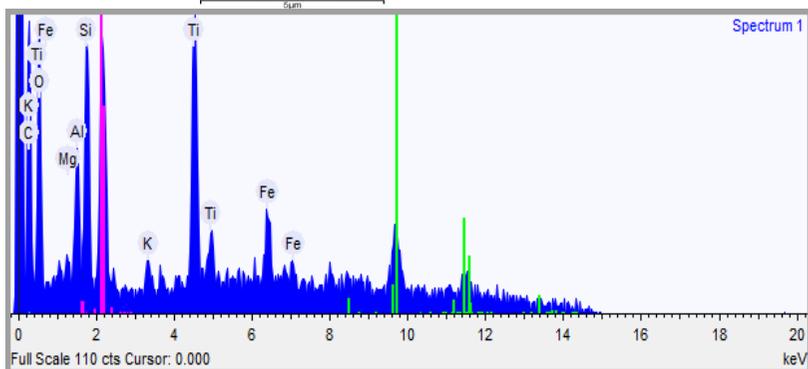
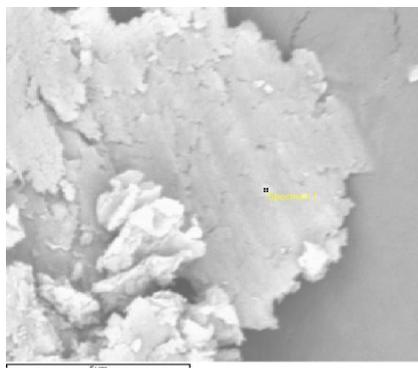
Вещественный и химический составы показали наличие в глинистых частицах основных элементов, свойственных иллиту, - это Si, Al, K и Mg. Также в глинах содержится значительное количество Fe. В образце из основания шоколадных глин отмечено небольшое наличие NaCl и несколько большее присутствие Ca, которое соотносится с наличием карбоната кальция.

На горизонтальной плоскости отмечается напластование агрегатов различных размеров похожих на чешуйчатые пластинки с небольшими углами. На участках с крупными сколами встречаются чешуйки изометрических форм размером 2-5 мкм. Детальное рассмотрение этих чешуек позволяет выявить в них наличие скрытого железа. Это выражается в виде параллельных линий на базальных-горизонтальных плоскостях (рис. 6.7 и 6.8).

Цветовые различия этих полос соответствуют различному химическому составу. Для темных полос характерно повышенное количество Fe (24%), а для светлых чуть меньшее их содержание (11%). В светлых полосах также содержится большое количество Ti (17%). Данный тип чешуек состоит из рыхлых агрегатов, образованных за счет наличия в них оксида железа (Fe_2O_3).



Элемент	Вес %	Вес % σ	Атомный вес %
Углерод	36.169	4.025	55.756
Кислород	24.002	2.150	27.778
Алюминий	2.188	0.358	1.502
Кремний	5.829	0.565	3.842
Калий	4.053	0.498	1.919
Железо	27.759	2.278	9.203



Элемент	Вес %	Вес % σ	Атомный вес %
Углерод	25.936	4.397	40.609
Кислород	36.136	2.840	42.476
Магний	0.867	0.264	0.671
Алюминий	2.402	0.342	1.674
Кремний	5.396	0.506	3.613
Калий	0.876	0.262	0.421
Титан	17.495	1.351	6.869
Железо	10.893	1.318	3.668

Рис.6.7 и 6.8. Спектральный анализ глинистых частиц нижнехвалынских отложений разреза Средняя Ахтуба.

На некоторых частях чешуек встречаются единичные обломки кристаллизованного железа. В глинах также встречаются достаточно большое количество аутигенных минералов, например барита ($BaSO_4$). Он образует небольшие пластинчатые и игольчатые друзы на контактах между глинистыми частицами. Другим распространенным минералом является арагонит ($CaCO_3$), который часто встречается в виде изоморфной смеси с баритом. В отдельных частицах присутствуют редкие минералы, которые могут быть связаны железом. Между слоями глинистых агрегатов часто встречаются растительные остатки (корни и т.д.).

Абсолютный возраст (радиоуглеродный анализ)

Результаты радиоуглеродного анализа по раковинам моллюсков, отобранными нами из песчаных прослоев внутри шоколадных глин, в лаборатории Санкт-Петербургского государственного университета были сопоставлены с ранее полученными и откалиброванными датами (табл. 6.1).

Полученные данные показывают, что время накопления шоколадных глин на территории Нижнего Поволжья соответствуют интервалу времени между 20-11 тыс.л.н. Наибольшая плотность дат фиксируется в интервале 14,1-13,5 тыс.л.н. Их стандартное отклонение в среднем составляет ± 200 лет. Датировки раковин моллюсков из основания шоколадных глин лежат в диапазонах 16-14,5 кал тыс.л.н. Интервал между 14,5-14,1 тыс.л.н. характеризуется отсутствием раковин моллюсков. Раковины из верхних частей шоколадных глин попадают в интервал 14-12,5 тыс.л.н. По краям рассматриваемого диапазона дат (11 и 20 тыс.л.н.) фиксируется увеличение временного отклонения более чем на ± 1500 лет. Для южных разрезов характерны более древние даты основания шоколадных глин 16,5-14,8 тыс.л.н. В то время как в северных разрезах этот диапазон попадает на 14,1-13,8 тыс.л.н

Результаты демонстрируют, что накопление шоколадных глин предопределялось климатической ритмикой позднего плейстоцена (рис. 6.9).

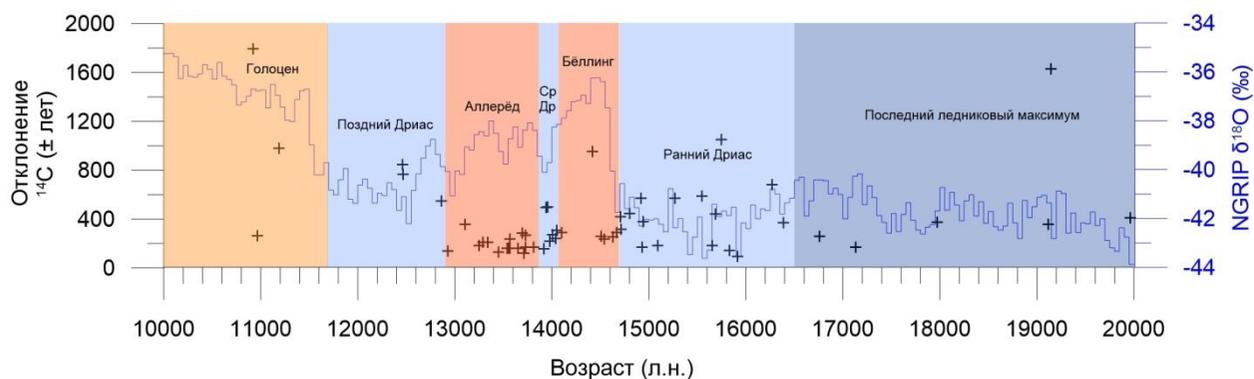


Рис. 6.9. Результаты сопоставления данных радиоуглеродного датирования нижнехвалынских отложений Нижней Волги с изотопной кислородной шкалы NGRIP [NGRIP members, 2004] и основными климатическими периодами позднего плейстоцена-голоцена [Steffensen et al., 2008].

Таблица 6.1. Результаты радиоуглеродного датирования

Лабораторный номер	Разрез /местоположение	Материал	Возраст ¹⁴ C (л.н.)	Отклонение (±)
МГУ-19	Баскунчак Горький Ерик	<i>Dreissena polymorpha</i>	12600	240
МГУ-793	Енотаевка	раковины	11820	250
МГУ-25	Енотаевка	<i>Didacna, Dreissena, Hypanis</i>	13100	300
ЛУ-1357	Карьер вблизи с. Пологое Займище	<i>Didacna protracta, D. ebersini, Dreissena polymorpha, Dr. distincta</i>	12210	150
ЛУ-1359	Карьер вблизи с. Пологое Займище	<i>Didacna cf. praetrigonoides, D. protracta, Hypanis plicatus, Dreissena polymorpha</i>	12010	340
АА37368	Колобовка	раковины	13240	45
АА37202	Колобовка	раковины	13170	85
АА37201	Колобовка	раковины	13070	100
МГУ-795	Копановка	раковины	9640	200
ЛУ-6917	Копановка	<i>Dreissena polymorpha, Dr. rostriformis, Monodacna caspia</i>	11870	370
ЛУ-8741	Копановка	<i>Didacna protracta, D. parallella, D. ebersini, Dreissena rostriformis</i>	13840	170
ЛУ-7036	Нижнее Займище	раковины	12690	230
МГУ-1037	Нижнее Займище	раковины	12 280	700
МГУ-1039	Нижнее Займище	раковины	10 770	330
МГУ-1042	Нижнее Займище	раковины	9500	700
ЛУ-8149	Нижнее Займище	<i>Didacna protracta</i>	11610	130
ЛУ-8150	Нижнее Займище	<i>Dreissena</i>	12660	200
ЛУ-6873	Райгород	<i>Didacna ebersini, Hypanis plicatus</i>	11040	460
ЛУ-6874	Райгород	<i>Didacna protracta</i>	13030	630
МГУ-1046	Райгород	раковины	10 730	300
ЛУ-8549	Райгород	<i>Dreissena</i>	11710	150
ЛУ-8550	Райгород	<i>Dreissena</i>	11700	150
ЛУ-8551	Райгород	<i>Didacna+Dreissena</i>	12120	140
ЛУ-8549	Райгород	<i>Dreissena</i>	11710	150
ЛУ-8550	Райгород	<i>Didacna</i>	11700	150

ЛУ-8551	Райгород	<i>Didacna+Dreissena</i>	12120	140
МГУ-22	с. Золотухино Ахтуба	<i>Didacna protracta, Dreissena sp.</i>	18460	220
ЛУ-1353	с. Соляния, Астраханской обл.	<i>Dreissena polymorpha, Didacna protracta, Mondacna caspia</i>	12690	100
ЛУ-8740	Сарай Бату	<i>Didacna ebersini, D. protracta, Dreissena rostriformis</i>	13560	250
ЛУ-7032	Светлый Яр	<i>Didacna protracta</i>	11760	150
ЛУ-7033	Светлый Яр	<i>Didacna protracta</i>	11790	230
ЛУ-7034	Светлый Яр	<i>Didacna protracta</i>	11450	210
ЛУ-6019	Селитренное	<i>Didacna ebersini</i>	11000	160
ЛУ-1358	Сорочий-Лиман	<i>Didacna ebersini, D. cf. paralella, D. protracta, Monodacna caspia, Hypanis plicatus, Dreissena distincta</i>	11390	200
ЛУ-7037	Средняя Ахтуба	<i>Didacna protracta</i>	11680	150
АА37367	Средняя Ахтуба	раковины	12580	70
АА37201	Средняя Ахтуба	раковины	12120	180
ЛУ-8152	Средняя Ахтуба	<i>Didacna</i>	11680	150
ЛУ-6846	Цаган-Аман	<i>Didacna protracta</i>	13320	360
АА37365	Цаган-Аман	раковины	12470	80
АА37203	Цаган-Аман	раковины	12445	75
АА37104	Цаган-Аман	раковины	12060	130
ЛУ-8548	Цаган-Аман	<i>Didacna</i>	26400	430
ЛУ-8555	Цаган-Аман	<i>Didacna</i>	16520	330
ЛУ-6918	Цаган-Аман	<i>Dreissena polymorpha</i>	13320	360
ЛУ-8555	Цаган-Аман	<i>Didacna</i>	16520	330
ЛУ-6835	Черный Яр	<i>Didacna protracta</i>	12010	200
ЛУ-6836	Черный Яр	<i>Hypanis plicatus</i>	11810	120
ЛУ-6847	Черный Яр	<i>Didacna protracta, D. delenda</i>	12550	280
ЛУ-6848	Черный Яр	<i>Didacna protracta</i>	12480	230
ЛУ-7035	Черный Яр	<i>Didacna protracta, Dreissena sp.</i>	11890	150
ЛУ-7039	Черный Яр	раковины	11380	210

ЛУ-7040	Черный Яр	раковины	11650	150
ЛУ-7041	Черный Яр	раковины	12000	140
ЛУ-7042	Черный Яр	раковины	12360	110
ЛУ-7038	Черный Яр	раковины	12790	210
none	Черный Яр	раковины	15800	1320
МГУ-792	Черный Яр	раковины	11760	220
МГУ-1034	Черный Яр	раковины	11 290	380
МГУ-1044	Черный Яр	раковины	9700	330
ГИН-66	Черный Яр	органика	12500	140
ЛГ-93	Черный Яр	<i>Monodacna caspia</i> , <i>Didacna longipes</i> , <i>D. protracta</i> , <i>D. barbotdemarnyi</i> , <i>Hypanis</i>	14080	100
МГУ-13	Черный Яр	<i>Didacna sp.</i>	14770	315
МГУ-18	Черный Яр	<i>Didacna protracta</i>	15800	320
ЛУ-8147	Черный Яр	<i>D. protracta</i>	11880	140
ЛУ-8148	Черный Яр	<i>Dreissena polymorpha</i>	12490	140

Калибровка радиоуглеродных дат проведена с помощью программы CALIB 7.1 и калибровочной шкалы IntCal

References for calibration datasets:

Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2019, CALIB 7.1

Отсутствие радиоуглеродных дат для интервала 14,1-14,5 тыс. л.н., отвечающего теплой бёллингской фазе, отражается в виде накопления массивных шоколадных глин в Нижнем Поволжье. Существование моллюсков в этот период времени было осложнено за счет повышенной мутности вод в северо-западной части раннехвалынского бассейна. Источником глинистого материала, скорее всего являлись обширные моренные покровы северо-западной части Волжского бассейна, подверженные перегляциальным процессам. В начале теплой бёллингской фазы, эти обширные пространства стали неустойчивы, что привело к деградации сплошной и островной мерзлоты, а также к активизации солюфлюкционных и термокарстовых процессов. Интенсивное таяние увеличивало сток многочисленных притоков р. Волги. Воды насыщенные тонко-взвешенным материалом, вовлекались в Волжский поток и транспортировались на значительное расстояние и впоследствии отлагались в виде массивных шоколадных глин в северо-западной части раннехвалынского бассейна Каспия.

Крупные песчаные слои в шоколадных глинах, предположительно накапливались в холодные фазы (древний дриас, средний дриас и поздний дриас). В эти интервалы обширно развивались моллюски родов *Didacna*, *Dreissena*, *Monodacna* и др., прежде всего за счет песчаного субстрата и относительно спокойных гидродинамических условий раннехвалынского бассейна. Для теплой аллерёдской фазы характерно накопление слоистых шоколадных глин, алевроитов и небольших песчаных прослоев. В этот период экология моллюсков определялась преимущественно за счет локальных условий подводного рельефа, температуры, солености, глубины и субстрата. Большинство моллюсков аллерёдской фазы, характеризовались небольшими размерами и хрупкими раковинами, что возможно отражало частую смену экологических условий водоема.

7. Бэровские бугры в дельте Волги и Северном Прикаспии

7.1. История изучения

Бугры Бэра, получили свое название в честь естествоиспытателя и члена Российского Географического Общества Карла фон Бэра, который впервые дал подробное описание параметрических характеристик и способа возникновения данных форм рельефа, опубликованных в работе «Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях», 1856 года. К. Бэр в своей работе описал территорию как «вид всей этой страны такой, как будто кто-нибудь провел по еще мягкой поверхности ее борозд громадными пальцами, без линейки, не придерживаясь строго одного направления» [Бэр, 1856, с.198 – 199].

История изучения бэровских бугров (ББ) насчитывает более 150 лет, однако до сих пор нет единого мнения о происхождении и возрасте этих чрезвычайно интересных форм рельефа, широко распространенных в северном Прикаспии. Описанию их морфологического облика, состава слагающих отложений и выявлению генезиса посвящена обширная литература (табл.1). Слагающий формы материал, особенности его залегания и ориентировки в пространстве трактуются исследователями по-разному, вследствие чего дискуссия, посвященная в первую очередь проблеме происхождения бугров, существует по сей день.

Таблица 7.1.

Различные представления о происхождении бэровских бугров

	Авторы	Происхождение
Прибрежно -морской генезис		
1	Бэр К.М. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // Записки русского геогр. общ-ва. 1856. - Кн. XI. С. 181 -224	ББ – это аккумулятивные формы, созданные аккумулятивно-эрозионными течениями при катастрофическом спаде вод Каспийского моря. Это следы, оставленные стекающей водой.?
2	Брицына М.П. О происхождении рельефа бэровских бугров низовьев Волги // Сб. Памяти акад. Л.С. Берга. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 320-330	Эти формы возникли на дне моря в результате аккумулятивной деятельности постепенно отступающих вод моря. То есть подводные валы – первичные формы рельефа ББ, обработанные впоследствии эрозией и эоловыми процессами.
3	Берг Л.С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии, СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1908. - 580 с.	ББ –валы отступавшего хвалынского моря
4	Герасимов И.П. Географические наблюдения в Прикаспии. // География, выпуск 4.-М.: АНСССР, 1951.	Это подводно-аккумулятивные образования, формирующиеся в условиях приноса реками большого количества материала в зону волноприбойной деятельности мелководного древнекаспийского бассейна.
5	Сладкопепцев С.А. О происхождении бугров Бэра. // Вестник МГУ Сер. 5. Геогр. №1. 1965. - С. 80 - 84.	ББ – подводный грядовый рельеф
6	Рычагов Г.И. Новые данные о генезисе и возрасте бэровских бугров // Вестник Московского университета. Сер. 5, География. - 2009. - N 5. - С. 59-68	ББ – результат деятельности сгонно-нагонных процессов или в совокупности со стоковыми речными течениями.
7	Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых	Бугры сформировались как подводные гряды, где определяющую роль сыгра-

	областей и проблема происхождения бэровских бугров // Вестник МГУ. Серия 5. Геогр. №1. 2001. С. 44 - 52.	ли приливно-отливные течения, а также встречные стоковые и нагонных течения при наличии большого количества наносов, поставляемых Волгой.
8	Свиточ А.А., Ключевкина Т. С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья	Формирование на дне в виде вдольбереговых валов при большой роли нагонов и сточных течений
Эрозионный генезис		
9	Жуков М.М., К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья // Тр. Ком. по изуч. четв. периода АН СССР, т. 4, вып. 2. 1935 - С. 227-272.	Воды палеоВолги промывали себе протоки (ильмени), а водоразделы между ними – это Бэровские бугры
10	Захаров Л.З. Генезис, распространение и эволюция бэровских бугров // Изв. АН СССР. Геогр. № 2. 1975. - С. 64-70.	ББ возникли как барханы, затем часть бугров у северного и северо-западного побережий был размыта, затоплена и превращена в подводные отмели и косы. Они возникали на всей территории, занимаемой хвалынским бассейном.
11	Седайкин В.М. К вопросу о происхождении и возрасте бэровских бугров Нижнего Поволжья // Сб. Вопросы геоморфологии Поволжья. Вып. 1 (4). Саратов. 1977. С. 17-27.	ББ формировались в дельтах эстуарного типа в соответствии со стадиями регрессии верхнехвалынского моря.
12	Мушкетов И.В. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884-1885 гг. «Труды геологического комитета», т. 14, №1 СПб., 1895- 32 с.	Произошли в текущих с переменной скоростью водах, присутствие каспийских мелководных раковин указывает на прибрежную обстановку.
13	Гольнец Ф.Ф, Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях// Тр. Нефт. Геолого-разв. ин-та, сер. Б., вып. 7, М.-Л. -1932. С. 1-45.	Бугры являются образованиями водной среды. Они – результат стока больших масс воды в обстановке слабой дифференциации рельефа обширной равнины с незначительным уклоном и высоким базисом эрозии. Связан этот сток с таянием ледников сочетания с климатическими изменениями.
14	Доскач А.Г. Геоморфологические наблюдения в районе развития бугров Бэра // Тр. Ин - та географии АН СССР. Т. 43. Вып. 2. 1949. С. 19-32.	Рельеф ББ создан размывом поверхности пойменно-дельтовыми протоками. Он не является предопределенным древними формами.
15	Владимиров Н.М. К вопросу о происхождении бэровских бугров между речья Волги и Урала. Изв. АН Каз ССР. Сер. геол., т. 121, № 16, 1953. С. 40-46	Совокупность эрозионной деятельности водных потоков сыграла существенную роль. Превышение кровли хвалынского отложения над окружающей территорией произошло в результате тектонических поднятий.
16	Якубов Т.Ф. Происхождение Бэровских бугров в Прикаспийской низменности / Труды Инс - та географии АН СССР. — Т.51. — 1952. — С. 253-277.	Бэровские бугры – это сложные образования, сформировавшиеся в результате эрозионной деятельности речных протоков.
Эоловая гипотеза		
17	Федорович Б.А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. №1. 1941. С. 95 - 116.	Главная роль в происхождении ББ принадлежит ветру. Они подобны песчаным грядам в пустынях. ББ –это ископаемые песчаные гряды, которые при затоплении морем испытывали частичные разрушения

18	Волков И.А. О геологическом строении и рельефе бугров Бэра // Аэрометоды в природных исследованиях. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 74-89.	ББ — это древние эоловые аккумулятивные гряды.
19	Леонтьев, О.К., Фотеева Н.Н Происхождение и возраст бэровских бугров, // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 2. 1965. С. 90-97.	Бугры имеют широтное простирание, причем не по направлению господствующего ветра, а его равнодействующей. Имеют эоловый тип слоистости и подобны глиняным дюнам в Туркмении и Мексике. Образовались в аридных условиях во время регрессии.
20	Аристархова Л.Б. Еще раз о происхождении и причинах локализации Бэровских // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1980. - № 4. - С. 67-73.	ББ как положительные морфоскульптуры, продолжающие испытывать новейшее воздымание. Эрозионная деятельность водотоков углубляла понижения между буграми. Изначально бугры – это барханы, так как слоистость бугровой толщи аналогична. В дальнейшем барханы соединились в гряды.
Тектоническая гипотеза		
21	Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. центр. гидрометбюро. 1926. Вып. 6. С. 1-77.	Главная роль в образовании принадлежит тектонике. Бугры, как мелкие зародышевые складки с брахиантиклинальными поднятиями вдоль их длинной оси.
Гравитационная теория		
22	Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Проявления грандиозных гравитационных процессов на позднехвалынском палеошельфе Северного Каспия//Докл. РАН (ДАН). 1995. Т. 344. № 2. С. 212-215.	ББ представляют собой фрагменты разрушенного гравитационными процессами некогда единого покрова позднехвалынских отложений. Гравитационные процессы возникали неоднократно.
Теория пластового потока		
23	Бадюкова Е.Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров // Вестник МГУ. Сер. 5. Географ. — №4. — 1999. — С. 52-61.	Бугры образовались в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности пластовых потоков, существовавших в завершающую стадию позднехвалынской трансгрессии, когда воды из лигуны в Каспи перетекали через Манычский пролив в Черное море.

Как видно из таблицы (табл. 7.1), все существующие гипотезы возможного происхождения бугров можно разбить на три основные группы. Это эоловый генезис, сторонники которого выдвигают следующие аргументы: морфология бугров, ориентировка их в широтном направлении, приуроченность этих форм к дельтам, состав слагающего бугры материала, характер слоистости толщи, морфологическое строение бугров, сходное с грядовым эоловым рельефом пустынь. Сторонники морского генезиса объясняют происхождение бугров на прибрежном морском дне под действием гидродинамических факторов (течений, нагонов, волн). Сторонники эрозионной гипотезы считают, что бугры сформировались в водной среде, когда пойменно-дельтовая поверхность размывалась многочисленными потоками Волги. Эрозия приводила к формированию бэровских бугров, то есть они являются останцами.

Существуют также гравитационная и тектоническая теория, которые не являются настолько распространенными, как предыдущие. Гравитационная теория была предложена Леоновым Ю.Г., Лаврушиным Ю.А. и Эпштейном О.Г. [1995]. Как известно, довольно часто буг-

ровая толща залегает на хвалынских шоколадных глинах. Авторы полагают, что глины были дислоцированы оползневыми процессами в складки. Сами отложения бэровских бугров имеют нарушенное залегание с наклоном слоев на север. Также к нарушениям в слоях они относят и диапировые складчатые внедрения шоколадных глин хвалынского возраста, т.е. толща испытывала некое свободное течение слоев под действием силы тяжести.

В последнее время была выдвинута гипотеза о формировании этих форм на дне обширных по площади пластовых потоков, которые вероятно существовали в Северном Прикаспии и своей эрозионно-аккумулятивной деятельностью создали изучаемые формы рельефа.

7.2. Распространение и облик бэровских бугров на различных участках

7.2.1. Дельта Волги и подстепные ильмени

Значительная часть публикаций о буграх опирается на исследования бугровой зоны в дельтовом районе Волги и в западных и восточных подстепных ильменах, где они выглядят морфологически наиболее эффектно, достигая в высоту более 10м. Поэтому данная глава начинается с описания распространения бэровских бугров в этих районах.

Дельта Волги. Бэровские бугры волжской дельты распространены в северных и центральных районах дельты. (рис. 7.1) Центральная, т.н. бугровая часть дельты характеризуется максимальной сложностью в определении изначальных форм ББ, так как большая часть бугров здесь была размита во время последней новокаспийской трансгрессии, а также эродировалась дельтовыми протоками Волги (рис. 7.2).

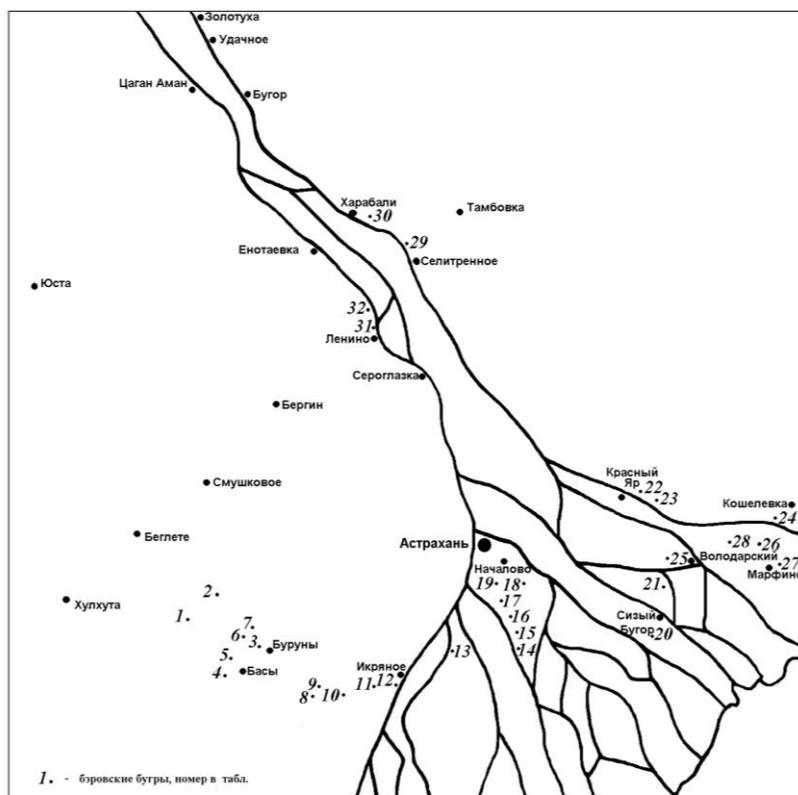


Рис. 7.1. Район исследований

Большинство бугров (Бугор Кирпичный завод, Началово) имеют ориентировку 240- 260°. Бэровские бугры здесь весьма многочисленны, но в большинстве плохо сохранились из-за эрозионной деятельности дельтовых протоков. В виде отдельных останцов и гряд они возвышаются на 9-12 м над дельтовой поймой.

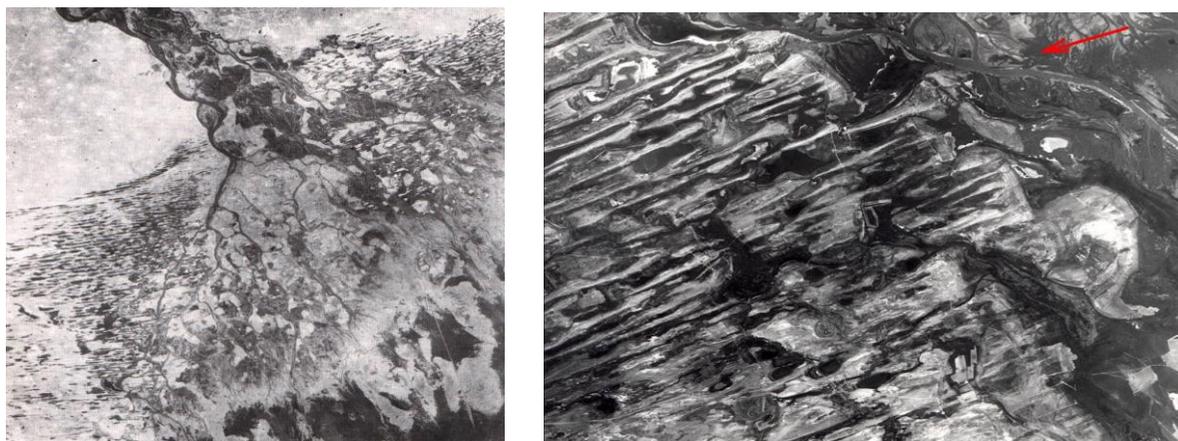


Рис. 7.2. Распространение бэровских бугров в дельте Волги.
Красная стрелка – доминирующее направление ветров

В ряде случаев, находясь непосредственно на вершине бугров, можно выявить их первоначальную ориентировку. Так, в восточной части дельты (бугры Красный Яр Западный, Красный Яр Восточный, Сизый бугор, Марфино, Кудрино, Шарышкин и др. имеют азимут простирания $240-260^{\circ}$ а не широтное распространение, как это можно заключить из анализа космоснимков [Бадюкова, 2005]. Особенно значительные скопления бугров отмечаются в западной части центральной зоны, где ширина бугровой полосы составляет от 30 до 50 км [Нижняя Волга..., 2002]. Во многих случаях абразия, а также эрозионная деятельность проток в дельте Волги привели к тому, что сохранились лишь узкие протяженные фрагменты бугров (бугры Грязный, Чапчаган, Икряной и многие др.). Детальное описание отдельных разрезов бугров в дельте Волги и сопредельных районах (рис.3) приведено также в работе А.А. Свиточа и др. [2006].

Большой массив ББ приурочен непосредственно к дельте Волги и к ее восточному и западному обрамлению. Отдельные бугры здесь соединяются в гряды, благодаря песчаным перемычкам, куда эоловый материал в новокаспийское время, при более высоком уровне моря, поставлялся с уреза ильменей. Сами бугры в дельте не перевеваются, так как они сложены довольно глинистым материалом и покрыты сверху слабосцементированной коркой.

Таким образом, первоначальная морфология и направление ББ по берегам низовьев Волги, а также в районе западных подстепных ильменей и в дельте Волги нарушена. Детальные исследования непосредственно в поле показали, что направление многих бугров здесь не широтное, как это выглядит на аэро-и космоснимках, а ВСВ – ЮЮЗ. В восточной части дельты – это бугры Красный Яр Западный, Красный Яр Восточный, Сизый Бугор, Марфино, Кудрино, Шарышкин и др. (азимут простирания $240^{\circ} - 260^{\circ}$).

В центральной части дельты часто трудно определить первоначальные размеры и направление бугров из-за последующего их размыва или разработки карьерами, однако в ряде случаев это сделать удастся. Так бугры Фунтово, Восточное Началово, Южное Началово, Северный Кирпичный Завод, Центральный Кирпичный Завод, Дундук, Икряной имеют азимут простирания $240^{\circ} - 260^{\circ}$. В западных подстепных ильменях у ряда бугров в районе пос. Хулхута, а также бугров Красный, Буруны, Восточные Буруны, Северные Буруны имеют азимут простирания $250^{\circ} - 260^{\circ}$.

Подстепные западные и восточные ильмени. Бэровские бугры здесь имеют наибольшее распространение, формируя отдельные протяженные гряды. Преобладание ветров В и СВ румбов способствовало тому, что ильмени в дельте Волги приобрели субширотную ориентировку благодаря тому, что в новокаспийское время ББ активно размывались не только на их северных и южных берегах, но и на западных – в кутовых частях ильменей. Здесь часто можно наблюдать останцы ББ с отмершими клифами. На северных и южных берегах ильменей отмершие клифы морфологически выражены хуже, местами они перекрыты, как уже упоминалось, прислоненными дюнами.

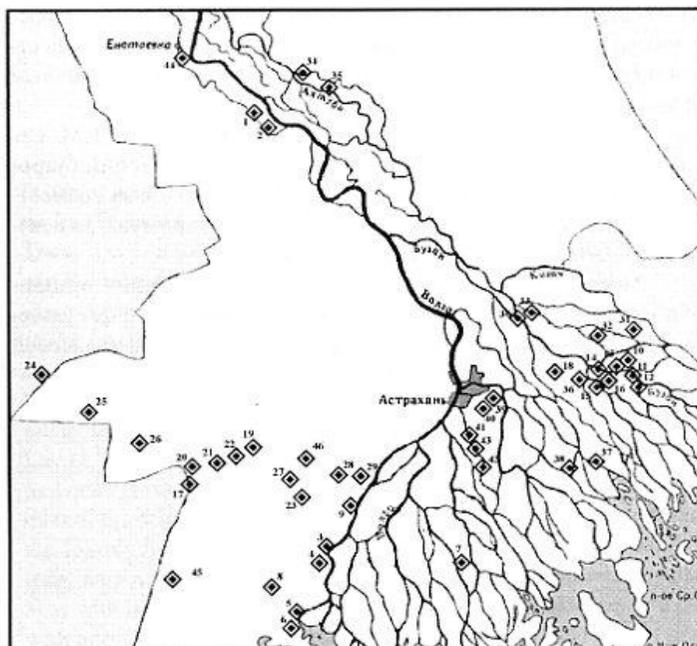


Рис. 4. Схема расположения исследованных бэровских бугров. Бугры: 1 – Северный Ленино, 2 – Южный Ленино, 3 – Сергиевка, 4 – Южная Сергиевка, 5 – Оля, 6 – Южное Оля, 7 – Южный Каспийский, 8 – Заречное, 9 – Икряное, 10 – Кудрино, 11 – Марфино, 12 – Северное Кудрино, 13 – Кудрино-Тюрино, 14 – Безымянный-1, 15 – Безымянный-2, 16 – Система, 17 – Басы, 18 – Шаринкин, 19 – Восточные Буруны, 20 – Безымянный-3, 21 – Южные Буруны, 22 – Буруны, 23 – Большой Чапчалган, 24 – Гряда Восточная, 25 – Протяженная гряда, 26 – Безымянная гряда, 27 – Дундук, 28 – Западное Икряное, 29 – Стенка, 30 – Западный Красный Яр, 31 – Алгара, 32 – Гряда Кошелевка, 33 – Восточный Красный Яр, 34 – Селитренное, 35 – Вольное, 36 – Западный Володарский, 37 – Тумак, 38 – Сизый бугор, 39 – Восточное Началово, 40 – Южное Началово, 41 – Северный Кирпичный Завод, 42 – Фунтово-1, 43 – Южный Кирпичный Завод, 44 – Енотасевка, 45 – Михайловка, 46 – Грязный.

Рис. 7.3. Схема расположения исследованных бэровских бугров в дельте Волги и прилегающих районах [по Свиточу и др. 2006]

Западные ильмени находятся в самом нижнем течении Волги к западу от основных рукавов Волги, их граница проходит примерно в районе пос. Хулхута, ильмени представляют собой систему озер (ильменей), соединенных протоками – ериками, которые в свою очередь соединяются с протоками дельты Волги. Данная область ильменей характеризуется наибольшей выраженностью и большей сохранностью бугров в ней. Они выражены в виде отдельных протяженных гряд и холмов, поверхность которых часто осложнена многочисленными эоловыми формами – барханными и бугристыми песками. Прислоненные дюны и дюны, занимающие межбугровые пространства, образовались ранее благодаря ветрам В, СВ и ЮВ румбов. Они закреплены травянистой растительностью, поэтому часто выглядят как единое целое с бэровскими буграми. Однако при более детальном рассмотрении выявляются различия в типах растительности, предпочитающей песчаный или глинистый субстрат (Бадюкова, 2005). Эоловые перемычки наиболее активно формировались во время новокаспийской трансгрессии (Q₄), когда песок поступал с пляжей ильменей в межбугровые пространства, в результате отдельные бугры соединились, поэтому на космо- и аэрофотоснимках ББ дешифрируются как протяженные гряды. Многочисленные ильмени и ерики в новокаспийское время представляли собой сложную систему периодически соединяющихся между собой водоемов, по берегам которых активно размывались бугры, причем абрадировались как северные, так и южные склоны буг-

ров, в результате сейчас можно наблюдать широтно протягивающиеся лишь фрагменты ББ с клифами на северных и южных склонах.

Восточные ильмени расположены к востоку от Ахтубы вплоть до пос. Ганюшкино. ББ в восточных ильменах имеют выположенные вершинные поверхности, длина их составляет не более 3,5 км, а в плане это порой изометричные всхолмления, хорошо выраженные в рельефе. Также, как и в западных ильменах, бугры здесь сильно разрушены. Таким образом, район подстепных ильменей характеризуется наибольшей абрадированностью и эродированностью бугровых форм и первоначального реального бугрового рельефа здесь, как и в дельте, нет.

7.2.2. Распространение и облик бэровских бугров в Северном Прикаспии

Большинство исследователей отмечает факт приуроченности ББ к дельтам, как к современным, так и к отмершим, т.н. «врезанным» дельтам. Однако, надо отметить, что при явном тяготении ББ к дельтам, далеко не все бугры имеют тесную с ними связь. Г. И. Рычагов [2009] подчеркивает, что ББ не всегда приурочены к древним заливам моря и речным эстуариям, некогда впадающих в позднехвалынское море. Действительно, некоторые бугровые массивы приурочены как к отмершим реликтовым, так и к современным дельтам, но все же некоторая их часть не имеет к дельтам никакого отношения. В качестве примеров можно привести районы развития ББ между устьями Кумы и Терека, участок от Никольского до Замьян на правом берегу Волги и продолжение этого массива по левому берегу, районы северо-восточнее Харабали, а также восточнее дельты Волги и т.д. (рис. 7.4, 7.5).

Обширная низменная равнина Северного Прикаспия от устья р. Кумы до устья р. Эмбы – район сосредоточения бэровских бугров, однако они не создают сплошного покрова на всей этой территории, а образуют отдельные ареалы. Наиболее значимые из них – это область развития ББ в нижнем течении реки Волги и прилежащие к ней территории, побережье Каспийского моря в районе нижнего течения реки Кумы, нижнее течение рек Урал, Эмба и Сагиз. Важно заметить, что все скопления бугров приурочены к области развития позднехвалынской трансгрессии Каспийского моря, которая достигала уровня 0-3 м абс. Выше ее исследуемые формы рельефа бугры нигде не встречаются. Начиная именно с этих отметок на периферии ареалов распространения бугров в Северном Прикаспии хорошо прослеживается постепенное появление этих форм рельефа и сопряженных с ними понижений. На левобережье Волги ареал их распространения начинается несколько южнее о.Баскунчак. Здесь плоская поверхность Прикаспийской низменности сменяется слабо волнистым рельефом с невысокими грядами (1-2 м), шириной десятки и длиной сотни метров, часто меняющими свое направление, но в целом вытянутыми в юго-западном направлении, и обширными, замкнутыми понижениями между ними. Рельеф, сформированный этими грядами, полностью идентичен рельефу равнины на противоположном берегу Волги, а также севернее пос. Улан-Хол. По мере движения к югу они также постепенно увеличиваются в высоту и в районе Харабали и южнее достигают 10-12м, приобретая облик типичных ББ. Они имеют генеральное юго-западное направление и характеризуются плавными переходами к межрядовым ложбинам.

На правом берегу Нижней Волги такого же рода рельеф развит по периферии ареала ББ. По дороге от Цаган-Амана до Юсты (рис.1) местность сначала слабоволнистая, вокруг простираются далеко стоящие друг от друга холмы, иногда в виде плавно изогнутых гряд, высотой от 3 до 5 м, с очень пологими склонами (около 5⁰). Расстояние между грядами от 500 м до 1 км, сложены они красно-бурыми супесчаными суглинками, а понижения между ними – шоколадными глинами. Далее на ЮВ расчлененность рельефа возрастает и в районе пос. Никольское слабо всхолмленная степь постепенно приобретает все более увалистый характер, переходя затем в хорошо выраженные бэровские бугры. Последние наибольшее развитие получили в районе от пос. Копановка до пос. Ленино. Далее они несколько сглаживаются, уменьшаются в высоту и в районе пос. Замьяны выполаживаются, а рельеф ББ сменяется эловым массивом Астраханских песков. Южнее ровная поверхность степи вновь осложняется увалами, принимающими в дельте Волги типичный облик ББ. При движении на запад, с приближением к Волго-

Сарпинскому водоразделу, эти формы снова постепенно теряют свою отчетливую выраженность, приобретают менее четкие очертания, а перепад высот снижается до 2-3м.

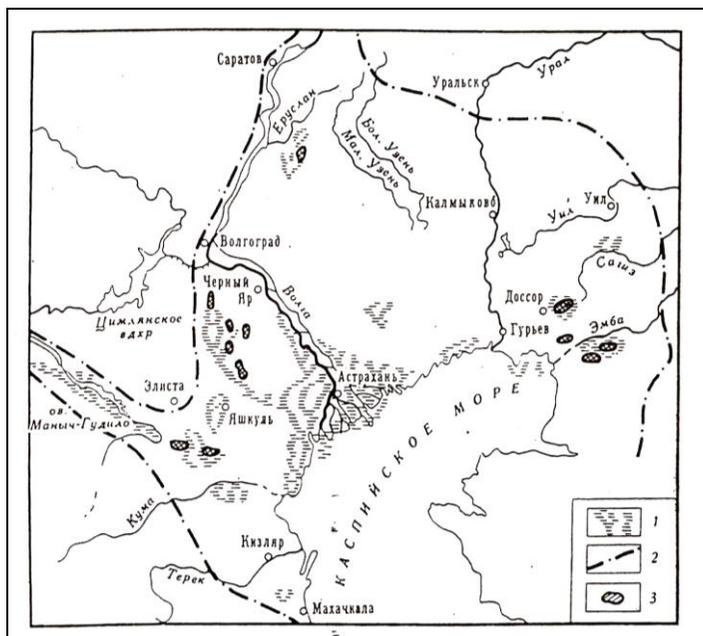


Рис. 7.4. Схема распространения Бэровских бугров.
1 – заболоченные или солончаковые понижения; 2 – граница раннехвалынской трансгрессии; 3 – районы, где сохранились Бэровские бугры [Захаров, 1975].

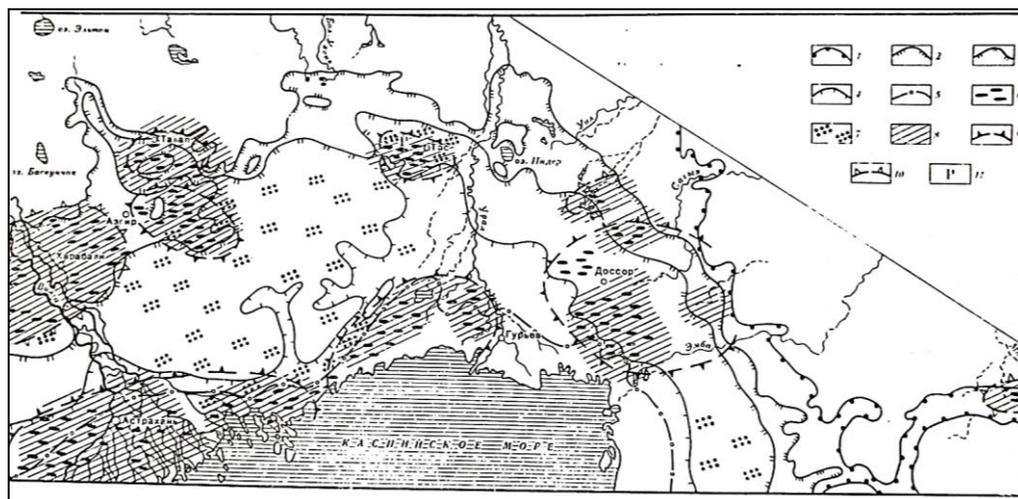


Рис. 7.5. Распространение ареалов Бэровских Бугров в Прикаспийской низменности. Линии древних каспийских трансгрессий: 1 – максимальной раннехвалынской; 2 – максимальной позднехвалынской; 3 – кумской стадии позднехвалынского моря; 4 – сарасской стадии позднехвалынского моря; 5 – максимальной новокаспийской; 6 – Бэровские бугры; 7 – простираение заросших позднеплейстоценовых барханных степей; 8 – зоны «врезанных» дельт в районах развития Бэровских бугров. Крупные новейшие поднятия в районах развития Бэровских бугров; 9 – установлено по комплексу геолого- геоморфологических признаков; 10 – предполагаемые по распространению бэровских бугров. 11 – Местоположение разреза бэровского бугра на карте [Аристархова, 1980]

Маршрут по западным подстепным ильменям до пос. Хулхута, а затем на СВ в низовья Волги к пос. Бергин дал новый материал для познания морфологии и генезиса ББ, которые занимают здесь все пространство. Но на большинстве карт бугры здесь не нанесены, фиксируют-

ся лишь многочисленные очаги перевевания песков, которые прекрасно видны и с самолета, выделяясь ярко-желтыми вытянутыми овалами на общем серо-буром фоне. Дело в том, что в районах подступных ильменей и в дельте Волги, межбугровые пространства заполнены водой или заняты солончаками, что делает рельеф более контрастным и бэровские бугры фиксируются. Севернее, там, где межбугровые понижения не обводнены и происходит активная эоловая переработка рельефа, выявление бэровских бугров по картам и снимкам затруднено. Последние настолько переработаны и перекрыты песками, что выявляются только непосредственно во время проведения полевых исследований.

В противоположность описываемому району, на левобережье Нижней Волги в 30 км на СВ от Харабалей развеваются не межбугровые понижения, а вершины низких распластанных бугров, сложенных с поверхности материалом, содержащим наибольшее количество песка из всех изученных нами бугров. Крупных эоловых форм не образуется, а наблюдаются, в основном, останцы развевания и зачаточные одиночные дюны. Межбугровые пространства с поверхности сложены здесь более глинистыми отложениями, что предохраняет их от перевевания. При приближении к Волге бугры постепенно становятся все выше и в районе Харабали-Селитренное они достигают высоты 10-12 м (местами до 15 м), протягиваются в виде гряд и продолжаются на правом берегу (рис. 7.6). Данный участок характеризуется практически неизменным рельефом бэровских бугров, так как сюда не проникали воды новокаспийской трансгрессии. Бугры в виде пологих волн и гряд, между которыми располагаются замкнутые понижения (рис. 7.7).

В нижнем течении реки Кумы бэровские бугры протягиваются в виде гряд в направлении ЗСЗ и некоторые в СЗ. Здесь сначала протягиваются гряды, четко выраженные в рельефе, со склонами до 5-10°, вытянутые в целом в СЗ и ЗСЗ направлении, высотой до 2-3 м и расстояниями между ними от 200 до 500 м, крутизна склонов 5-10°. Сложены они отложениями внешне совершенно идентичными, как по цвету, так и по гранулометрическому составу отложениям верхней толщи ББ. По мере движения на север гряды становятся постепенно более высокими и около пос. Улан-Хол их высота превышает 5 м. Еще севернее относительная высота бугров постепенно возрастает и в районе пос. Хулхута, достигает 15-20 м. Поверхность их покрыта многочисленными эоловыми формами [Бадюкова, 1999].

Как уже отмечалось ранее (рис. 7.5), большое скопление бэровских бугров имеется в районе нижнего течения Урала, Сагиза и Уила. Детальное описание морфологии бугров в данной местности привел С. А. Сладкопечев [1965], который, исходя из различий в морфологии форм, выделил четыре подобласти: мало измененные бугры, абрадированные и эродированные, абрадированные и погребенные, абрадированные с нарушенной ориентировкой. Первая подобласть, наиболее удаленная от моря, расположена к северу и северо-востоку от Маката. Эта подобласть характеризуется слабой экзогенной обработкой, о чем свидетельствует четкая выраженность гребней и частое соприкосновение склонов соседних бугров. Бугры имеют небольшую протяженность (не более 1,5 км), ширина составляет до 500 м, высота не более 7 м, ориентировка их ЗСЗ.

Следующая группа бугров расположена в виде крупного массива к югу от Доссора, простираясь на востоке до долины Эмбы. Здесь бугры, благодаря более близкой расположенности к морю, претерпели, по мнению С.А. Сладкопечева [1965], существенную обработку абразией и эрозией, о чем, говорят плоские вершинные поверхности форм, ступенчатость склонов, а также неправильные и разно ориентированные в плане очертания. Высота форм не превышает 4 м, ориентировка ЗЮЗ и широтная. Межбугровые понижения заняты часто водой и соединены узкими протоками, впадающими в небольшие округлые в плане замкнутые озера. Под группой погребенных бугров подразумевается их скопление в 60 км к западу от Атырау, где межбугровые понижения перекрыты дельтовой толщей Урала и его притоков. Бугры здесь также имеют ступенчатые склоны.

Нижнее течение реки Урал, а также площади на левом его берегу, где протекают реки Уил являются отдельной областью распространения бугров. Их массив в данном регионе ограничивается с севера рекой Уил, протекающей с северо-востока на юго-запад. Особенно стоит выделить область, расположенную к юго-востоку от пос. Доссар. Данный участок простирается примерно на 80 км на юго-восток до русла реки Эмбы. Здесь расположены как эродированные

и абрадированные бугры, так и сильно абрадированные и погребенные бугры с нарушенной ориентировкой главных осей на солянокупольных образованиях у Доссора. Бугры данных групп имеют уплощенные и выпуклые вершины, а склоны их ступенчаты из-за абразии. Межбугровые понижения часто заняты небольшими соединяющимися между собой озерцами [Сладкопевцев, 1965].

Цифровая модель рельефа Бэровских бугров в районе Селитренное - Сероглазовка

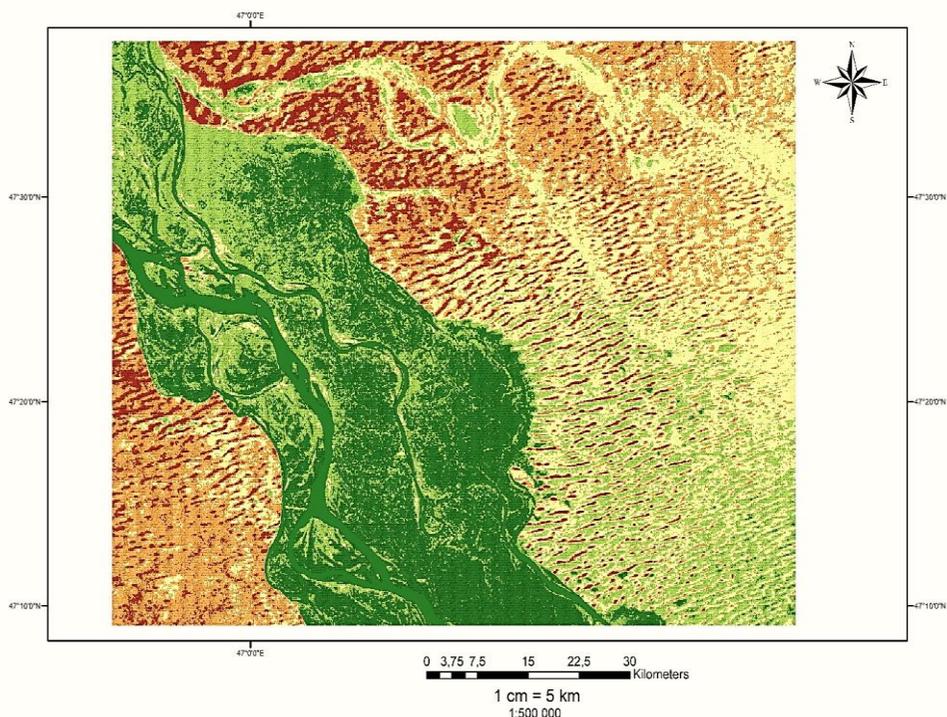


Рис. 7.6. Участок с развитым рельефом ББ в районе пос. Селитренное – Сероглазовка (средняя часть нижнего течения Волги). Хорошо прослеживаются гряды и их ориентировка, а также палеопотоки Волги. Источник ЦМР SRTM3 (применение операции hill shade), (выполнила Лобачева Д.)

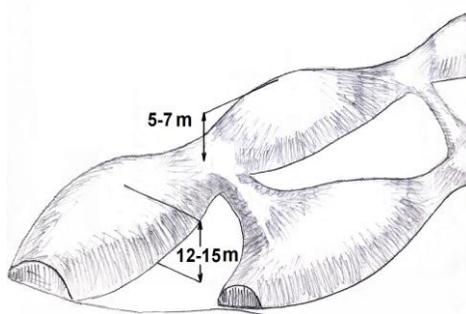


Рис. 7.7. Рельеф бэровских бугров неизменный абразийными и эрозийными процессами

Нижнее течение Эмбы. Массив бугров имеется на левом берегу и в дельте Эмбы. Здесь формы достигают высоты около 10 м. Ориентировка в пределах дельты Эмбы преимущественно широтная, местами северо-восточная. По данным Л.Б. Аристарховой [1980] гряды асимметричные с более крутыми (около 10°) северными склонами. Надо отметить, что на асимметрию гряд в разных районах обращали внимание многие авторы.

7.2.3. Морфология бэровских бугров

Судя по общему морфологическому характеру рельефа все ББ образовались в результате какого-то единого процесса. Взгляд на эти формы, как единые по своему происхождению развивали практически все исследователи, которые отмечали их необычную закономерность и однообразие. Анализ всей имеющейся литературы по буграм показывает, что их расположение имеет более строгие морфологические зависимости, по сравнению с типичным эоловым рельефом, он более выровнен и сглажен. Почти повсеместно отмечается четкая закономерность в изменении соотношения между шириной бугров, расстоянием между ними и их высотой – чем выше и шире бугры, тем больше расстояние между ними. В то же время, как отмечал Г.И. Рычагов [2009, наблюдали в поле мы и выявилось при детальном анализе картографического материала, встречаются участки, где целая серия бугров расположена вплотную друг к другу так, что в том месте, где кончается склон одного бугра, начинается склон другого. Также есть много примеров, когда участки активного развития ББ сменяются непереветренной морской равниной.

На два ключевых участка, где ББ мало изменены последующими субаэральными процессами, при помощи программы Arcgis были сделаны карты, иллюстрирующие плановое расположение бэровских бугров: в 20 км к ЗЮЗ от Сероглазовки (правый берег Волги) и в 4 км к СВ от пос. Селитренное (рис. 7.8, 7.9, 7.10), на которых видно, что оси бугров не прямые, соседние гряды часто сливаются друг с другом, либо наоборот раздваиваются, а также соприкасаются склонами. Через указанные участки были сделаны два профиля (рис. 7.11). На первом профиле видно, что высота бугров составляет 8 – 10 м, порой до 14 м. Округлые вершинные поверхности осложнены небольшими отрицательными формами глубиной 2 – 3 м, которые являются дефляционными котловинами, либо связаны с антропогенной деятельностью. Так, довольно часто поселения, отдельные здания и кладбища расположены именно на вершинных поверхностях гряд. На втором профиле (рис. 7.11) высоты бугров составляют 5 – 9 м, наиболее высокие до 11 м, то есть высоты на правом берегу несколько меньше, чем на левом. Между высокими гребнями имеются низкие гребни в 2-3 раза меньше основных, часто наблюдается кулисообразное расположение бугров, когда склоны бугра следующего ряда начинаются в межбугровом понижении предыдущего ряда. Также относительная высота одной гряды с боковых склонов неодинакова и различается примерно на 2 – 3 м, причем как для северных, так и для южных склонов.

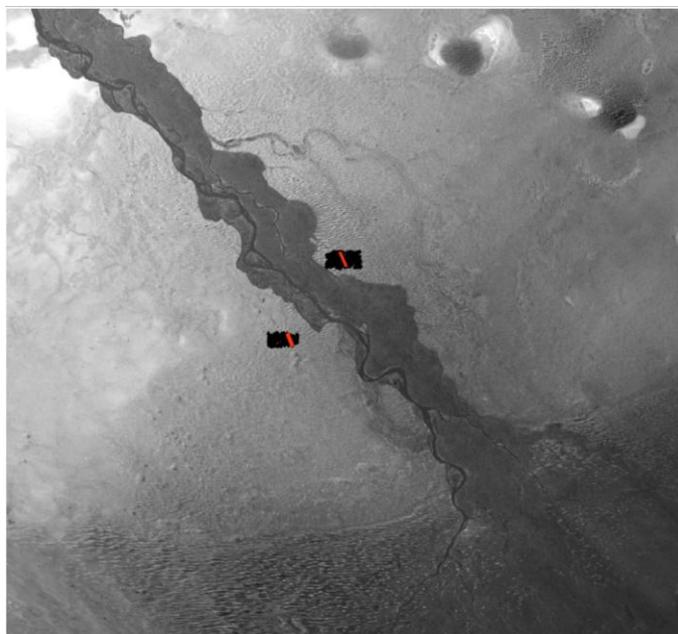


Рис. 7.8. Два участка с детальными картами распространения бугров

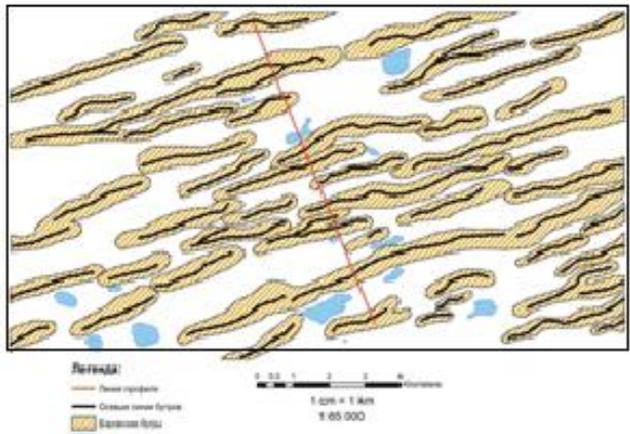


Рис. 7.9. Бэровские бугры в 20км к ЗЮЗ от пос. Сероглазовка, правобережье Нижней Волги

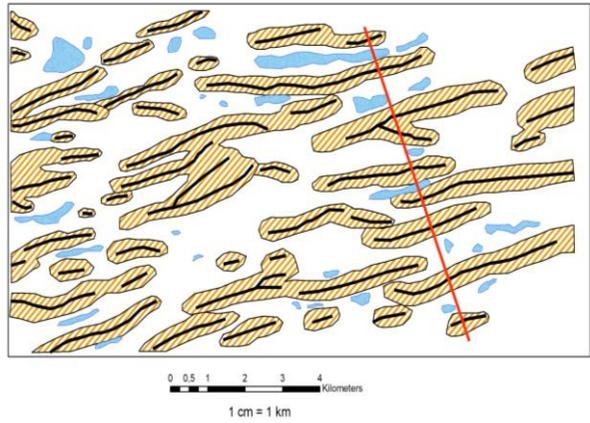


Рис. 7.10. Бэровские бугры в 4 км к СВ от пос. Селитренное, левобережье Нижней Волги

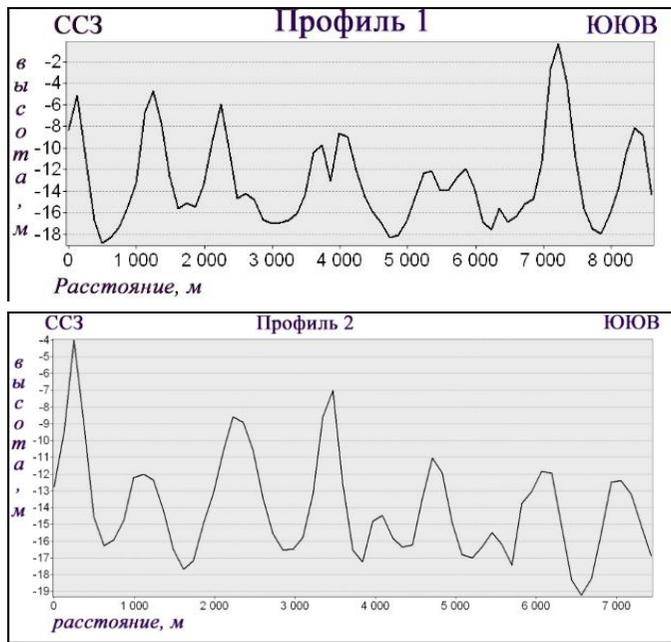


Рис. 7.11. Профили через Бэровские бугры. 1 – в 4 км к северо-востоку от пос. Селитренное, 2 – в 20 км к ЗЮЗ от пос. Сероглазовка (Источник: Arcgis, ЦМР SRTM3)

7. 3. Литологический состав и характер слоистости бугровой толщи

Первое описание внутреннего строения приведено К. Бэр. По его мнению, бугор сложен неоднородными по составу слоями, огибающими форму под разными углами [Бэр, 1856]. П. А. Православлев [1926] выделял следующие структуры: ядро – внутреннюю часть бугровой толщи в виде красно-коричневых сильно глинистых диагональных песков с раковинами *Didacna catillus*, *Dreissena rostriformis*, *Adacna plicata*; внешние слои в виде желтовато – бурых диагонально слоистых и менее глинистых, чем внутренняя часть, песков с прожилками детрита и раковин *Didacna catillus*, *Adacna plicata*; перекрывающие бугровую толщу делювиальные шлейфы, террасы, эоловые скопления и ильменно – болотные осадки. Рассматривая внутреннее строение бугров, все исследователи выделяют следующие составляющие: основание (то есть подстилающие породы, на которые наложена бугровая форма), сама бугровая толща (состоящая, как правило, из двух пачек), покрывающие ее сверху осадки. Основание или цоколь сложен различными по возрасту и составу породами. Это как нижнехвалынские морские пески и шоколадные глины, так и верхнехазарские пески. Например, на левобережье Нижней Волги, в 15 км к В от п. Золотуха в небольшом обнажении под маломощной эоловой покрывкой (20-30 см) обнажаются ШГ мощностью 25 см, с резким контактом залегающие на светлом желто-сером песке с хвалынскими раковинами. Основным составляющим элементом бугров является бугровая толща (БТ), которая определяет внутреннее строение и морфологию бугров. (рис. 7.12, 7.13)

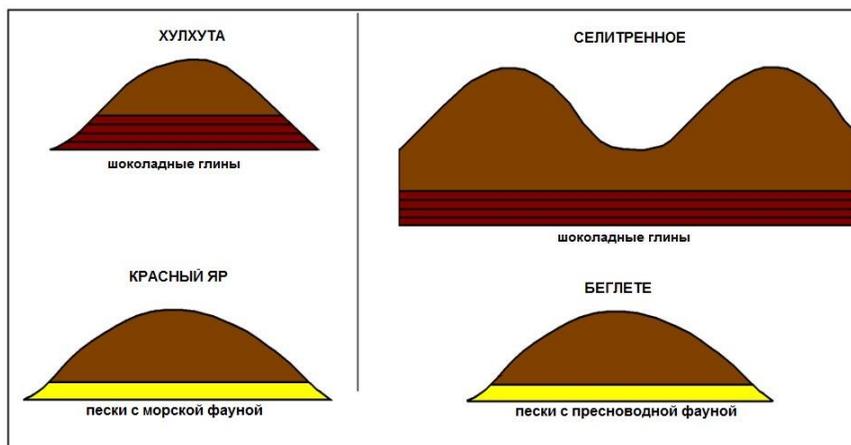
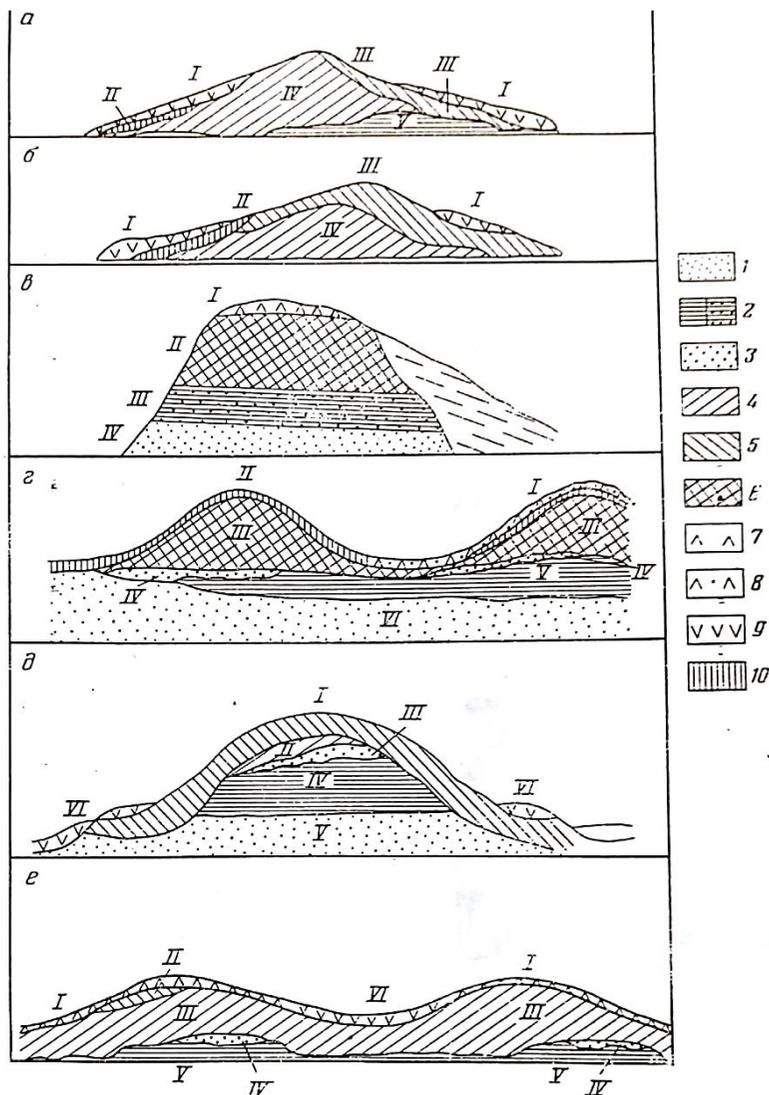


Рис. 7. 12. Залегание бугровой толщи на осадках разного генезиса

В большинстве случаев остов или ядро бугра сложено т.н. шоколадными глинами (ШГ). Максимальная их мощность приурочена к осевой части бугра и может иногда занимать половину и более высоты бугра. Так, очень высокие бугры вблизи пос. Хулхута (до 20 м) по своему строению резко отличаются от всех изученных ранее ББ, так как представляют собой не аккумулятивные формы, а эрозионно-аккумулятивные, где на долю собственно бугровой толщи приходится не более 4 - 5 м, а остальная часть бугров сложена непереотложенными шоколадными глинами настолько сильно сцементированными, что они с трудом отбиваются лопатой. Таким образом, межбугровые пространства в данном районе выработаны в толще шоколадных глин, повышенная мощность которых приурочена здесь к первоначальному понижению рельефа в устье Даванской ложбины. Надо заметить, что высокое положение кровли ШГ и соответственно сравнительно незначительная мощность бугровой толщи свойственны и другим районам. Например, в буграх у пос. Ленино кровля ШГ располагается примерно на абс. отметке – 4 м, у пос. Бугор на -10 м, у пос. Селитренное на -12м. ШГ имеют выраженную слоистость, засоленность хлористыми, карбонатными и сернокислыми солями, вкрапления кристаллов гипса. Раковины и детрит рода *Didacna*, *Dreissena* и др., обычно приурочены к песчаным прослоям и в ШГ встречаются редко (рис. 7.14). В межбугровых понижениях эти глины часто отсутствуют.



Условные обозначения: 1 – песок и супеси, подстилающие ШГ; 2 – ШГ; 3 – ШГ с прослоями песка; 4 – бугровая толща; 5 – ВБТ; 6 – нерасчлененные надбугровые отложения; 7 – новокаспийские отложения, почва; 8 – новокаспийские эоловые отложения; 9 – новокаспийские ильменные и лагунно-морские отложения; 10 – новокаспийские делювиально-элювиальные отложения

Рис. 7.13. Геологическое строение бугров Бэра по данным разных авторов (составлена Е. Ф. Белевич [1979])

В районах подстепных ильменей и в дельте Волги, межбугровые пространства заполнены водой или заняты солончаками, что делает рельеф более контрастным и поэтому бэровские бугры хорошо картируются. Однако севернее, там, где понижения между буграми не обводнены и наблюдаются активные эоловые процессы, выделение бэровских бугров затруднено. Так, среди поля развития ББ на правом берегу Волги расположены отдельные песчаные массивы, протягиваясь от пос. Бергин на ЮЗ вплоть до пос. Хулхуты. Все виденные здесь пески располагаются в межбугровых понижениях, в ряде случаев пески надуваются на близлежащие склоны ББ, образуя прислоненные дюны или дюны облекания. Однако, если в придельтовых районах песчаный материал на бугры поступал с уреза во время новокаспийской трансгрессии, то на данной территории этого быть не могло (ее отметки от -10 м и выше), поэтому надо искать другое объяснение присутствию такого большого количества песчаного материала.

Изучение нескольких разрезов в обширных котловинах выдувания помогает разобраться в этом вопросе. В первом обнажении (высота кровли 0 м абс.), расположенном в районе пос. Беглете, вскрываются сверху вниз: 1. Буро-коричневые супесчаные тонкослоистые суглинки, мощностью 3 м, контакт в подошве четкий. 2. Шоколадные глины с песчаными прослоями, в кровле много раковин, включая *Didacna praetrigonoides*. Мощность 3 м. Контакт с нижележащими отложениями четкий. 3. Светлый желто-серый песок средне- и мелкозернистый, хорошо сортированный, видимая мощность 2 м.

Второе обнажение, абс. высота –10 м, расположено в 7 км севернее пос. Смушковое в борту большой котловины выдувания. Сверху вниз вскрываются: 1. Бугровая толща, по составу аналогичная предыдущей, мощность 3 м. 2. Шоколадные глины с раковинами в кровле, мощность 2 м, контакт в подошве четкий. 3. Светлый желто-серый песок средне- и мелкозернистый, хорошо сортированный, прослоями ожелезненный. Видимая мощность 5 м. В нижней толще встречаются многочисленные раковины, причем как морские (*Didacna*), так и пресноводные (*Paludina*).

Итак, мощность бугровой толщи небольшая, шоколадные глины залегают сравнительно близко к поверхности, мощность их также невелика. Поэтому в межбугровых пространствах они полностью размыты, и на поверхности обнажились нижележащие пески, которые, вероятно являются аллювиально-морскими, на что указывает совместное присутствие в них морских и пресноводных раковин моллюсков. После осушения территории Северного Прикаспия эти пески начали активно развеваться, чему в значительной степени в последнее время способствует и человек, так как часто развевание начинается у колодцев и кошар, расположенных в межбугровых понижениях. Гранулометрический анализ песков, залегающих под шоколадными глинами, а также из современных эоловых массивов в межбугровых пространствах и на склонах бугров показал их почти полную идентичность, за исключением вполне понятного уменьшения количества мелкозернистой фракции за счет эолового выноса алевритовой составляющей из осадков. Кроме того, в аллювиально-морских отложениях присутствуют отдельные раковины и детрит, что объясняет наличие фракции грубозернистых осадков в гранулометрическом спектре.

В противоположность описываемому району, на левобережье Нижней Волги в 30 км на В от Харабалей развеваются не межбугровые понижения, а вершины низких распластанных бугров, сложенных с поверхности материалом, содержащим наибольшее количество песка из всех изученных нами бугров. Крупных эоловых форм не образуется, а наблюдаются, в основном, останцы развевания и зачаточные одиночные дюны. Межбугровые пространства с поверхности сложены здесь более глинистыми отложениями, что предохраняет их от переветывания.

Отложения, слагающие бугровую толщу (БТ) всех изучаемых бугров, представляют красновато-бурые песчано-глинистые осадки, где проявляется чередование глинисто-песчаных или песчаных слоев с прослойками глинистого материала – чешуйками или окатышами шоколадных глин размером от 0,2 до 2мм. По плоскостям напластования часто отмечается присыпка пылеватого песка и алеврита. Как правило БТ неоднородна по своему строению и состоит из двух крупных пачек – верхней и нижней. Надо, однако, отметить, что это деление на две крупные пачки наблюдается далеко не всегда. Так, гряды, расположенные по окраинам ареалов распространения в нижнем течении Волги и на северо-востоке Прикаспия не содержат нижней пачки бугровых отложений. Отложения в межбугровых понижениях, как правило, аналогичны верхней более песчаной бугровой толще. Как пример можно привести разрезы межбугровых понижений севернее и южнее б. Селитренное. В уступе высотой 4-5 м к пойме Ахтубы вскрываются отложения, аналогичные песчаной бугровой толще б. Селитренное, шоколадные глины явно размыты, в то время как в описываемом и в соседних буграх они сохранились и их кровля залегают примерно на 8 м выше уровня поймы Ахтубы (- 12 – -13 м абс.).

Иногда в межбугровых понижениях размыты все отложения вплоть до кровли хазарских, как это наблюдается в обнажении у п. Ленино, где Волгой подмыто три бугра. Здесь на хазарских песках залегают слоистые отложения, аналогичные верхней песчаной бэровской толще, но с отдельными прослоями более грубозернистого материала, размерностью даже до мелкого щебня.

Нижняя бугровая толща (НБТ) залегает, как правило, на размытых ШГ, причем контакт нижнебугровых отложений с цоколем резкий и неровный. Пачка отложений имеет бурый цвет за счет большого количества глинистых частиц (Рис. 7.14).



Рис. 7.14. НБТ с размывом залегает на ШГ. Справа – песчаный прослой с раковинами в ШГ

В ее подошве многими исследователями отмечается базальный горизонт, представленный песками с окатышами глин и обильным раковинным детритом, а часто и целыми раковинами ранне- и позднехвалынского возраста ($Q_3 hv_1 - Q_3 hv_2$). Нижняя пачка бэровской толщи содержит богатый комплекс солоноватоводных остракод, что указывает на ее субаквальный генезис. Максимальная мощность наблюдается обычно в центральных частях ББ и достигает иногда 10м, по направлению к межбугровым понижениям мощность толщи резко сокращается и часто сходит на нет. Сложена она переслаивающимися клиновидными пачками желтовато – бурого песка и глинистых окатышей, пластиночек темно-коричневого цвета, чередующихся с тонкими слоями оглиненных песков. Причем, клинья часто обращены в противоположные стороны, что создает перекрестную слоистость. Если разрез вскрывает центральную часть гряды по ее направлению, то НБТ может иметь горизонтальную слоистость (рис. 7.15).



Рис. 7.15. Характер слоистости НБТ

Толща, в целом, сильно засолена и имеет комковатую структуру с тонкими прослойками детрита на границах между клиньями. В межбугровых толщах осадков она залегает слоем не более 3 м или отсутствует. То есть, бугровая толща как бы наложена на почти однородные морские раннехвалынские и позднехазарские осадки.

НБТ залегает в дельте Волги, как правило, на размытых шоколадных глинах, образующих неровную кровлю и слагающих часто основание бугров. Большое количество данных в дельте по буровым скважинам позволило составить карту и построить профили через дельту, показывающие распространение и характер залегания здесь ШГ (рис. 7.16, 7.17).

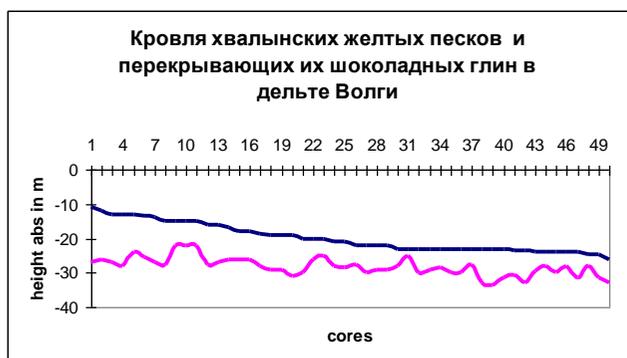
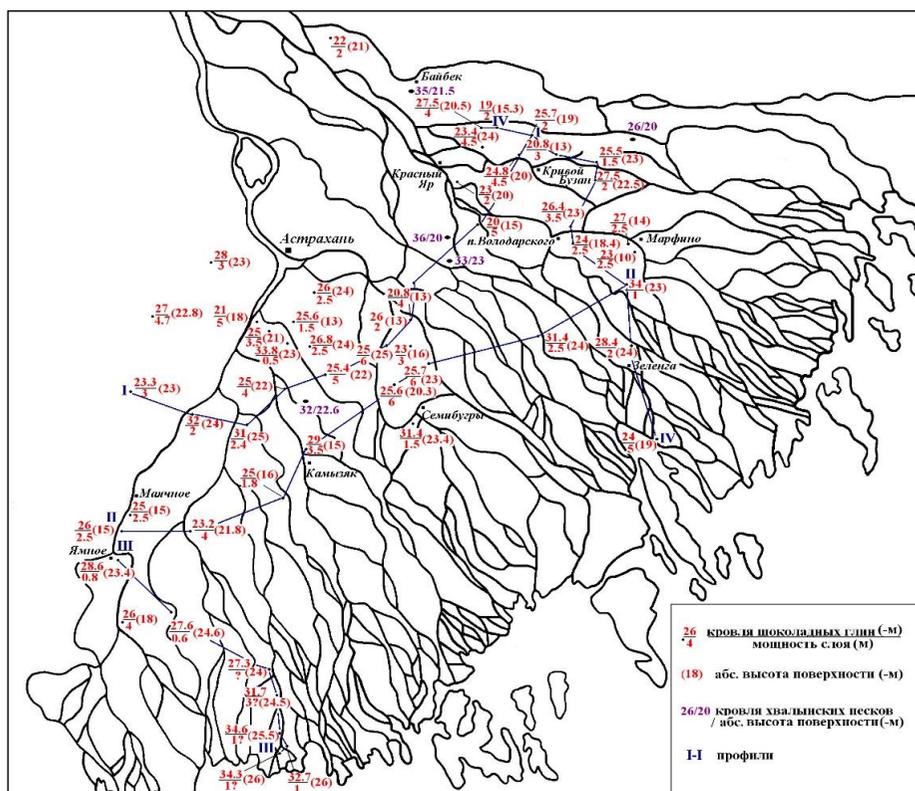


Рис. 7.16. Распространение шоколадных глин в дельте Волги

Анализ полученных данных показал, что на всей площади дельты, там, где ШГ сохранились от размыва, они залегают с резким несогласием на желтых, хорошо сортированных морских хвалынских и в ряде случаев на хазарских песках (Q_3 hz). Мощность ШГ составляет небольшую величину, обычно она колеблется от 1 до 3м и только в нескольких случаях она составляет 5-10м, заполняя эрозионные врезы. Непосредственно на ШГ залегают аллювиальные отложения дельты Волги или отложения бугровой толщи бэровских бугров, там, где они сохранились от размыва.

Практически повсеместное присутствие ШГ под дельтовыми отложениями позволяет высказать предположение, что Волга впадала в обширную лагуну и ее дельта в позднем плейстоцене – начале голоцена представляла собой дельту выполнения. В Северном Каспии есть многочисленные острова и банки, которые широкой полосой протягиваются вдоль Мангышлакского порога. Есть ряд доказательств, что эти острова являются остатками барьерной системы, существовавшей еще в историческое время. Ковалевский [1933 писал, что согласно легенде, раньше можно было перейти море в районе Мангышлакского порога. На о. Кулалы найдены орудия древнего человека. На о. Тюлений детальное изучение растительности и насекомых показало, что ряд растений и реликтовых жуков были специфичны для пустынь Средней Азии

[Абдурахманов и др. 2010]. Предположение о существовании барьерной системы косвенно подтверждается данными и по другим побережьям, где также наблюдались значительные изменения уровня моря. Например. Дунай в среднем голоцене впадал в обширную лагуну, отделенную от моря пересыпью, Висла также впадала в лагуну и лишь совсем недавно ее дельта стала формироваться в береговой зоне открытого Гданьского залива. Идет формирование дельты выполнения р. Неман в Куршском заливе [Бадюкова и др., 2017].

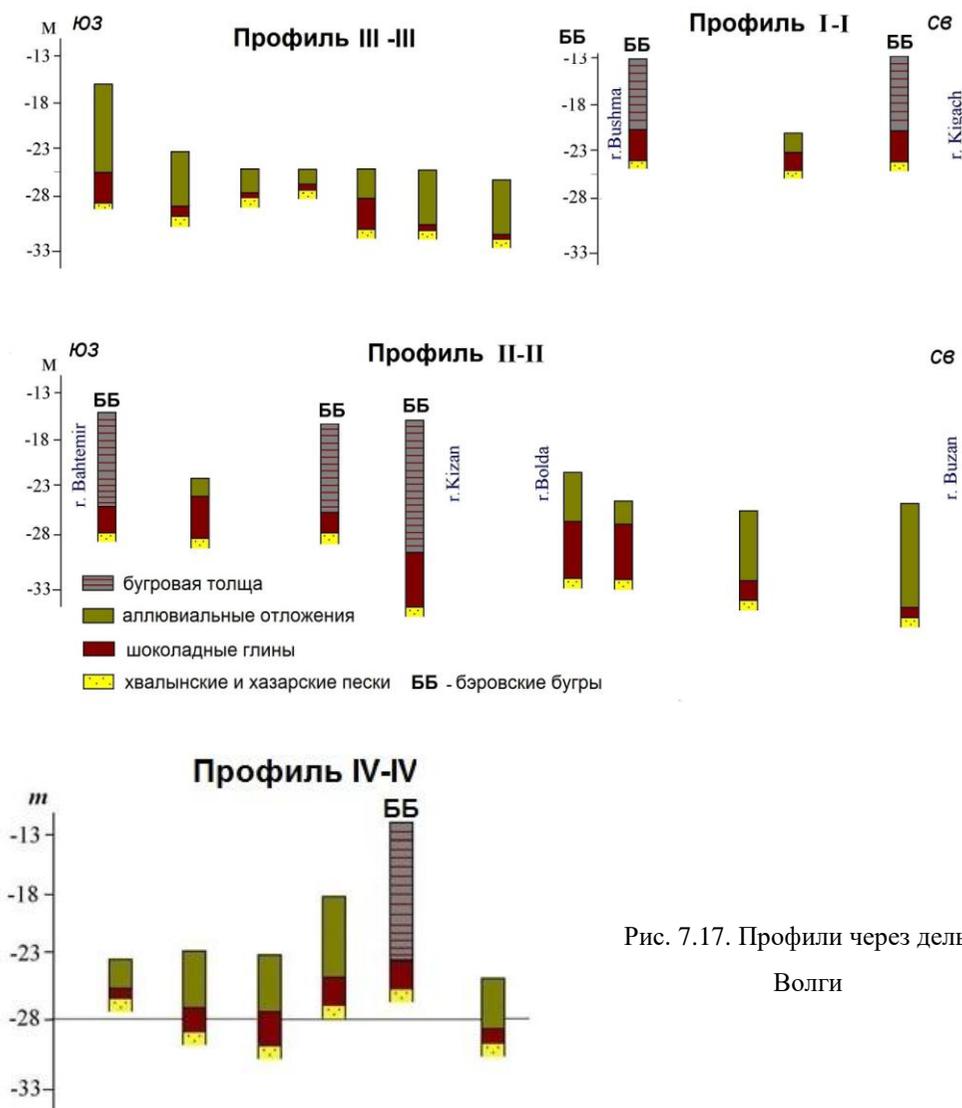


Рис. 7.17. Профили через дельту Волги

Верхняя бугровая толща (ВБТ) облекает нижнюю, иногда может к ней прислоняться, часто залегать с размывом на нижних бугровых слоях либо слагать бугор полностью. ВБТ отличается более светлым окрасом отложений и меньшим количеством глинистых частиц, а также меньшей сцементированностью, что придает ей большую однородность. Это желтые пески, супеси и алевроиты с тончайшими прослойками глин и суглинков, встречается редкий детрит и целые раковины каспийских морских, солонатоводных и пресноводных моллюсков. Мощность ВБТ колеблется от 1 до 8 м, причем в нижней части склонов она мощнее. Обе толщи разделяет угловое несогласие в виде поверхности размыва. ВБТ, как и НБТ часто имеет четко выраженные клиновидные, диагонально-перекрестные, косые и линзовидные типы слоистости, причем порой углы слоев колеблются от 10 до 30°. (рис. 7.18).



Рис. 7.18. Залегание с размывом верхней бугровой толщи на НБТ

Во время полевых исследований кроме замеров азимутов простирания бугров, были проведены многочисленные замеры углов наклона и азимутов простирания слоев осадков, слагающих эти формы¹. При этом фиксировалось, в какой части бугра (центральной, западной или восточной), а также на какой стороне (южной или северной) проводились измерения углов наклона и простирания слоев. Последнее очень важно, так как многие бугры с той или другой стороны разрушены эрозионными процессами.

Учитывая это обстоятельство, замеры для каждого бугра рассматривались в отдельности, так как при статистической обработке массива данных по всем буграм невольно произойдут ошибки, существенно искажающие реальную первоначальную обстановку формирования ББ. Доминирование, например, азимутов падения северных румбов может возникнуть лишь потому, что у многих бугров размывы южные склоны, и наоборот.

В тех случаях, когда в обнажении вскрываются вкрест простирания оба склона бугра, везде падение слоев происходит в обе стороны от центральной части бугра, причем азимуты их падения на С и ССЗ склонах принадлежат северо-западным румбам, а на Ю и ЮЮВ склонах азимуты падения слоев направлены на ЮЗ - ЮЮЗ. Углы падения слоев варьируют от 10° до 25° , доминируют углы 10° – 15° (рис. 7.19).



Рис. 7.19. Падение в разные стороны пластов ВБТ, бугор Дундук

То, что многие бугры еще на стадии своего образования подвергались частичному размыву, неоднократно фиксировалось в обнажениях. Хотя морфологически бугры не отличались, характер слоистости позволял выявить, что сохранились лишь северные или южные склоны

бугров. Так, сохранились лишь отложения одного из склонов у следующих бугров: Грязный, Басы, Северные Буруны, Восточное Началово, Южное Началово, Фунтово, Южный Кирпичный Завод, Северный Кирпичный Завод, Кудрино, Шарышкин, Марфино, Западный Володарский.

Интересно, что всегда, когда вскрывается обнажение на западной оконечности бугров, меняется характер слоистости – наблюдается не косая и мелко волнистая слоистость, столь характерная для бугровой толщи, а монотонно чередуются субпараллельные слои, углы падения которых возрастают до 20° - 30° (рис. 7.20). Объяснить это можно тем, что на западных и юго-западных перифериях бугров происходило накопление аккумулятивной толщи при движении материала вдоль уже сформированного тела и сваливание его вниз по склону.

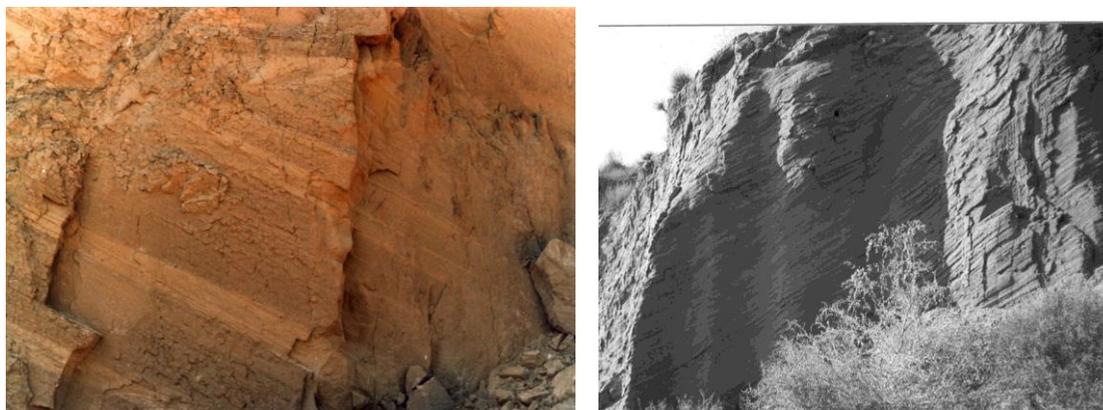


Рис. 7.20. Характер слоистости на З и ЮЗ перифериях бэровских бугров

Наиболее характерные типы слоистости отложений, слагающих как межгрядовые понижения, так и непосредственно БТ – это налегающие друг на друга косослоистые, клиновидные серии слоев незначительной протяженности и мощности. Слойки в сериях подстилают друг друга у нижней границы и несогласно срезаются верхним серийным швом. Ближе к верхней части отложений косослоистые серии приобретают клиновидную форму, чаще появляются серии, имеющие обратное залегание пластов, углы наклона серии пластов становятся более пологими, уменьшается мощность серий.

Еще выше по разрезу часто наблюдается волнистая и даже перекрестно-мульдообразная слоистость. Для БТ также характерно наличие ритмически перекрывающих друг друга слоев, образующих слоистую рябь с однообразным отложением осадка, чередующуюся прослоями т.н. смещенной ряби. Такой тип слоистости осадка очень характерен для однонаправленного потока, насыщенного влекомым и взвешенным материалом. Выявляется также другой, весьма характерный признак русловых отложений - однонаправленность слойкой в косослоистых сериях (рис. 7.21).

Изучение многочисленных обнажений толщи ББ показало, что некоторые бугры в процессе образования размывались с какой-либо одной стороны почти полностью. При этом размыв зачастую сменялся образованием новых прислоненных или облекающих прежние бугры аккумулятивных форм, накапливалась прислоненная или чаще полностью перекрывающая предыдущие останцы бугров бэровская толща уже несколько другого литологического состава (как правило, более песчаного), где углы и азимуты падения слоев могли быть другими, часто даже противоположными (рис. 7.22). С северной стороны были ранее размывы, а затем вновь образовались, например, бугры Сизый Бугор, Северный Кирпичный Завод, Восточное Началово; с южной – бугры Грязный, Кошелевка, Шарышкин.

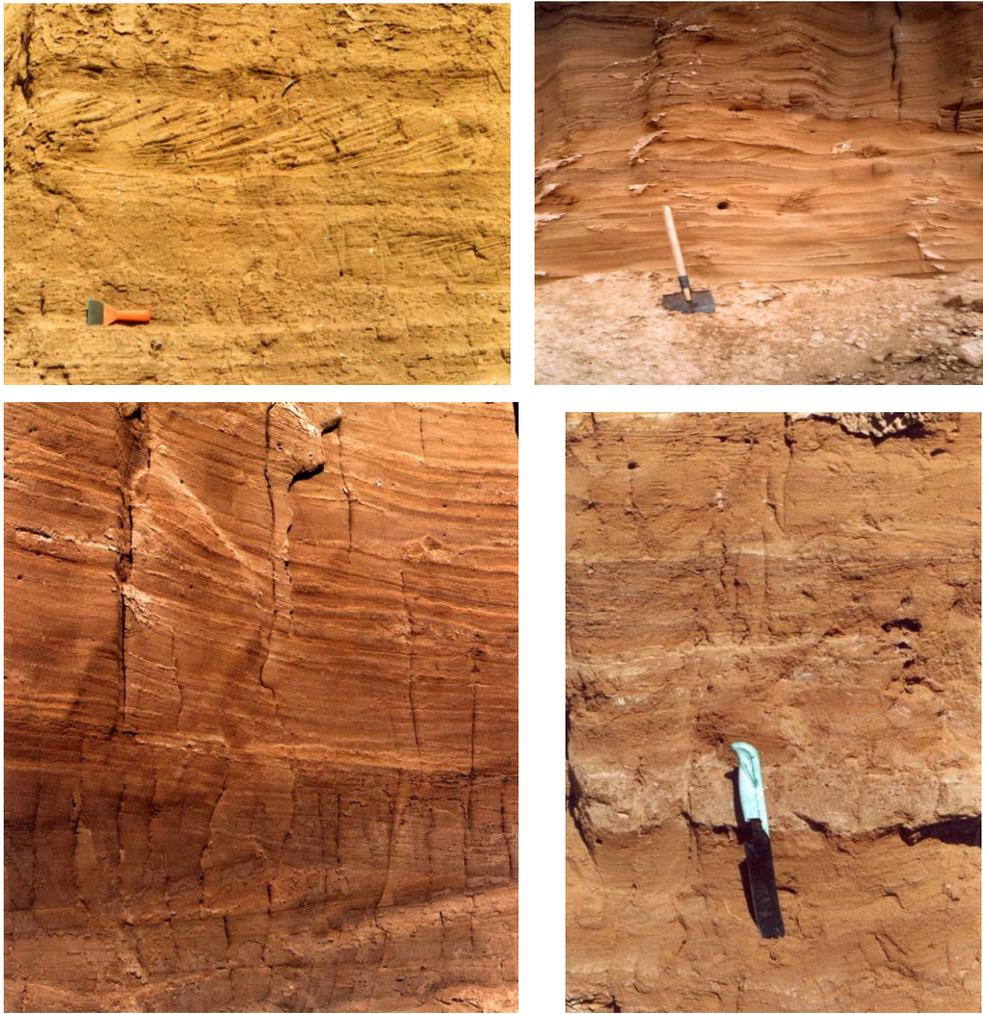


Рис. 7.21. Типы слоистости бэровских отложений

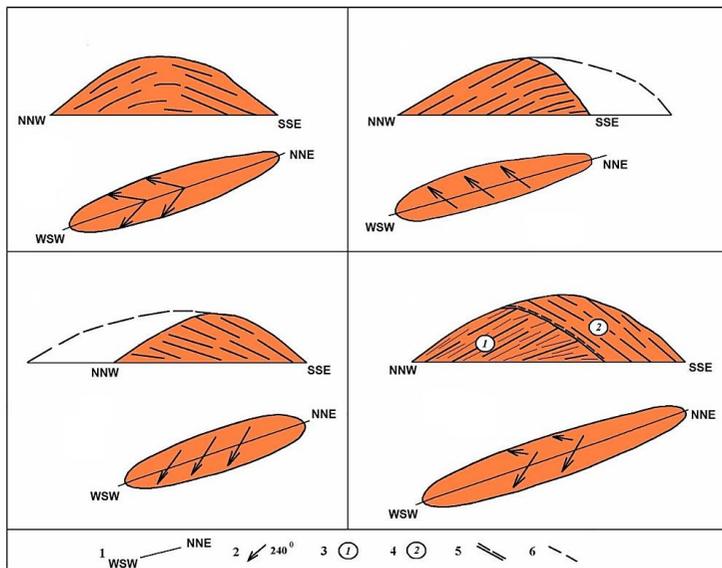
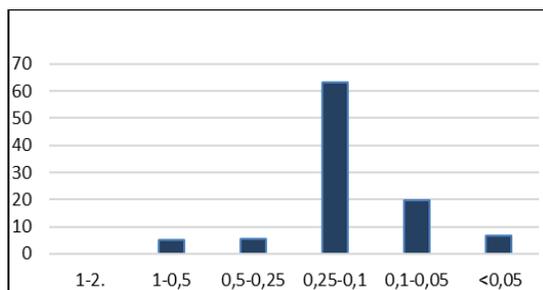
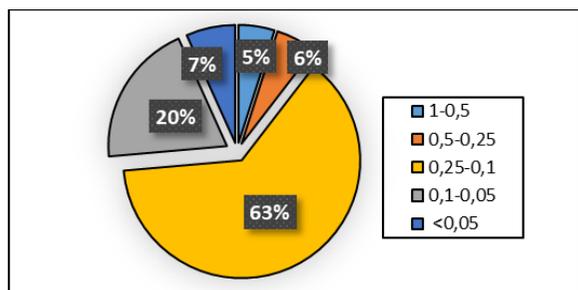


Рис. 7.22. Характерные типы бэровских бугров. 1 – ориентировка бугров; 2 – азимуты падения слоев; бугровая толща; 3 – нижняя, 4 – верхняя, 5 – размыв, угловое несогласие, 6 – теоретический профиль размывной части бугра [Бадюкова, 2005]

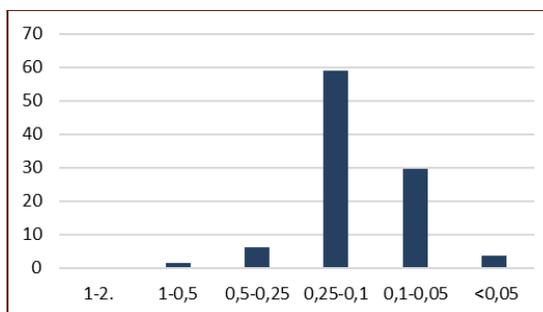
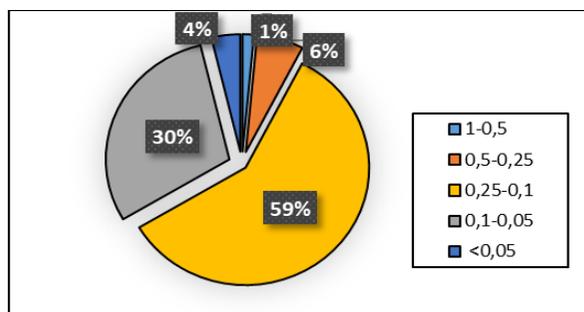
7.4. Механический состав бугровых отложений

Бугровая толща в большинстве случаев представлена переслаиванием песчаных и суглинисто - супесчаных слоев. Причем в песчаных наряду с доминирующими зернами кварца и полевых шпатов присутствуют темно - коричневые пластинки и агрегаты из глины. Бугры слагаются широким спектром типов осадков по механическому составу: тонкими, мелко- и среднезернистыми песками, супесями, легкими суглинками. Результаты гранулометрического анализа отложений ряда бугров показали, что во всех образцах имеются две крупные фракции: песчаная (разной размерности) и алевритистая, где доминирует фракция мелкозернистого песка (48-73%). В образцах из бугров Яксатово, Нортото и Сероглазовка фракция мелкозернистого песка является наиболее крупной из имеющихся. Надо отметить, что в большинстве образцов присутствует весь спектр размерностей от грубозернистого песка до алеврита и глины. Фракция тонкозернистого песка является второй по величине во всех образцах (до 40 %).

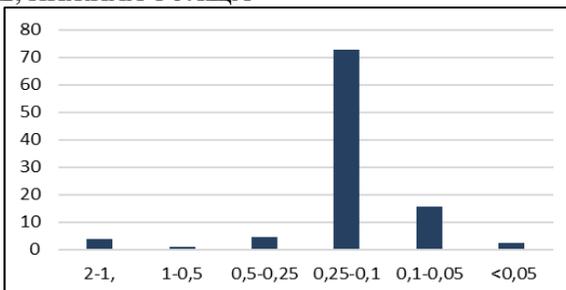
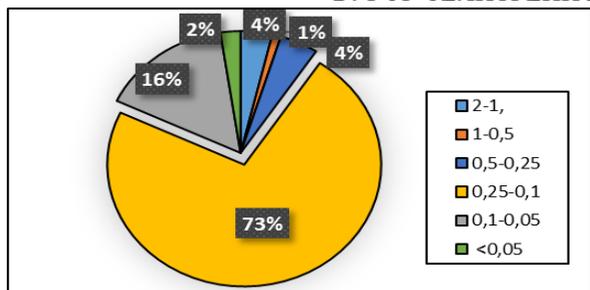
Количество глинистой и алевритистой составляющей может достигать 20%. Важной очевидной закономерностью является изменение грансостава бугровых осадков вниз по разрезу, а именно увеличение содержания тонких фракций. Надо добавить, что во время проведения анализа неизбежно допускались ошибки, так как в массе осадка присутствовали окатыши и скрепленные агрегаты глины, которые приходилось дробить. Все же некоторая доля их обогащала фракции песчаных размерностей (рис. 7.23, 7.24).



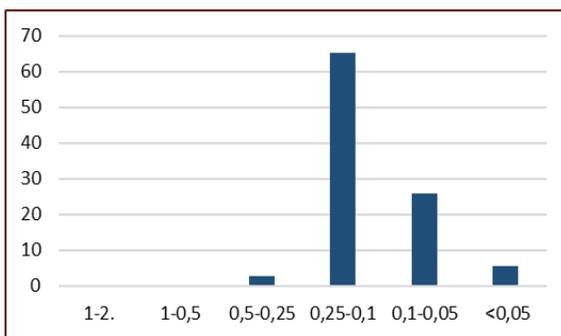
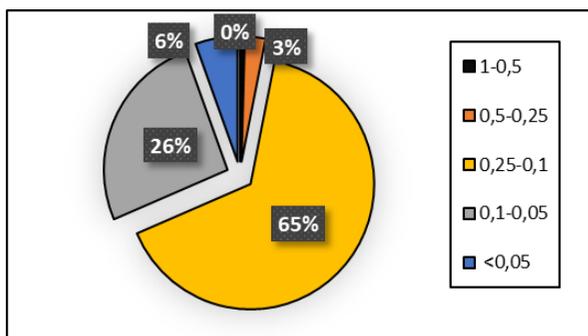
БУГОР СЕЛИТРЕННОЕ, ВЕРХНЯЯ ТОЛЩА



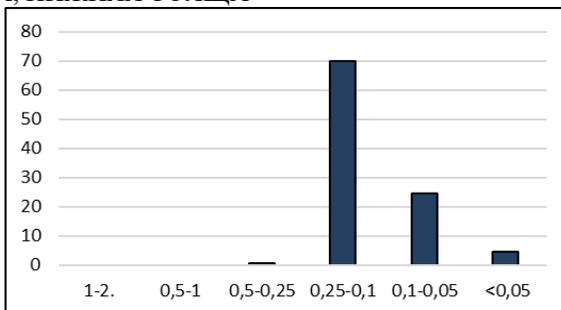
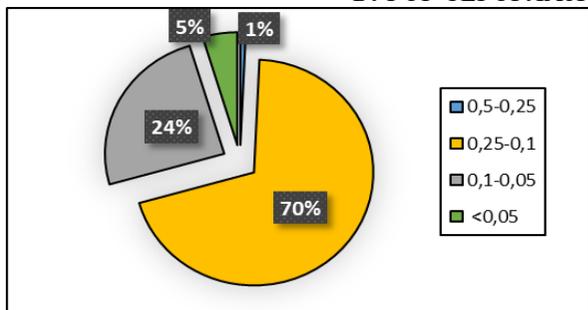
БУГОР СЕЛИТРЕННОЕ, НИЖНЯЯ ТОЛЩА



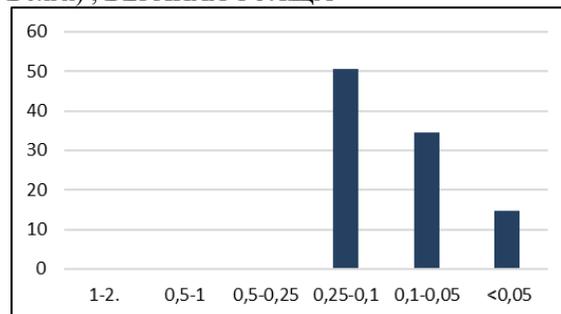
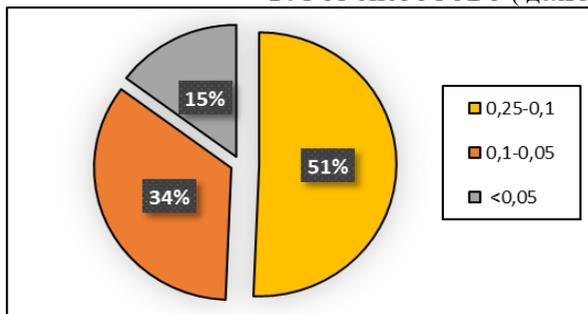
БУГОР СЕРОГЛАЗКА ВЕРХНЯЯ ТОЛЩА, ДО 80 СМ



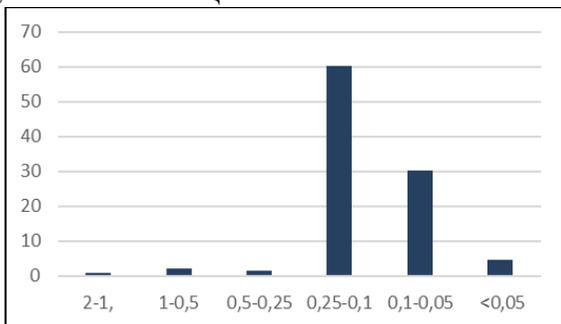
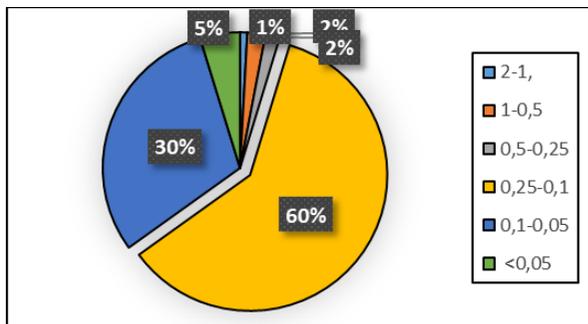
БУГОР СЕРОГЛАЗКА, НИЖНЯЯ ТОЛЩА



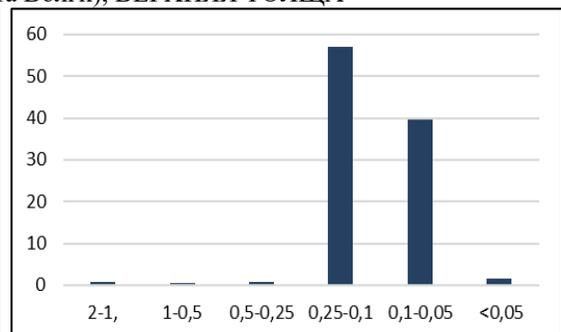
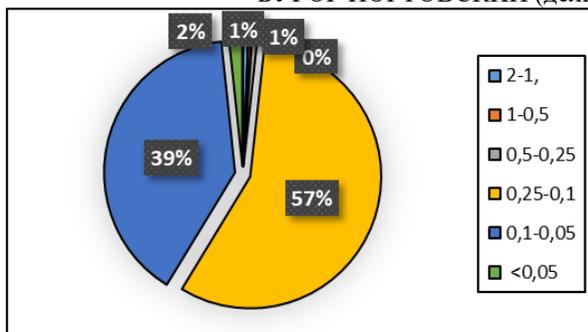
БУГОР ЯКСОТОВО (дельта Волги) , ВЕРХНЯЯ ТОЛЩА



БУГОР ЯКСОТОВО, НИЖНЯЯ ТОЛЩА



БУГОР НОРТОВСКИЙ (дельта Волги), ВЕРХНЯЯ ТОЛЩА



БУГОР НОРТОВСКИЙ, НИЖНЯЯ ТОЛЩА

Рис. 7.23. Гранулометрический состав бугровых отложений

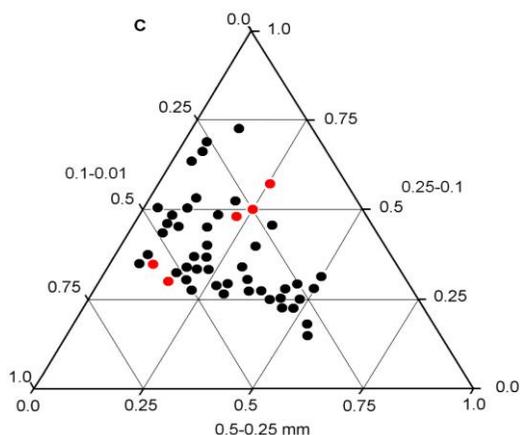


Рис. 7.24. Гранулометрический состав отложений бэровских бугров. Черные точки – грансостав бугровой толщи из разных бэровских бугров. Красные точки – образцы из отдельных слоев одного и того же бугра

В заключение надо отметить, что во всех буграх данные гранулометрического анализа показывают преобладание отложений легкого механического состава. В нижней и средней части разреза преобладают более глинистые породы, легкие суглинки и глинистые пески, а в верхней более сортированные тонко и мелкозернистые пески. Кумулятивные кривые нескольких отобранных образцов имеют схожий плавный, не ступенчатый характер. Медиана большинства составляет 0,15 - 0,2 (рис. 7.25).

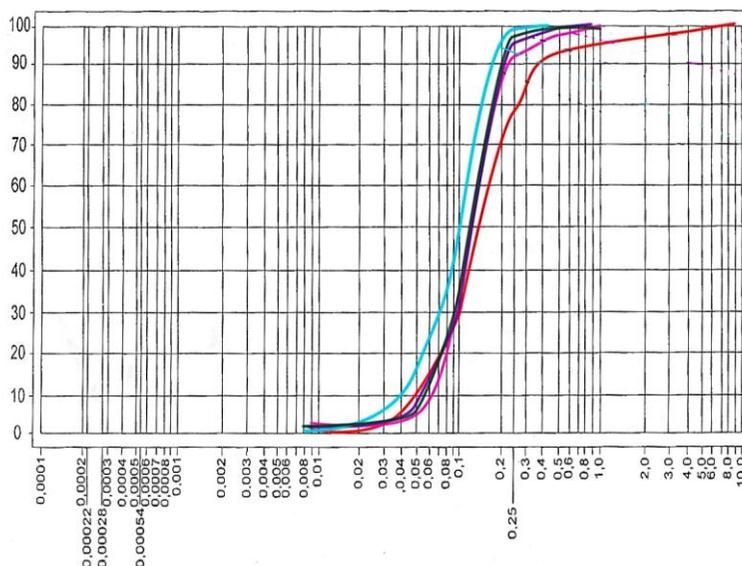


Рис. 7.25. Пример кумулятивных кривых образцов из бугровых отложений

В заключение для сравнения гранулометрического состава отложений бугровой толщи с типично эоловыми осадками приводятся гистограммы (рис. 7.26). Эоловые осадки имеют существенные отличия от бугровых отложений. На левом рисунке представлена типичная нижнебугровая толща бугра Сарай-Бату на левом берегу Ахтубы. На диаграмме процентного соотношения фракций отмечается один пик мелкозернистого песка и постепенное уменьшение размерностей от моды. В образце присутствуют все размерности от грубозернистого песка до алеврита и глины. Эоловые отложения, в отличие от бугровых отложений, имеют ярко выраженную моду среднезернистого песка (более 90%), с минимальным содержанием соседних по размерности фракций. Они обладают очень хорошей сортировкой материала, а также отсутствием в нем целых раковин.

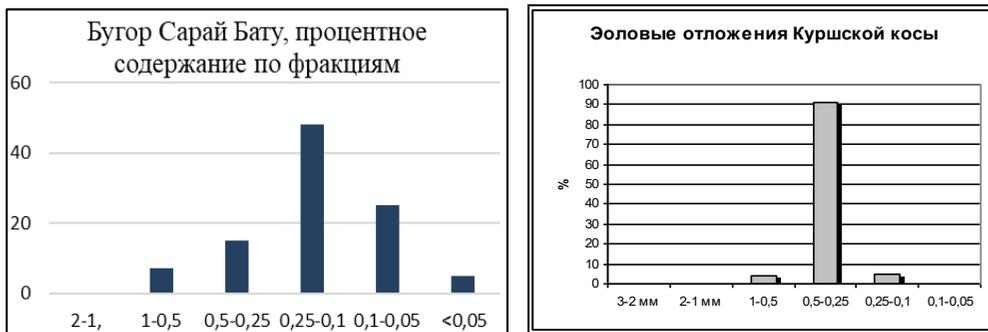


Рис. 7.26. Гранулометрический состав наиболее характерных бугровых и типичных эоловых отложений

Как показали исследования в целом можно говорить об однородности строения ББ в различных районах, хотя местами в разрезах могут выпадать некоторые отдельные пачки, варьировать их мощность и изменяться механический состав БТ. Однако все эти различия не меняют общей картины.

7.5. Генезис бэровских бугров

Наиболее распространенными гипотезами о происхождения бугров Бэра считаются морская, эоловая, эрозионная и эрозионно-аккумулятивная. Приведем основные доводы против каждой из этих гипотез.

Морской генезис. На невозможность формирования ББ на подводном склоне открытого моря в первую очередь указывает гранулометрический состав и характер слоистости бугровой толщи, т.е тонкополосчатая слоистость, которая проявляется в чередовании песчаных и алевритово-пелитовых слоев. Такого рода слоистость совершенно несвойственна аккумулятивным формам, расположенным на подводном береговом склоне, где в результате гидродинамической активности происходит сепарация осадочного материала – мелкозернистые фракции отлагаются на больших глубинах, более грубозернистые частицы перемещаются к урезу. Одновременное присутствие осадка столь разной размерности и такой тонкослоистости исключено. Причем, такая дифференциация осадочного материала происходит даже при небольшом ветровом волнении и наблюдается на всех водоемах, включая мелководные.

Гранулометрический анализ бугровой толщи показывает, что доминируют мелкозернистые фракции, часто преобладают фракции 0,1-0,01 и менее, что указывает на очень большую первоначальную мутность водных масс, из которых в спокойной, но при этом периодически меняющейся гидродинамической обстановке происходило послойное осаждение осадков бугровой толщи. Принимая во внимание меридиональную ориентировку бассейна, в Северном Каспии волны с ЮВ (доминирующее направление волноформирующих ветров) достигают и достигали ранее максимальной длины разгона. Кроме того, море должно было быть приглубым, так как мощность бугровой толщи может достигать 10м. Таким образом, в береговой зоне должна была существовала активная гидродинамическая обстановка и, как следствие, не было возможности для спокойного осадконакопления.

И главное возражение. При падении уровня моря, а тем более при очередном его подъеме в одну из стадий позднехвалынской трансгрессии, ББ неминуемо размывались бы благодаря действию волн, что и произошло во время новокаспийской трансгрессии, когда были полностью смыты бугры в Северном Каспии (сохранились только их цоколи из ШГ), почти полностью смыты бугры в южной части дельты, а севернее сохранились только отдельные останцы, абразированные со всех сторон. Поэтому невозможно согласиться с мнением, что широкие поверхности бугров в СВ части Северного Прикаспия обязаны своим происхождением последующему абразионному действию моря, которое, по мнению ряда исследователей, покрывало южную часть Прикаспия уже после образования бэровских бугров. О.К. Леонтьев, крупный геоморфолог, много занимающийся геоморфологией морских берегов и дна морей резко воз-

ражал против образования ББ на подводном береговом склоне в виде подводных береговых валов, приводя подробную и обоснованную критику [Леонтьев, 1965].

Сторонники эоловой гипотезы связывают приуроченность ББ к дельтам с обилием песчаного в них материала, в дальнейшем перевеянного. Однако с этим трудно согласиться, так как непосредственно в дельтах эоловые процессы активно не происходят, так как даже в аридных условиях их поверхности быстро зарастают за счет повышенной увлажненности. Кроме того, для строительства дюн необходима область питания в виде широких отмелей, а также сильные ветры. И то, и другое трудно достижимо в дельтах, где растительность резко гасит ветер, а отмели быстро зарастают. Вышесказанное касалось современных дельт и вполне правомерно возражение, что отмершие дельты могут быстро становиться ареной действующих эоловых процессов. Однако, если проанализировать характер поверхности многих отмерших дельт Прикаспийской низменности, можно убедиться, что это не совсем так. Например, отмершие дельты Урала, в частности Багырдайская дельта позднехвалынского возраста, представляет собой суглинистую, местами супесчаную плоскую или слегка волнистую равнину лишь с небольшими пятнами песчаных массивов. Такой же в целом облик и характер слагающих их отложений имеют и Сарайчикская и Новобогатинская дельты Урала, дельты Терека различных стадий и т.д.

Вся юго-западная часть Прикаспийской низменности, покрывавшаяся морем позднехвалынского возраста, характеризуется не сплошным развитием песчаных отложений. Эоловые массивы занимают отдельные площади, сменяясь часто обширными, почти непереваемыми пространствами, т.е. распространение эоловых форм не повсеместно и не изменяет существенно облика обширной Прикаспийской низменности, особенно в ее северной части. Крупные массивы эоловых песков фиксируют трансгрессивные стадии колебаний уровня Каспия, когда его повышение способствовало усилению эолового рельефообразования в береговой зоне (Бадюкова и др., 2009). Особенно интенсивно это происходило на участках, где было много песчаного материала, который в результате размыва поступал в приурезовую зону и на пляж, способствуя увеличению бюджета наносов в береговой зоне, а, следовательно, и увеличению количество песчаного материала, способного к эоловому переносу.

Согласно Б.А. Федоровичу [1941], который одним из первых выдвинул эоловую гипотезу, ББ являются древними эоловыми формами, расположенными параллельно преобладающему ветру. Общая тенденция широтного положения ББ обусловлена, по его мнению, воздействием ветров, дующих в Прикаспии в широтном направлении. О.К. Леонтьев и др. [1965] полагают, что ББ также являются продольными грядами, но расположены они не по направлению господствующего ветра, а согласно равнодействующей ветрового режима в каждом конкретном регионе. В отличие от предыдущих авторов, Л.З.Захаров [1975] и Л.Б. Аристархова [1980] считают, что основой для возникновения ББ послужил барханно-грядовый эоловый рельеф и что они представляют собой барханные цепи. Как известно барханы являются поперечной к ветру эоловой формой, поэтому субширотную ориентировку заросших ББ, Л.Б. Аристархова объясняет преобладанием во время их образования активных ветров не субширотных, а субмеридиональных и близких к ним румбов.

Во всех пустынях продольные или линейные эоловые формы представляют собой прямые или слегка извилистые симметричные песчаные гряды с узким гребнем или широким, но тогда осложненным сверху более мелкими линейными грядами. При их ширине от 0,3 до 2,5 км гряды протягиваются иногда на многие десятки километров и образуют в целом параллельные гряды, разделенные песчаными или каменистыми пространствами, причем общим признаком являются исключительно широкие промежутки между отдельными грядами. Анализ соотношения между шириной гряд и межгрядовыми понижениями показал, что независимо от размера гряд расстояние между грядами в два и более чем в два раза больше их ширины, в отличие, надо заметить, от ББ, где это соотношение не выдерживается. Важно также отметить, что продольные гряды не соприкасаются между собой боками, как это происходит во многих случаях с ББ.

Продольные гряды во всех пустынях образуются при остром двухмодальном режиме, когда существуют два доминирующих режима активных ветровых потоков, образующих между

собой острый угол. Песок поочередно поднимается по противоположным склонам эоловой формы одновременно сдвигаясь вдоль гряды и наращивая ее в длину за счет поступления новых порций материала, приносимого из области питания. Ветродинамическая ситуация в Прикаспии такова, что в этом регионе продольные гряды не могли бы образоваться. В течение года здесь преобладают ветры восточных румбов, особенно четко эта закономерность проявляется в холодную половину года. Летом же, когда эоловая активность бывает наибольшей, преобладают ветры западного направления. Розы ветров здесь характеризуются сложным видом, присутствуют ветры всех румбов, поэтому ветровые потоки не имеют тенденцию группироваться по двум доминирующим направлениям, что является необходимым условием для образования продольных гряд. Таким образом, сравнение ББ с продольными эоловыми грядами вряд ли правомерно, так как, во-первых, они морфологически непохожи на эти формы, а, во-вторых, ветродинамическая ситуация как сейчас, так, вероятно, и ранее не способствовала образованию продольных гряд.

Сторонники эолового генезиса признают за бэровскими буграми субширотное направление, однако исследования показывают, что ББ имеют самую разную ориентировку, причем это наблюдается во всех районах распространения этих форм. Так в пределах дельты Эмбы их ориентировка меняется от преимущественно широтной в северной части до СВ - в центральной; в южной части есть отдельные бугры, ориентированные меридионально. Простираение ББ на правом берегу Урала, в северной части Багырдайской дельты юго-западное, но также встречаются группы бугров различной ориентировки - от субмеридиональной до близкой к широтной. И лишь в юго-западной части дельты они постепенно приобретают широтное и субширотное простираение. В дельте Волги и вдоль нижней Волги направление бугров также меняется. Так, к западу от дельты Волги строго широтное направление ББ меняется в некоторых случаях на ЮЗ, а в других - на ЗСЗ (как, например, бугор Оля на правом берегу Бахтемира). Выше по течению, в районе Енотаевска большинство бугров имеют ЮЗ простираение, но наряду с ними есть бугры и ЮЮЗ направления. Между Терекком и Кумой, по мнению М. М. Жукова [1935], отмечается СЗ простираение бугров. Не находит достаточно убедительного объяснения, с точки зрения эолового происхождения ББ, и кулисообразное их расположение на западной окраине Прикаспийской низменности, на которое впервые обратил внимание К. Бэр [1856].

Гранулометрический анализ ряда образцов, проведенный для характеристики состава отложений бугровой толщи и сравнения их с эоловыми осадками показывает существенное различие их механического состава. Для БТ характерно присутствие большого количества мелкозернистых фракций, вплоть до пелитовых, представленных, в основном, кварцем, а не глинистыми частицами. Как было показано, такого типа отложения совершенно несвойственны типично эоловым формам. Характер слоистости бэровской толщи также не говорит в пользу эолового генезиса бугров. Такого рода тонкослоистые пачки, где слойки (иногда менее 1 мм), сложенные алеврито-пелитовыми фракциями, перемежаются песчаными слойками, не свойственны эоловым формам, детальное изучение которых проводилось не только на Каспии [Бадюкова и др., 2009], но и на берегах Балтийского моря [Бадюкова и др., 2017].

Сторонники эоловой гипотезы не объясняют тот факт, что практически во всех буграх в толще супесчаных отложений присутствует раковинный материал, причем не только в виде тонких и сравнительно мощных прослоев целой и битой ракушки, но и в виде линз, гнезд и отдельных мелких и крупных (до 3-4 см), массивных раковин. Часто прослой раковин образуют базальные горизонты, разграничивающие литологические разности. Присутствие крупных раковин в толще супесчаных отложений невозможно объяснить эоловой активностью, так как в ветровом потоке они не могли бы перемещаться одновременно с глинистым и супесчаным материалом. Кроме того, скорость ветров над районами распространения ББ должна была быть ниже, в отличие от береговой зоны моря, где, изредка, во время катастрофических штормов возможно перемещение ветром раковин. Это связано с тем, что над неровной поверхностью суши, а также из-за увеличения шероховатости подстилающей поверхности вблизи речных долин (пойменная растительность) скорости ветра резко снижаются.

В разрезах вдоль простираения ББ крупные серии слоев примерно параллельны другу, залегают под одним углом (5° и более) и протягиваются на очень большие расстояния, что вооб-

ще-то совершенно не свойственно эоловым образованиям, как современным, так и древним. Наличие таких выдержанных по простиранию серий слоев является еще одним аргументом против предположения, что ББ представляют собой гряды слившихся между собой барханов, так как слоистость последних, вскрываемая вдоль простирания барханных гряд, резко отличалась бы от описанной выше.

Эоловыми процессами нельзя объяснить и мощности отдельных прослоев, сложенных материалом разной крупности, а также их резкого перехода от одного слоя к другому. Есть примеры, когда сильно уплотненные протяженные слои темнобурой глины мощностью 10-15 см резко замещаются светлобурными супесчаными или песчаными слоями такой же мощности и даже более. Аналогичные резкие переходы от слоя к слою с разным гранулометрическим составом фиксировались во всех наблюдаемых обнажениях. Однако, известно, что отличительной чертой эоловых отложений является их тонкая слоистость, когда каждые отдельные слойки достигают максимум нескольких миллиметров. Это связано с тем, что толщина слоев песка различного механического состава соответствует не только определенной скорости ветра, но и его продолжительности и направлению. Скорость же ветра и его направление не может длительное время быть одними и теми же, а затем меняться мгновенно и снова дуть длительное время уже с другой скоростью и в другом направлении. Именно поэтому резкого изменения гранулометрического состава в эоловых отложениях не наблюдается.

Эрозионной гипотезы придерживаются многие исследователи. В этом случае принимается, что бугры сформировались в водной среде. Пойменно-дельтовая поверхность размывалась многочисленными потоками Волги, и эрозия приводила к формированию бэровских бугров, то есть они являются останцами. Однако данная гипотеза объясняет в некоторой степени лишь морфологический облик бугров (но и то, только в дельте), но не объясняет происхождение самой бугровой толщи.

Эрозионно-аккумулятивная гипотеза, связанная с процессами дельтообразования, вызывает сомнение по ряду причин. Можно согласиться со сторонниками эолового происхождения ББ, которые справедливо указывают на невозможность образования такого рода прямых протоков с сопряженными с ними буграми, вытянутых вдоль дельт рек, а тем более расположенных поперек, как это наблюдается в дельте Волги. Кроме того, как уже говорилось, встречаются поля распространения ББ, не приуроченных к дельтам.

Гипотеза формирования ББ на дне обширных т.н. пластовых потоков выдвинута сравнительно недавно [Бадюкова, 1999, 2018]. Согласно ей все описываемые формы рельефа возникли в условиях «пластового» стока большого количества воды по слаборасчлененной обширной равнине с незначительными уклонами, при высоком стоянии базиса эрозии. Такие потоки могли действовать в конце позднеплейстоценового времени, когда вероятно происходил переток вод из лагуны, существовавшей на территории Северного Прикаспия, в Черное море через Манычский пролив [Бадюкова, 2010]. ББ могут являться своеобразными аналогами больших песчаных гряд и дюн, формирующихся на дне этого потока при деформации дна – аналогов русловых форм, образующих в руслах рек ленточные гряды, побочни, осередки. Размеры ББ вполне соизмеримы с размерами этих форм на дне крупных равнинных рек, которые могут достигать в длину несколько километров при высоте до 10 м. В дальнейшем, по мере обмеления этих потоков, гряды вышли на поверхность. Конечно, при этом возможен размыв либо верхней части бугров, либо одного из склонов, но в целом формы могли сохраниться в рельефе. Подъем уровня моря в новокаспийское время частично размыв, а частично подтопил южный район развития ББ и в настоящее время здесь наблюдаются только вершины наиболее высоких гряд.

Происхождение гряд связывается с наличием в потоке макромасштабной турбулентности [Алексеевский, 1998]. Это относительно стабильные образования, высота которых возрастает с увеличением расхода воды, а морфология имеет очень большое сходство с морфологией ББ. Условием для образования гряд является наличие достаточно большого стока влекомых наносов. Развитие грядовых аккумулятивных форм руслового рельефа представляет собой совокупность процессов эрозии, транспорта и аккумуляции. Крупные гряды на дне трехмерны и расположены в шахматном порядке. В спокойном потоке равнинной реки продольный профиль каждой гряды часто асимметричен: обращенный навстречу течению верховой (напорный) склон

отлогий, обращенный вниз по течению низовой откос – крутой, до 25-30°. При экспериментальных натуральных наблюдениях в канале (лотке) со спокойным течением формировались крупные песчаные гряды, причем их образование было приурочено к узкому диапазону скоростей – не менее 19см/сек и не более 23см/сек [Мельникова, 1997]. Незначительные изменения скорости потока в этом диапазоне приводили к формированию гряд как вдоль течения, так и поперек.

Характеристики турбулентности вихря могут быть различны, вероятно, этим можно объяснить столь разнообразные формы ББ, часто сменяющие друг друга. То же самое касается ориентации отдельно взятых бугров: при общем генеральном направлении возможны случаи различных их отклонений. Между грядами, сформированными на дне потока, часто образуются западины, которые в дальнейшем придают субаэральному рельефу элемент “бессточности”. На присутствие замкнутых котловин между ББ обращали внимание многие исследователи.

Характер литологии и слоистости бугровой толщи также говорит в пользу данной гипотезы. Это и тонкослоистость и изменение грансостава и часто встречающаяся диагональная слоистость второго порядка, когда мелкие параллельные слойки залегают под большим углом между двумя гораздо более пологими слоями. Такого рода слоистость свойственна направленному водному потоку и описана во многих работах, посвященных проблемам седиментогенеза. Для БТ также характерно наличие ритмически перекрывающихся друг друга слоев, образующих слоистую рябь с однообразным отложением осадка, чередующуюся прослоями, т.н. смещенной ряби (climbing ripples). Такой тип слоистости осадка также характерен для однонаправленного потока с большим бюджетом взвешенных наносов. [Обстановки осадконакопления, 1990; Ботвинкина, 1962]. Причем они никоим образом не были связаны с прибрежной волновой активностью, так как ни гранулометрический состав материала (отложения от мелкозернистых песков до алевроитов и глин, неоднократно резко сменяющие друг друга в описываемых обнажениях), ни характер сортировки осадков, ни типы слоистости не свойственны осадкам береговой зоны моря. Все они характерны только для потока, причем однонаправленного и часто меняющего свою скорость.

Таким образом, ББ на дне «пластового» потока были достаточно динамичными формами, по мере своего образования они могли частично размываться и образовываться вновь, такого же рода процессы протекают на дне любых потоков. Кроме того, по данным Н.И. Алексеевского [1998] в турбулентных потоках возникают разномасштабные вихревые структуры и формируются гряды различных размеров, совокупность которых образует иерархию донных форм. При этом мелкие формы осложняют поверхности крупных гряд. Вероятно, этим объясняются значительные вариации азимутов падения слоев в верхних частях ББ, так как на их поверхности под водой существовали аккумулятивные тела меньшего порядка, в значительной степени размываемые при осушении бугров.

Скорость потока не была постоянной. В разрезах бугров Дундук и Чапчаган (в дельте Волги) был выявлен выдержанный прослой (мощностью от 1 до 5 см) светло-серо-зеленоватого алевроито-пелитового материала. Сравнительно недалеко расположенный от них бугор Икряной сложен сцементированным тонкозернистым глинистым материалом также с прослоями осадков алевроито-пелитовой размерности, характерных для водоемов с очень слабодинамичной средой. И, наоборот, иногда в разрезах вдоль бугров (бугры Северные Буруны, Бугор) отложения типичной бугровой толщи по простиранию постепенно снижаются и затем резко замещаются песчаной толщей хорошо отмытого сортированного песка с крупной косою слоистостью, с прослоями более грубозернистого материала, размерностью до мелкого щебня. Это со всей очевидностью указывает на усиление скорости потока. Согласно азимуту простирания слоев в БТ поток был направлен с СВ на ЮЗ. Важно отметить, что это был очень мутный поток, насыщенный взвешенными частицами размытой шоколадной глины, на что указывает состав и характер слоистости осадков, где присутствуют текстуры смещенной ряби, свойственные отложениям, осажденным из потоков с большим бюджетом взвешенных наносов

Таким образом, данный генезис ББ объясняет:

- морфологический облик ББ,
- сочетание черт проточности и бессточности,

- постепенное выполаживание рельефа ББ на площадях их распространения,
- присутствие пресноводной и морской фауны моллюсков и остракод, линзы и гнезда раковин и детрита в бугровой толще,
- механизм формирования двух пачек бугровой толщи и их различия,
- частичный размыв нижней БТ то с севера, то с юга, частичный размыв верхней толщи с разных сторон,
- литологический состав отложений – чередование слоев глин, алевроитов и песков, прослой речного светло-серого песка,
- характер слоистости (косослоистая, черепицевидная, ленточная, текстуры смещенной ряби и т.д., а также круто падающие слои на З-ЮЗ перифериях бугров),
- аналогичный состав отложений в ББ и в межбугровых понижениях,
- присутствие в бугровой толще минералов Уральской провинции, о чем упоминал Т.Ф. Якубов [1952],
- сцементированность и засоленность толщи.

Таким образом, все многообразие строения ББ зависит от колебаний уровня бассейна и рельефа его дна, от литологических характеристик отложений, которые подвергались размыву и последующему переотложению, состава и количества аллювиального материала, поставляемого в береговую зону, скорости и турбулентности потока, а главное его насыщенности влекомым и взвешенным материалом. Именно потому, что все перечисленные компоненты не могли оставаться неизменными на столь обширной территории, ББ, при общем их генезисе, имеют столько различий в своем строении.

7.6. Аналоги бэровских бугров

Бэровские бугры принято считать уникальными формами рельефа. Однако, вероятно, подобные в морфологическом и генетическом отношении комплексы форм рельефа имеются и в ряде других районов.

Восточное побережье Каспия. В первую очередь это очень похожие по морфологии, но значительно меньшие по размеру формы рельефа на западном побережье Казахстана, там, где Каспийское море образует глубоко вдающийся в сушу узкий протяженный залив – култук Комсомольский (рис. 7.27) и в соседних районах. Высота гряд в среднем 1–2 м и не превышает 3 м. Ширина гряд 250–500 м, ширина межрядовых понижений 0,5–1 км, длина гряд может достигать пяти и более километров. Ориентировка, в основном, широтная. Очертания гряд в плане неровные, они часто соприкасаются боковыми частями. Рассматривая эти формы рельефа, Г.И. Рычагов (2009) считает их «зародышами» бэровских бугров, из которых в дальнейшем могут образоваться типичные бэровские бугры.



Рис. 7.27. Восточное побережье Каспия – аналоги бугров и внутренняя дельта

На рассматриваемых участках побережья практически нет гидродинамической волновой активности из-за очень отмелых берегов. Исключение составляют нагоны, которые достигают на северо-восточном и восточном побережьях более 2 м, а сгоны могут достигать 3 м. Поло-

гость берегов и прибрежных участков дна способствует затоплению здесь значительной части суши – до 30-40 км. При сгонно-нагонных течениях вся масса воды вовлечена в однонаправленный поток, меняющий соответственно направление течения при сгоне и нагоне (Каспийское море..., 1986). Поток при нагонах привел даже к образованию внутренней дельты, которая сформировалась на пониженном участке побережья (рис. 7.27).

Данные районы выступают в своеобразной роли экспериментальных лотков, где действуют однонаправленные течения, где отсутствуют волны, а, следовательно, аккумулятивные формы, сформировавшиеся на дне, не размываются ими и имеют возможность выйти на поверхность при спаде уровня воды. Таким образом механизм формирования данного рельефа аналогичен механизму формирования ББ, только масштаб потока существенно меньше, по сравнению с пластовым потоком, способствующим формированию бэровских бугров

Озеро Чад. Наиболее часто ББ сравниваются с формами на берегах оз. Чад (Красножон, 1985, Бадюкова, 1999). Большинство форм аналогов сосредоточено в восточной части котловины озера, что хорошо иллюстрируется на представленной карте начала 20 века, а также современным космоснимком (рис. 7.28).

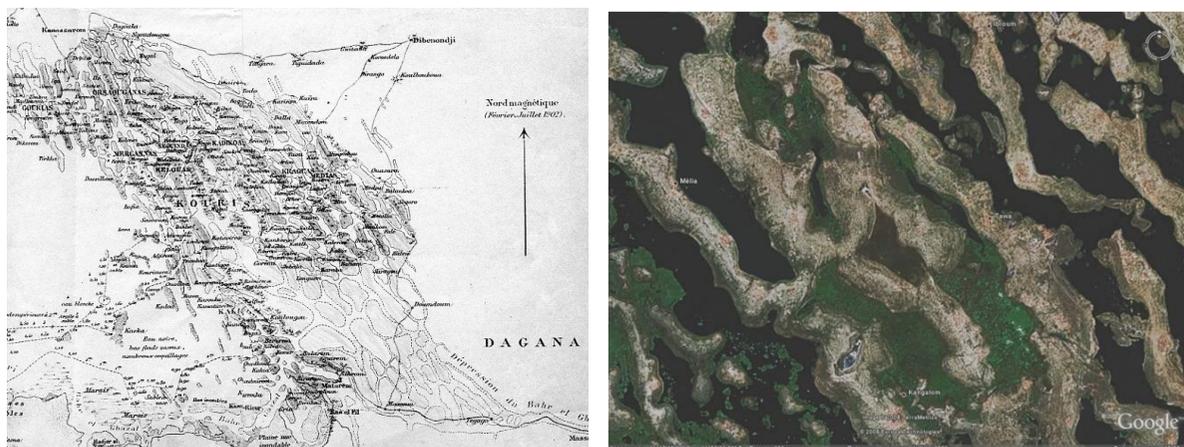


Рис. 7.28. Гряды на озере Чад

Гряды покрыты растительностью, на многих из них расположены небольшие деревни, население которых выращивает просо и прочие культуры непосредственно на них. Ориентированы они в юго-восточном направлении, имеют изрезанную с боков форму и изменчивую ориентировку вдоль простирания. Ширина форм колеблется от 500 до 1000 м, а средняя длина составляет 1–1,5 км. Известно, что на озере Чад происходило чередование озерных трансгрессий и регрессий. Во время максимума последней, когда озеро по форме и протяженности напоминало современный Каспий, начался переток вод по проливу Бахр-Эль-Газаль в соседнюю котловину Боделе (Варущенко и др., 1987).



Юг Алтая, р. Чуя. Вероятно, аналогами ББ также можно считать отдельные грядовые поля на юге республики Алтай (рис. 7.29). Здесь расположена серия гряд, которые, предположительно, образовались как подводные аккумулятивные тела при прорыве приледникового озера в позднелейстоценовое время (Рудой, 2005). Морфология этих ряд следующая: высота варьирует от 1–2 до 10–6 м, а ширина от 15–30 до 200 м. Типичная крутизна склонов разнонаправленных склонов соответственно $3 - 4^{\circ}$ и около $- 3 - 10^{\circ}$ (Carling, 1996).

Рис. 7.29. Грядовые поля, юг Алтая (по Рудому, 2005)

Западно-Сибирские гряды

Рельеф Западной Сибири на юге осложнен многочисленными грядами с сопряженными с ними ложбинами. На то, что данные формы похожи на ББ, указывали и ранее (Вельмина, 1964, Красножон, 1985). Все гипотезы происхождения гряд, также, как и ББ подразделяются на эоловые (Волков, 1961), связанные с деятельностью рек: эрозионно-аккумулятивные (Рельеф Зап.-Сиб. равнины, 1988, Пилькевич, 1974); аккумулятивные – прирусловые валы и старицы (Лавров, 1948, Вельмина, 1964) эрозионные и дельтово-аккумулятивные (Петров, 1948). По мнению Городецкой (1966) и др. значительный вклад в образование гряд внесли неотектонические движения – более крупные гряды формировались в этапы усиления новейших поднятий.

Морфология. Юг Западно-Сибирской низменности представляет собой равнинную территорию, осложненную грядообразными вытянутыми формами – грядами и разделяющими их понижениями. Сочетание этих форм рельефа придает поверхности волнообразный характер. В ряде районов равнина представляет сплошь покрытую сеть соединяющихся и расходящихся гряд, поросших лесом (колки), между которыми располагаются бессточные котловины (рис. 7.30).

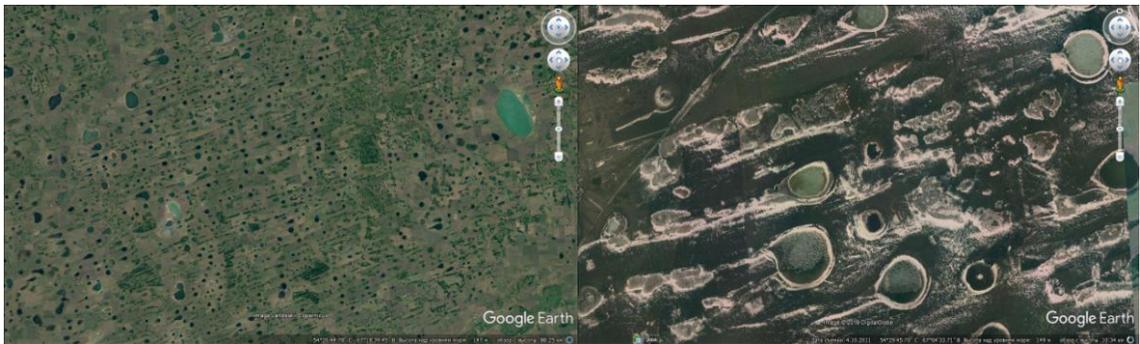


Рис. 7.30. Западно-Сибирские гряды

Гряды отличаются разнообразием по форме и длине. В плане они прямолинейные, слегка извилистые или изогнутые. Длина гряд от 1 км до 15 км, ширина от 200 м до 1,5 км. Высота 5-10 м, иногда достигает 20 м. Вершины гряд плоско-выпуклые, на них расположены протяженные западины глубиной до 3 м, что «создает видимость существования вторичных гряд на основной гряде (Пилькевич, 1974). Гряды в целом ориентированы с СВ на ЮЗ, однако часто наблюдаются отклонения – меридиональные или ориентированные с СЗ на ЮВ гряды. На ряде участков они располагаются близко друг к другу, на других – отдельные гряды протягиваются далеко друг от друга, есть районы, где гряды имеют другую морфологию и хаотическое расположение. Имеются обширные участки, где их нет совсем.

Все грядноложбинные формы размещаются по периферии широких древних долин и ложбин. При этом часто их длинные оси ориентированы вкрест простирания. Там, где гряд много, наблюдается ритмичное чередование гряд с межгрядными понижениями, ширина которых примерно равна ширине гряд или больше. Понижения часто разделены невысокими перемычками, соединяющими две соседние гряды. Дно часто осложнено замкнутыми котловинами с озерами или болотами. Озера не везде образуют цепочки, следуя друг за другом, они могут изгибаться подобно речным излучинам, сливаться, образуя крупные водоемы. В СВ части района они округлые, более глубокие расположены около более крутых склонов гряд.

При фронтальном расположении гряд высота их примерно одинакова, т.е. их вершины лежат в одной плоскости и совпадают, что важно отметить, также по высоте с расположенными рядом безгрядными участками. Наблюдается закономерное снижение высоты гряд – их высота по мере приближения к границам распространения постепенно уменьшается, они распластываются, нет ярко выраженных межгрядных понижений, и в приграничной зоне они исчезают. Кроме того, происходит закономерное снижение абсолютной высоты гряд при движении к Тургайскому прогибу (Городецкая, 1966). Таким образом, наблюдается определенная гипсометрическая связь между уровнем вершин гряд и уровнем прилегающих поверхностей. Грив-

ные пески у края степных плато также постепенно уменьшаются в мощности и перекрываются суглинками, залегающими на поверхности междуречий (Лавров 1948, Быков, 1940). Крутизна склонов от 1,5 до 5-6 град. Большинство грив имеют асимметричное строение в поперечном профиле, т.е. один склон короче и круче другого. Юго-западный склон почти всегда круче северо-восточного и вершина гривы ближе к крутому склону.

Характер отложений, слагающих гривы. В расчистках вдоль оси грив слоистость субгоризонтальная, поперек грив – слоистость косая с наклоном в сторону склона под углом около 5° . На южных склонах грив слоистость падает на юг, на северных – на север. Слои нигде не пересекаются с поверхностью грив, их мощность уменьшается к краям грив. На юго-западной оконечности бугров наблюдаются монотонно чередующиеся субпараллельные слои, углы падения которых возрастают до $20-30^{\circ}$. Гривы сложены однообразным в литологическом и текстурном отношении материалом. Это преимущественно лессовидные суглинки, тонко- и макрослоистые, преобладают мелкопесчаная, пылеватая и глинистая фракции. В разрезах при выветривании суглинки образуют призматические отдельности. По плоскостям напластования в виде присыпки присутствует тонкозернистый кварцевый песок.

В отложениях прослеживаются тонкие прослои мелкозернистого пылеватого песка, в которых обнаружена фауна обитателей слабопроточных пресных вод. Часто встречаются небольшие линзы и прослои, сложенные глинистыми окатышами (т.н. глинистый песок) диаметром около 1 мм. Присутствие большого их количества придает нижней толще отложений более коричневый цвет. Днища межгривных ложбин, как правило, сложены коренными глинами или тяжелыми суглинками. Характерные осадки грив образовались в значительной степени из этих глин. Минералогический состав песков отличается от пород, которые залегают к западу и востоку от распространения грив. Они не обогащены минералами коренных пород, которые присутствуют на юге бассейна (Волков 1961).

Происхождение грив. По мнению многих исследователей переток из обширных озер в Западной Сибири на юг был через Тургайский прогиб (Лавров, 1948, Гроссвальд, 1999, Mangerud, Jakobsson et al., 2004). Как видно из приведенного описания морфологии рельефа грив и сопряженных с ними межгрядовых понижений она практически аналогична морфологии ББ. Это плановое расположение гряд, их размеры форм, выдержанные по профилю высоты, наличие более мелких форм на выпуклых широких поверхностях гряд, постепенное понижение относительной высоты бугров и их выполаживание по мере приближения к границам распространения, существенно меняющаяся ориентация грив на разных участках. Также идентична и морфология межгрядовых понижений, их закономерная связь с размерами грив, присутствие характерных замкнутых котловин. Характер осадков показывает, что они также отлагались из медленно текущих потоков воды, насыщенных взвешенным глинистым материалом. Литология песков говорит в пользу течения с севера на юг, так как они не обогащены минералами пород, которые есть на юге бассейна (Быков, 1940, Лавров, 1948). В заключение надо отметить, что в отличие от данной гипотезы происхождения грив, все другие не могут объяснить многие черты морфологии рельефа юга Западной Сибири.

В заключение надо отметить, что все приведенные примеры форм рельефа образовались при действии однонаправленных медленно текущих потоков. Это сгонно-нагонные течения или переток вод через пороги стока – из о.Чад через Бахр-Эль-Газаль в котловину Боделе и из Западной Сибири через Тургайский прогиб в котловину Аральского моря.

Литература

Абдурахманов Г.М., Карпюк М.И., Пузаченко Ю.Г. и др. Современное состояние и факторы, определяющие биологическое и ландшафтное разнообразие Волжско-Каспийского региона России. М.: Наука, 2002. 415 с.

Абдурахманов Г.М., Темуров Г.А., Шохин И.В. и др. Уровень Каспийского моря и новый взгляд на острова Северного Каспия / "The Caspian region: environmental consequences of the climate change" Proceeding of the International Conference. М. 2010. Р. 60-64.

Абрамова Т.А. Изменение увлажнённости Каспийского региона в голоцене по палинологическим данным // Колебания увлажнённости Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 71-74.

Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. дис. ... канд. геогр. н. М., 1974. 24 с.

Абрамова Т.А., Маев Е.Г. Палинологическая характеристика и условия формирования горизонта позднехвалынской (мангышлакской) регрессии Каспийского моря // Маринопалинологические исследования в СССР. М.: Наука, 1974. С. 117-125.

Александрова В.Д. Классификация растительности. Л.: Наука. 1969. 275 с.

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

Алексеевский Н.И., Айбулатов Д.Н. Динамика гидрографической сети и морского края дельты Волги с 1800 по 2010 гг. // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. № 2. С. 96-102.

Алексин А.А., Леонтьев О.К., Фотева Н.Н. Некоторые результаты структурно- геоморфологических исследований в дельте Волги в связи с её возможной нефтегазонасностью // Вопросы географии. 1961. №. 52. С. 73-84.

Алигаджиев Г.А. Реконструкция донной фауны дагестанского района Каспийского моря в связи с массовым развитием в нем азово-черноморских вселенцев // Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последние десятилетия. М.: Наука, 1965. С. 166-199.

Алигаджиев М.М., Османов М.М., Амаева Ф.Ш. Азово-черноморские вселенцы макробентоса Каспия в новых экологических условиях // Голоценовые колебания уровня моря и биологич. разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 22-23.

Алиев А.Д., Пятакова Г.М. Видовой состав и распределение зообентоса Среднего и Южного Каспия // Биология Среднего и Южного Каспия. М.: Наука, 1968. С. 80-104.

Андросова Е.Я. Фитопланктон // Куйбышевское водохранилище. Л.: Наука, 1983. С. 102-111.

Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей / Изв. Русск. Геогр. об-ва. Т. 24. Вып. 1-2. 1888. С. 91-114.

Арбузова С.К. Минералогические особенности хвалынских глин в бассейне Нижней Волги // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1970. № 37. С. 41-46.

Арбузова С.К. О формах существования железа в четвертичных глинах Нижнего Поволжья // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1977. № 7. С. 170-171.

Аристархова Л.Б. Еще раз о происхождении и причинах локализации Бэровских бугров // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 4. С. 67-73.

Арнольди Л.И. К вопросу о распределении зообентоса в Каспийском море // Материалы по гидро-биологии и литологии Каспийского моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 115-171.

Артамонов В.И. Позднечетвертичные регрессии Каспийского моря по данным биостратиграфических и геоморфологических исследований дагестанского шельфа Среднего Каспия. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1976. 26 с.

Архипов С.А. К литолого-фациальной характеристике хвалынских шоколадных глин и условиям их образования // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1958. № 22. С. 19-25.

Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М.: Пищевая промышленность, 1968. 415 с.

Атлас дельты Волги: геоморфология, русловая и береговая морфодинамика // В. Н. Коротаев, Г. И. Рычагов, Н. А. Римский Корсаков и др. Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова / Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. М.: 2015. 128 с.

Атлас почв СССР. М.: Колос. 1974.

Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.В. Почвы СССР. М.: Мысль. 1979. 380 с.

Бадюкова Е.Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров // Вестник МГУ. 1999. Сер. географ. №4. С. 52-61.

Бадюкова Е.Н. Новые данные о морфологии и строении бэровских бугров // Геоморфология. 2005. №4. С. 25-38.

- Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2000. Т. 75. С. 25–34.
- Бадюкова Е.Н. История развития Северного Прикаспия и дельты Волги // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 1002-1009
- Бадюкова Е.Н. О возможности соединения Каспийского и Черного морей в позднехвалынское и голоценовое время // Геоморфология. 2001. № 3. С. 76–85.
- Бадюкова Е.Н., Жиндарев Л.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Крупные аккумулятивные формы на берегах юго-восточной Балтики // Океанология. 2017. Т.57. № 4. С. 641-649.
- Бадюкова Е.Н., Калашников А.Ю. Зависимость типов берегов и прибрежного эолового рельефа от колебаний уровня моря (на примере Каспия) // Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 926-933
- Байдин С.С. Процессы дельтообразования и гидрографическая сеть дельты Волги // Тр. ГОИН. 1959. Вып. 45. С. 5-51.
- Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги. – М.: Гидрометеиздат, 1962. 338 с.
- Байдин С.С., Линберг Ф.Н., Самойлов И.В. Гидрология дельты Волги. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 331 с.
- Барбот-де-Марни Н.П. Геологическо-орографический очерк Калмыцкой степи и прилегающих к ней земель // Записки Русского географического общества. СПб., 1862. Кн. 3. С. 1–128.
- Бармин А.Н., Валов М.В., Иолин М.М. Особенности галогенеза почв дельты реки Волги на лугах среднего уровня в зависимости от изменения природных условий // Геология, география и глобальная энергия. 2015. №2 (57). С. 51-66.
- Бармин А.Н., Валов М.В., Иолин М.М., Шуваев Н.С. Природно-антропогенная трансформация растительного покрова дельтовых ландшафтов реки Волги // Географический вестник. 2016. № 1. С. 78-86.
- Батулин В.П. Введение в геологию дельты Волги // Труды ГОИН. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Вып. 18(30). С. 3–17.
- Безродных Ю.П., Делия С.В., Романюк Б.Ф., Федоров В.И., Сорокин В.М., Лукша В.Л. Мангыш-лакские отложения (голоцен) Северного Каспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 4. С. 88-108.
- Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А. Палеогеография позднего плейстоцена Каспийского моря. Новые данные // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Москва: Изд-во географического факультета МГУ, 2015. С. 19–22.
- Безродных Ю.П., Янина Т.А., Сорокин В. М., Романюк Б.Ф. Строение осадочной толщи голоцена Северного Каспия как отражение изменений климата и уровня моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. № 5. С. 52–60.
- Белевич Е. Ф. Районирование дельты р. Волги // Труды Астраханского Государственного заповедника, № 11, 1963 г. с. 3-15.
- Белевич Е.Ф. Геоморфологическая характеристика авандельты реки Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1965. Вып. 10. С. 81-103.
- Белевич Е.Ф. Колебания уровня Каспия и развитие авандельты Волги // Геолого-геоморфологическое исследование Каспийского моря. М.: Наука, 1983. С. 55-65.
- Белевич Е.Ф. О происхождении бугров Бэра //Геоморфология. 1979. № 2. С. 57-68.
- Белевич Е.Ф. Районирование дельты Волги // Тр. Астрахан. Заповедника, 1963. Вып. 8. С. 401-421.
- Бенинг А.Л. К изучению придонной жизни р. Волги // Моногр. Волжск. Биол. ст. Саратов, 1924. № 1. 398 с.
- Берг Л.С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии, СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1908. - 580 с.
- Богачев В.В. Mutilus в Каспийском море // Рус. гидробиол. журн. 1928. № 8-9. С. 187–189.
- Богачев В.В. Степи бассейна р. Маныч // Изв. Геолкома. 1903. Т. 22, № 2.
- Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене. // Вестник Московского университета. 2011. Т. 5, № 2. С. 13-27.
- Болиховская Н. С., Касимов Н. С. Ландшафтно-климатические изменения на территории Нижней Волги последние 10 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Том 2. Под ред. Болиховской Н.С. и Каплина. П.А. М.: Изд. Географического ф-та МГУ. 2008. С. 99-117.
- Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 2. С. 5-20.
- Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород// Тр. Геол. ин-та 1962. Вып. 59. 538 с.
- Брицына М.П. О происхождении рельефа бэровских бугров низовьев Волги // Сб. Памяти акад. Л.С. Берга. М-Л.: Изд-во АН СССР. 1955. С. 320-330.

- Брицына М.П. Распространение хвалыньских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды Института географии АН СССР. 1954. Т. 62. С. 42–49.
- Броцкая В.А., Неценгевич М.Р. Распространение *Mutilus lineatus* в Каспийском море // Зоологический журнал. 1941. Т. 20. Вып. 1. С. 79–99.
- Броцкий Ю.З., Карандеева М.В. Развитие Западного Прикаспия в четвертичное время // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1953. № 2. С. 139–146.
- Букреева Г.Ф., Вронский В.А. Палиностратиграфия и палеогеография Каспийского моря в голоцене по результатам моделирования палеоклимата // Палинология в России. 1995. Т. 2. С. 12–25.
- Буторин Н. В., Мордухай-Болтовской Ф. Д. Волга и её жизнь. Л.: Наука, 1978. 348 с.
- Быков Г.Е. Геологический очерк бассейна оз. Убаган / Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана. 1940. Вып. 2. 56 с.
- Бэр К.М. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // Записки русского геогр. общества. Кн. XI. 1856. С. 181–224.
- Валов М.В. Дельта реки Волги: структурно-динамические особенности каузального влияния дестабилизирующих факторов среды на функционирование почвенно-растительного покрова. Диссерт...уч.ст. канд. геогр. наук. Астрахань, 2018. 218 с.
- Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М. Наука. 1987. 240 с.
- Васильев Ю.М. Хвалыньские отложения Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. 1961. Т. 3. С. 70–84.
- Васильев Ю.М., Ренгартен Н.В. Состав и условия образования плейстоценовых отложений Нижней Волги // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982. С. 54–75.
- Векилов Б.Г. Антропогеновые отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1969. 217 с.
- Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 563 с.
- Величко А.А., Нечаев В.П., Баулин В.В., Данилова Н.С. Глава 2. Криолитозона // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2002. С. 38–55.
- Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Современное состояние концепции покровных оледенений // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ, 2011. С. 21–33.
- Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д. и др. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы, подходы к решению // Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар. 2005. С. 64–66
- Вельмина Н.А. 1964. О происхождении западного и гривного рельефа Западно-Сибирской низменности / Геокриологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки. Из-во Наука. С. 37–70.
- Винникова В.Н., Соколовский А.Ф. Видовой состав, численность и биомасса фитопланктона западной части Северного Каспия. // Вестник АГТУ. 2008. Вып. 44. № 3. С. 132–134.
- Владимиров Н.М. К вопросу о происхождении бэровских бугров междуречья Волги и Урала // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1953. Т. 121. № 16. С. 40–46.
- Волга и ее жизнь. Л.: Наука, 1978. 346 с.
- Волков И.А. О геологическом строении и рельефе бугров Бэра // Аэрометоды в природных исследованиях. М.- Л.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 74–89.
- Волков И.А. О гривном рельефе Ишимо-Тобольского междуречья / Геология и геофизика. 1961. №9. С. 115–118.
- Волошко Л.Н. Разнообразие микроводорослей в Нижней Волге в первое десятилетие после зарегулирования стока у г. Волгограда. // Астраханский вестник экологического образования. 2015. Вып. 34. № 4. С. 89–92.
- Волошко Л.Н. Фитопланктон дельты Волги в 1967 г. // В сб.: XIX научн. конф. (рефераты докладов и сообщений). Астрахань: Астрыбвтуз. 1968. С. 68–69.
- Воробьев В.И., Пирогов В.В. К распространению цветной монодакны в дельте Волги // Еауч. Тр. Конфер., посвящ. 100-летию со дня рожд. В.И. Ленина. 1969. Т.2. С. 50–56.
- Воронина К.В. О растительности Северного Прикаспия в период отложения шоколадных глин // Ученые записки Саратовского университета. Саратов: Изд-во СГУ, 1959. Т. 64. С. 117–125.
- Воскресенский С.С., Леонтьев О.К., Спиридонов А.И. и др. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей // Учебное пособие для студентов географических специальностей вузов. М.: Высшая школа, 1980. 343 с.
- Вронский В.А. Стратиграфия и палеогеография Каспийского моря в голоцене // Изв. РАН, серия геол. 1987. № 2. С. 73–82.

- Габриэлянц, Г.А. Геология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1984. 285 с.
- Гаджиев А.А., Шихшабеков М.М., Абдурахманов Г.М., Мунгиев А.А. Анализ экологического состояния Среднего Каспия и проблема воспроизводства рыб. М.: Наука, 2003. 420 с.
- Гасанова А.Ш. Состав и распределение фитопланктона дагестанского района Каспия в условиях меняющегося режима моря. Автореф. дис. канд.биол. наук. Махачкала, 2004. 24 с.
- Генкель А.Г. Материалы к фитопланктону Каспийского моря, по данным Каспийской экспедиции 1904 г. / Ботанические записки. вып. XXVII. СПб. 1909. 243 с.
- Геоинформационная система Астраханского биосферного заповедника / Н. С. Касимов, де Леу Я., Е. А. Балдина и др. // ГИС Астраханского заповедника. Геохимия ландшафтов дельты Волги. Т. 3 из Геоэкология Прикаспия / Гл. ред. Н.С. Касимов. Географический ф-т МГУ Москва, 1999. С. 11-18.
- Геология дельты Волги. Л.: Гидрометеиздат, 1951. 393 с.
- Геология СССР. Т. XLVI. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. М.: Недра, 1970. 666 с.
- Геоморфологическая схема, масштаб 1 : 200 000 (Государственная геологическая карта РФ, ФГУГП "Кавказгеолсъемка", редактор: К.О. Ростовцев, 2000)
- Герасимов И.П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв. Изв. АН СССР, сер. географич., 1968. № 1.
- Герасимов И.П. Географические наблюдения в Прикаспии // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1951. №4. С.3-15.
- Герасимова Н.А. Фитопланктон Саратовского и Волгоградского водохранилищ. Тольятти, 1996. 200 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект «Моря». Т. VI. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / под ред. Терзиева Ф.С., Косарева А.Н., Керимова А.А. СПб: Гидрометеоздат, 1992. 359 с.
- Голуб В.Б., Чувашов А.В., Бондарева В.В., Николайчук Л.Ф. Растительные сообщества низовий Волги на почвах с резко выраженной сезонной динамикой засоления // Аридные экосистемы. 2017. Т.23. №1. С. 31-39.
- Голуб В.Б., Старичкова К.А., Бармин А.Н., Иолин М.М., Сорокин А.Н., Николайчук Л.Ф. Оценка динамики растительности в дельте реки Волги // Аридные экосистемы. 2013. №19 (56). С. 58-68.
- Гольнец Ф.Ф. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях// Тр. Нефт. Геолого-разв. ин-та, сер. Б. М.-Л. 1932. Вып. 7. С. 1-45.
- Горбунов К.В. Влияние зарегулирования Волги на биологические процессы в ее дельте и биосток. М., 1976. 219 с.
- Горбунов К.В. Водоёмы дельты Волги, их облик, режим и эволюция // Волга-1. Куйбышев, 1971. С. 74-81.
- Горбунов К.В. Динамика обрастаний на полоях нижней зоны дельты Волги и их роль в питании молоди сазана // Тр. Всес. гидробиол. общ. 1955. С. 23-41.
- Городецкая М.Е. О генезисе и возрасте Западно-Сибирских грив // Структурная и климатическая геоморфология. М.: Наука, 1966. С. 166-172.
- Гримм О.А. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 1. // Труды Арало-Касп. экспед., 1876. Вып. 2. 168 с.
- Гримм О.А. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 2. // Труды Арало-Касп. экспед., 1877. Вып. 3. 105 с.
- Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (Млекопитающие, палеолит) // Тр. ин-та геол. наук, вып. 64, геол. серия №17, М.: Наука, 1948, 520 с.
- Гроссвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М. Научный Мир. 117 с.
- Гусейнов М.К. Сообщества зообентоса дагестанского района Каспийского моря // Биология моря. 2005. Т. 31, № 1. С. 17-22.
- Гусяков Н.Е., О.А. Загордонцев, В.П. Герасимюк. Атлас диатомовых водорослей бентоса северо-западной части Чёрного моря и прилегающих водоёмов. Киев: Наукова думка. 1992. 112 с.
- Диатомовые водоросли России и сопредельных стран: ископаемые и современные. СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2002. Т. II, вып. 3. 112 с.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные) (под ред. Глезер З.И., Жузе А.П., Макаровой И.В. и др. // Том1. Л.: Наука. 1974, 403 с.
- Дистанционные и наземные исследования геологического строения дельты Волги / Коротаев В. Н., Римский-Корсаков Н. А., Бабич Д. Б. и др. // Инженерные изыскания. 2015. № 12. С. 4-11.

Доскач А.Г. Геоморфологические наблюдения в районе развития бугров Бэра // Тр. Ин - та географии АН СССР. 1949. Т. 43. Вып. 2. С. 19-32.

Доскач А.Г. Эрозия и борьба с ней // Природные ресурсы Русской равнины в прошлом, настоящем и будущем. М.: Наука, 1976. - С. 164-184.

Дубровин В., Каминский А., Пешуров П. Материалы к фитопланктону устья Волги // Бот. Записки, издаваемые при Санкт-Петерб. Универ. 1910–1912. Т. 18. Вып. 3.

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

Жадин В.И., Герд С.В. Реки, озера и водохранилища СССР, их фауна и флора. М., 1961. 599 с.

Жаковщикова Т.К. Диатомеи из четвертичных отложений Среднего и Южного Каспия // Микроропалеонтология океанов и морей. М.: Наука, 1974. С. 179-186.

Жаковщикова Т.К. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Каспийского моря // Докл. АН СССР, 1970. Том 190. №4. С. 915-918.

Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров // Вестник Моск. Универс. Серия 5. Геогр. 2001. №1. С. 44 -52.

Жузе А.П., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова В.С. Диатомовый анализ. Кн.1. Москва-Ленинград: Государственное издательство геологической литературы, 1949. 239 с.

Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1945. 236 с.

Жуков М.М. К стратиграфии каспийских осадков Низового Поволжья // Тр. Ком. по изуч. четв. Периода. АН СССР. 1935. Т. 4. Вып. 2. С. 227-272.

Захаров Л.З. Генезис, распространение и эволюция бэровских бугров // Изв. АН СССР. Геогр. 1975. № 2. С. 64-70.

Иваньковское водохранилище и его жизнь. Труды ИБВВ АН СССР. Л.:Наука. 1978. Вып. 34. №37. 304 с.

Ивлев В.С. Материалы к характеристике водоемов Астраханского заповедника // Тр. Астрах, гос. зап. 1940. Вып. 3. С. 22-35.

Ивлев В.С., Мухаревская М.И. Гидробиологическая характеристика и особенности распространения планктона авандельты р. Волги // Тр. Астрах, гос. зап. 1965. Вып. 10. С. 105-157.

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

Калмыцкая АССР. Геологическое описание. Коллектив авторов, редактор Ф. А. Белов. М.: Недра, 1970. 666 с.

Караева Н.И. Диатомовые водоросли бентоса Каспийского моря. Баку: изд. "Элм". 1972. 258 с.

Караева Н.И. Диатомовые водоросли обрастаний у западного побережья Каспийского моря. // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1961. Т. 59. С. 108-117.

Караева Н.И. К биологии бентических диатомовых водорослей западного побережья Каспийского моря. // Бот. журн. 1960. Т. 45. Вып. 5. С. 767-770.

Караева Н.И. Материалы к флоре диатомовых водорослей в обрастаниях у восточного побережья Каспийского моря. (Предварительное сообщение). // Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1963. Т. 70. С. 29-40.

Карпевич А.Ф. Отношение двустворчатых моллюсков Северного Каспия и Арала к изменению солёности среды. Автореф. диссерт. М., 1953. 20 с.

Карпевич А.Ф. Отношение некоторых видов сем. Cardiidae к солевому режиму Северного Каспия // Докл. АН СССР, новая серия. 1946. Т.54. № 1. С. 73-75.

Карпинский М.Г. *Pseudosolenia calcaravis* (Bacillariophyta, Centrophyceae) в Каспии. // Российский журнал биологических инвазий. ВНИРО. 2010. №1. С. 2-11.

Касимов Н.С., Балдина Е.А., Геннадиев А.Н., Горбунов А.К., Де Леу Я., Лабутина И.А., Лычагин М.Ю., Кроненберг С.С. Разработка ГИС для мониторинга экосистем и управления в Астраханском биосферном заповеднике // Вестник Моск. Универс., 1996. № 6. С. 19-28.

Касимов Н.С., Касатенкова М.С., Ткаченко А.Н., Лычагин М.Ю., Крооненберг С.Б. Геохимия лагунно-маршевых и дельтовых ландшафтов Прикаспия М.:Лига-Вент, 2016. 244 с.

Каспийское море. Гидрология и гидрохимия. М. Наука 1986. 260с.

Каспийское море. Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 182 с.

Касымов А. Г. Каспийское море. Л.: Гидрометеиздат, 1987.

Кирпиченко М.Я., Ляхов С.М. О проникновении *Theodoxus pallasi* Lindh. (Mollusca, Gastropoda) в Нижнюю Волгу // Матер. по гидр. и биол. Волжских водохранилищ. М-Л., 1963. С. 17-18.

- Киселёв И.А. Фитопланктон северо-восточного Каспия с его заливами Комсомолец (Мёртвый Култук) и Кайдак по материалам экспедиции Академии наук СССР в 1934 и 1935 гг. Тр. комисс. по компл. изуч. Касп. моря и Совета по изуч. произв. сил (СОПС). Т. 3. М.– Л., 1940. С. 103-126.
- Клёнова М. В., Батуринов В. Л., Банковская К. А. и др. Геология дельты Волги. Л.: Гидрометеоздат, 1951. 393 с.
- Клёнова М.В. Задачи геологии моря в Каспии // Природа, 1941. №3. С. 33-36.
- Клёнова М.В., Ястребова Л.А.. Осадки северной части Каспийского моря, БМОИП, 1941.
- Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В. Колебания климата за исторический период в центре русской равнины // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. № 1. С. 89–96.
- Ковалевский С.А. Лик Каспия //Труды геологоразведочной конторы Азнефти. 1933. Вып.2. 130 с.
- Ковда В.А Почвы Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 255 с.
- Корнева Л.Г. Фитопланктон водохранилищ бассейна Волги. / Под ред. А.И. Копылова. – Кострома: Костромской печатный дом. 2015. 284 с.
- Коротаев В. Н. Геоморфология дельты Волги и динамика русловых разветвлений // Вестник Московского университета. 2011. Т. 5, № 2. С. 103-109.
- Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М., 1975. 272 с.
- Космоснимки. Каталог данных дистанционного зондирования [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://search.kosmosnimki.ru/> (дата обращения: 25.11.2017)
- Крамаренко Г.С., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Вещественный состав ледниковых отложений бассейна Верхней Оки // Бюлл. МОИП. Отдел геологический. 1982. Т. 57. Вып. 5. С. 88–95.
- Красножон Г.Ф. Проблема исследования устьев рек, береговой и шельфовой зоны Северного Каспия с помощью методов космической съемки / Гидрофизика Северного Каспия. М. 1985. С.10-24.
- Крупнов В.А. Петрографический и минералогический состав аллювиальных луговых темноцветных почв дельты р. Волги // Вестник Российского университета дружбы народов. 2010. № 1. С. 39–46.
- Кузин А.В. Формирование биотопов устьевой области Волги под влиянием природных факторов и хозяйственной деятельности: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36 Геоэкология. Астрахань: Астраханский гос. ун-т, 2003. 24 с.
- Куйбышевское водохранилище. Л: Наука. 1983. 214 с.
- Курбанов Р.Н., Янина Т.А., Мюррей А., Борисова О.К. Гирканский этап в позднеплейстоценовой истории Маньчжурской депрессии // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2018. № 3. С. 77–88.
- Курочкина Т.Ф. Оценка состояния фитопланктона в условиях антропогенного загрязнения дельты реки Волги // Экологические проблемы охраны живой природы. М., 1990. Ч. 3. С. 211–212.
- Лаврентьева Г.М. Фитопланктон водохранилищ Волжского каскада // Изв. ГосНИОРХ. 1977. Т. 114. 168 с.
- Лавров В.В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата. Изд-во АН Казахской ССР. 1948. 125 с.
- Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А. и др. Каспий: гидрологические события позднего квартала // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 3. С. 19–50.
- Лебедев Н.Н. Наблюдения над фитопланктоном дельты р. Волги летом 1907 г. // Тр. Астраханской ихтиолог. лабор. 1909. Т. 1. Вып. 1. С. 3-83.
- Лебедев С.А., Костяной А.Г., Гинзбург А.И. Динамика Каспийского моря по данным инструментальных измерений, результатам моделирования и данным дистанционного зондирования // Материалы III Международной научно-практической конференции «Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий». Майкоп: ИП Кучеренко В.О. 2015. С. 146-179.
- Левшакова В.Д. Многолетние изменения весеннего фитопланктона Северного Каспия // Тр. Касп. науч.-иссл. ин-та рыбн. хоз-ва. 1967. Т. 23. С. 25-58.
- Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Проявления грандиозных гравитационных процессов на позднехвалынском палеорельефе Северного Каспия // Геология. 1995. №2. Том 344. С. 212-215.
- Леонтьев О.К., Фотеева Н.Н. Происхождение и возраст бэровских бугров // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 2. С. 90-97.
- Леонтьев О.К., Фотеева Н.И. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря // М.: Изд-во Московского ун-та. 1965. 152 с.
- Леонтьев О.К., Карандеева М.В. Геоморфология западной части Прикаспийской низменности // Труды Прикаспийской экспедиции. Изд-во Московского ун-та. 1958. Вып.3. 238 с.
- Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря // М.: Изд-во Московского ун-та. 1977. 209 с.

- Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. С. 134 – 145.
- Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1953. № 4. С. 64–74.
- Леонтьев О.К., Фотеева Н.Н. Происхождение и возраст бэровских бугров // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 2. С. 90-97.
- Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. Москва: ГЕОС, 2001. 272с.
- Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Лисицын А.П. Маргинальные фильтры океанов // Океанология, 1994. Том 34. №5. С. 735-747.
- Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер Земли // Мировой океан. Том 2. Под ред. Лобковского Л.И., Нигматулина Р.И. 2014. С. 331-548.
- Логвиненко Б. М. Об изменениях в фауне каспийских моллюсков рода *Dreissena* после вселения *Mytilaster lineatus* (Gmel.) // Биологические науки, 1965. № 4. С. 14-19.
- Логвиненко Б. М., Глазунова К. Н. Современные и новокаспийские комплексы двустворчатых моллюсков Каспийского моря // Океанология. 1971. № 4. С. 711-713.
- Лычагин М. Ю. Геохимия донных отложений дельты Волги // Каспийский плавучий университет: Научный бюллетень. 2001. № 2. С. 24–33.
- Ляхов С.М. Материалы по донному населению Волги от Рыбинска о Астрахани // Тр. Ин-та биол. водохранилищ АН СССР, 1960. В.4. С. 187-203.
- Маев Е. Г. Регрессия Каспийского моря // Геоморфология. 1994. №2. С. 94-101.
- Маев Е. Г., Артамонов В. И. Раннеголоценовые регрессии Каспийского моря по данным геоморфологических и биостратиграфических исследований // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Изд-во АН СССР, 1978. С. 171-174.
- Маев Е. Г., Артамонов В. И. Результаты геоморфологического и биостратиграфического изучения следов регрессий на шельфе Каспийского моря // География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975. С. 85-86.
- Маев Е. Г., Лебедев Л. И., Артамонов В. И. Некоторые черты палеогеографии Каспийского моря в верхнечетвертичное время по данным литолого-стратиграфического изучения осадков // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 78-83.
- Маев Е.Г. Фазы мангышлакской регрессии Каспийского моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 1. С. 15-20.
- Макарова И.В. Диатомовые водоросли морей СССР: род *Thalassiosira* Cl. Л., 1988. 155 с.
- Макарова И. В., Козыренко Т. В. Диатомовые водоросли из морских миоценовых отложений юга Европейской части СССР и их значение для стратиграфии. Л.: Наука, 1966. 68 с.
- Макшаев Р.Р. Фации хвалынских глин // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. С. 410–413.
- Матишов Г.Г., Гасанова А.Ш., Ковалёва Г.В. Влияние изменений гидролого-гидрохимического режима Каспийского моря на развитие микроводорослей в прибрежной зоне // ДАН. 2011. Т. 437. № 3. с. 404–408.
- Мельникова О.Н. Деформация дна потока со свободной поверхностью. М.: Изд-во МГУ. 1997. 108с.
- Менабде И.В. Палеогеография позднего плейстоцена Нижнего Поволжья. Автореф. дисс. М.: МГУ, 1989. 32 с.
- Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Комплексы моллюсков и условия накопления хвалынских отложений Нижнего Поволжья // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 122–128.
- Михайлов В.Н., Коротаев В.Н., Полонский В.Ф. и др. Гидролого-морфологические процессы в устьевой области Волги и их изменения под влиянием колебаний уровня Каспийского моря // Геоморфология. 1993. №4. С. 97-107.
- Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геологического института АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 64. 264 с.
- Мушкетов И.В. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1884-1885 гг. //Труды геологического комитета. СПб. 1895. Т. 14. №1. 32 с.
- Наливкин Д.В. Учения о фациях. Т. I. М.-Л.: АН СССР, 1956. 534 с.
- Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Палеогеографическое значение питающих доледниковых провинций

центра и севера Русской равнины // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1981. № 5.

Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика / Зайцев А.А., Иванов В.В., Коротаев В.Н., Лабутина И.А., Лукьянова С.А., Римский-Корсаков Н.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Сидорчук А.Ю., Сычёв В.В., Чернов А.В. М.: ГЕОС. 2002. 240 с.

Николаев В.А. Геологическая история, рельеф и аллювиальные отложения Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги // Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. М.: МГУ, 1962. С. 11-56.

Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата центральной и восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. Автореф. дис. ... докт. геогр. н., 2016. 44 с.

Обстановки осадконакопления и фации. Т.1-2. М.: Мир.1990. 352 с.

Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Диатомовые водоросли / Забелина М.М., Киселёв И.А., Прошкина-Лавренко А.И., Шешукова В.С. Под ред. А.И. Прошкиной-Лавренко. М.: «Советская Наука», 1951. 621 с.

Орехов С.Я. Литолого-минералогические исследования древнечетвертичных каспийских отложений Нижнего Поволжья // Ученые записки Ростовского университета. 1935. Т. 35. Вып. 6. С.85–100.

Орехов С.Я., Седлецкий И.Д. Коллоидно-дисперсные минералы четвертичных отложений Нижнего Поволжья // Доклады Академии наук СССР. Новая серия. 1954. Т. 94. № 1. С. 205–209.

Охапкин А.Г., Микульчик И.А., Корнева Л.Г., Минеева Н.М. Фитопланктон Горьковского водохранилища. Тольятти: изд-во Самарского науч. Центра РАН, 1997. 224 с.

Охапкин А.Г. Фитопланктон Чебоксарского водохранилища. Тольятти: Самарский науч. центр. РАН, 1994. 275 с.

Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российского государства. Поволжские колонии. СПб. 1773-1788. С. 227-257.

Паутова Л. А., Кравчишина М. Д., Востоков С. В., Зернова В. В., Силкин В. А. Особенности вертикальной структуры летнего фитопланктона глубоководных районов Каспийского моря. // ДАН. 2015. Т. 462. № 4. С. 479-483.

Петров Б.Ф. 1948. Происхождение рельефа Барабы / Бюл.ком. по изуч четверт. пер. 1948, №12. С. 23-27.

Пилькевич И.В. Морфология и районирование гривного рельефа Барабы. Новосибирск. Институт инженеров геодезии, аэрофотосъемки и картографии. Труды. 1974. Т. 33. С. 111-120.

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

Пирогов В.В. О нахождении *Lithoglyphus patiscoides* в дельте Волги // Зоол. Журнал, 1972. Т. 51. Вып. 6. С. 912-913.

Полякова Е.И. Диатомовый анализ. В кн.: Методы палеогеографических реконструкций. Под редакцией П.А.Каплина, Т.А.Яниной. М.: Географический факультет МГУ. 2010. С. 126-160.

Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1967. № 33. С. 77–86.

Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов (стратиграфия, корреляция, палеофаунистика, геологическая история). М.: Наука, 1983. 216 с.

Попченко И.И. Видовой состав и динамика фитопланктона Саратовского водохранилища. Тольятти: изд-во Самарского науч. центра РАН, 2001. 148 с.

Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. центр. гидрометбюро. 1926. Вып. 6. С. 1-77.

Православлев П.А. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений // Известия Варшавского университета. 1908. № 2. 464 с.

Православлев П.А. Северо-западное побережье Каспия // Известия Центр. гидрометбюро. 1929. Вып. 8. С. 1–55.

Прикладная геоморфология / Отв. ред. Т.В. Звонкова, Н.И. Соколов, ред. Н.Н. Баранский, П.Н. Бурлака, Ю.К. Ефремов и др. // Вопросы географии. М: Государственное издательство географической литературы. 1961. №52. С. 35-44.

Приклонский В.А., Горькова И.М., Окина Н.А. и др. Инженерно-геологические особенности хвалыньских глинистых пород в связи с условиями их формирования // Труды лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР им. Ф.П. Саваренского. 1956. Т. 13. 152 с.

Прошкина-Лавренко А. И., Макарова И. В. Водоросли планктона Каспийского моря. Л.: Наука. 1968. 291 с.

Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли бентоса Чёрного моря. Москва - Ленинград: Издательство Академии наук СССР, 1963. 243 с.

- Рачковская К.А. Геологическое строение дельты Волги // Труды Государственного океанографического института. М.: Изд-во АН СССР, 1951. Вып. 18(30). С. 184–220.
- Рельеф Западно-Сибирской равнины. Новосибир., Наука». 1988. 190 с.
- Рентгеновские методы изучения структуры глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.
- Реутова Н.С. Инженерно-геологические свойства хвалыньских шоколадных глин в связи с условиями их образования // Труды лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР им. Ф.П. Саваренского. Вып. 15. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Романова Н.Н. Способы питания и пищевые группировки донных беспозвоночных Северного Каспия // Труды Всесоюз. гидробиол. об-ва. Т. 13. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 146-177.
- Романова Н. Н., Осадчих В. Ф. Современное состояние зообентоса Каспийского моря // Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последние десятилетия. М.: Наука, 1965. С. 138-165.
- Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск. 2005. 224 с.
- Русаков Г.В. Геоморфологическое районирование дельты Волги // Геоморфология. 1990. №3. С. 99-106.
- Русакова Е.Г., Чунаева Ю.В. Анализ систематической структуры флоры низвьев дельты Волги / Е. Ф. Белевич // Труды Астраханского заповедника. 1963. Вып. 8. С. 401-421.
- Русловые процессы в дельте Волги / Под ред. Н.И. Алексеевского. Т. 2 из Геоэкология Прикаспия / Гл. ред. Н.С. Касимов. Географический ф-т МГУ Москва. 1999. С. 11–18.
- Рыбинское водохранилище и его жизнь. / Под ред. Б.С. Кузина. Л.: Наука. 1972. 364 с.
- Рычагов Г. И. Новые данные о генезисе и возрасте бэровских бугров // Вестник Московского университета. Сер. 5, География. 2009. № 5. С. 59-68.
- Рычагов Г.И. Голоценовая история Каспийского моря // История озер и внутренних морей аридной зоны. Л.: Наука, 1975. С. 29–33.
- Рычагов Г.И. Уровненный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1993. № 2. С. 38-49.
- Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. 1997. 267 с.
- Рычагов Г.И. Новые данные о генезисе и возрасте бэровских бугров // Вестник Московского университета. Сер. 5, География. 2009. № 5. С. 59-68
- Рычагов Г.И., Коротаев В.Н. Геоморфология и история формирования дельты Волги // Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика изучения геоморфологических систем. Материалы XXXI пленума геоморфологической комиссии РАН. Т. 1. Астрахань: Техноград, 2011. С. 103-108.
- Рычагов Г. И., Коротаев В.Н., Лабутина И.А. Геоморфология дельты Волги и динамика её морского края // Двадцать пятое пленарное межвузовское координационное совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. доклады и сообщения / Под ред. Р. С. Чалов. Изд. дом "Астраханский университет", Астрахань, 2010. С. 29-37.
- Рычагов Г.И., Коротаев В.Н., Чернов А.В. История формирования палеodelьт Нижней Волги // Геоморфология. 2010. № 3. С. 73-81.
- Самойлов И.В. Устья рек. М.: Гос. изд-во географической литературы, 1952. 526 с.
- Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н., Газенко А.О. Современные осадки Северного Каспия и дельты Волги // Океанология. 2011. Т.51. №1. С. 123-135.
- Свиточ А. А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5 - 100.
- Свиточ А. А. Четвертичная геология. Палеогеография. Морской плейстоцен. Соляная тектоника. М.: РАСХН, 2002. 647 с.
- Свиточ А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2. С. 28-37.
- Свиточ А.А., Кловиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. Изд-во Россельхозакадемии. 2006. 160 с.
- Свиточ А. А., Лычагин М. Ю., Янина Т. А. Голоцен дельты Волги // География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества: материалы Всероссийской научной конференции Селиверстовские чтения (Санкт-Петербург, 18 – 19 ноября 2009 г.). Санкт-Петербургский государственный университет, ВВМ Санкт-Петербург, 2009. С. 741-746.
- Свиточ А.А., Макшаев Р.Р., Хомченко Д.С. Шоколадные глины Северного Прикаспия (распространение, строение, фауна и происхождение) // Фундаментальные проблемы квартала, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2013. С. 272–275.

- Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: РАСХН, 1998. 288 с.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Стрoение и развитие дельты р. Волги // Геоморфология. 1994. № 4. С. 11-24.
- Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
- Седайкин В.М. К вопросу о происхождении и возрасте бэровских бугров Нижнего Поволжья / Вопросы геоморфологии Поволжья. Саратов. 1977. Вып. 1 (4). С. 17-27.
- Сергеева М.Х., Лебедев Н.Н., Митропольский С.А. Список организмов, найденных Ихтиологической лабораторией в дельте р. Волги. 1909. Т. 1. Вып. 1.
- Сизикова А.О., Зыкина В.С. Лессы верхнего плейстоцена опорного разреза Ложок (юг Западной Сибири), динамика природной среды и климата // Науки о земле, 2013. С. 132-136.
- Сладкопечев С.А. О происхождении бугров Бэра // Вестник МГУ Сер. 5. Геогр. 1965. №1. С. 80-84.
- Смирнова Л.И. О фитопланктоне Среднего Каспия // Тр. инст. океанологии АН СССР. 1959. Т.3. С. 260-276.
- Современная геоморфология / Отв. ред. В.М. Котляков, ред. В.В. Бронгулеев, А.Н. Маккавеев, Э.А. Лихачёва // Вопросы географии. 2015. №140. С. 147-164.
- Сорокин В.М., Янина В.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Стрoение, возраст и условия накопления новокаспийских отложений Северного Каспия // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа. М.: Географический факультет МГУ, 2017. С. 133-136.
- Справочник по экологии морских двустворок. М.: Наука, 1966. 350 с.
- Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевых областей рек Волги, Терека и Сулака» Москва, 2016. 163с.
- Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / ред. Хаин В.Е и Попкова В.И. Краснодар: Кубан. гос. ун-т, 2009. 213 с.
- Турпаева Е.П. Эколого-физиологические особенности некоторых беспозвоночных солоноватоводной фауны // Вопросы экологии. Т. 5. М.: Высшая школа, 1962. С. 223-225.
- Усачев П.И. Количественные колебания фитопланктона в Северном Каспии // Тр. инст. океанологии АН СССР. 1948. Т. 2. С. 60-88.
- Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря (Колл авторов под ред. Полонского В. Ф., Михайлова В. Н., Кирьянова С. В.). М.: ГЕОС. 1998. 280 с.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
- Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
- Федорова Р.В. Палинологические исследования отложений лиманов Прикаспийской низменности // Труды Института географии АН СССР. Т. 50. 1951. С. 72–79.
- Федорович Б.А. Вопросы происхождения лесса в связи с условиями его распространения в Евразии. // Труды института географии., Том LXXX, 1969
- Федорович Б.А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1941. №1. С. 72-86.
- Физическая география материков. кн. 1. Дифференциация и развитие ландшафтов суши Земли. Европа. Азия / Э.П. Романова, Н.Н. Алексеева, М.А. Аршинова. 2014. 459 с.
- Фитопланктон Нижней Волги. Водохранилища и низовье реки. Спб.: Наука, 2003. 232 с.
- Хлебoвич В.В. Особенности состава водной фауны в зависимости от солености среды // Журнал общей биологии. 1962. Т. 23. № 2. С. 90-97.
- Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Хрусталеv Ю.П. Особенности седиментогенеза в области влияния речного стока // Лавинная седиментация в океане. Изд-во Ростовского университета. 1982. С. 59–71.
- Хрусталеv Ю.П., Ковалев В.В. Основные этапы позднеплейстоценовой и голоценовой истории Северного Каспия // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 106 – 116.
- Чигуряева А.А., Воронина К.В. Материалы по верхнеплейстоценовой растительности Северного Прикаспия // Доклады Академии наук СССР. 1960. Т. 131. № 6. С. 1414–1416.
- Чистякова И.А. Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2001. № 64. С. 60–69.

Чугунов Н.Л. Опыт количественного исследования продуктивности донной фауны в Северном Каспии и типичных водоемах дельты Волги // Тр. Астрахан. ихтиологич. лаборат. 1923. Т. 5. Вып. 1. С. 102-192.

Шанцер Е.В. Геологическое строение приволжской полосы Прикаспийской низменности // Труды комплексной научной экспедиции по вопросам полезного ископаемого разведания. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 140–163.

Экология фитопланктона Куйбышевского водохранилища. Л.: Наука, 1989. 302 с.

Эльдарова-Сергеева М. Х. Фитопланктон дельты Волги за 1909 год // Тр. Астраханской ихтиолог. лабор. 1913. Т. 2, вып. 7. С. 3-83.

Юбо В.М., Глазырин Е.А., Шестопалов В.Л. Опыт измерения современных движений земной коры в районе Азово-Черноморского побережья РФ // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов, 2016.

Якубов Т.Ф. Происхождение Бэровских бугров в Прикаспийской низменности // Труды Ин-та географии АН СССР. 1952. т. 51. С. 253-277.

Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. М.; Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.

Янина Т.А. Биоразнообразие моллюсков дельты Волги в голоцене // Естественные и инвазийные процессы формирования биоразнообразия водных и наземных экосистем. ЮНЦ РАН Ростов-на-Дону. 2007. С. 343–345.

Янина Т.А. Малакофауна и эволюция водоёмов дельты Волги в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд. Географического ф-та МГУ, 2008. С. 118-127.

Янина Т.А. История развития каспийских моллюсков рода *Didacna* // Естественные и технические науки. 2008. № 3. С. 225-228.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: МГУ, 2012. 264 с.

Янина Т.А., Свиточ А.А. Эволюция и биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в плейстоцене // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 225–230.

Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф. Голоценовые комплексы моллюсков разреза Турали дагестанского побережья Каспия // Бюл. МОИП. 2005. Т.80. Вып. 1. С. 56-65.

Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф.П. Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2011, № 2. С. 38–48.

Aladin N.V., Plotnikov I.S. How changing of the Caspian Sea level makes influence on biodiversity of fishes and free-living aquatic invertebrates // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 “Dating Caspian Sea Level Change”. Almaty, 2006. P. 15.

Algaebase: Listing the World's Algae [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.algaebase.org/> (дата обращения: 30.03.2018)

Alley R.B., Mayevski P.A., Sowers T. et al. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago // *Geology*. 1997. № 25. P. 483–486.

Badyukova E.N. Genesis of the Baery knolls developed in the Northern Caspian Plain // *Quaternary International*. 2018. V.465. P.11-21.

Bezrodnykh Yu.P., Sorokin V.M. On the age of the Mangyshlakian deposits of the Northern Caspian Sea // *Quaternary Research*, 2016. № 85(2). P. 245–254.

Bezrodnykh Yu.P., Yanina T.A., Sorokin V.M., Romanyuk B.F. The Northern Caspian Sea: Consequences of climate change for level fluctuations during the Holocene // *Quaternary International*. 2019. DOI 10.1016/j.quaint.2019.01.041

Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S. Environmental and climatic evolution of the Lower Volga river region during the last 10 kyr // *The Caspian Region: Environmental Consequences of the Climate Change (Abstract Volume)*. Moscow: Geographical Faculty Press. 2010. P. 99-117.

Bolikhovskaya N.S., Kasimov N.S. The evolution of climate and landscapes of the lower Volga region during the Holocene // *Geography. Environment. Sustainability*, 2010. № 2 (3). P. 78-97.

Carling P.A. Morphology, sedimentology and palaeohydraulic significance of large gravel dunes, Altai Mountains, Siberia / *Sedimentology* 1996. Vol. 43, issue4. P. 647 – 664.

Danzeglocke U., Jüris O., Weninger B., CalPal_2007online. http://www.calpal_online.de/.

Diatomes of the United States [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://westerndiatoms.colorado.edu/> (дата обращения: 30.03.2018)

Eichwald E. Faunae Caspii maris primitivae // *Bull. Soc. Imp. Natur. de Moscou*. 1838. V. II. P. 125-174.

Encyclopedia of life [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://eol.org> (дата обращения: 08.05.2018)

Grunow A. Algen und Diatomaceen des Kaspischen Meers // Naturwissenschaftliche Beiträge zur Kenntnis der Kaukasusländer, auf Grund seiner Sammelbeute. (Schneider, O. Eds), Dresden. 1878. P. 98-132.

Hoogendoorn R.M., Boels J.F., Kroonenberg S.B., Simmons M.D., Aliyeva E., Babazadeh A.D., Huseynov D. Development of the Kura delta, Azerbaijan; a record of Holocene Caspian sea level changes // Marine Geology. 2005. № 222-223. P. 359-380.

Karpinsky M.G. Review: The Caspian Sea benthos: Unique fauna and community formed under strong grazing pressure. Marine Pollution Bulletin, 61 (2010) 156–161.

Konstantinov, E.A., Velichko, A.A., Kurbanov, R.N., and Zakharov A.L. 2016. Middle to Late Pleistocene topography evolution of the North-Eastern Azov region. Quaternary International 409, Part A: 1-13.

Kroonenberg S.B., Abdurakhmanov G.M., Badyukova E.N., van den Borg K., Kalashnikov A., Kasimov N.S., Rychagov G.I., Svitoch A.A., Vonhof H.B., Wesselingh F.P. Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian Sea // Quaternary International. 2007. № 173-174. P. 137-143.

Kroonenberg S. B., Kasimov N. S., Lychagin M. Y. The Caspian Sea, a natural laboratory for sea-level change // Geography, Environment, Sustainability. 2008. Vol. 1. №1. P. 22-37.

Kroonenberg S. B., Rusakov G. V., Svitoch A. A. The wandering of the Volga Delta: A response to rapid Caspian sea-level change // Sedimentary Geology. 1997. Vol. 107, no. 3-4. P. 189–209.

Kroonenberg S.B., Simmons M.D., Alekseevski N.I. et al. Two deltas, two basins, one river, one sea: the modern Volga delta as an analogue of the Neogene productive series, south Caspian basins // Rivers deltas – Concepts, Models and Examples SEMP Special Publication № 83. Copyright, 2005 SEPM (Society for Sedimentary geology). ISBN 1-56576-113-8. P. 231–256.

Kosarev A.N., Yablonskaia E.A. The Caspian Sea. SPB Academic Publishing, 1994.

Kuzmin Ya.V., Nevesskaya L.A., Krivonogov S.K., Burr G.S. Apparent 14C ages of the ‘pre-bomb’ shells and correction values (R, ΔR) for Caspian and Aral Seas (Central Asia) // Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. 2007. № 259. P. 463-466.

Leroy S.A.G. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes in the Caspian Sea region since the Lateglacial from palynological analyses of marine sediment cores // Geography, Environment, Sustainability, 2010. № 2. P. 32-41.

Leroy S.A.G., Tudryn A., Chalief F., Lopez-Merino L., Gasse F. From the Allerød to the mid-Holocene: palynological evidence from the south basin of the Caspian Sea // Quaternary Science Reviews. 2013. № 78. P. 77–97.

Little, E. C., Lian, O. B., Velichko, A. A., Morozova, T. D., Nechaev, V. P., Dlussky, K. G. & Rutter, N. W. 2002: Quaternary stratigraphy and optical dating of loess from the east European Plain (Russia). Quaternary Science Reviews 21, 1745–1762.

Makshaev R., Svitoch A., Yanina T. et al. New data on the Khvalynian history of the Ergeni bench of Kalmykia // Stratigraphy and sedimentology of oil and gas basins. 2014. № 1. P. 88–89.

Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Dorrner J.J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // Boreas. 1974. № 3. P. 109-128.

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation / Quaternary Science Reviews 2004. V.23. P.1313–1332.

Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S. et al. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly // Science. 2013. № 326. P. 1256–1260.

Mayev E.G. Mangyshlak regression of the Caspian Sea: relationship with climate // The Caspian Region: environmental consequences of the climate change. M.: Faculty of Geography MSU, 2010. P. 107–110.

Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S. Long-term palaeoenvironmental changes recorded in palynologically studied loess-palaeosol and ESR-dated marine deposits of Northern Eurasia: implication for sea-level correlation // Quaternary International. 2006. №152-153. P. 37-47.

Murray A.S., Wintle A.G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability Radiation measurements 37 (4),2004, 377-381.

NGRIP members, High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature 431, 2004. 147–151. <http://dx.doi.org/10.1038/nature02805>.

Ostenfeld C.H. De danske Farvandes Plankton i Aarene 1898-1901: Phytoplankton og Protozoer. Phytoplanktonets livskaar og biologi, samt de i vore farvande iagttagne phytoplanktonarters optræden og forekomst. Luno: 1901. Vol. 2. P. 478.

Panin A., Fuzeina Yu., Karevskaya I., Sheremetskaya E. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the centre of the Russian plain // Geographia Polonica. 2011. № 84. Special Issue. Part 1. P. 95–115.

Panin A., Matlakhova E. Fluvial chronology in the East European plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications // Catena. 2015. № 130. P. 46–61.

Parr a T.D., Tait R.D., Maxon C.L., Newton F.C., Hardin J.L. A descriptive account of benthic macrofauna and sediment from an area of planned petroleum exploration in the southern Caspian Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 71 (2007) 170-180.

Polyakova Ye. I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions. In: *Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance Proceedings in Marine Sciences*. Eds by Stein R, Fahl K, Fütterer DK, Galimov EM. and Stepanets OV. Amsterdam: Elsevier. 2003. P. 375-400.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatt'e, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. INTCAL13 AND MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0- 50 000 years cal BP. *Radiocarbon* 55(4). DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947

Richards K., Mudie P., Rochon A., Bolikhovskaya N., Hoogendoorn R., Verlinden V. Late Pleistocene to Holocene evolution of the Emba delta, Kazakhstan, and coastline of the north-eastern Caspian Sea: Sediment, ostracods, pollen and dinoflagellate cyst records // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. № 468. P. 427–452.

Różycki S.Z. Loess and loess-like deposits. Wyd. Ossolineum, Wrocław. 1999.

Rychagov G. I. Holocene oscillation of the Caspian Sea, and forecasts based on paleogeographical reconstructions // *Quaternary International*. 1997. Vol. 41–42. P. 167–172.

Sorokin V.M., Yanina T.A., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B.F. Identification and age of submarine Girkanian sediment beds (upper Pleistocene) in the Caspian Sea // *Quaternary International*. 2018. Vol. 465, no. Part A. P. 152–157.

Steffensen, J.P., Andersen, K.K., Bigler, M., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S.J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S.O., Rothlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard- Andersen, M.-L., Sveinbjornsdottir, A.E., Svensson, A., White, J.W.C., High-resolution Greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years. *Science* 321, 2008. 680-684.

Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W., 2019, CALIB 7.1 www.calib.org/calib/

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V. et al. Plio-pleistocene geological record and small mammal faunas, eastern shore of the Azov Sea, Southern European Russia // *Quaternary International*. 2007. V. 160. № 1. P. 57–69.

Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R. et al. The 8.2 ka event from Greenland ice cores // *Quaternary Science Reviews*. 2007. № 26. P. 70–81.

Timar-Gabor A, J.-P. Buylaert, B. Guralnik, O. Trandafir-Antohei, D. Constantin b, V. Anechitei-Deacu, M. Jain, A.S. Murray, N. Porat, Q. Hao, A.G. Wintle On the importance of grain size in luminescence dating using quartz // *Radiation Measurements* Volume 106, November 2017, Pages 464-471.

Tudryn F., Chalie Yu., Lavrushin et al. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarin and Early Kvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River // *Quaternary International*. 2013. Vol. 292. P. 193–204. doi:10.1016/j.quaint.2012.10.03

Volga River Basin // *Rivers of Europe* (Tockner K., Uehlinger U., Robinson Ch.T., Eds.). Amsterdam: Elsevier, 2009. P. 23–57.

Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Science Reviews*. 2007. № 27. P. 1791–1828.

Yanina T.A. Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian region // *Quaternary International*, 2012. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.008

Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // *Quaternary International*, 2012, № 271, стр. 120-129.

Yanina T.A., Sorokin V.M., Bezrodnykh Yu.P., Romanyuk B.F. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) // *Quaternary International*. 2018. Vol. 465, no. Part A. P. 130–141.

Yanina T.A., Svitoch A.A., Wesselingh F.P. Biodiversity of the Caspian sea mollusks during last 10 ky / The Caspian region: Environmental consequences of the climate change. M.: Faculty of Geography, 2010. C. 138-142.

Zykoff W. Bemerkung über das Plankton des Volga-deltas // *Zool. Anz*. 1906. Bd, 29. H. 12/13.

Научное издание

Янина Тамара Алексеевна
Болиховская Наталия Степановна
Полякова Елена Ивановна
Свиточ Александр Адамович
Бадюкова Екатерина Николаевна
Макшаев Радик Рафаэлевич
Лобачева Дарья Максимовна
Штыркова Елена Игоревна

**Дельта Волги.
Эволюция природной среды в условиях изменений климата.**

Редактор Т.А. Янина

Отпечатано в ООО «Красногорская типография»
143405 Московская область, г. Красногорск,
Коммунальный квартал, дом 2.
Заказ
Формат 60-84/8. Печать офсетная.
Объем