

АРАЛЬСКОЕ МОРЕ

в начале XXI века

физика, биология, химия



Рецензент: академик РАН, профессор О.Ф. Васильев

В коллективной монографии описываются изменения гидрофизических, гидрохимических и гидробиологических систем Аральского моря в первом десятилетии XXI века. Основу фактического материала, вошедшего в книгу, составляют данные 12 экспедиций, выполненных авторами в район исследований в период с 2002 по 2010 г. Отдельная глава посвящена информации, полученной средствами спутникового дистанционного зондирования. Дан краткий обзор состояния моря до начала его катастрофического высыхания и основных этапов высыхания. Затем подробно описывается современное гидрологическое состояние моря: структура и изменчивость термохалинных полей, физические свойства вод, циркуляционный режим и водообмен между отдельными частями моря. Приводятся также сведения об изменчивости ветра и других метеоэлементов на побережье моря. На основе анализа компонентов водного баланса выполнены оценки условий стабилизации моря. Далее обсуждаются современный ионно-солевой состав вод моря и его изменения, делаются оценки масс минералов, осевших на дно в ходе осолонения моря. Приводятся данные о зоне аноксии и сероводородного заражения. Подробно описаны современные алгоценозы и бентические сообщества Арала и их изменения в последние годы. Раздел о планктонных сообществах содержит информацию о видовом составе фитопланктона и зоопланктона. Особое внимание уделяется популяции эвергалобного рачка *Artemia*. Наконец, в завершающей главе книги приводятся иллюстрированная фотографиями информация о современных береговых ландшафтах обсохшего дна моря. Книга предназначена для специалистов гидрологов, лимнологов, биологов.

The book is dedicated to the present state of the physical, chemical, and biological systems of the Aral Sea, as well as the changes that have occurred in the first decade of century XXI. The analysis is mainly based on the data collected in 12 field campaigns of the Aral Sea between 2002 and 2010. A separate chapter is focused on the information obtained from the satellite remote sensing. A brief review of the pre-desiccation state of the Sea and the history of the desiccation progress is given. The present hydrophysical state of the Sea is described in detail, including the structure and variability of the thermohaline and density fields, physical properties of the water, circulation regime and water exchanges between distinct parts of the Sea. Some data on the principal meteorological variables are also presented. The water budget components are analyzed to estimate the conditions for the stabilization of the lake. Further, we discuss the ionic composition of the Aral Sea water and its variability and assess the masses of the minerals precipitated on the bottom in the course of salinity build-up. The anoxic and hydrogen sulfide contaminated zone of the Aral Sea is also described. The algocenes and benthic communities and their evolution in the last years are discussed in detail. The chapter about the plankton communities contains information about phytoplankton and zooplankton species. The emphasis is made on the *Artemia* brine shrimp population. Finally, some data about the landscapes of the newly dry bottom are presented and illustrated by photos. The book is intended for hydrologists, limnologists, and hydrobiologists.

**Российская академия наук
Институт океанологии им. П.П. Ширшова**

Российский фонд фундаментальных исследований



**АРАЛЬСКОЕ МОРЕ
В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА**

ФИЗИКА, БИОЛОГИЯ, ХИМИЯ

Москва, 2011 г

Авторский коллектив: П.О. Завьялов¹ (отв.ред.), Е.Г. Арашкевич¹, И. Бастида², А.И. Гинзбург¹, С.Н. Дикарев¹, Л.С. Житина³, А.С. Ижицкий¹, Д.П. Ишниязов⁴, А.Г. Костяной¹, В.И. Кравцова³, Т.В. Кудышкин⁵, А.К. Курбаниязов^{6,7}, А.А. Ни⁴, А.Б. Никишина¹, М.А. Петров⁴, А.Ф. Сажин¹, Ф.В. Сапожников¹, В.М. Хан⁸, Н.А. Шеремет¹

1 – *Институт океанологии им. Ширшова РАН, Россия*

2 – *Университет Жирона, Испания*

3 – *Московский государственный университет им. Ломоносова, Россия*

4 – *Институт геологии и геофизики им. Абдуллаева, Узбекистан*

5 – *Среднеазиатский гидрометеорологический институт, Узбекистан*

6 – *Международный университет им. Ясави, Казахстан*

7 – *Нукусский педагогический институт им. Ажинияза, Узбекистан*

8 – *Гидрометцентр РФ, Россия*

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие

Глава 1. Вводная информация

- 1.1. «Условно-естественное» состояние моря и катастрофические изменения во второй половине XX века
- 1.2. Используемые данные и методы исследования

Глава 2. Физическое состояние моря

- 2.1. Термохалинная структура
- 2.2. TS-характеристики вод и обмены между бассейнами моря. Пролив Куланды и его углубление
- 2.3. Общая циркуляция
- 2.4. Водный баланс и стабилизация моря
- 2.5. Некоторые физические свойства вод моря
- 2.6. Некоторые данные по современной метеорологии моря
- 2.7. Выводы

Глава 3. Химия моря

- 3.1. Ионно-солевой состав вод моря и его изменчивость
- 3.2. Газовый состав
- 3.3. Садка минералов на обсохшее и подводное дно
- 3.4. Выводы

Глава 4. Спутниковая информация о море

- 4.2. Уровень моря
- 4.3. Температура поверхности моря
- 4.4. Соленость моря

- 4.5. Ледовый режим
- 4.6. Разнообразные процессы в воде и атмосфере
- 4.7. Атмосферные процессы
- 4.8. Речной сток в Аральское море
- 4.9. Нормализованный индекс вегетации

Глава 5. Бентос Большого моря

- 5.1. Макрозообентос
- 5.2. Макрофиты и микрофиты
 - 5.2.1. Макрофитная растительность
 - 5.2.2. Микрофитобентос и микроэпифитон
 - 5.2.3. Микрофиты Большого Арала в сравнении с другими солеными водоемами
 - 5.2.4. Морфологические изменения микрофитов
 - 5.2.5. Выводы

Глава 6. Планктонные сообщества Большого моря

- 6.1. Материалы и методы
- 6.2. Фитопланктонное сообщество Большого Арала
- 6.3. Бактериопланктон
- 6.4. Зоопланктон

Глава 7. Некоторые сведения о ландшафтах осушившегося дна

- 7.1. Сезонность в изменениях увлажненности и ландшафтов
- 7.2. Западный берег западного бассейна
- 7.3. Западный берег восточного бассейна (район острова Возрождения)

Заключение

Список литературы

Список рисунков

Список таблиц

ПРЕДИСЛОВИЕ

Высыхание Аральского моря началось в 1961 г, и, по наиболее «свежим» на момент сдачи рукописи в печать имеющимся у нас данным прямых измерений (сентябрь 2010 г), к настоящему времени общее понижение уровня поверхности составило 26.7 м. Максимальные и средние значения солёности возросли более чем на порядок. Высыхание моря привело к глубоким изменениям его гидрофизического режима и химического состояния и повлекло за собой коренную перестройку его биологических сообществ. Подробный анализ этих изменений и является задачей этой книги.

Во времена СССР Арал был одним из наиболее хорошо изученных морей страны. Физическое, химическое и биологическое состояние моря было предметом систематического изучения и наблюдений. Научные рейсы исследовательских судов выполнялись регулярно, непрерывные гидрометеорологические измерения велись на прибрежных и островных метеостанциях, число которых менялось в разные годы, но доходило до 11 действующих. Проводились авиаразведки ледового режима и разнообразные другие наблюдения. По результатам этих исследований были

опубликованы сотни статей и ряд книг, некоторые из которых остаются «настолярными» и для современных специалистов по Аральскому морю – таких, например, как классическая монография Л.К. Блинова «Химия Аральского моря» (1956 г) или более поздняя работа И.В. Рубанова и его соавторов «Геология Аральского моря» (1987 г). В 1990 г в серии «Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР» увидела свет широко известная коллективная монография «Аральское море» под редакцией В.Н. Бортника и С.П. Чистяевой, обобщившая всю имевшуюся информацию о гидрофизике, метеорологии и химии Арала в его прежнем равновесном состоянии и на начальных стадиях высыхания.

К сожалению, деятельность по исследованию Аральского моря была почти полностью свернута в начале 1990-х гг в связи с известными политическими и экономическими реалиями тех лет. Вдобавок судоходство на Арале к тому времени практически прекратилось, а береговая линия высыхающего водоема ушла далеко от населенных пунктов, дорог и всей инфраструктуры – поэтому выполнение исследовательских экспедиционных работ стало встречаться со значительными организационными и техническими затруднениями. Некоторые отдельные специалисты и группы продолжали предпринимать самоотверженные усилия по преодолению этих трудностей на фоне практически полного отсутствия государственного финансирования. Основным источником информации в этот период стало спутниковое дистанционное зондирование, в ряде работ успешно использовалось численное моделирование. Однако в целом объем данных о текущем состоянии Аральского моря в 1990-е гг сократился почти столь же катастрофически, сколь и само море. Это достойно тем большего сожаления, что, по-видимому, именно в это десятилетие море претерпело в процессе своего высыхания важные качественные изменения, оставшиеся в большой степени незадокументированными.

Таким образом, к началу нового тысячелетия многие характеристики физических, химических и биологических систем быстро меняющегося моря оказались мало изученными, а некоторые – практически неизвестными научному сообществу. С одной стороны, как раз к этому времени экологический кризис Аральского моря приобрел всемирную известность в качестве своего рода символа антропогенной угрозы окружающей среде, интерес к которому со стороны средств массовой информации постоянно возрастал. С другой стороны, уровень точных знаний о фактическом состоянии моря был во многих отношениях совершенно недостаточным. Для иллюстрации последнего утверждения стоит лишь вспомнить, что, когда в начале 2000-х гг некоторые из авторов этой книги готовились к своей первой экспедиции на Арал и пытались предугадать ожидавшие их там гидрологические условия, они не смогли

найти в имевшейся тогда литературе сколько-нибудь определенного значения даже такой базовой величины, как соленость моря на текущий момент, не говоря уже о более сложных характеристиках.

На таком фоне осенью 2002 г Институтом океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук в сотрудничестве с Гидрометцентром России, Институтом геологии и геофизики им. Абдуллаева Академии наук Узбекистана, Нукусским государственным педагогическим институтом им. Ажинияза (Узбекистан), Каракалпакским государственным университетом им. Бердаха (Узбекистан) и Международным казахско-турецким университетом им. Ясави (Казахстан) и при участии ряда других организаций была начата долгосрочная программа натурального мониторинга и исследований Аральского моря. Эта работа продолжается и ныне. Результаты, представленные в предлагаемой коллективной монографии, подводят предварительные итоги натуральных исследований, выполненных в первом десятилетии 21 века. В книгу вошли также результаты дистанционного мониторинга моря на основе спутниковых данных.

Необходимо сделать несколько важных оговорок. Данная книга, конечно, не претендует на полноту охвата всего круга проблем, связанных с катастрофой Аральского моря. Экономические, медицинские, социальные последствия высыхания моря, а также способы их смягчения, являющиеся предметом большого числа научных публикаций, не рассматриваются в ней совсем. Влияние высыхания моря на климат и ландшафты прибрежной зоны, возможности прогноза дальнейших изменений состояния моря, затрагиваются лишь частично. Основным предметом книги являются изменения гидрофизического, гидрохимического и гидробиологического состояния моря, а также, отчасти, состояния обсохшего дна. Однако и в рамках этой темы авторы уделяют основное внимание лишь наиболее важным с их точки зрения аспектам, оставляя в стороне некоторые другие. Следует также указать, что книга посвящена, главным образом, Большому Аралу, и лишь в меньшей степени касается Малого Арала (кроме некоторых разделов). Свяzano это как с тем, что в силу исторических причин натурные исследования авторов были ограничены Большим морем, так и с тем, что, после своей сепарации, Малое море превратилось в водоем с существенно иным во всех отношениях режимом, который должен подробно обсуждаться отдельно. Наконец, отметим, что, хотя книга содержит значительное количество ссылок, она отнюдь не планировалась в качестве исчерпывающего литературного обзора.

Работа над коллективной монографией распределилась следующим образом (ведущие авторы глав указаны первыми).

Глава 1 – П.О. Завьялов, А.С. Ижицкий. Глава 2 – П.О. Завьялов, И. Бастида, С.Н. Дикарев, А.С. Ижицкий, Т.В. Кудышкин, А.К. Курбаниязов, А.А. Ни, В.М. Хан. Глава 3 – П.О. Завьялов, Д.П. Ишниязов, Т.В. Кудышкин, А.А. Ни. Глава 4 – А.Г.Костяной, В.И. Кравцова, А.И. Гинзбург, Н.А. Шеремет. Глава 5 – Ф.В. Сапожников. Глава 6 – Е.Г. Арашкевич, Л.С. Житина, А.Б. Никишина, А.С. Сажин. Глава 7 – М.А. Петров, В.И. Кравцова, А.К. Курбаниязов. Предисловие и Заключение – П.О. Завьялов. Научно-техническое редактирование – А.С. Ижицкий. Общее научное редактирование – П.О. Завьялов.

Члены авторского коллектива искренне благодарны многим коллегам и друзьям в России, Узбекистане, Казахстане, Германии и других странах, участвовавшим в той или иной форме в разных этапах работ, результаты которых составили основу предлагаемой книги. Список этих лиц оказался бы слишком длинным для поименного перечисления здесь, однако авторы считают своим долгом выразить им всем глубокую признательность. Мы также хотели бы с благодарностью отметить финансовую поддержку, которую наши исследования в разное время получали от Российской академии наук, Российского фонда фундаментальных исследований, Национального географического общества США, Европейского Союза, НАТО, и других грантодателей, а также организационно-техническую помощь при проведении экспедиционных работ со стороны научных и образовательных организаций и местных органов власти Узбекистана и Казахстана.

ГЛАВА 1. ВВОДНАЯ ИНФОРМАЦИЯ

§1.1. «Условно-естественное» состояние моря и катастрофические изменения во второй половине XX века

Чтобы правильно оценить изменения, произошедшие с Аральским морем в последние несколько десятилетий и происходящие в настоящее время, необходимо хорошо представлять себе его «исходное» состояние, характерное для периода, непосредственно предшествовавшего катастрофическим событиям. В русскоязычной литературе этот период принято называть «условно-естественным».

В 1960 г объем моря составлял 1066 км^3 , а площадь - 66000 км^2 . Уровень моря колебался лишь незначительно вокруг средней отметки 53.5 м над уровнем Мирового океана. Относительно максимальной глубины моря в литературе имеются некоторые расхождения. Ряд авторов, например, [Косарев, 1975], указывают, что она составляла 69 м. Некоторые другие, например, [Рубанов и др., 1987, Бортник, Чистяева, 1991], приводят иное значение, а именно 66 м. Необходимо отметить, что существующих батиметрических карт Аральского моря немного, и все они были составлены по

съемкам, выполненным в первой половине или середине XX века с различными уровнями точности и пространственного разрешения. Значение 66 м с учетом известной величины падения уровня лучше согласуется с современной батиметрией в соответствии с нашими эхолотными промерами последних лет и потому представляется нам более реалистичным (рис. 1.1.1, 1.1.2).

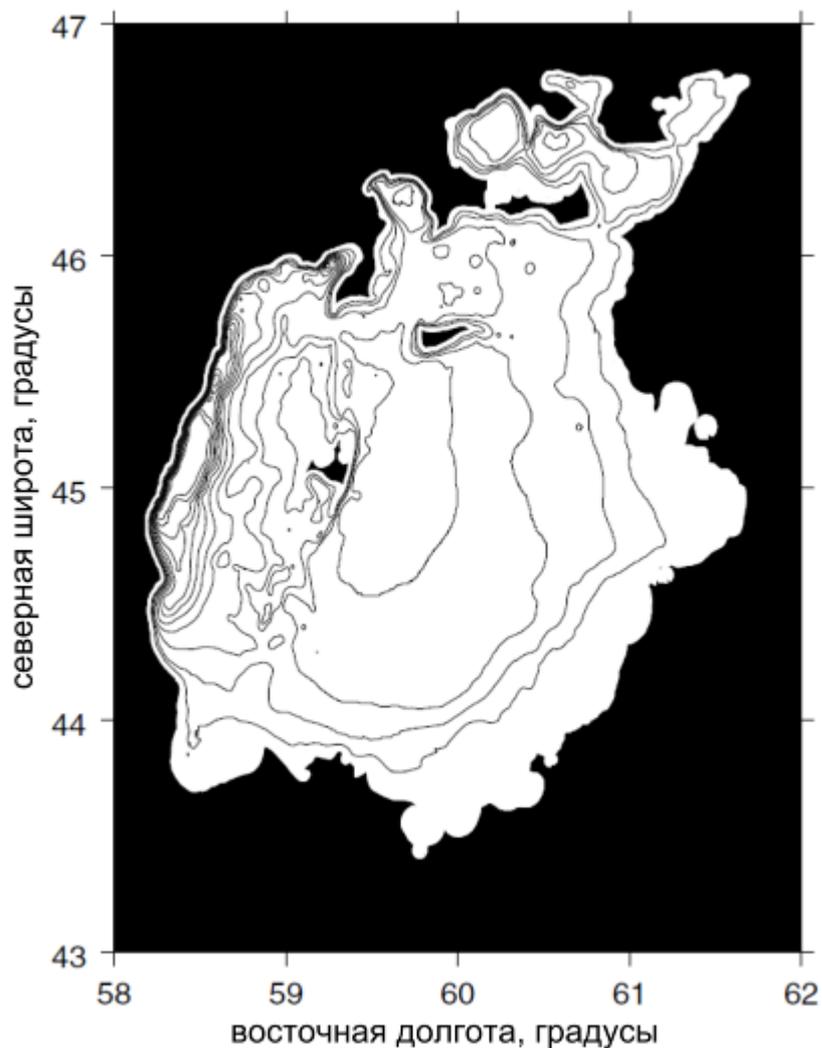


Рис. 1.1.1. Батиметрия Аральского моря в 1960 г. Изобаты проведены с интервалами глубины 5 м. Рисунок выполнен по данным 1960 г, переведенным в цифровой формат на регулярной сетке размером 560x400 (шаг около 700 м) С.В. Станичным с сотрудниками.

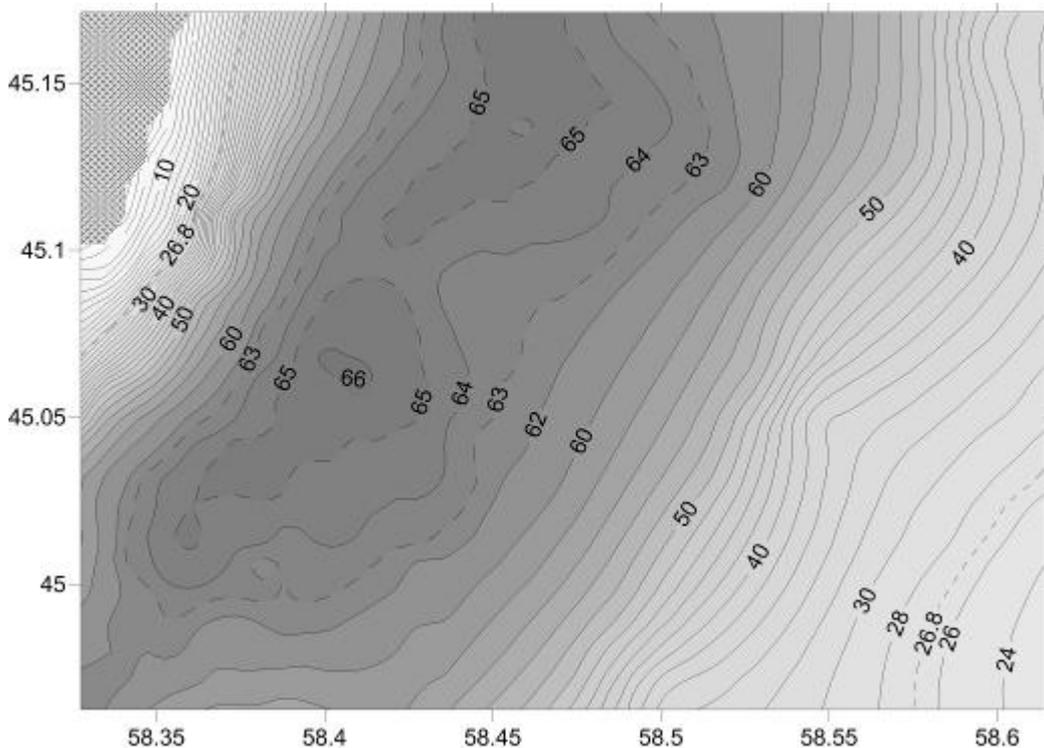


Рис. 1.1.2. Батиметрия Аральского моря в 1960 г – более детальная развертка наиболее глубокой части моря (центральная часть западной котловины)

Среднемноголетнее значение годового объема пресной воды, поступающей в море из Амударьи и Сырдарьи, составляло до 1960 г около 56 км^3 . Море было солоноватым водоемом, минерализация вод которого незначительно менялась около 10 г/кг и никогда не превышала 12 г/кг . Вообще говоря, водная масса моря была весьма однородной по солености: исключая приустьевые районы, разница солености в поверхностном и придонном слоях не превышала нескольких десятых долей промилле (рис. 1.1.3). Горизонтальная изменчивость солености была также умеренной и обычно не превышала $2\text{-}3 \text{ г/кг}$ по всей акватории, причем минимальные значения отмечались в районах, прилегающих к устьям рек. Основная часть площади моря вдали от устьев характеризовалась весьма небольшой пространственной изменчивостью солености (рис. 1.1.4). Сезонный ход солености был пренебрежимо малым [например, *Косарев, 1975*].

В отличие от солености, для температуры воды была характерна энергичная изменчивость, как пространственная, так и временная, в широком спектре масштабов. Сезонный ход температуры поверхности моря (ТПМ) был свыше 25°C , а горизонтальные градиенты ТПМ во многих случаях достигали значений $6\text{-}8^\circ\text{C}$ и более на 100 км . Вертикальная стратификация температуры тоже была весьма значительной: если воды поверхностного слоя, охлаждаясь зимой до температуры замерзания, летом прогревались до $23\text{-}25^\circ\text{C}$, то температура придонных вод в западной котловине на

глубинах более 60 м оставалась круглый год почти постоянной (2-4°C). В результате в летний период формировался выраженный термоклин, обычно в интервале глубин от 20 до 30 м. Таким образом, поля плотности определялись, в основном, температурой, а не соленостью (мы увидим из следующих глав, что эта ситуация в значительной степени изменилась на обратную в ходе высыхания моря). Значения плотности σ_t менялись от 5 кг/м³ летом до почти 10 кг/м³ зимой, причем разница между плотностью поверхностных и донных вод была, как правило, очень небольшой во все сезоны, кроме лета, когда за счет термической стратификации она могла достигать 3 кг/м³ [например, *Бортник, Чистяева, 1990*].

Вертикальные обмены в море обеспечивались, помимо ветрового перемешивания, термической и халинной конвекцией в холодный период года [*Косарев, 1975*]. Вследствие умеренности вертикальной плотностной стратификации, вообще характерной для «докризисного» состояния Аральского моря, вся водная масса моря (за исключением, возможно, ограниченных приустьевых районов в отдельные периоды времени) всегда была хорошо перемешанной и полностью вентилированной от поверхности до дна. Более того, основная часть объема вод моря была перенасыщена кислородом. Многолетнее среднее содержание кислорода по всему объему моря составляло 6.27 мл/л, или 101% от концентрации насыщения, однако значения до 180% наблюдались в северо-восточном секторе моря [*Блинов, 1956*]. Необходимо отметить, что хорошая вентилированность моря кислородом продолжала сохраняться и в первые декады высыхания моря по меньшей мере до конца 1980-х гг [*Бортник, Чистяева, 1990*].

Представления о циркуляции вод Аральского моря до начала его высыхания являются в известной степени умозрительными, поскольку прямые количественные измерения течений в Арале почти не выполнялись, и все выводы основывались на косвенных соображениях или моделировании. Однако, уже ранние исследователи [например, *Берг, 1908, Жданько, 1940*] отметили наиболее яркую особенность крупномасштабной циркуляции моря, а именно ее антициклоническую направленность (хотя имеются также указания на существование менее значительного циклонического круговорота севернее острова Барсакельмес [*Косарев, 1975, Рубанов и др., 1987*]).

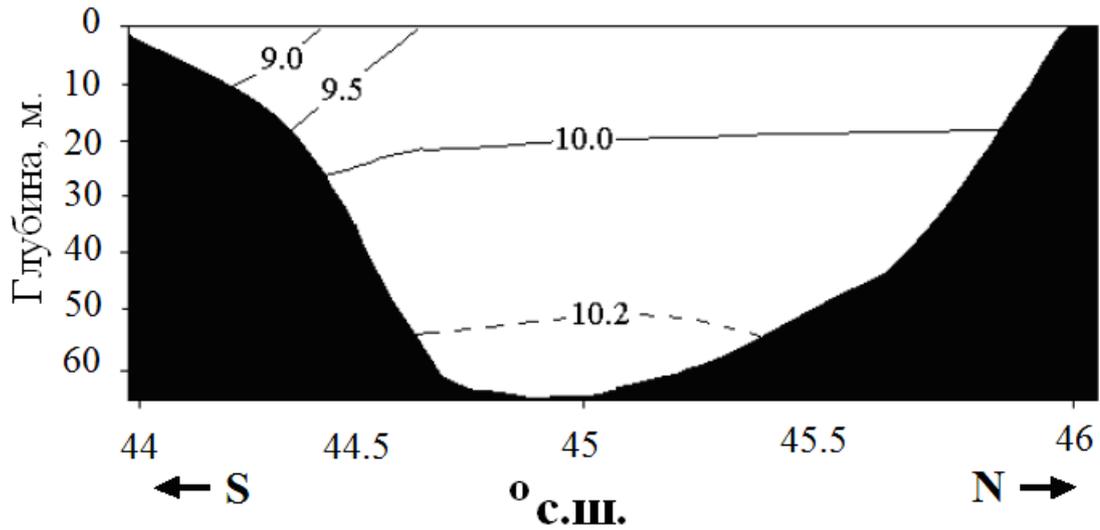


Рис. 1.1.3. Распределение солёности летом (г/кг), характерное для Аральского моря до начала его высыхания. Продольный вертикальный разрез в западном глубоком бассейне. Распределение построено по данным, опубликованным в работах [Косарев, 1975] и [Бортник, Чистяева, 1990].



Рис. 1.1.4. Распределение поверхностной солёности осенью, характерное для Аральского моря до начала его высыхания. Распределение построено по данным, опубликованным в работах [Косарев, 1975] и [Бортник, Чистяева, 1990].

Как известно, соседние внутренние моря, находящиеся в том же широтном поясе, а именно Черное, Азовское и Каспийское, все характеризуются циклоническим направлением крупномасштабной циркуляции. Противоположный знак циркуляции Аральского моря гипотетически приписывался совместному действию преобладающих

в регионе северо-восточных ветров, своеобразно расположенных источников пресноводного стока, а также особенностей топографии дна Аральского моря. Максимальный отклик поверхностных течений на ветровое вынуждение отмечался с задержкой 12-20 часов [Симонов, 1954]. Опубликованных измерений придонных течений не было, но некоторые результаты моделирования указывали на то, что циркуляция в придонном слое была противоположной циркуляции в приповерхностном, в основном за счет баротропного геострофического приспособления, причем «нулевая поверхность» находилась на глубине 15-25 м [например, Шкудова, Ковалев, 1969]. Высказывалось предположение о том, что придонная адвекция более соленой и потому более плотной воды из мелкого восточного бассейна играла существенную роль в формировании вертикальной структуры глубоких слоев западной впадины [Симонов, 1962] (ниже нами будет показано, что значение этого механизма многократно увеличилось при высыхании моря). Как и для любого замкнутого бассейна, важную роль в циркуляции Аральского моря играли сейшевые колебания. Главная мода поверхностной сейши имела период 23 ч и амплитуду 10-20 см (в терминах изменений уровня поверхности водоема) [Арсеньева и др., 1963].

Высыхание и связанное с ним сокращение объема Аральского моря сопровождалось постоянным ростом солености. Сводка значений солености в разные годы приведена в таблице 1.1.1. Согласно наиболее недавним на момент подготовки этой книги измерениям солености в западном бассейне моря, на сентябрь 2010 г она составляла 117 г/кг (на поверхности), что означает увеличение в 12 раз по сравнению с состоянием до 1960 г. Что касается восточного бассейна, то измеренная там в июне 2008 г соленость составляла 211 г/кг, что в 21 раз выше значений условно-естественного периода.

Важно отметить, что в течение первых 4 десятилетий кризиса, вплоть до второй половины 1990-х гг, рост солености в обоих бассейнах Большого Арала был одинаковым, однако затем осолонение стало прогрессировать гораздо быстрее в мелководном восточном бассейне, чем в западном. Именно к этому времени два бассейна оказались в значительной степени отделенными друг от друга, а пути водообмена между ними ограничили двумя проливами на севере и юге (а с 1999 г – единственным проливом в северной части моря). Гораздо более мелкий восточный бассейн подвергается летом более значительному нагреву и, следовательно, скорость испарения с его поверхности выше, чем и объясняется его более быстрое осолонение.

Таблица 1.1.1. Прогрессирующее осолонение Большого Аральского моря. Величины, помеченные одной звездочкой – исторические данные, опубликованные в работе [Мирабдуллаев и др., 2004], двумя звездочками – данные экспедиций ИО РАН

Год	Соленость, г/кг	
	Западный бассейн	Восточный бассейн
1960	10 [*]	10 [*]
1970	12 [*]	12 [*]
1980	17 [*]	17 [*]
1990	32 [*]	32 [*]
1992	35 [*]	35 [*]
1995	42 [*]	42 [*]
1996	44 [*]	44 [*]
1997	51 [*]	52 [*]
1998	54 [*]	58 [*]
1999	56 [*]	Нет данных
2000	63 [*]	Нет данных
2001	68 [*]	112 [*]
2002	82 ^{**}	160 [*]
2003	86 ^{**}	Нет данных
2004	92 ^{**}	Нет данных
2005	98 ^{**}	130 ^{**}
2006	101 ^{**}	Нет данных
2007	104 ^{**}	Нет данных
2008	104 ^{**}	211 ^{**}
2009	114 ^{**}	Нет данных
2010	117 ^{**}	Нет данных

§1.2. Данные, используемые в этой книге

Информация о натуральных исследованиях, выполненных к настоящему времени, приведена в таблице 1.2.1, см. также схему на рисунке 1.2.1. Двенадцать комплексных экспедиций были реализованы с ноября 2002 г по сентябрь 2010 г. Некоторые из них состояли из нескольких этапов, выполнявшихся в разных частях водоема (табл. 1.2.1). Первые экспедиции были ограничены западной, относительно глубокой частью моря, работать в которой проще технически. Однако в дальнейшем исследования были распространены и на восточный бассейн моря, а также район пролива между двумя бассейнами. Измерения и отборы проб выполнялись с помощью моторных лодок, доставляемых на место работ автотранспортом повышенной проходимости. К настоящему времени были выполнены в общей сложности 127 гидрологических станций. Измерения в некоторых точках осуществлялись многократно – в частности,

почти во всех экспедициях выполнялась стандартная станция в точке 45°06'с.ш., 58°23'в.д., соответствующей наибольшей глубине моря ("станция А2"). Кроме того, были установлены 11 заякоренных станций, оборудованных измерителями течений (механическими ПОТОК-2М либо SEA HORSE, или акустическими доплеровскими NORTEK AQUADOPP либо SONTEC), а также донными датчиками давления разработки ИО РАН. Места установки заякоренных станций показаны на рисунке 1.2.1 белыми кружками. Каждая из таких постановок работала 4-7 суток, регистрируя данные с интервалами от 0.5 мин до 10 мин. Одновременно с морскими измерениями, метеорологические данные (скорость и направление ветра, температура воздуха, абсолютная и относительная влажность, атмосферное давление) регистрировались в 10-минутном или 20-минутном осреднении с помощью портативной метеостанции, установленной на берегу непосредственно у уреза воды, обычно на расстоянии нескольких километров от заякоренных станций. Кроме того, в нашем распоряжении находились 6-часовые метеорологические данные, полученные на стационарной метеостанции Актумсук Узгидромета, расположенной на плато Устюрт, в 8 км к западу от современного западного берега моря. В некоторых экспедициях для определения вертикальных профилей скорости ветра осуществлялись шаропилотные запуски, подробнее об этом см. в Главе 2, §2.6. Наконец, в большинстве экспедиций определялся абсолютный уровень поверхности моря (по отношению к уровню Мирового океана). Это делалось методом геодезической съемки нивелиром с использованием существующего геодезического пункта на побережье в районе метеостанции Актумсук.



Рис. 1.2.1. Схема Аральского моря (контур примерно соответствует 2002 г) и расположение выполненных в 2002-2010 гг гидрологических станций (черные точки) и заякоренных постановок (белые точки). Многие из указанных точек выполнялись неоднократно.

На всех гидрологических станциях с помощью ручной лебедки выполнялось STD зондирование (электропроводность, температура, глубина) водной колонны от поверхности до дна и обратно. Вертикальное разрешение этих измерений зависело от типа прибора и скорости спуска, обычно составляя единицы сантиметров. В большинстве случаев применялся STD зонд Sea Bird SBE19plus, кроме летней экспедиции 2004 г, в которой использовался инструмент Yellow Springs YSI6600. Одновременно выполнялся отбор проб воды с горизонтов 0, 10, 20, 30 и 40 м с помощью 5-литровых батометров системы Молчанова или Нискина.

Интерпретация STD данных по Аральскому морю сталкивается с серьезными трудностями, связанными с его специфическим, существенно отличающимся от океанского (и вдобавок постоянно меняющимся вследствие происходящей садки солей, см. Главу 3) ионно-солевым составом. В результате соотношение, связывающее электропроводность воды с соленостью и температурой, также значительно отличается от аналогичного соотношения для вод Мирового океана. Соответствующие эмпирические формулы [Сонач, 1958], полученные до начала высыхания моря при

существовавшем в то время ионно-солевом составе и для характерного диапазона значений солености, уже давно утратили актуальность. Соотношения, отвечающие современным условиям, вообще говоря, неизвестны (за исключением одной приближенной зависимости, полученной для частного случая при фиксированном значении температуры по лабораторным измерениям [Zavialov, 2005]). В связи с этим, нами применялась следующая процедура расчета значений солености по данным STD. По окончании каждой из экспедиций, значения «истинной» солености S_{true} отобранных проб воды определялись методом сухого остатка в химической лаборатории Института геологии и геофизики им. Абдуллаева Академии наук Республики Узбекистан (г. Ташкент) [см., например, *Hu и др.*, 2005]. Затем из данных STD выделялись отвечающие точкам и горизонтам отбора проб значения «псевдо-солености» S_{ctd} , т.е. значения, рассчитанные из электропроводности и температуры через стандартное океанское соотношение. После этого строилась прямая линейной регрессии между полученными значениями S_{true} и S_{ctd} . Соответствующая линейная формула применялась затем для преобразования всех STD данных к «истинной» солености. В качестве примеров приведем здесь формулу регрессии, полученную на основе 14 проб воды, отобранных в октябре 2005 г:

$$S_{true} = 2.047 S_{ctd} - 44.8, \quad (1.2.1),$$

а также формулу, построенную по данным 2009 г, но оказавшуюся наиболее эффективной для корректировки всех данных, начиная с 2006 г:

$$S_{true} = 1.107 S_{ctd} + 18.48 \quad (1.2.2)$$

В этих соотношениях соленость S_{true} выражена в г/кг, а псевдо-соленость S_{ctd} – в епс («единицы практической солености», выдаваемые STD зондом). Для первой регрессии $R^2=0.94$, однако среднеквадратичное отклонение составляло почти 2 г/кг. Показатели точности для второй формулы аналогичны. Такой уровень возможной неопределенности в измерениях солености (конечно, совершенно неприемлемый с точки зрения «нормальной» океанологии) все же гораздо ниже, чем характерные масштабы изменчивости солености в условиях современного Арала (порядка 12 г/кг и более между поверхностью и дном, порядка 100 г/кг и более между отдельными частями моря), что и оправдывает применение методик этого типа к Аральскому морю.

Таблица 1.2.1. Список выполненных экспедиций и измерений, данные которых использованы в этой книге

Экспедиция	Время проведения	Район проведения	CTD зондирования, батометры	Измерения течений
1	Ноябрь 2002 г	Западный бассейн	SBE19plus, 11 станций	
2	Октябрь 2003 г	Западный бассейн	SBE19plus, 20 станций	Поток-2М, 2 постановки
3	Апрель 2004 г	Западный бассейн	SBE19plus, 4 станций	
4(1)	Август 2004 г	Западный бассейн	YSI6600, 16 станций	
4(2)	Август 2004 г	Пролив	SBE19plus, 6 станций	
5(1)	Октябрь 2005 г	Западный бассейн	SBE19plus, 8 станций	Поток-2М датчик давления, 1 постановка
5(2)	Октябрь 2005 г	Пролив	SBE19plus, 7 станций	Поток-2М датчик давления, 2 постановки
5(3)	Октябрь 2005 г	Восточный бассейн	SBE19plus, 7 станций	
6	Март 2006 г	Западный бассейн	SBE19plus, 2 станций	
7	Сентябрь 2006 г	Западный бассейн	SBE19plus, 18 станций	Aquadopp датчик давления, 2 постановки
8	Ноябрь 2007 г	Западный бассейн	SBE19plus, 2 станции	
9(1)	Июнь 2008 г	Западный бассейн	SBE19plus, 15 станций	Aquadopp датчик давления, 2 постановки
9(2)	Июнь 2008 г	Восточный бассейн	Отбор проб, 1 станция	
10	Август 2009 г	Западный бассейн	SBE19plus, 10 станций	
11	Апрель 2010 г	Западный бассейн	Отбор проб, 1 станция	
12	Сентябрь 2010 г	Западный бассейн	SBE19plus, 8 станций	Aquadopp SeaHorse датчики давления, 3 постановки

Методические детали получения и обработки данных обсуждаются более подробно в соответствующих главах.

ГЛАВА 2. ФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ МОРЯ

В этой главе описывается современное гидрологическое состояние моря и обсуждаются глубокие изменения этого состояния, происходившие на наших глазах в последние годы.

§2.1. Термохалинная структура

Ключевой характеристикой «нового» состояния Большого Арала, коренным образом отличающей его от состояния, имевшего место до начала высыхания моря и на его ранних стадиях, является вертикальная стратификация. Первая же экспедиция ИО РАН в 2002 г обнаружила разницу в соленостях верхнего квазиоднородного и придонного слоев, достигавшую 12 г/кг (см. табл. 2.1.1). Отметим, что предыдущие (по отношению к нашим измерениям 2002 г) опубликованные измерения вертикальной структуры термохалинных полей [Бортник, Чистяева, 1990] датировались 1990 г. Согласно этим данным, в начале последнего десятилетия XX века водная толща Арала все еще была достаточно однородной по вертикали и перемешанной. Следовательно, вертикальная структура вод моря приобрела резко стратифицированный характер в какой-то оставшийся неизвестным момент времени между 1990 и 2002 гг. Гипотетически можно предположить, что это произошло около 1996-1997 гг., когда впервые появились ощутимые горизонтальные градиенты солености между западной и восточной частями моря (см. табл. 2.1.1). Сероводородное заражение нижней части

водной толщи в западном бассейне (см. далее Главу 3), вероятно, появилось в это же время.

Таблица 2.1.1. Сводка данных о физическом состоянии моря во время выполненных экспедиций (2002-2010)

Экспедиция	Время проведения	Район	Уровень, м	Соленость, г/кг		Температура, °С	
				Поверхность	Дно	Поверхность	Дно
1	Ноябрь 2002 г.	Запад	30.47	82	94	10	15
2	Октябрь 2003 г.	Запад	30.50	85	96	14	2
3	Апрель 2004 г.	Запад	-	86	87	5	1
4(1)	Август 2004 г.	Запад	30.71	91	87	25	2
4(2)	Август 2004 г.	Пролив	-	100	100	23	23
5(1)	Октябрь 2005 г.	Запад	30.12	98	101	18	4
5(2)	Октябрь 2005 г.	Пролив	-	132	132	17	17
5(3)	Октябрь 2005 г.	Восток	-	130	134	15	15
6	Март 2006 г.	Запад	30.20	99	-	-2	-
7	Сентябрь 2006 г.	Запад	29.60	101	98	19	3
8	Ноябрь 2007 г.	Запад	29.18	104	115	10	11
9(1)	Июнь 2008 г.	Запад	29.28	104	107	23	2
9(2)	Июнь 2008 г.	Восток	-	211	-	-	-
10	Август 2009 г.	Запад	27.64	114	114	24	5
11	Апрель 2010 г.	Запад	-	115	-	11	-
12	Сентябрь 2010 г.	Запад	26.79	117	132	20	12

Характерные распределения температуры и солености за период с 2002 по 2010 гг показаны на рисунке 2.1.1, см. также таблицу 2.1.1. Важно отметить, что до 2003 г вертикальная структура была в основных чертах «двухслойной»: минимум солености наблюдался в верхнем квазиоднородном слое толщиной от 7 до 23 м, а максимум – в

нижней части колонны. Эти два слоя отделялись друг от друга более или менее резким галоклином. В осенний период (когда и выполнялись измерения) рост солености ко дну в нижней части водной толщи сопровождался и ростом температуры, т.е. температурной инверсией. В эти годы казалось, что стратификация в западном бассейне Арала постоянна, и там реализуются меромиктические условия.

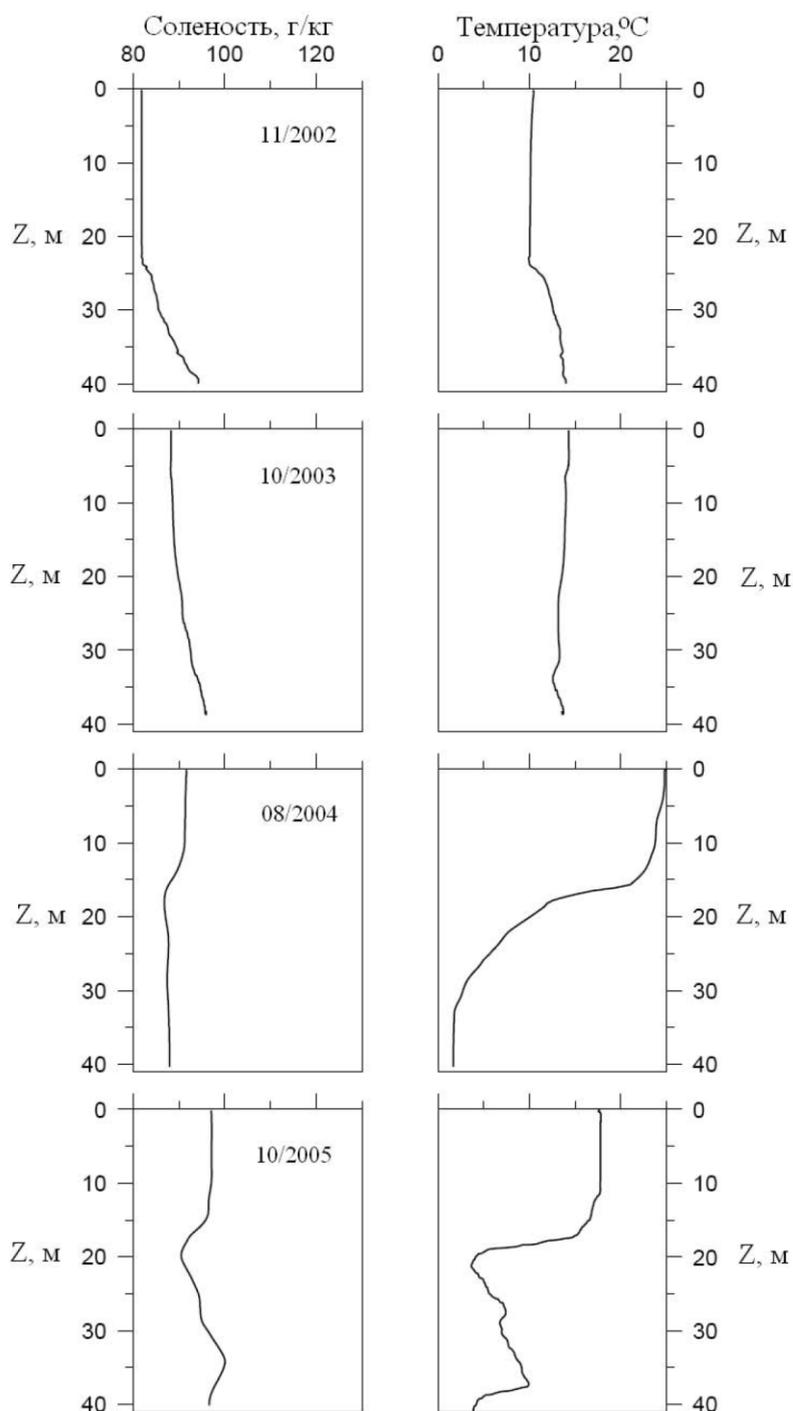


Рис. 2.1.1. Профили солености (слева) и температуры (справа) в зависимости от глубины, наблюдавшиеся в 2002-2008. Глубочайшая точка западного бассейна и всего моря (Станция А2, 45°05.89'N, 58°23.41'E)

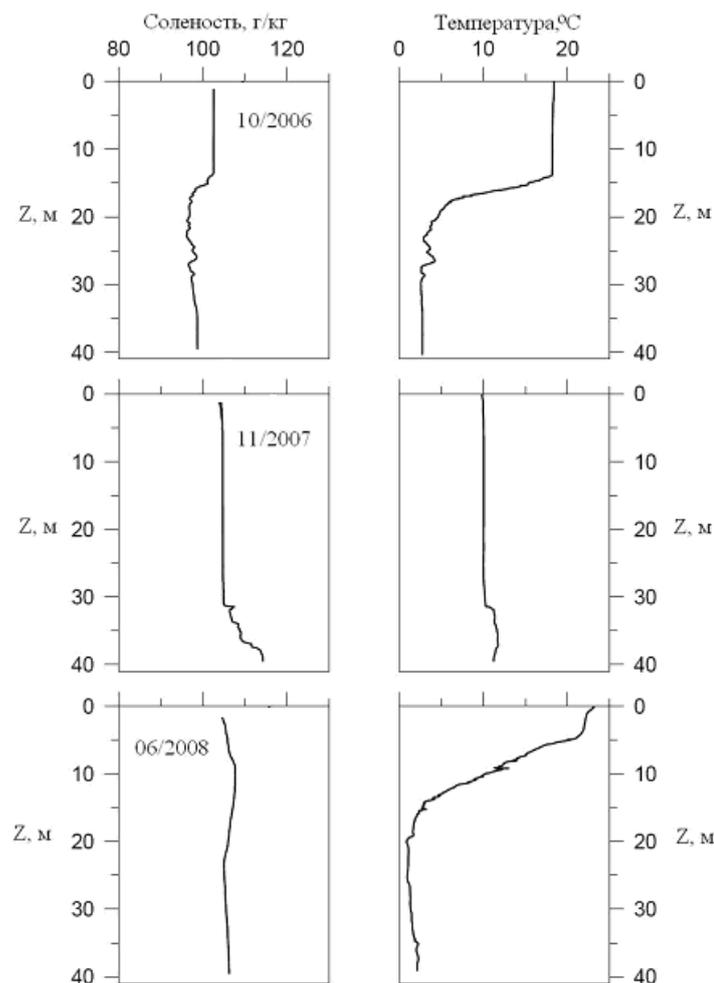


Рис. 2.1.1. (продолжение)

Однако уже весной 2004 г вся толща воды оказалась почти однородной при солености около 86 г/кг (табл. 2.1.1). Таким образом, зимняя конвекция смогла разрушить меромиктические условия, а «двухслойная» стратификация оказалась переменным явлением. К концу лета 2004 г сформировался новый тип вертикальной стратификации, который затем оставался характерным для осенних условий по крайней мере вплоть до 2010 г. Эту стратификацию можно назвать «трехслойной»: наблюдаются два максимума солености, первый в верхнем квазиоднородном слое, а второй в нижней части колонны. Верхний и нижний максимумы разделяет промежуточный слой относительно низкой солености (рис. 2.1.1). При этом, несмотря на инверсию солености под верхним квазиоднородным слоем, плотностная устойчивость обеспечивается чрезвычайно выраженным термоклином. Так, в октябре 2005 г температура падала на 11°C во всего лишь 2-метровом слое между глубинами 18 м и 20 м, в октябре 2006 г - на 13°C в 5-метровом слое на глубинах от 14 м до 19 м, а в августе 2009 г – даже на 19°C в 6-метровом слое на глубинах от 14 м до 20 м.

Глубинный максимум солености был наиболее хорошо выражен в 2005 г, причем под ним в самой нижней пятиметровой части колонны располагался несколько более пресный и значительно более холодный слой. В 2006 г глубинный максимум также находился примерно в 5 м над дном, однако слой под максимумом был полностью перемешан, что указывает на присутствие сильного придонного течения (это было тогда же подтверждено и прямыми измерениями).

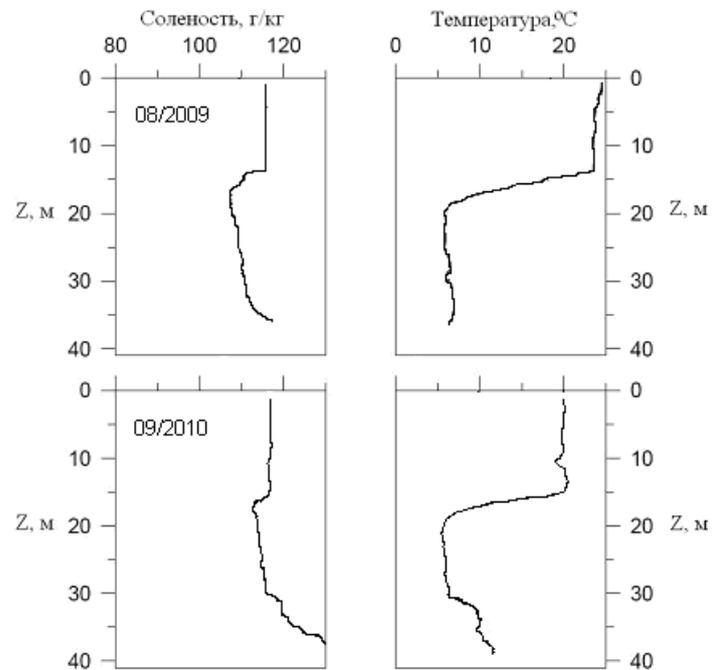


Рис. 2.1.2. Профили солености (слева) и температуры (справа) в августе 2009 г и сентябре 2010 г. Станция А2.

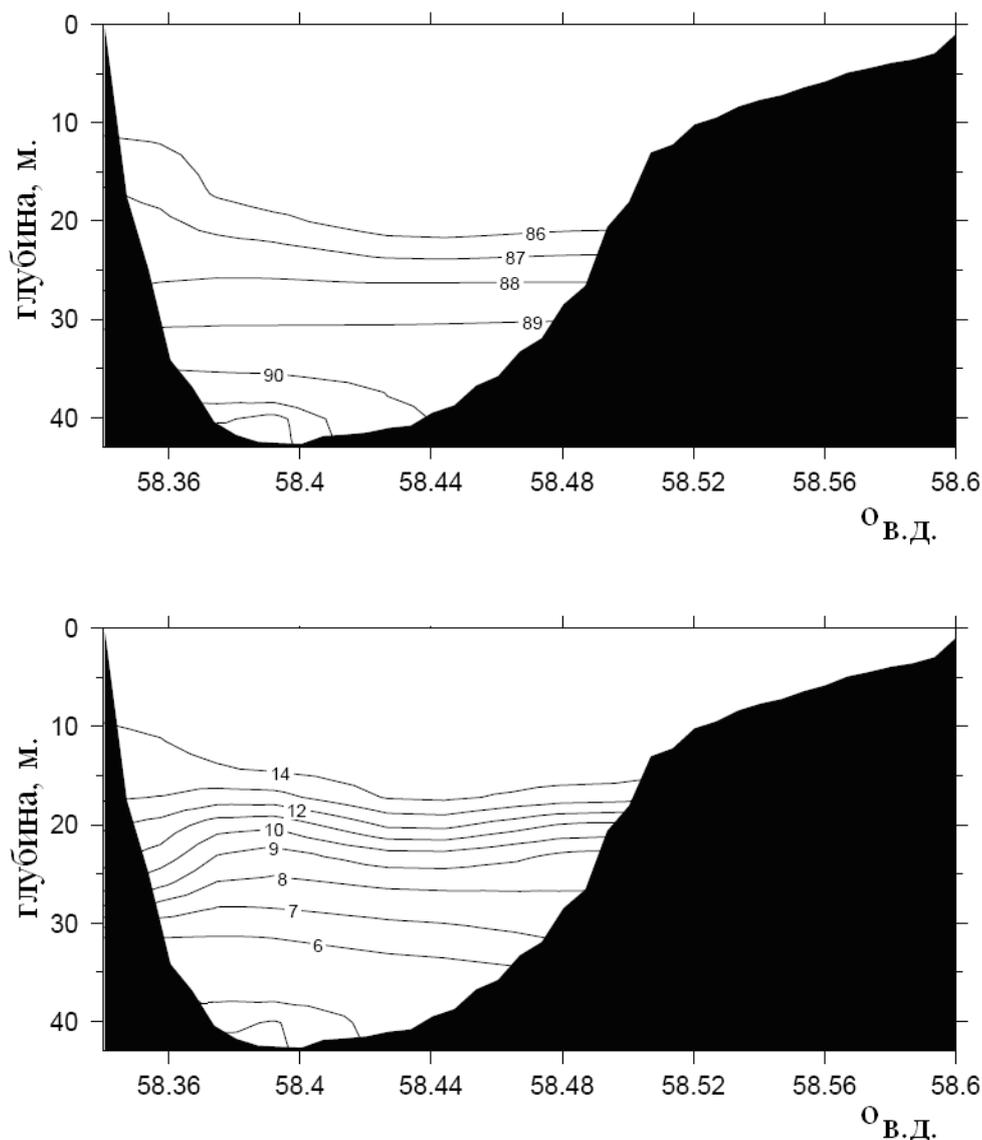


Рис. 2.1.3. Зонально-вертикальное распределение солености (вверху) и температуры (внизу) на поперечном разрезе в центральной части западного бассейна в октябре 2003 г.

В ноябре 2007 г стратификация западного бассейна временно снова приняла вид, типичный для 2002-2003 гг, характеризующийся единственным максимумом солености (127 г/кг) у дна и инверсией температуры в нижней части колонны. В этот момент также отмечался самый глубокий за все время наших наблюдений верхний перемешанный слой (32 м). Однако летом 2008 г вновь наблюдались два максимума солености, разделенные относительно пресным слоем на глубине 20 м. При этом верхний максимум располагался не на поверхности, а на глубине около 8 м. Вертикальная плотностная устойчивость обеспечивалась исключительно мощным термоклином (температура 23°C на поверхности и всего 1°C на глубине 20 м).

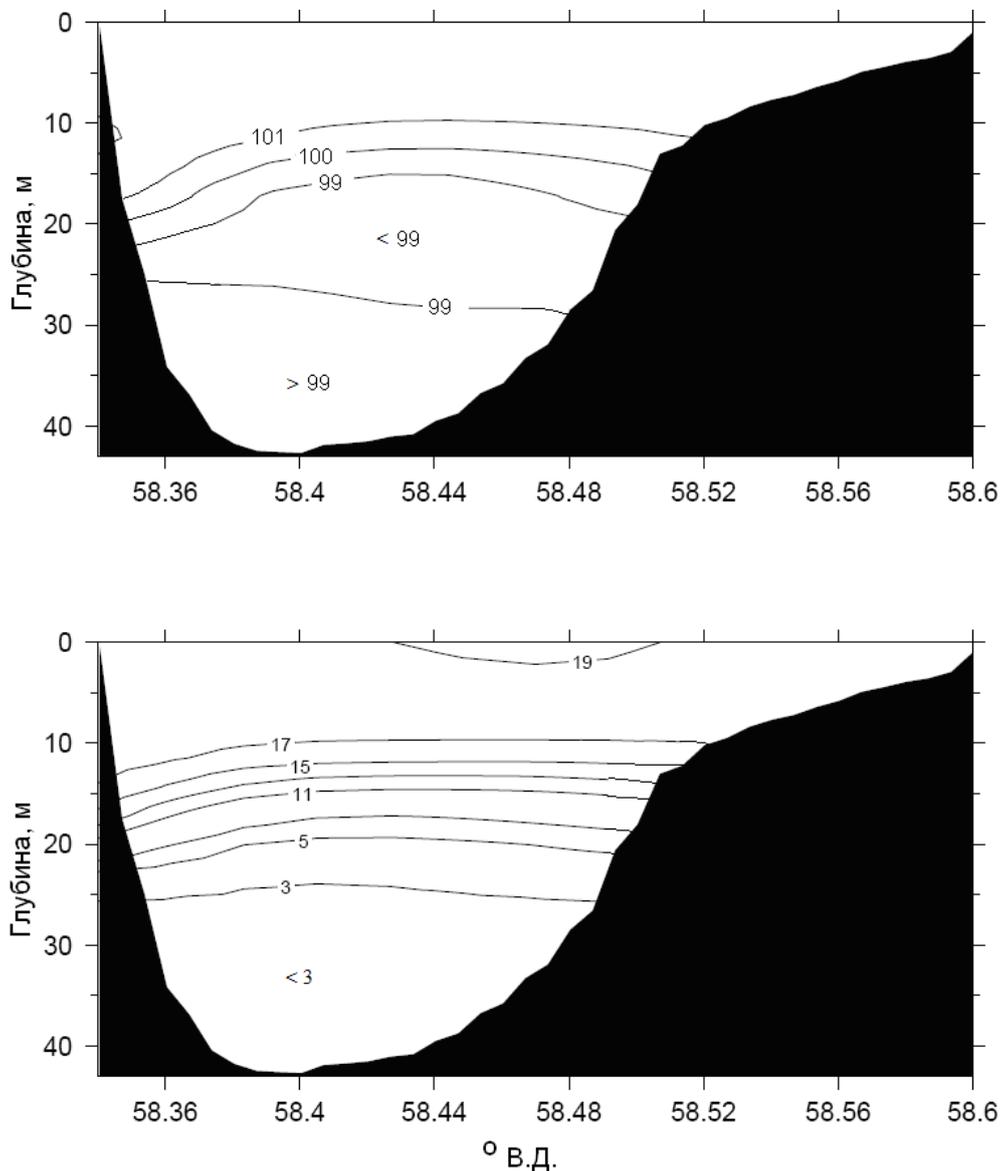


Рис. 2.1.4. Зонально-вертикальное распределение солености (вверху) и температуры (внизу) на поперечном разрезе в центральной части западного бассейна в сентябре 2006 г.

Каковы же физические механизмы, определяющие формирование и изменчивость термохалинной стратификации глубокого западного бассейна моря? В работах [Zavialov et al., 2003, Zavialov, 2005] было выдвинуто предположение, что имеют место два основных конкурирующих между собой механизма – “конвективный” и “адвективный”. Первый связан с локальным вертикальным обменом. В теплое время года интенсивное испарение приводит к аккумуляции соли в верхнем квазиоднородном слое, в котором формируется приповерхностный максимум солености. При этом вертикальная устойчивость водной толщи временно сохраняется за счет высокой температуры верхнего слоя и резкого термоклина под его нижней границей. В результате осеннее-зимнего выхолаживания в дальнейшем развивается конвекция, которая может достигать или не достигать дна и частично или полностью перемешивать водную толщу. Следовательно, при таком развитии событий, максимум

солёности должен наблюдаться в верхней части водной толщи (либо отсутствовать вовсе).

“Адвективный” же механизм реализуется в связи с горизонтальными интрузиями в западный бассейн более солёной воды из восточного бассейна через соединяющий бассейны пролив. Попадая в западный бассейн, значительно более плотные “восточные” воды опускаются вдоль склона дна, попутно частично перемешиваясь с окружающими водами, и накапливаются в придонном слое. Таким образом, этот механизм должен создавать придонный максимум солёности. Ответственность вод восточного бассейна за формирование солёности в глубокой части западной котловины подтверждается результатами TS-анализа (см. следующий раздел этой главы). По мере сужения пролива между западным и восточным бассейнами и снижения интенсивности межбассейновых обменов в ходе продолжающегося усыхания моря, относительные значимости двух описанных выше механизмов осолонения западной котловины могут меняться. По-видимому, адвективный механизм доминировал примерно до 2003 г, пока межбассейновые обмены через широкий пролив были очень значительными. В этот период отмечен только придонный максимум солёности. Затем в течение ряда лет одновременно наблюдались проявления обоих механизмов, при этом вертикальная структура стала “трехслойной”, и максимумы солёности отмечались у поверхности и дна. При этом постепенное сокращение разницы величин солёности между промежуточным минимумом и придонным максимумом свидетельствует об ослаблении роли адвективного механизма. Отметим, что впоследствии межбассейновые обмены многократно уменьшились. Они даже прекратились совсем летом 2009 г ввиду полного высыхания восточного бассейна, но затем возобновились после его повторного наполнения.

На рисунке 2.1.5 представлены распределения солёности и температуры в августе 2009 г. Как и ранее, по термохалинным характеристикам в вертикальной структуре западного бассейна можно выделить три слоя: верхний квазиоднородный слой, промежуточный слой и придонный слой. Квазиоднородный поверхностный слой распространяется до глубин 6-7 м в западной части разреза, а в восточной части бассейна его глубина почти вдвое больше. Температура поверхностного слоя 24°C, солёность около 113.5 г/кг. Ниже поверхностного слоя располагается сезонный термоклин с резкими вертикальными градиентами до 2.2°C/м. Верхней границей термоклина является изотерма 23°C, проходящая в западной части бассейна на глубинах 6–7 метров, заглубляясь у восточного берега до глубин 12–13 м. Нижней границей термоклина является изотерма 7 °C, проходящая на глубине 16 м в западной части бассейн и опускающаяся до 18–19 м у восточного склона. Таким образом,

падение температур в термоклине составляет 16°C. На глубинах 10 м в западной части бассейна и 13 м в восточной части располагается верхняя граница галоклина – изогалина 113 г/кг. Толщина галоклина составляет 3–4 м, он также несколько заглублен в восточной части бассейна. Под галоклином, ниже изогалины 111 г/кг располагается промежуточный слой, характеризующийся наличием соленостного и температурного минимумов. Минимум температур (около 5.5 °С) смещен к восточному склону глубоководной части бассейна. Минимальные значения солености в промежуточном слое (около 110.1 г/кг) приурочены к нижней границе термоклина. На глубинах ниже 25 метров залегает придонный слой с характерной температурной инверсией и максимумом солености (около 113.5 г/кг). Средняя температура придонного слоя – около 6 °С.

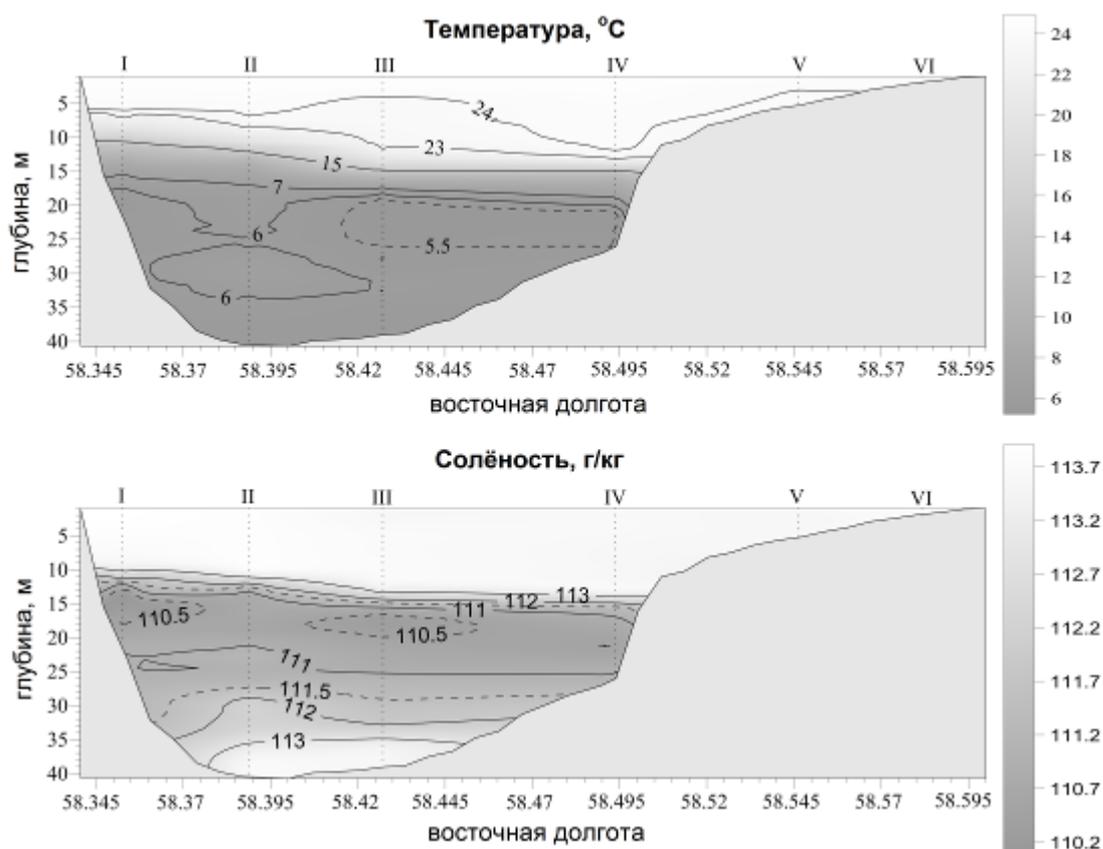


Рис. 2.1.5. Распределения солености и температуры на зональном разрезе в центральной части западного бассейна в августе 2009 г.

На рисунке 2.1.6 представлено распределение солености и температуры на разрезе через западный бассейн в сентябре 2010 г. Это – наиболее недавние данные по термохалинной структуре Арала к моменту выхода этой книги. Как и летом 2009 г, в вертикальной структуре бассейна по-прежнему выделяются три слоя: верхний квазиоднородный слой, промежуточный слой и придонный слой. Нижняя граница квазиоднородного слоя залегает на глубине 14.5 м. Средняя температура этого слоя – около 19°C. Верхний квазиоднородный слой характеризуется наличием поверхностного

локального максимума солености – около 117 г/кг. Следует отметить наличие в верхнем слое линзы несколько менее соленых и более холодных вод, располагающейся на глубине около 10 м и несколько смещенной к восточному склону глубоководной части бассейна. Под верхним перемешанным слоем располагается ярко выраженный термоклин, нижняя граница которого – изотерма 8°C – проходит на глубине 17,5 м. Таким образом, падение температур в термоклине составляет около 11°C на 3 м. Под термоклинном располагается промежуточный слой, характеризующийся минимальными температурами (менее 7°C) и минимальными значениями солености (менее 113 г/кг). Начиная с глубины 27–28 м соленость начинает быстро увеличиваться по направлению ко дну. В свою очередь, температура также растет с глубиной, что дает возможность выделить область глубин от 27–28 м до дна как придонный слой, характеризующийся максимальными значениями солености и наличием температурной инверсии. Соленость в придонном слое достигает значения в 132 г/кг - рекордно высокого для западного бассейна за все время наблюдений.

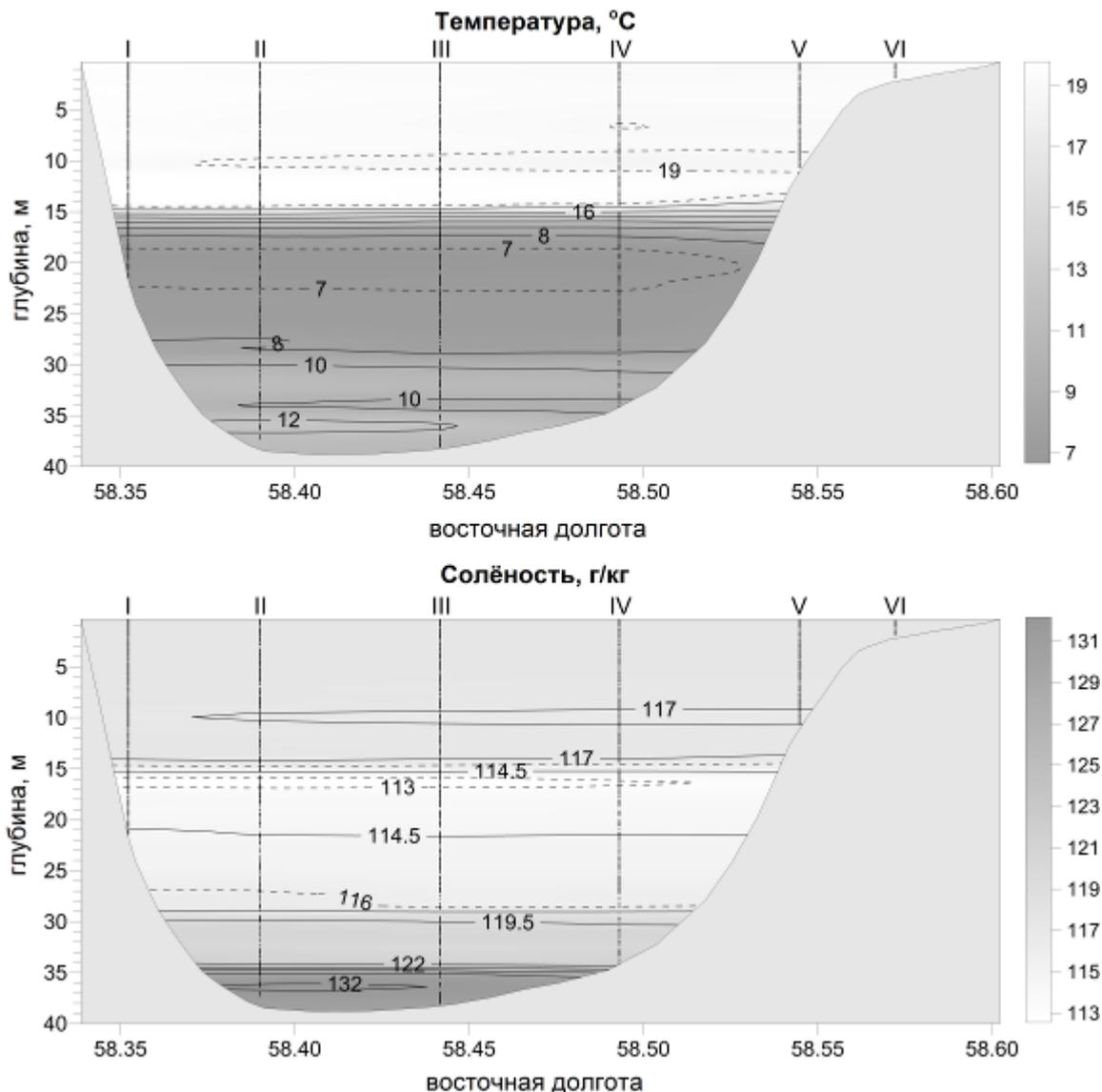


Рис. 2.1.6. Распределения солёности и температуры на зональном разрезе в центральной части западного бассейна в сентябре 2010 г.

Что касается термохалинной структуры восточного бассейна, то имеющиеся на этот счет данные крайне ограничены. Данные, до некоторой степени характеризующие современные пространственные распределения температуры и солёности в восточном бассейне, были получены лишь однажды, в октябре 2005 г в ходе экспедиции 5. Тогда был выполнен гидрологический разрез от восточной оконечности пролива Куланды до бывшего острова Барсакельмес. Результаты показаны на рисунке 2.1.7. Необходимо отметить, что, несмотря на крайнюю мелководность этого района (максимальная глубина около 3.5 м), отмечена выраженная халинная стратификация – до 1 г/кг на метр по вертикальной координате

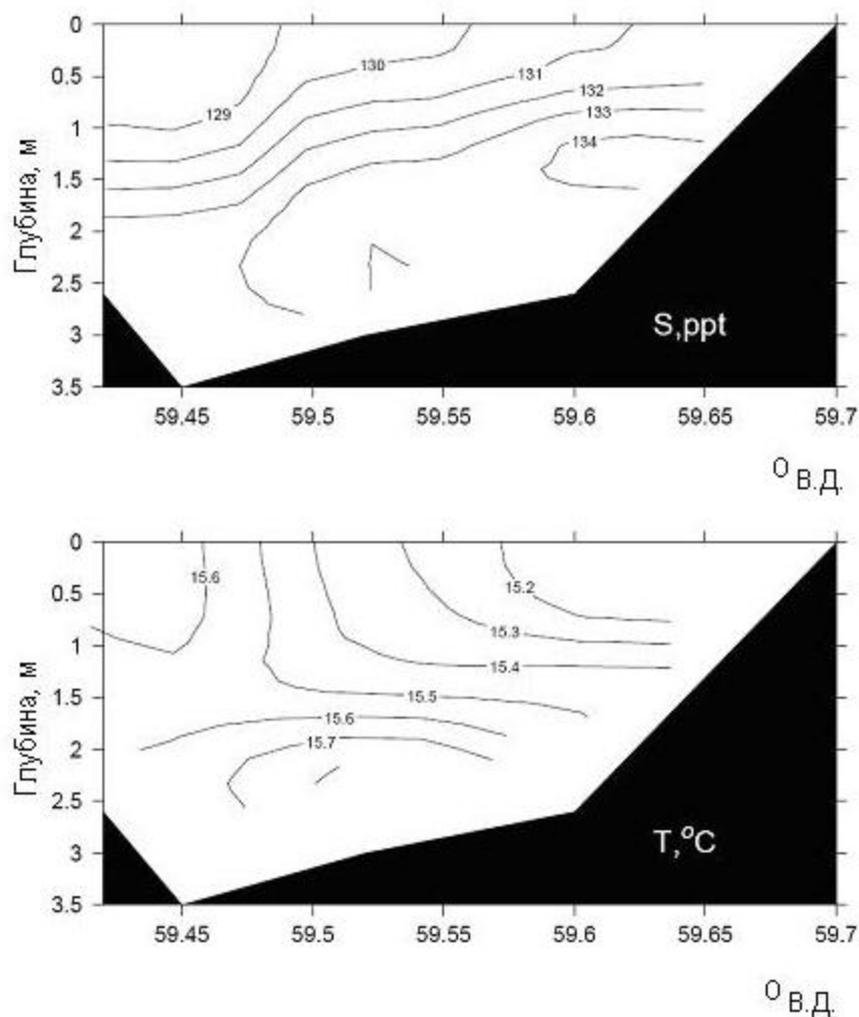


Рис. 2.1.7. Распределения солёности (вверху) и температуры (внизу) на зональном разрезе в северной части восточного бассейна, от восточной оконечности пролива Куланды до бывшего о-ва Барсакельмес. Октябрь 2005 г, экспедиция 5, полигон 3.

§2.2. TS-характеристики вод и обмены между бассейнами моря. Пролив Куланды и его углубление.

Предположение о том, что более солёные воды из относительно мелкой восточной части моря участвуют в формировании плотной придонной воды в западной впадине, высказывалось еще до начала высыхания моря [например, *Симонов*, 1962]. При этом тогда разница в солёностях между восточной и западной частями моря не превышала десятых долей промилле. В новых условиях, проявившихся особенно ярко

начиная со второй половины 1990-х гг, когда эта разность приняла значения сперва единиц, а затем и десятков промилле (табл. 1.1.1), важность этого механизма должна была многократно возрасти.

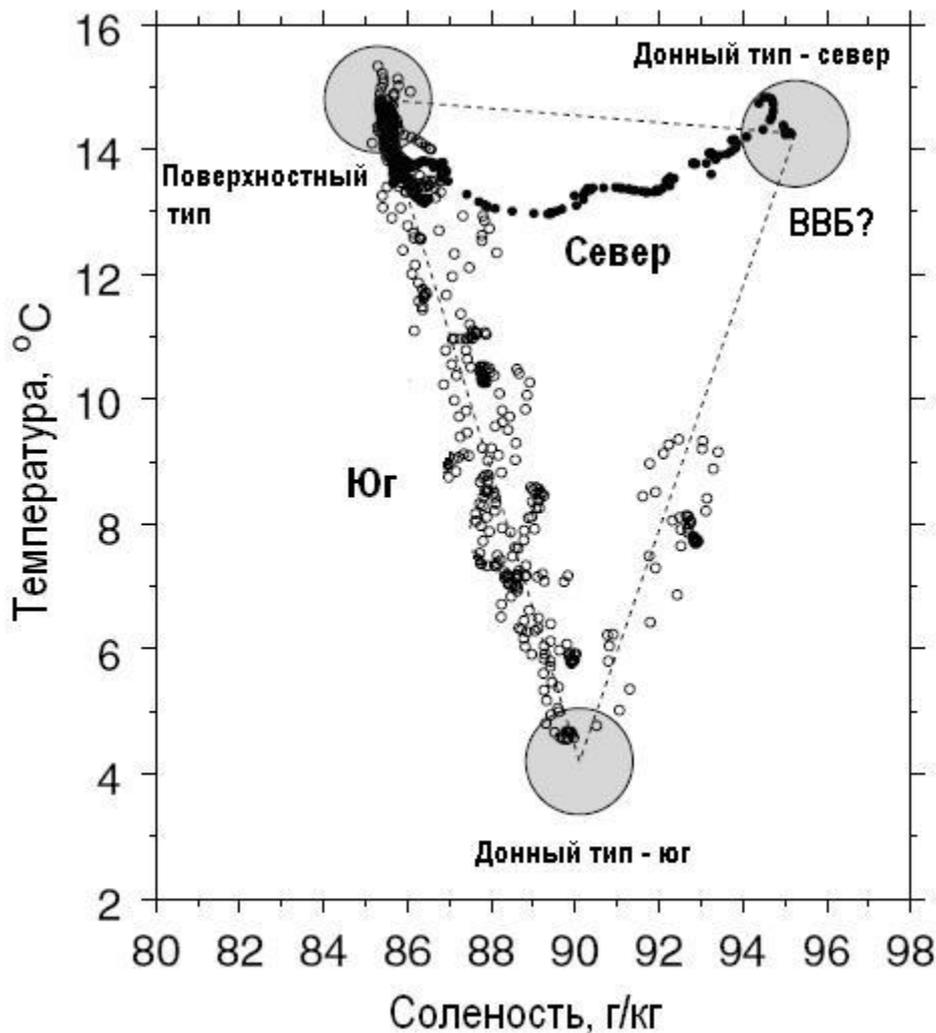


Рис. 2.2.1. TS диаграмма для вод в северной и южной частях западного бассейна. Октябрь 2003 г. Экспедиция 2.

Действительно, как показали измерения, воды восточного бассейна (ВВБ) почти всегда присутствуют в глубинных слоях западной котловины. Эти воды можно идентифицировать химическими средствами по особенностям ионно-солевого состава (см. Главу 3), хорошо выделяются они и методом TS-анализа. На многих TS-диаграммах для западного бассейна вторжения ВВБ образуют хорошо выраженный отдельный тип воды, перемешивание которого с местной водой западного бассейна, особенно поверхностного типа, и порождает все многообразие термохалинной структуры. На рисунке 2.2.1 представлен типичный пример, соответствующий осени 2003 г. В данном случае термохалинная структура западного бассейна определяется взаимодействием трех основных водных типов. Поверхностный тип универсален для всего западного бассейна, он формируется, главным образом, в результате воздействия

атмосферы. Вместе с этим, донных типов наблюдалось два - в южной и северной частях моря они различны. В южной части придонная вода очень холодная, но лишь немногим более соленая, чем на поверхности. Формирование этого водного типа может быть связано с опусканием местных поверхностных вод в ходе осенне-зимней конвекции предыдущего года. В северной части моря, напротив, вода теплая во всей толще (температура даже слегка растет ко дну в глубинном инверсионном слое), но в придонных слоях экстремально соленая. Наиболее разумным объяснением этому является вторжение в западный бассейн более плотных и соленых, но теплых вод восточного бассейна через пролив Куланды предшествовавшим летом. Примечательно, что на границе раздела между двумя водными массами отмечается прямое перемешивание вод двух донных типов (рис. 2.2.1).

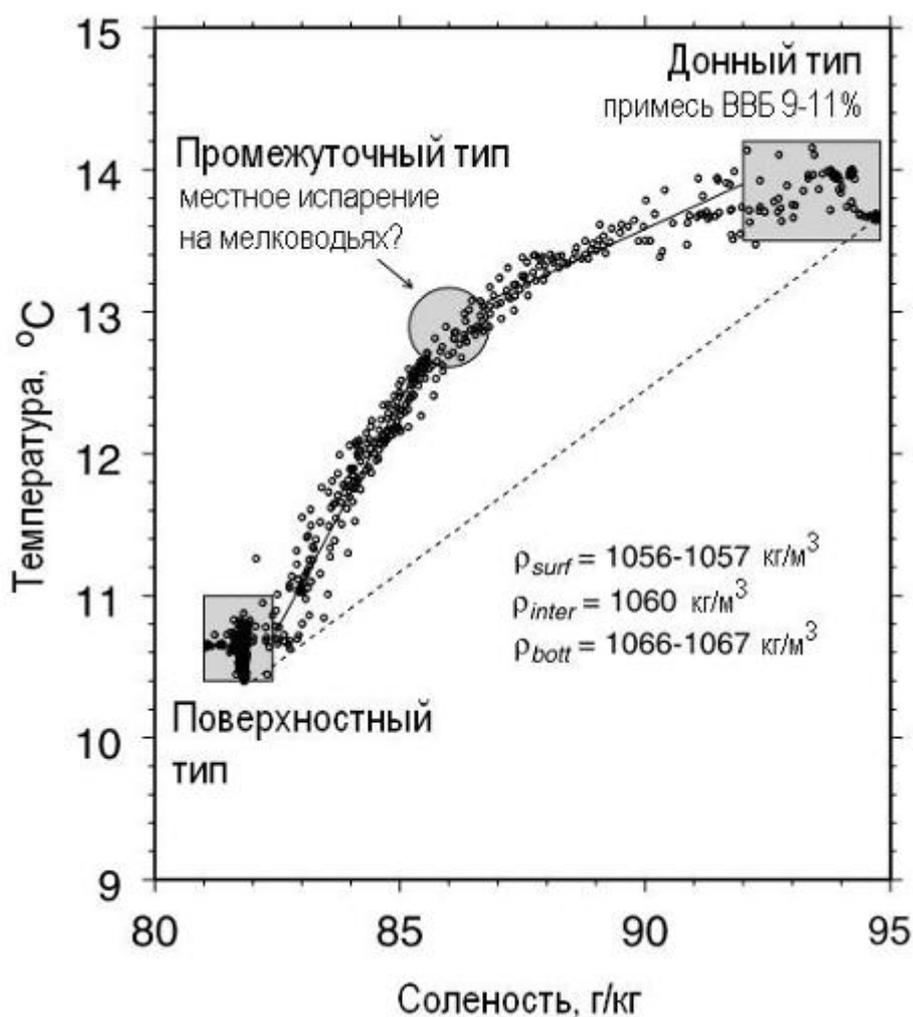


Рис. 2.2.2. TS-диаграмма для вод центральной части западного бассейна. Ноябрь 2002 г, экспедиция 1. Также показаны значения плотности для основных водных типов (измерения ареометрами).

Подобные проявления ВВБ видны и во многих других TS-диаграммах. Так, на рисунке 2.2.2 показана диаграмма, соответствующая термохалинной структуре в ноябре 2002 г. Выделяются поверхностный и донный водные типы, при этом высокая

соленость последнего должна объясняться значительной примесью ВВБ. При этом характер TS кривой предполагает также наличие дополнительного водного типа на промежуточных глубинах, более теплого, но менее соленого, чем был бы продукт простого перемешивания поверхностного и придонного типов. Этот дополнительный тип гипотетически связывается нами с местным летним испарением в западном бассейне, особенно на его мелководьях у восточного берега и в южной части, и последующим опусканием осолоненных вод с поверхности на свой изопикнический уровень. На рисунке 2.2.2 приведены также интервалы значений плотности, установленные для трех водных типов (прямые измерения ареометрами). Расчеты методом TS анализа [Zavialov, 2005] показали, что осенью 2002 г 9-11% объема донной воды западного бассейна составляла вода, происходящая из восточного бассейна.

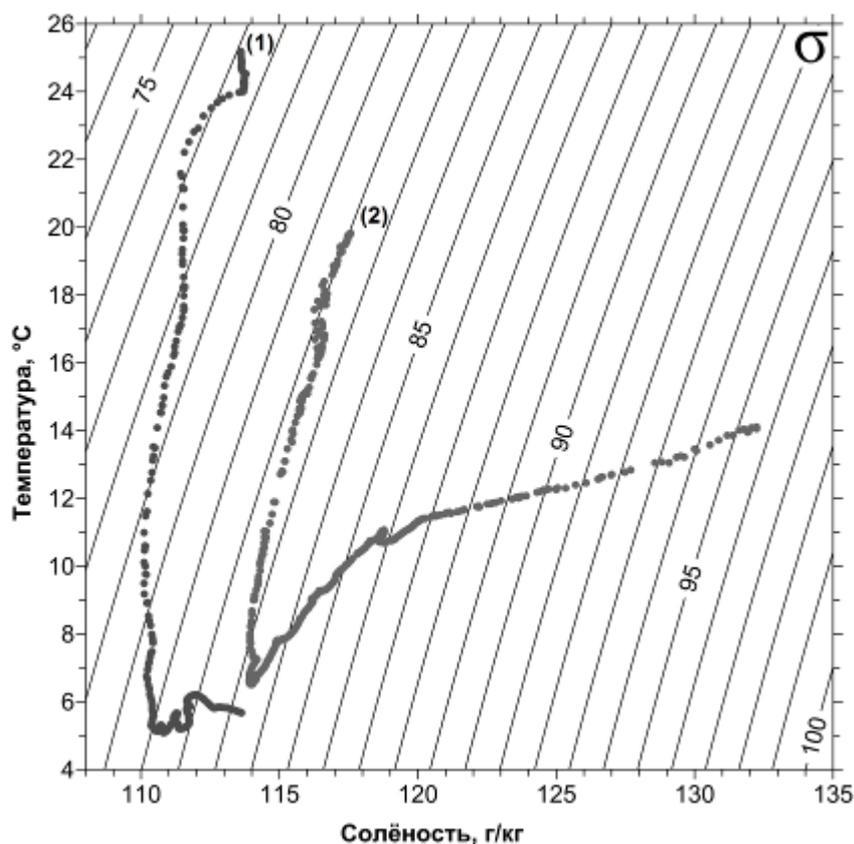


Рис. 2.2.3. *T,S-кривые вод Аральского моря: 1 – данные 2009 г, 2 – данные 2010 г.*

Аналогичные водные типы видны и на TS диаграммах для 2009 и 2010 гг (рис. 2.2.3)

Итак, осолонение западного бассейна происходило не только за счет испарения и понижения уровня самого западного бассейна, но и за счет экспорта соли из восточного бассейна через пролив Куланды. Как показывают балансовые расчеты, основанные на сравнении полного солесодержания в западном бассейне моря в 1990 и 2002 гг, за это время из восточной части моря в западную было передано не менее 900 миллионов

тонн соли, что составляет в среднем 70 миллионов тонн в год [Zavialov, 2005]. Стоит отметить, что даже в период 2002-2005 гг, когда уровень Большого Арала практически не падал, соленость западного бассейна продолжала неуклонно расти (от 82 г/кг до 98 г/кг), в то время как соленость восточного бассейна в этот же период понизилась (от 160 г/кг до 130 г/кг). Ясно, что это могло происходить только за счет обменов между бассейнами.

Таким образом, потоки массы, соли и тепла через пролив Куланды, соединявший западный и восточный бассейны Большого Арала, играли в первом десятилетии века исключительно важную роль в формировании режима моря. Между тем прямые измерения в проливе в этот период удалось выполнить лишь дважды, в экспедициях 2004 и 2005 гг.

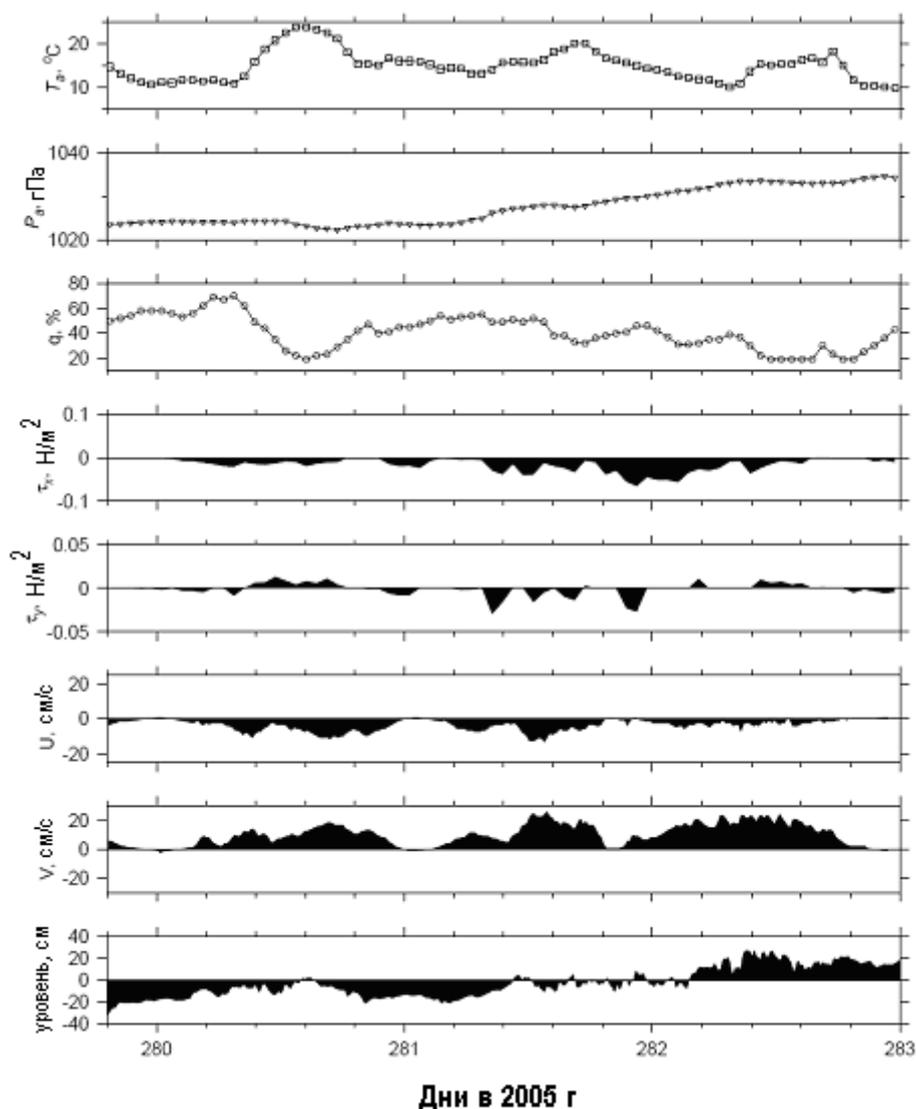


Рис. 2.2.4. Данные с заякоренной станции, установленной в проливе Куланды в октябре 2005 г, экспедиция 5, полигон 2. Измерители скорости течения и уровня были установлены на глубине 4 м, в 1.5 м над дном, в проливе вблизи его соединения с заливом Чернышева. Метеорологическая станция была установлена на берегу, в 3 км к

северу от морской станции. Сверху вниз: атмосферное давление, относительная влажность, зональная и меридиональная компоненты напряжения трения ветра, зональная и меридиональная компоненты скорости течения, аномалия уровня поверхности моря.

На рисунке 2.2.4 показаны результаты прямых измерений скорости течения, выполнявшиеся в проливе с 7 по 10 октября 2005 г. Также представлены метеоданные, полученные в этот же период. Наблюдения соответствуют условиям умеренного восточного и северо-восточного ветра. При этом течение в проливе было направлено с востока на запад со скоростью до 20 см/с. Максимальная корреляция течения с ветром соответствует запаздыванию первого по отношению ко второму на чуть более 6 час (рис. 2.2.5).

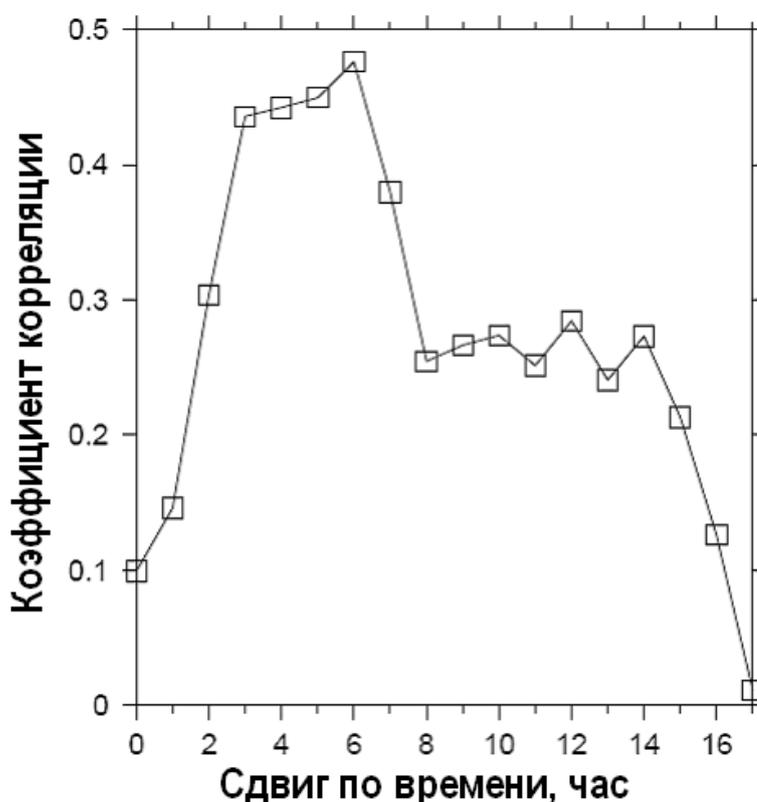


Рис. 2.2.5. Коэффициент корреляции между скоростью течения в проливе и касательным напряжением ветра в зависимости от временного сдвига между ними. Как видно, максимум корреляции достигается при запаздывании около 6 час.

По этим данным нетрудно оценить полный объем воды, прошедшей из восточного бассейна в западный за 75 часов наблюдений – он составляет около 0.4 км³. Нагон воды в западный бассейн привел к повышению уровня поверхности моря у западной оконечности пролива примерно на 50 см (рис. 2.2.4, нижняя панель).

Механизмы межбассейнового обмена и ветровые условия, способствующие затоку более плотных вод восточного бассейна в западную впадину моря, рассматривались в книге [Zavialov, 2005]. Здесь мы не будем обсуждать их подробно.

Отметим, однако, что до тех пор, пока соединяющий бассейны пролив был достаточно широк для того, чтобы ветровой наклон уровня поверхности моря устанавливался совместно в обоих бассейнах, такие условия связывались с событиями западного ветра (довольно редкими в этом регионе). В такой ситуации формировался ветровой нагон от западного бассейна к восточному, и возникающий в связи с этим гидростатический градиент давления способствовал перетеканию ВВБ в придонном слое пролива с востока на запад. При этом не нарушалась вертикальная устойчивость, поскольку более плотные ВВБ в проливе располагались ниже менее плотных поверхностных вод, происходящих из западного бассейна. Этот механизм обмена, который, по-видимому, имел место вплоть до начала 2000-х, удалось воспроизвести в численных модельных экспериментах, выполненных В.М. Журбасом (см. [Zavialov, 2005]).

Вместе с этим, по мере дальнейшего сужения пролива, наклоны уровня в восточном и западном бассейнах стали формироваться по отдельности. В этой ситуации уже ветры восточных румбов стали способствовать затокам ВВБ в западный бассейн через пролив, за счет как прямого напряжения трения ветра, так и сгонно-нагонного градиента давления (нагон в восточном бассейне у восточной оконечности пролива и сгон в западном бассейне у западной оконечности пролива, которые должны компенсироваться перетоком через пролив).

Тут необходимо отметить, что самое существование пролива и водообмена между западным и восточным бассейнами вплоть до конца первого десятилетия XXI века явилось неожиданностью. Если верить имеющимся батиметрическим картам, связь между двумя бассейнами должна была прекратиться, как только уровень моря опустился до отметки 30.5 м над уровнем Мирового океана, то есть не позднее 2002 г. Этого, однако, не произошло. Прямых замеров глубин в проливе не было, и в конце 1990-х – начале 2000-х гг в литературе молчаливо предполагалось, что пролив находится на грани пересыхания, и обмен через него не может быть существенным. Когда же в 2004 г нам впервые удалось прозондировать район пролива (экспедиция 4), впечатляющей находкой оказалось обнаружение в проливе, на общем фоне глубин менее 1 м, узкого (несколько сотен метров) и протяженного по всей длине пролива глубокого “русла”, глубина в котором достигала на тот момент 6 м. Более детальную батиметрическую съемку удалось выполнить в 2005 г (рис. 2.2.6).

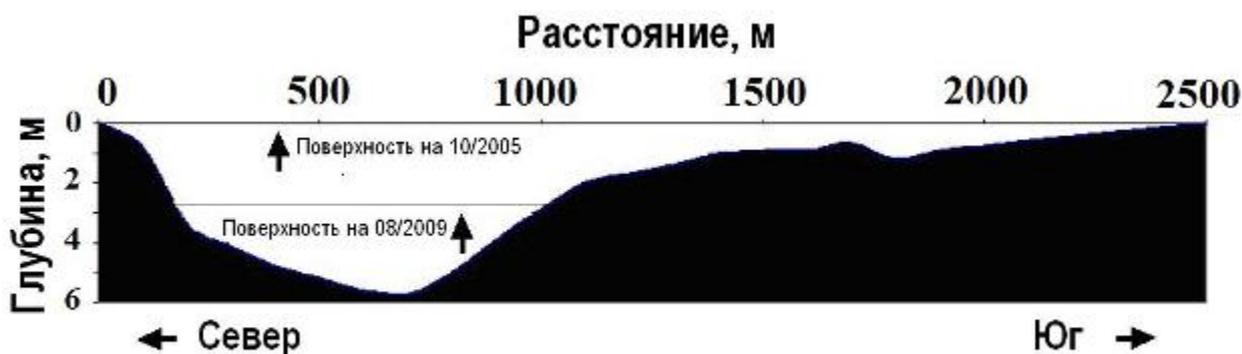


Рис. 2.2.6. Батиметрический профиль поперечного сечения пролива между восточным и западным бассейнами моря (координата северной оконечности сечения $45^{\circ}44.82'$ с.ш., $59^{\circ}12.96'$ в.д.). Эхолотная съемка выполнена в октябре 2005 г, экспедиция 5, полигон 2.

По-видимому, образование в проливе глубокого, узкого руслового канала связано с эрозией донных илов интенсивными течениями. Благодаря этому каналу пролив оставался открытым вплоть до лета 2009 г, когда связь между бассейнами прервалась ввиду практически полного исчезновения восточного бассейна. Связь через пролив затем возобновилась после повторного частичного наполнения восточного бассейна. Таким образом, механизм формирования стратификации в западном бассейне за счет адвекции ВВБ оставался действующим все первое десятилетие века. Вместе с этим, по мере уменьшения поперечного сечения пролива, а также сокращения объема самого восточного бассейна, роль этого механизма постепенно снижалась, что нашло свое отражение и в перестройке термохалинной структуры западной котловины.

§2.3. Общая циркуляция

Современная циркуляция Аральского моря мало изучена. Первые измерения скорости течений после многих лет отсутствия таких данных были выполнены в экспедиции 2 в октябре 2003 г. Прибор был установлен в поверхностном слое у западного берега в центральной части западного бассейна в точке с координатами $45^{\circ}06'$ с.ш., $58^{\circ}21'$ в.д. Измерения выполнялись в течение почти 6 суток (138 час), в основном, в условиях умеренного северо-восточного ветра, достаточно близкого к климатическому среднему для этого региона. Оказалось, что скорость поверхностного течения в этих условиях была направлена вдоль берега на север-северо-восток, а ее среднее абсолютное значение составило 8 см/с.

Более детальные измерения течений в центральной части западного бассейна были выполнены в экспедициях 2006, 2008 и 2009 гг. Так, со 2 по 9 июня 2008 г

проводились измерения скорости придонных течений в двух точках на противоположных друг другу склонах западного бассейна – один прибор был установлен на западном склоне (точка $45^{\circ}05.21'$ с.ш., $58^{\circ}23.03'$ в.д., глубина 36 м), а другой на восточном склоне (точка $45^{\circ}01.70'$ с.ш., $58^{\circ}30.00'$ в.д., глубина 25 м). На восточной станции был также установлен датчик давления, регистрирующий изменчивость уровня поверхности моря. Одновременно с помощью портативной метеостанции выполнялись измерения основных метеоэлементов. Результаты показаны на рисунке 2.3.1. В период наблюдений имели место два события сильного северо-западного ветра, каждому из которых предшествовал период безветрия или слабого ветра. Уровень моря у восточного берега откликался на события северо-западного ветра с запаздыванием около 20 час, за это время формировался максимальный ветровой нагон (положительная аномалия уровня около 15 см). Течения в придонном слое немедленно реагировали на наклон уровня (максимальная корреляция более 0.7 при нулевом временном сдвиге), и над восточным склоном формировалось баротропно-эквивалентное течение в северном направлении. Придонное течение в противоположном, южном направлении, развивалось над западным склоном примерно сутки спустя (рис. 2.3.1).

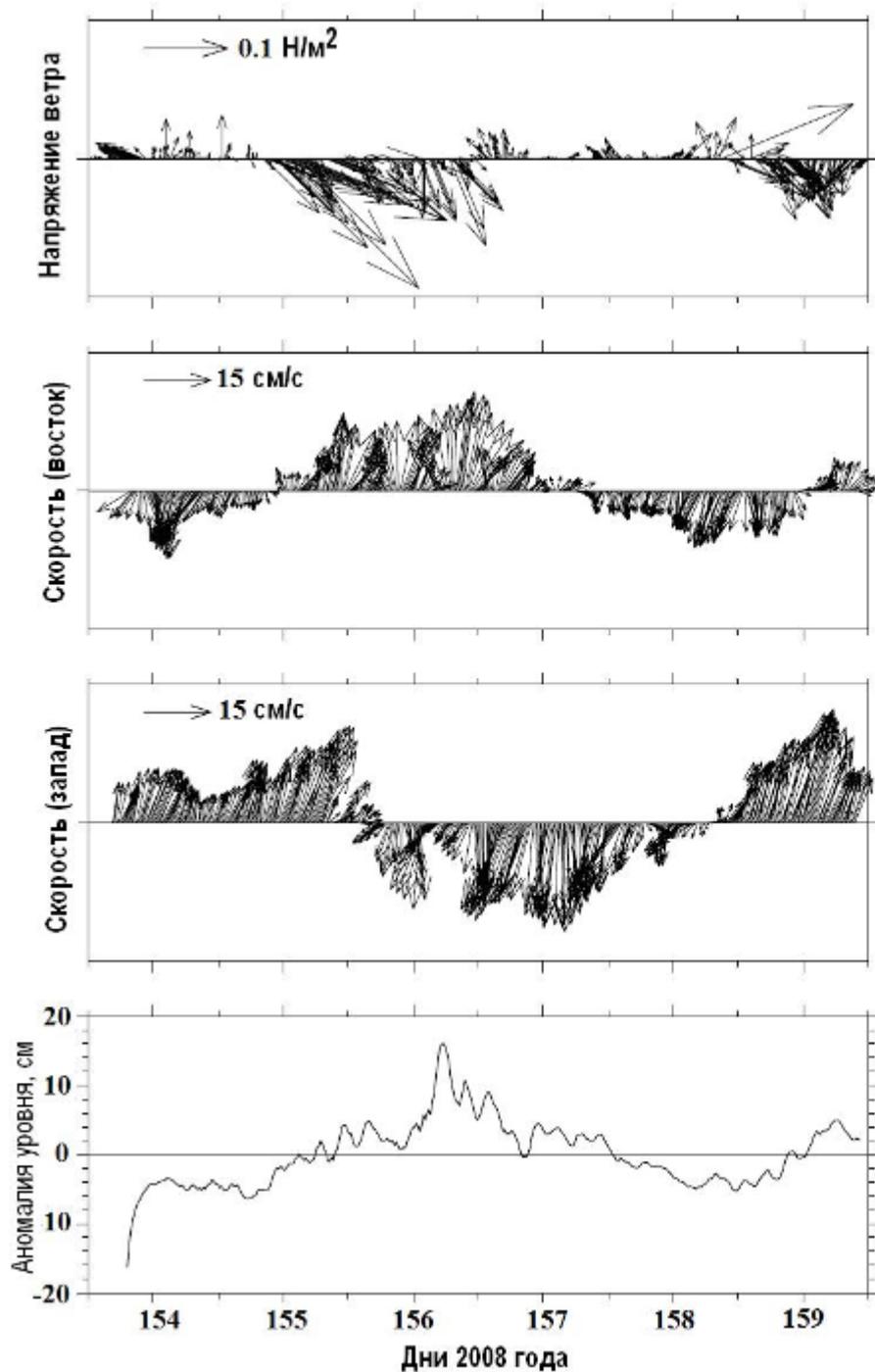


Рис. 2.3.1. Данные двух заякоренных станций, установленных в июне 2008 г (экспедиция 9, полигон 1). Одна станция была установлена на западном склоне (точка $45^{\circ}05.21'$ с.ш., $58^{\circ}23.03'$ в.д., глубина 36 м), а другая на восточном склоне (точка $45^{\circ}01.70'$ с.ш., $58^{\circ}30.00'$ в.д., глубина 25 м) западного бассейна. Сверху вниз: напряжение трения ветра, скорость придонного течения на восточной станции, скорость придонного течения на западной станции, аномалия уровня на восточной станции.

Поскольку описанные выше наблюдения соответствовали событиям западных-северо-западных ветров, они характеризуют отклик циркуляции моря на ветровое воздействие в направлении, поперечном оси западного бассейна. Ввиду того, что поперечные масштабы западного бассейна, составляющие 15-40 км, стали меньшими

или, во всяком случае, сопоставимыми с радиусом Россби, для поперечных ветровых воздействий сила Кориолиса оказывается малосущественной, и прямой ветровой нагон (сгон) по направлению ветра имеет в этом случае большее значение, чем экмановский механизм. Это видно и из приведенных выше данных. Однако ситуация несколько отличается в случае продольных ветровых воздействий, поскольку продольные размеры моря все еще достаточно велики. Некоторые представления более общего характера о закономерностях отклика циркуляции моря на синоптические ветровые воздействия могут быть получены из данных измерений, выполненных 19-24 августа 2009 г (экспедиция 10).

На рисунке 2.3.2 представлены данные измерений поверхностных и придонных течений на двух заякоренных станциях на западном и восточном склонах западного бассейна, а также соответствующие метеоданные. В период измерений преобладали ветры северных румбов. Поверхностные течения над восточным склоном практически на всем протяжении измерений направлены на юг. Наиболее высокие скорости (до 25 см/с) отмечаются 22 августа. Над западным склоном картина поверхностных течений менее однозначная. Придонные течения у восточного склона в период измерений направлены на север, у западного склона – на юг. Лишь 22 августа отмечено отклонение придонной циркуляции от циклонического характера.

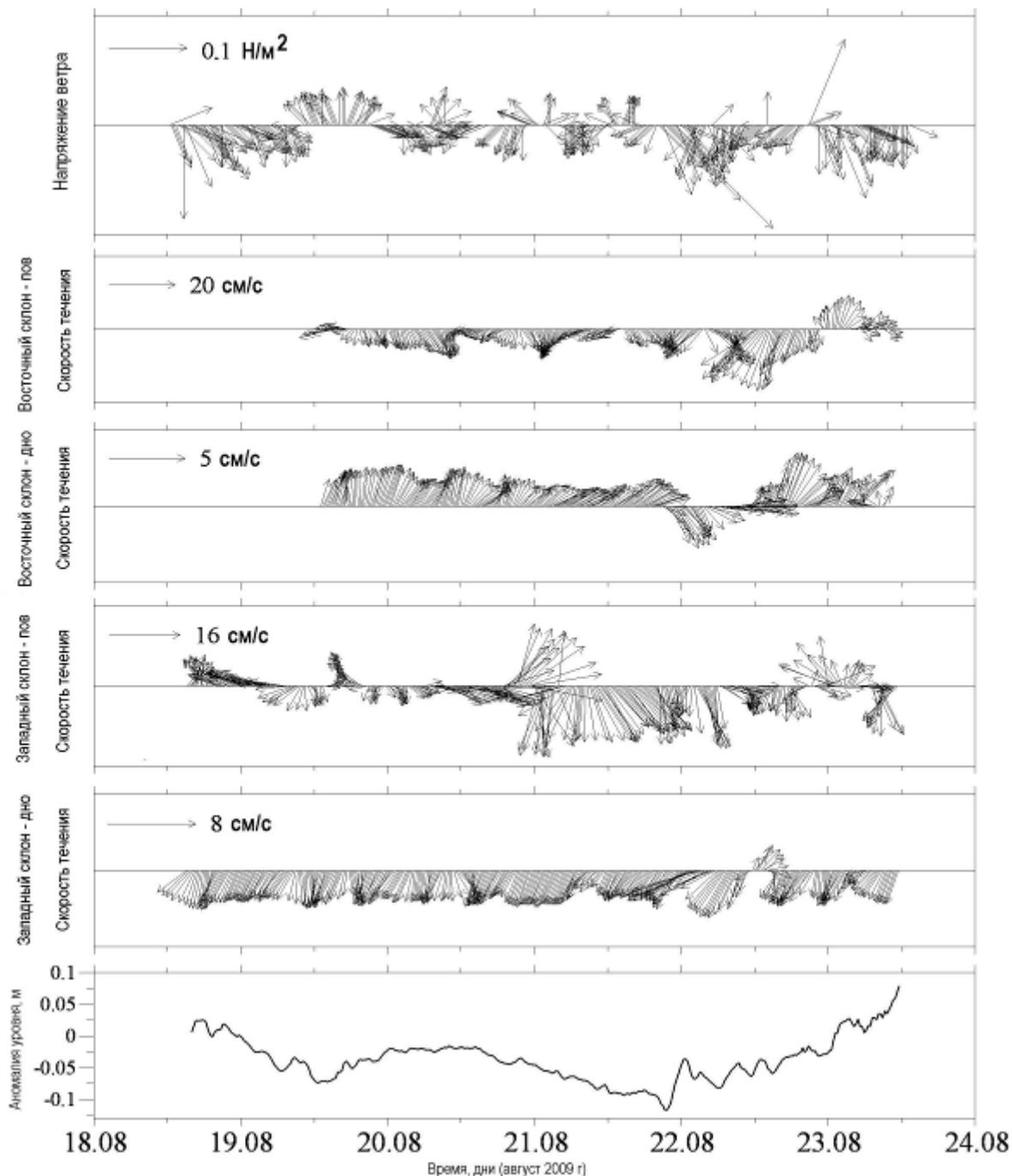
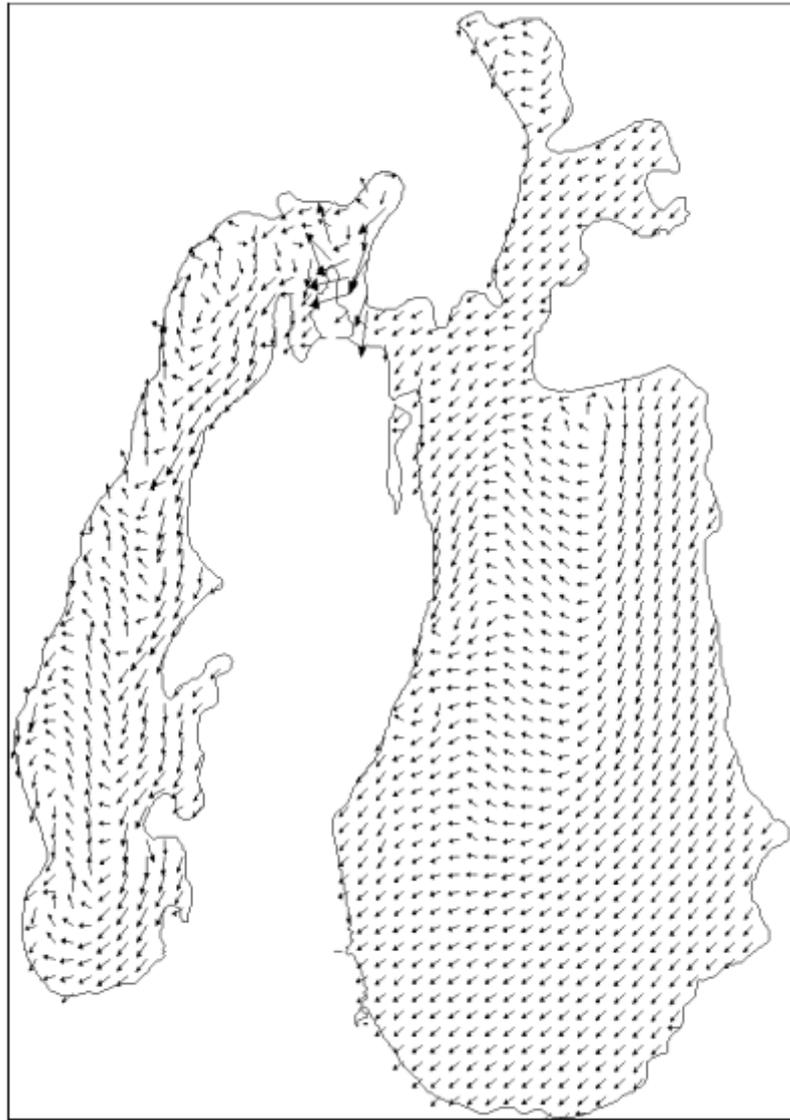


Рис. 2.3.2. Данные измерений на заякоренных станциях и метеостанции в августе 2009 г. Векторные диаграммы (сверху вниз): напряжение ветра, поверхностные течения над восточным склоном бассейна, придонные течения у восточного склона бассейна, поверхностные течения над западным склоном бассейна, придонные течения у западного склона бассейна, график колебаний уровня моря над западным склоном.

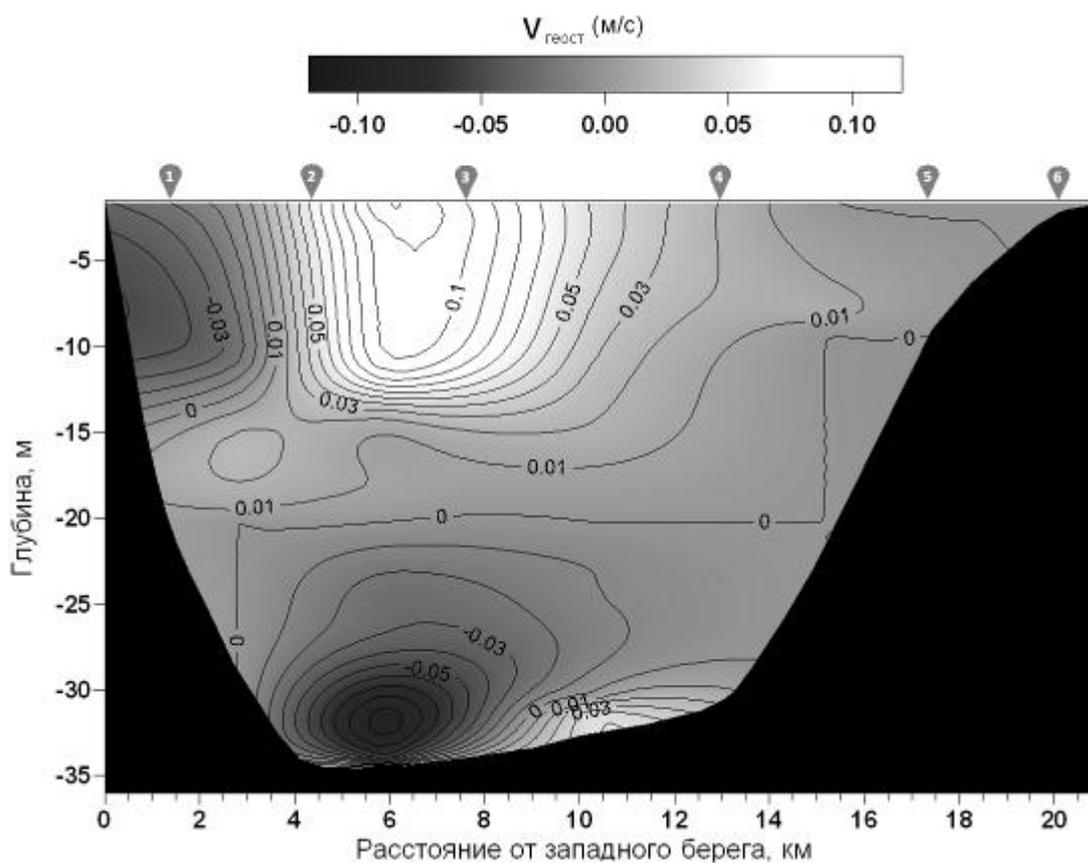
Таким образом, эти измерения, как и измерения 2003 и 2008 гг, указывают на то, что в условиях преобладающих в регионе круглый год ветров северных румбов приповерхностная циркуляция западного бассейна Аральского моря остается антициклонической, а придонная – циклонической, как это и было до начала высыхания моря. Этот вывод подтверждается и результатами численного моделирования. Так, на рисунке 2.3.3 изображено поле скорости течений в

поверхностном слое Большого Арала, полученное в численном эксперименте с моделью POM (Princeton Ocean Model) [Mellor, 1992], адаптированной В.М. Журбасом для Аральского моря. Эксперимент соответствует условиям равномерного в пространстве и постоянного во времени северо-северо-восточного – то есть близкого к климатическому - ветра, действовавшего в течение 96 час. В модели задавалась “реальная” начальная стратификация по данным, полученным в октябре 2003 г в экспедиции 2. Видно, что в обеих частях Большого Арала в этих условиях формируются антициклонические круговороты. Аналогичный вывод был сделан в работе [Roget *et al.*, 2008], в которой также использовалась модель POM и задавался равномерный и постоянный (3 м/с) северо-восточный ветер. В этой работе были выполнены также эксперименты для событий южного ветра и показано, что в этих редких для Аральского региона условиях циркуляция меняется на циклоническую.

Антициклонический характер крупномасштабной циркуляции современного Аральского моря подтверждается и расчетами в рамках геострофического приближения. На рис. 2.3.3(б) показан пример такого расчета для условий лета 2009 г. Полученные в экспедиции 10 распределения температуры и солености пересчитывались в плотность через специальное уравнение состояния (см. §2.5). В качестве нулевой поверхности была выбрана глубина 20 м. Рассчитанная таким образом меридиональная геострофическая скорость организована в виде ярко выраженных антициклонического круговорота в приповерхностном слое и циклонического – в придонном. Максимальные значения геострофической скорости достигают 10 см/с, однако, в основном, она не превышает нескольких см/с, что хорошо соответствует результатам прямых измерений скорости.



a)



б)

Рис. 2.3.3. (а) Поле скорости поверхностных течений, полученное в численном эксперименте с моделью РОМ (баротропная и бароклинная моды) для условий равномерного и постоянного во времени северо-северо-восточного ветра после 96 час интегрирования, по [Zavialov, 2005]. В модели задавалась реальная стратификация по данным 2003 г (экспедиция 2). Поверхностные потоки отсутствовали. Отмечено, что в ветровых условиях, близких к климатическим, поверхностная циркуляция как в западном, так и в восточном бассейнах имеет антициклонический характер. Численные расчеты выполнены В.М. Журбасом.

(б) Меридиональная геострофическая скорость в вертикально-зональном сечении западного бассейна, рассчитанная по данным экспедиции 2009 г. За отсчетный нулевой уровень принималась глубина 20 м. Хорошо виден антициклонический круговорот в приповерхностном слое и циклонический – в придонном слое.

Характер отклика циркуляции моря на ветровые воздействия может быть уточнен с помощью анализа корреляционных связей между напряжением трения ветра и компонентами скорости приповерхностного и придонного течения, а также аномалией уровня моря у западного и восточного склонов, по описанным выше данным измерений 2009 г в экспедиции 10 (рис. 2.3.4, рис. 2.3.5).

Изменчивость уровня над западным склоном бассейна обнаруживает антикорреляцию с северной компонентой напряжения ветра и корреляцию с восточной его компонентой с примерно одинаковым временным сдвигом 32–36 час (рис. 2.3.4).

Максимальная корреляция северной компоненты напряжения ветра и восточной компоненты поверхностного течения над восточным склоном отмечается при запаздывании около 17 час. С приблизительно таким же сдвигом проявляется антикорреляция восточной компоненты напряжения ветра и северной компоненты поверхностного течения над восточным склоном (рис. 2.3.5).

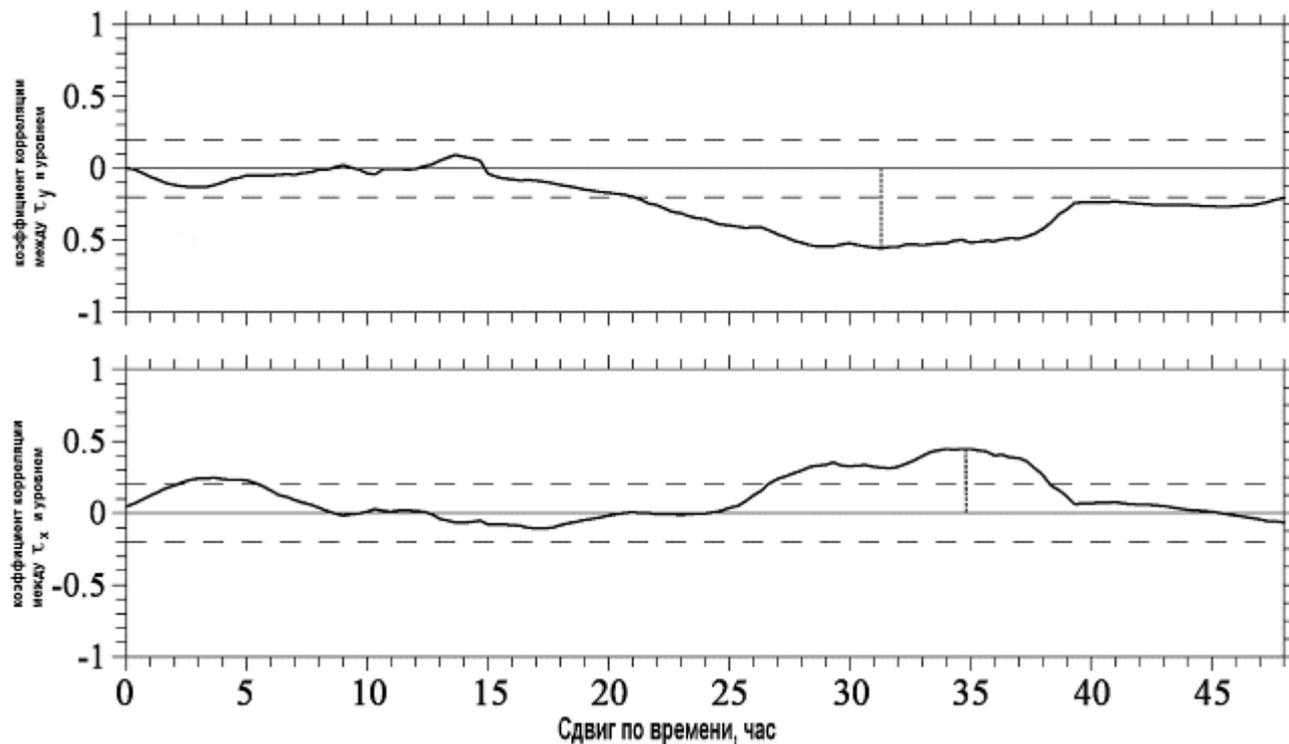


Рис. 2.3.4. Коэффициенты корреляции между северной составляющей напряжения ветра и аномалией уровня моря над западным склоном бассейна (вверху), между восточной составляющей напряжения ветра и уровнем над западным склоном бассейна (внизу) в зависимости от временного сдвига. Уровень 99% значимости коэффициента корреляции отмечен пунктирной линией.

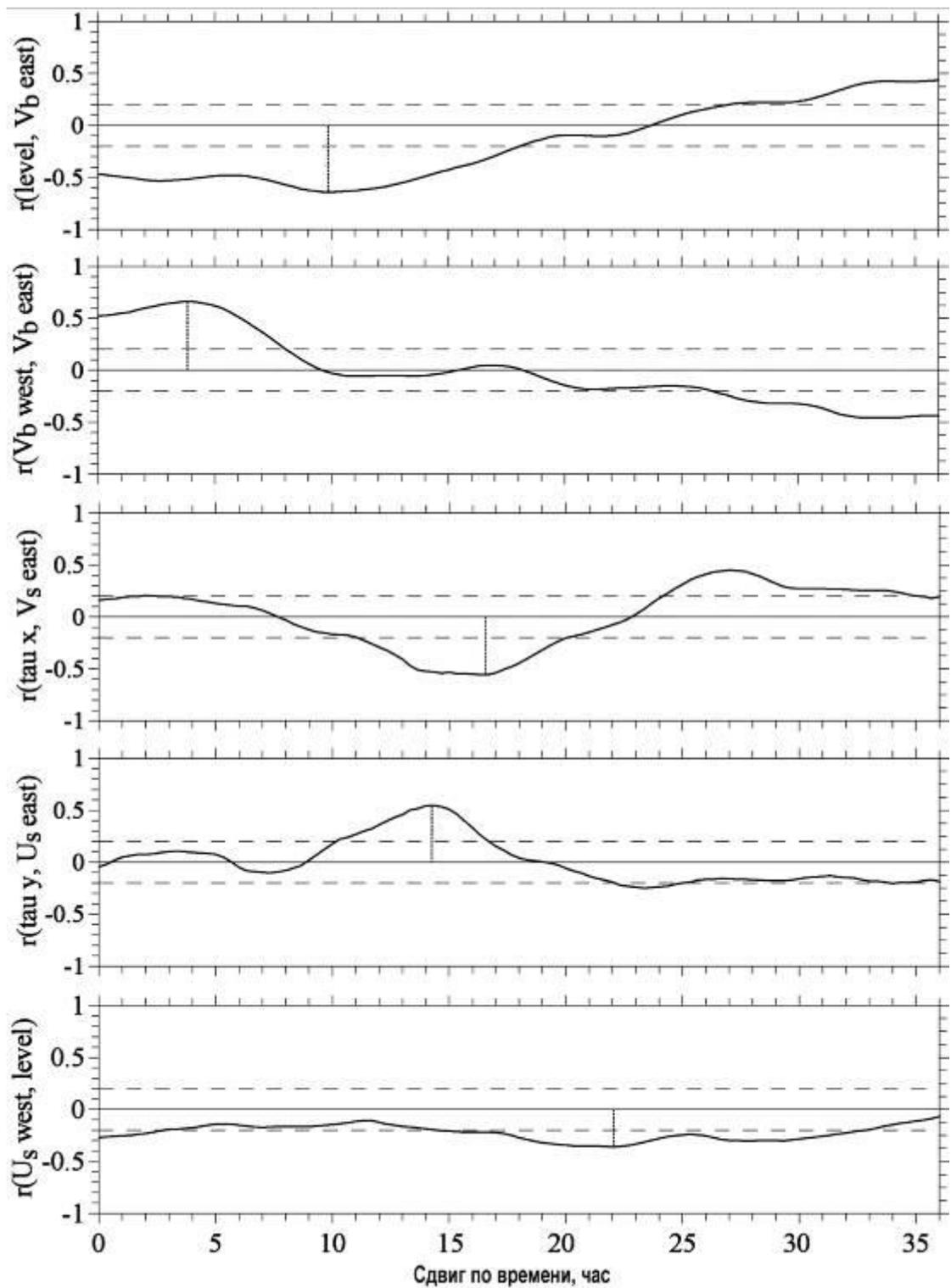


Рис. 2.3.5. Коэффициенты корреляции между компонентами течений, напряжения ветра и уровнем моря в зависимости от временного сдвига. 2009 г. Сверху вниз: уровень моря над западным склоном и северная компонента придонных течений у восточного склона; северная компонента придонного течения над западным склоном и северная компонента придонного течения над восточным склоном; восточная компонента напряжения ветра и северная компонента поверхностного течения над восточным склоном; северная компонента напряжения ветра и восточная компонента поверхностного течения над восточным склоном; восточная компонента поверхностного течения над западным склоном и уровень моря над западным склоном. Уровень 99% значимости коэффициента корреляции отмечен пунктирной линией.

Таким образом, сгонно-нагонные изменения уровня моря у западного берега вызваны течениями экмановской природы, формирующимися в восточной части бассейна под действием ветрового форсинга. Это также подтверждается наличием антикорреляционной связи между восточной компонентой поверхностных течений над западным склоном и колебанием уровня моря над западным склоном со сдвигом около 22 час (рис. 2.3.5). Следует отметить также формирование поверхностных течений под прямым воздействием ветра, без очевидного участия силы Кориолиса и экмановского механизма, что характерно в основном для мелководных восточных районов бассейна.

Придонные течения реагируют на изменение уровня немедленно, что говорит о преимущественно баротропном характере их генерации. Северная компонента придонных течений вдоль западного склона обнаруживает почти синхронную корреляцию с северной компонентой придонных течений вдоль восточного склона. По прошествии 32-36 час эта связь переходит в антикорреляцию (рис. 2.3.5).

На основе изложенного можно сформулировать следующую гипотетическую общую схему отклика вод современного западного Арала на ветровые воздействия. При прохождении достаточно интенсивного ветрового события (в Аральском регионе, как правило, для таких событий характерны ветры с севера и северо-востока), в первую очередь, уже через несколько часов, реагируют поверхностные течения в восточной части бассейна. Это, по-видимому, объясняется тем, что в мелководной восточной части бассейна воздействие ветра приходится на слой воды меньшей толщины, чем в западной, где верхний квазиоднородный слой зачастую имеет толщину 15-20 м и даже более. Затем, спустя примерно 14-17 час после начала ветрового воздействия, по всему бассейну развиваются поверхностные течения экмановской природы. В результате к этому времени начинает создаваться нагон у западного берега (для событий ветров северных румбов). В течение последующих 17-19 час окончательно устанавливается наклон уровня (максимум на западе, минимум на востоке) поперек всего бассейна. Одновременно с наклоном уровня, т.е. через 32-35 час после начала воздействия, однонаправленные баротропные придонные течения окончательно формируются вдоль обоих склонов бассейна. В случае событий северного ветра эти течения направлены на юг. Еще через 33-35 час придонное течение вдоль восточного склона разворачивается на север, и придонная циркуляция организуется в виде циклонического круговорота, а поверхностная - антициклонического. Таким образом, характерный временной масштаб полного приспособления циркуляции вод западного бассейна к ветровому воздействию составляет по этим данным 65-70 час.

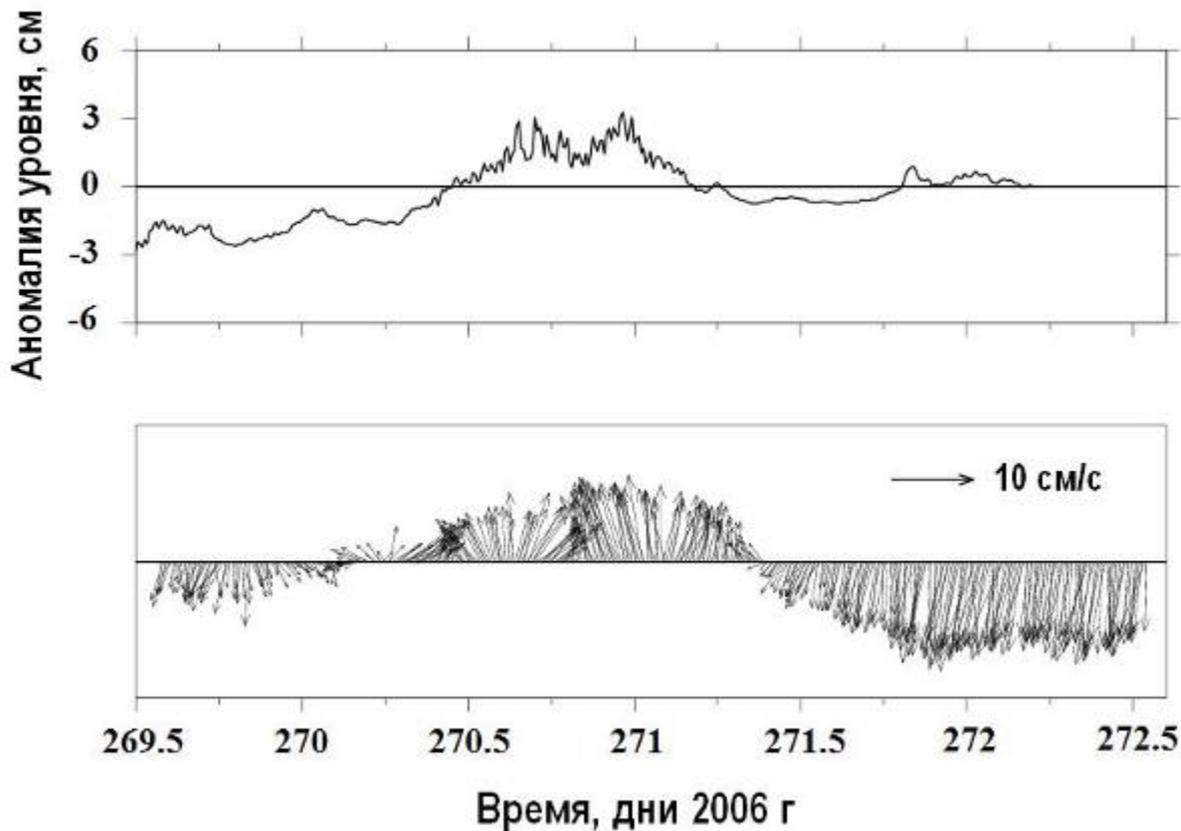


Рис. 2.3.6. Данные заякоренной станции, установленной в точке с координатами $45^{\circ}05.89'$ с.ш., $58^{\circ}23.41'$ в.д. (точка А2) на глубине 40 м, экспедиция 7, 27-30 сентября 2006 г. Вверху: аномалия уровня поверхности моря. Внизу: скорость придонного течения.

Как и во всяком замкнутом или полужамкнутом водоеме, в Аральское море могут развиваться стоячие волны, т.е. сейшевые колебания, характеристики которых определяются геометрией бассейна. При этом сейши возникают как на поверхности (поверхностные сейши), так и на границе раздела между слоями различной плотности, столь ярко выраженными в Арале (внутренние сейши). Систематически сейши в современном Аральском море не исследовались, однако они наблюдались в отдельных случаях. Так, на рисунке 2.3.6 приведен пример результатов измерений, интерпретируемых нами как проявление 4-узловой внутренней сейши в пикноклине. Графики аномалии уровня поверхности и придонной скорости на рисунке 2.3.6 представляют почти синфазные колебания с периодом около 48 час и размахом около 20 см/с для скорости и около 6 см для уровня. При этом в течение всего периода наблюдений движение воды у дна являлось, по существу, одномерным и направленным вдоль оси котловины. Отметим, что во все время этих измерений ветер оставался слабым (0-1 м/с).

Сейши неоднократно наблюдались в Аральском море в его условно-естественном состоянии, до начала высыхания - тогда период основной сейши в западной части моря составлял около 23 час при амплитуде изменений уровня 10-20 см [Шокальский, 1959, Бортник, Чистяева, 1991]. Однако отмеченные в наших наблюдениях колебания с периодом около двух суток, очевидно, не могут соответствовать поверхностной сейше. Действительно, период основной сейши в приближении мелкой воды определяется формулой

$$T = 2L(gH)^{-1/2} \quad (2.3.1),$$

где L – характерный горизонтальный масштаб бассейна, H – глубина, g – ускорение свободного падения. При характерной длине западного бассейна Арала около 200 км и средней глубине его около 12 м, эта формула дает период всего около 11 час. Многоузловые поверхностные сейши характеризовались бы, соответственно, еще меньшими кратными периодами. С другой стороны, наблюдавшаяся картина может быть проявлением многоузловой внутренней сейши на границе раздела ВКС и нижележащего более плотного слоя. Период таких внутренних сейшей определяется формулой [например, Шокальский, 1959]

$$T = 2L [g H_1 H_2 (\rho_2 - \rho_1) / (H_1 \rho_2 + H_2 \rho_1)]^{-1/2} \quad (2.3.2),$$

где H_1 и H_2 , ρ_1 и ρ_2 – соответственно толщины и плотности двух слоев (остальные обозначения прежние). В нашем случае в качестве масштаба L нужно брать длину той части западного бассейна, в которой общая глубина превышает глубину ВКС и наблюдается «двухслойность», то есть около 80 км. Толщины H_1 и H_2 относятся к ВКС (~14 м) и нижележащему слою (0-22 м, в среднем 11 м), а разность плотностей ($\rho_2 - \rho_1$) оценивается в 1 кг/м^3 . Тогда период основной внутренней сейши должен составлять приблизительно 8 суток, а период четырехузловой - как раз около 2 суток. При этом длина стоячей волны (расстояние между узлами) должна составлять $80/4 = 20$ км, что и наблюдается.

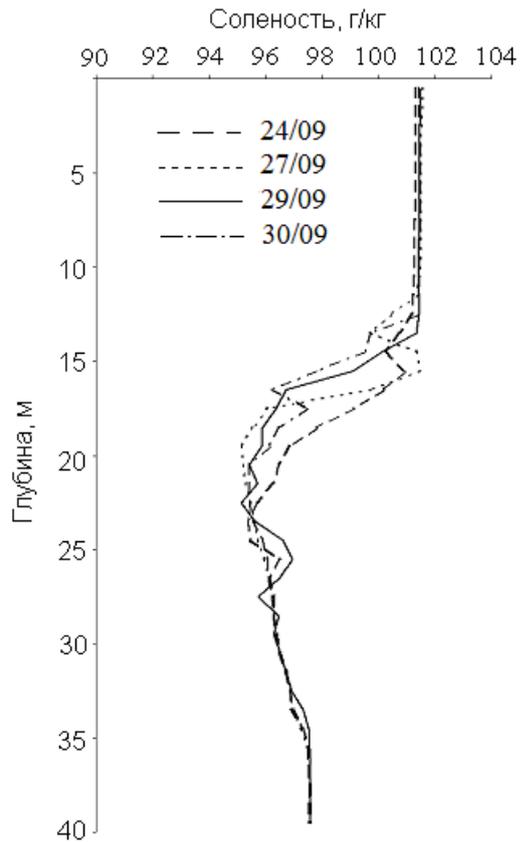


Рис. 2.3.7. Вертикальные профили солености в точке A2, измеренные в период с 24 по 30 сентября 2006 г.

На присутствие многоузловой внутренней сейши на верхней границе пикноклина может указывать и характер вертикального распределения температуры и солености вдоль оси западной котловины в этот период (рис. 2.3.8). Видно, что вертикальные смещения изохалин и изотерм имеют тут волновой характер с размахом до 4-5 м и длиной около 20 км. Последовательные профили солености в точке A2, измеренные в разные дни во время проведения эксперимента, показаны на рисунке 2.3.7. На графиках обращает на себя внимание интенсивная волновая активность в пикноклине. Как можно видеть, это приводит к разбросу значений солености на одной и той же глубине на 3-4 г/кг. Аналогичные сейшевые колебания были получены в численных экспериментах с моделью POM, причем период сейши, воспроизведенной моделью, составил 45 час, что достаточно близко к результатам наблюдений [Roget *et al.*, 2008]. В этой же работе обнаружена также менее интенсивная сейша с периодом 15 час.

Заметим, что наблюдавшиеся колебания могут объясняться именно внутренней сейшей, а не «обычной» внутренней волной, поскольку при данном градиенте плотности и соответствующем ему значении частоты плавучести с одной стороны и

инерционном периоде для этой широты (около 17 час) с другой, внутренние волны в пикноклине должны иметь период от всего нескольких минут до нескольких часов, то есть гораздо меньший наблюдавшегося.

Таким образом, выполненные наблюдения дают основание предположить, что в силу особенностей плотностной стратификации и специфической геометрии замкнутого бассейна внутренние сейши играют значительную роль в динамике западного Арала.

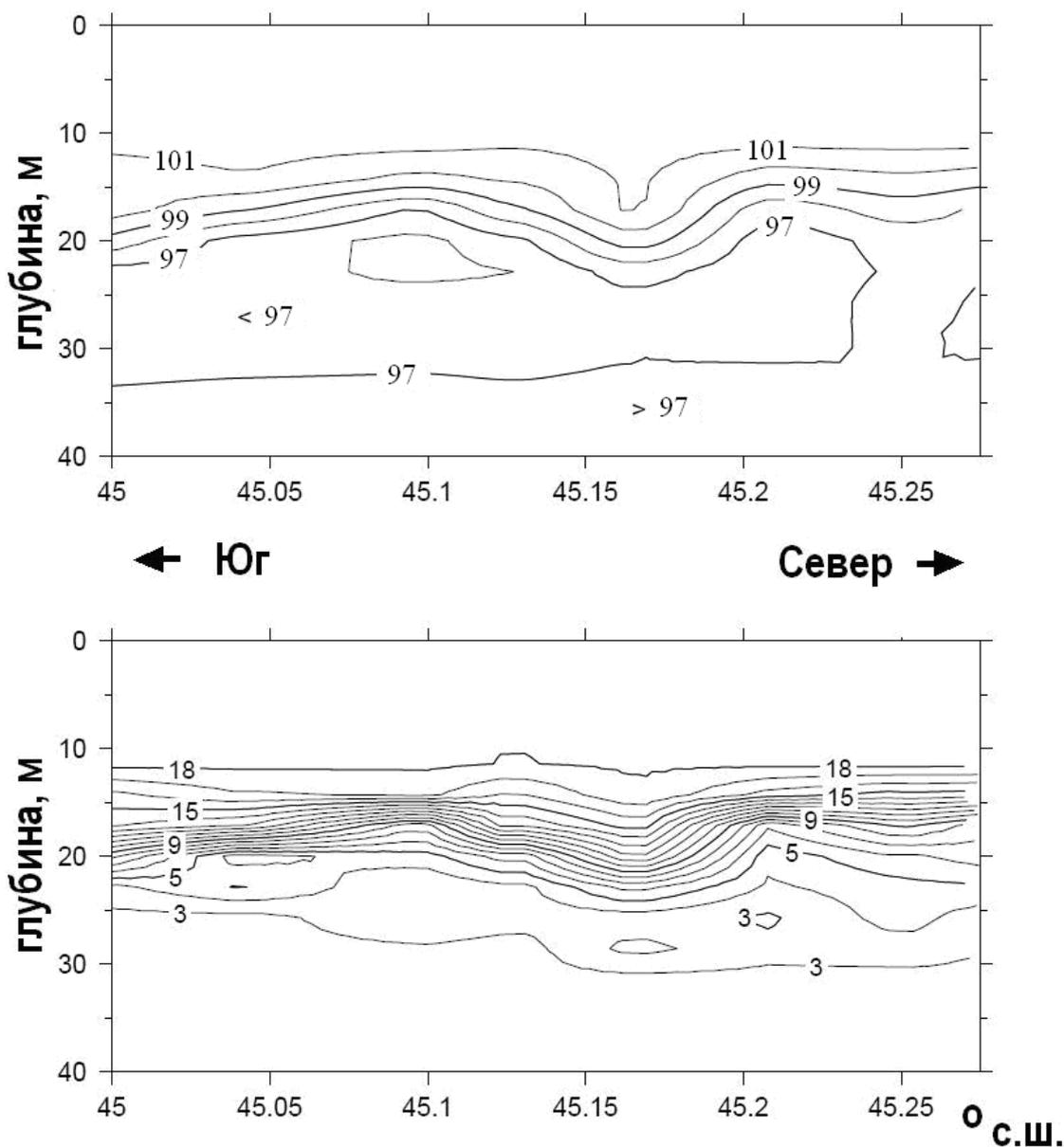


Рис. 2.3.8. Зонально-вертикальное распределение солености (вверху) и температуры (внизу) в наиболее глубокой части западного бассейна, по изобате 39 м. Сентябрь 2006 г, экспедиция 7. В пикноклине хорошо видны проявления внутренней волны.

§2.4. Водный баланс и стабилизация моря

Уравнение водного баланса для замкнутого водоема имеет вид

$$dV/dt = (R - G) - (E - P) S \quad (2.4.1),$$

где V – объем моря, t – время, R – речной сток, G – приток подземных вод, E – испарение на единицу площади, P – осадки на единицу площади, S – площадь моря. Это уравнение легко переписать также в терминах уровня поверхности водоема h , однако во всех случаях для его интегрирования необходимо задать гипсометрические соотношения $V(S)$ или $V(h)$, $S(h)$. Эти последние полностью определяются батиметрией водоема. Если при понижении уровня водоем распадается на отдельные части (что относится и к Аральскому морю), то далее необходимо рассматривать гипсометрические функции для каждой из частей. Гипсометрические соотношения для Аральского моря в целом и его отдельных бассейнов, рассчитанные нами по топографии дна высокого разрешения (700x700 метров), показаны на рис. 2.4.1.

Уравнение водного баланса может использоваться для диагностических оценок дальнейшего развития ситуации при различных значениях компонентов водного баланса. У нас нет средств для надежного предсказания будущих изменений речного и подземного стока, осадков и норм испарения на сколько-нибудь длительный срок, поэтому какой-либо “детерминистический” прогноз затруднителен. Вместо этого мы интегрировали уравнение водного баланса (2.4.1) вперед с реальными гипсометрическими соотношениями, перебирая все вероятные значения переменных в правой части и делая заключения о том или ином сценарии в зависимости от этих значений. При этом в каждом модельном эксперименте значения $(R+G)$ и $(E-P)$ фиксировались (им можно придать смысл неких средних значений за период интегрирования), но менялись от одного эксперимента к другому. В результате были получены графики для равновесного объема всего моря или отдельных его частей и времени, необходимого для достижения равновесия, как функций в плоскости переменных $(R+G)$ и $(E-P)$. При каждом интегрировании стабилизация уровня констатировалась, когда изменение уровня за год оказывалось меньшим 20 см.

На следующих рисунках показаны графики для равновесного объема всего моря или отдельных его частей и времени, необходимого для достижения равновесия, как функций в плоскости компонентов водного баланса, полученные в ходе модельных экспериментов, описанных выше. Видно, что в целом море в его современном

состоянии достаточно близко к равновесию. На самом деле, падение уровня моря практически приостановилось в период с 2002 по 2006 гг, но этот период характеризовался сравнительно высокими речными стоками. Если бы эти значения речного стока (около 10 км^3 в год и выше) сохранялись, то море могло бы оставаться в нынешнем состоянии неопределенно долгое время, и его западный и восточный бассейны остались бы неразделенными. Заметим, что в каком-то смысле мелководный и плоскодонный восточный бассейн сам по себе играет роль “стабилизатора” моря: даже небольшое уменьшение уровня моря сразу приводит к большому уменьшению площади восточного бассейна и, следовательно, уменьшению полного испарения, и наоборот. Однако, если речные стоки вернуться к малым значениям, характерным для 1980-х, восточный и западный бассейны будут вновь отделяться друг от друга. В этом случае прогнозы различны для разных частей водоема. В западном бассейне, скорее всего, продолжится снижение уровня (но значительно более медленное благодаря понижению летних ТПМ и гидравлическому увеличению притока подземных вод при снижении уровня) до тех пор, пока избыточное испарение не скомпенсируется подземным стоком. Будущее восточного бассейна после его изоляции является, вероятно, наименее предсказуемым, поскольку его равновесный объем исключительно чувствителен к даже небольшим вариациям компонентов водного баланса. Поэтому в пределах вероятных диапазонов значений этих компонентов возможны любые сценарии от почти полного высыхания бассейна всего за несколько лет до его повторного слияния с западным бассейном, если речные стоки возрастут. Однако наиболее вероятным при рассматриваемом развитии событий представляется быстрое уменьшение бассейна до размеров остаточного горько-соленого озера, испарение с поверхности которого окажется существенно редуцированным за счет повышения солености. Что касается уже отделившейся северной части Арала (Малое море), то, если речной сток Сырдарьи останется на нынешнем уровне, режим этой части будет относительно стабильным при современном или большем объеме водоема. Если будут осуществлены планируемые сегодня меры по увеличению стока Сырдарьи и успешно завершено строительство дамбы между Большим и Малым морем, Малый Арал может вернуться к своему “условно-естественному” значению солености к 2020 г.

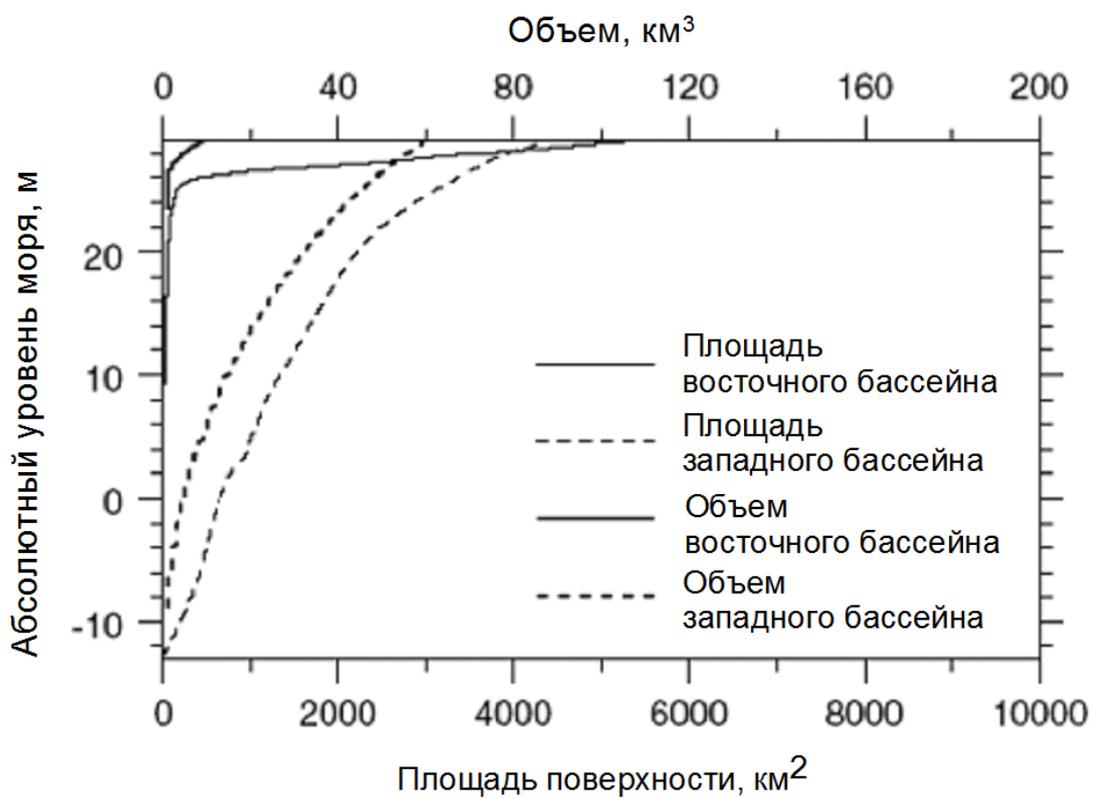
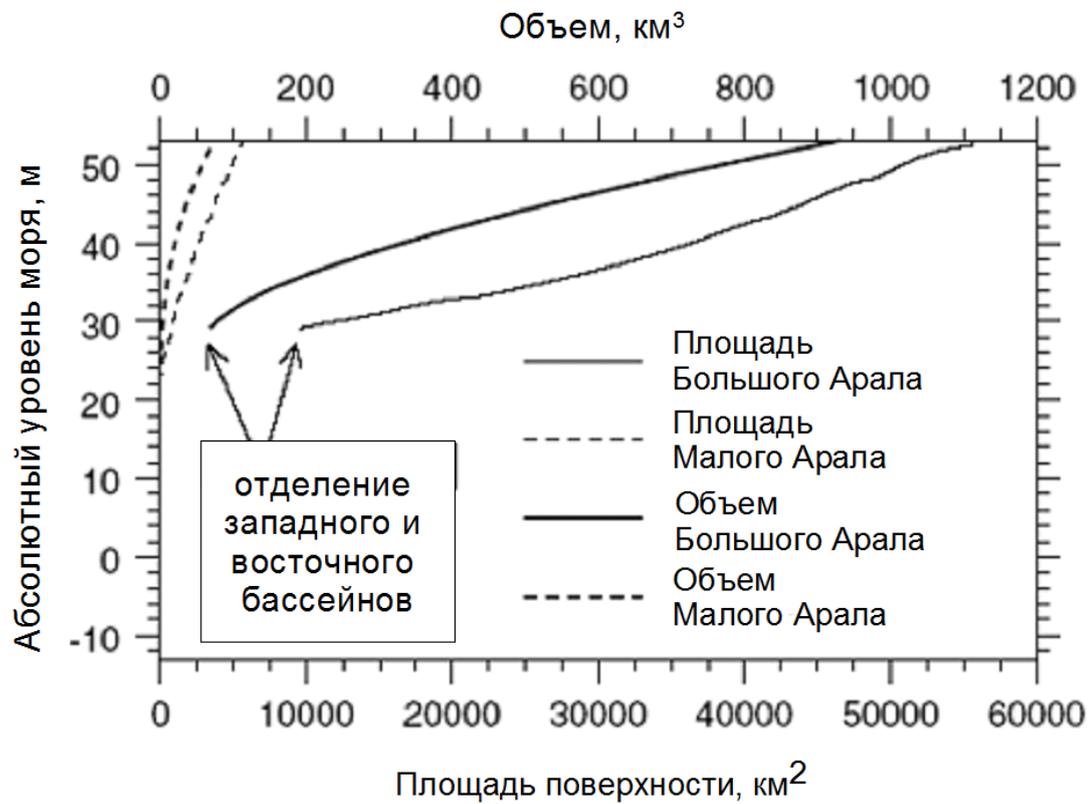


Рис. 2.4.1. Гипсометрические кривые для Аральского моря и отдельных его бассейнов

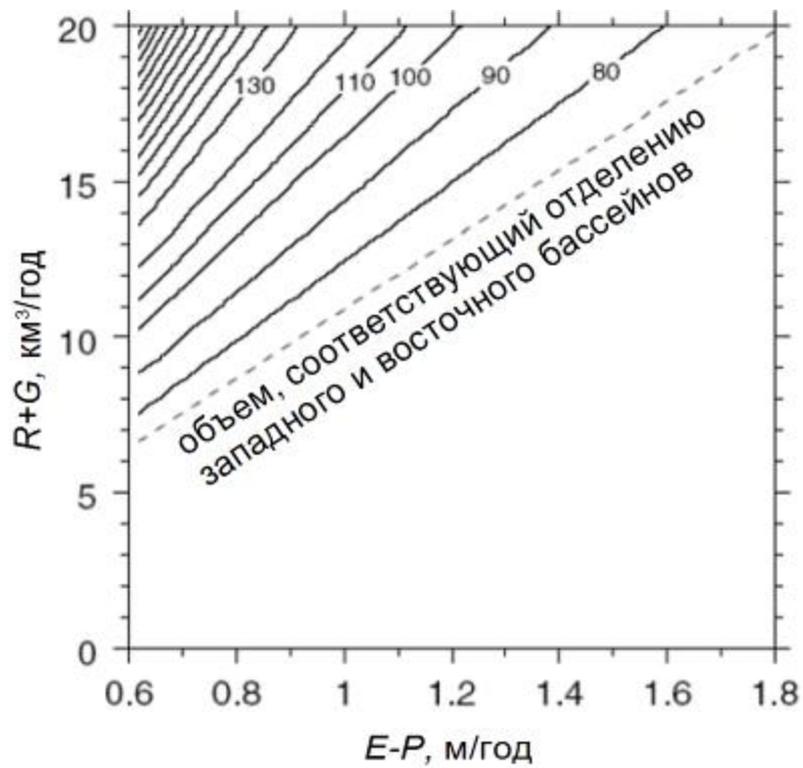


Рис. 2.4.2. Равновесный объем Аральского моря (км^3) в зависимости от значения компонентов его водного баланса

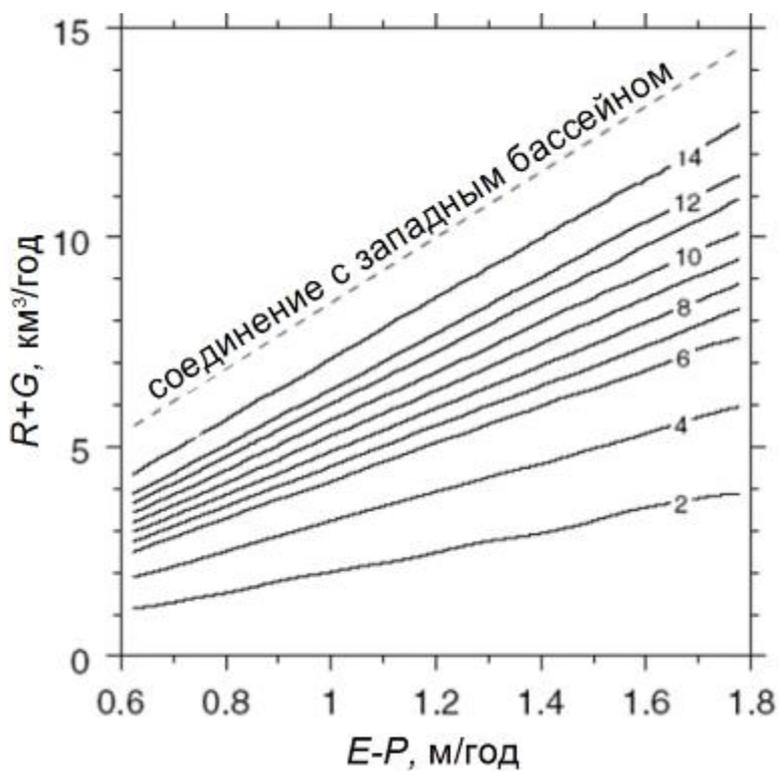


Рис. 2.4.3. Равновесный объем восточного бассейна Аральского моря (км^3) в зависимости от значения компонентов его водного баланса

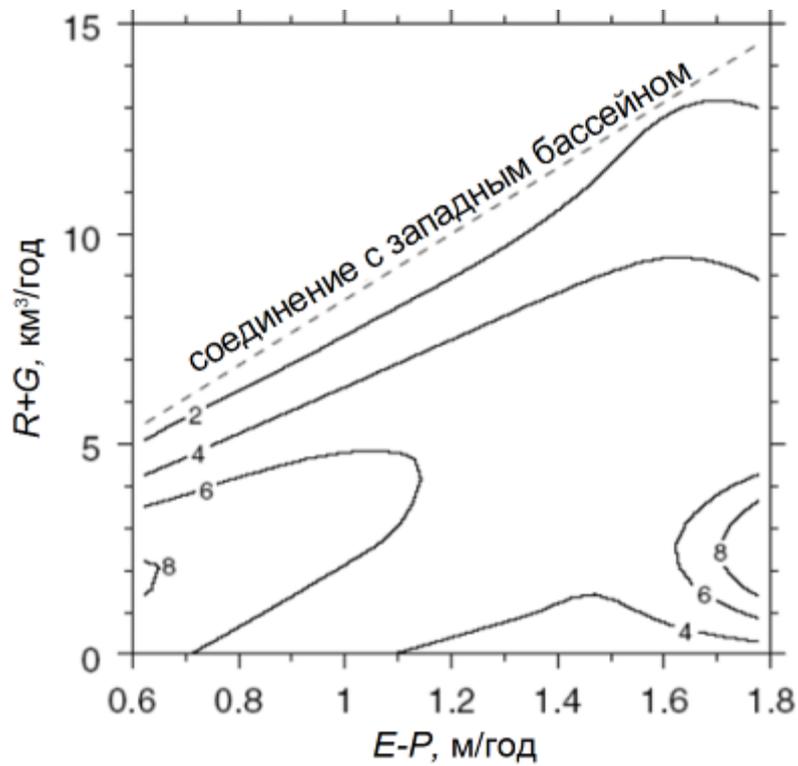


Рис. 2.4.4. Время (лет), необходимое для достижения равновесия восточным бассейном в случае его отделения в зависимости от компонентов водного баланса

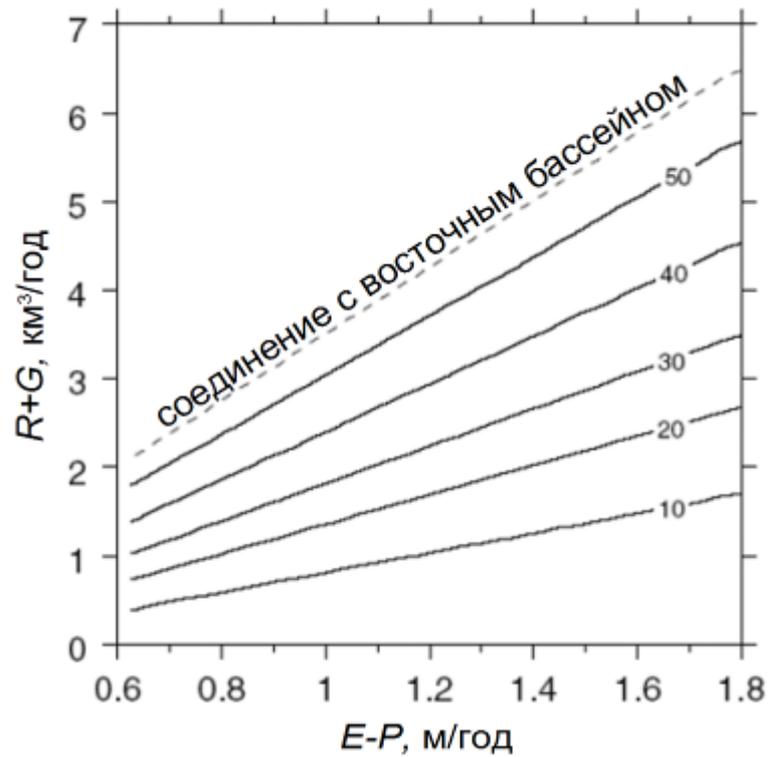


Рис. 2.4.5. Равновесный объем западного бассейна Аральского моря (km^3) в зависимости от значения компонентов его водного баланса

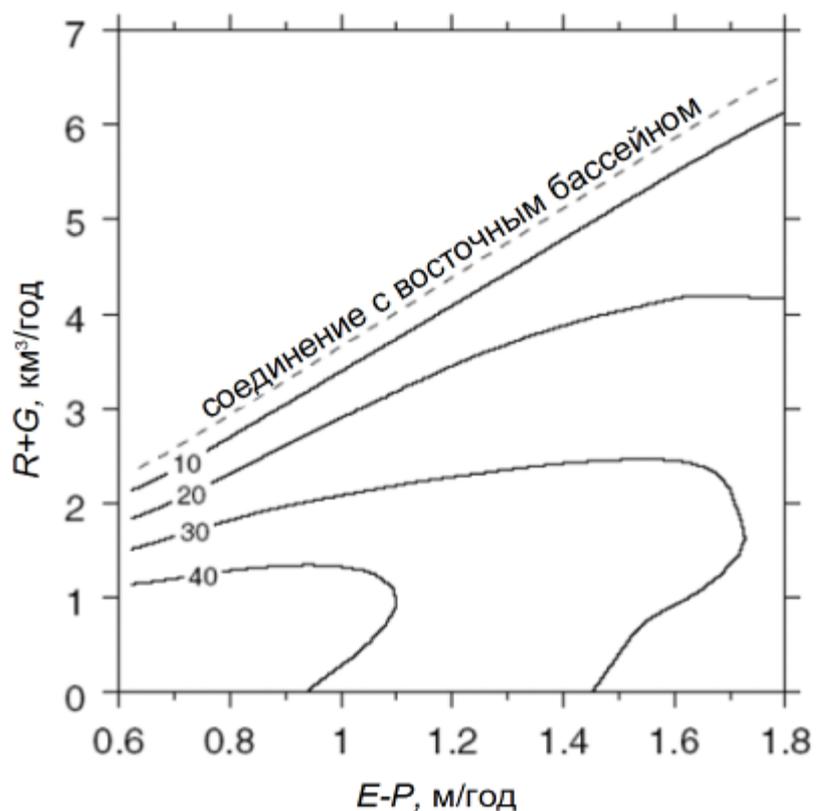


Рис. 2.4.6. Время (лет), необходимое для достижения равновесия западным бассейном после его отделения в зависимости от компонентов водного баланса

§2.5. Некоторые физические свойства вод моря

Как обсуждается в следующей главе, солевой состав оставшейся в Арале водной массы существенно изменился, и продолжает меняться. Это, в свою очередь, приводит к изменению и основных физических зависимостей, таких как уравнение состояния, зависимость температуры замерзания и температуры максимальной плотности от солёности и др. Для современного Аральского моря эти зависимости существенно отличаются как от формул, традиционно используемых для океана, так и от эмпирических соотношений, полученных много лет назад для “старого” Аральского моря.

В этой главе представлены некоторые результаты лабораторных измерений плотности, температуры замерзания и электропроводности воды современного Аральского моря, выполненных с помощью образцов, отобранных на различных глубинах в западной части Большого Арала в экспедициях 2002-2008 гг.

Плотность

Особый интерес с точки зрения гидродинамики моря представляет уравнение состояния, т.е. соотношение, связывающее плотность воды с температурой и

соленостью (вообще говоря, в это уравнение должно входить также и давление, однако для мелководного Аральского моря зависимость от давления можно пренебречь). Вычисление плотности воды по солености и температуре по “океанским” формулам в Аральском море невозможно из-за его специфического солевого состава, существенно отличающегося от состава вод Мирового океана. Это было так и до начала катастрофического высыхания Арала. Тогда для приближенного вычисления плотности использовались ее выражения через хлорность, предложенные Л.К. Блиновым [Блинов, 1956]. Однако соотношения Блинова к настоящему времени полностью утратили актуальность – во-первых, потому, что они были получены для узкого диапазона значений солености около 10 г/кг, давно не соответствующего действительности, и, во-вторых, потому, что ионно-солевой состав вод претерпел в ходе высыхания моря значительные дальнейшие изменения (см. Главу 3). Таким образом, параметризация плотности вод современного Аральского моря до последнего времени отсутствовала. Между тем иметь такую параметризацию крайне желательно для решения ряда вопросов, связанных с оценкой и прогнозом состояния моря, в частности, задач гидродинамического численного моделирования Арала.

Эмпирически уравнение состояния может быть получено при численной аппроксимации результатов измерений плотности в образцах воды при различных значениях температуры и солености. Несколько лет назад в Институте океанологии РАН были предприняты попытки получить приближенные зависимости для плотности вод Аральского моря с помощью ареометров [см. *Zavialov, 2005*], однако точность этих измерений была малоудовлетворительной. В последние годы стало возможным применить новую методику экспериментов и решить эту задачу на более высоком уровне точности. В результате удалось получить новое приближенное уравнение состояния для Аральского моря, соответствующее современным условиям [Гертман, Завьялов, 2010].

Проба воды Аральского моря, использованная для построения уравнения состояния, была отобрана 15 ноября 2007 г в экспедиции ИО РАН “Аральское море - 8” с глубины 39 м в точке с координатами 45°04.88’ с.ш., 58°23.27’ в.д. Эта точка, находящаяся в центральной части западного бассейна моря, примерно в 4 км от западного берега, у подножия крутого западного склона дна, соответствует наибольшей глубине моря (на момент отбора пробы – около 40 м). Температура воды в точке отбора составляла 11.0°С. Проба была отобрана батометром Молчанова и помещена в пластиковый контейнер объемом 0.5 л.

Определение общей минерализации и ионно-солевого состава пробы было выполнено в ИО РАН и в Институте геологии и геофизики АН Узбекистана (г.

Ташкент). При этом использованы стандартные методы анализа, соответствующие ГОСТ 52407-2005, 52181-2003 и 18164-72.

Лабораторное определение плотности проб воды Аральского моря выполнено в израильском Океанографическом институте National Institute of Oceanography, г. Хайфа) с помощью высокоточного денсиметра DMA5000 фирмы Anton Paar (см. <http://www.anton-paar.com>). В приборе используется запатентованный этой фирмой в 1960 г принцип “осциллирующей U-образной трубки”, позволяющий определить плотность образцов любой жидкости с точностью до $5 \cdot 10^{-6}$ г/см³ на основе измерений резонансной частоты колебаний контейнера с жидкостью. Таким образом, методика измерений допускает работу с жидкостями любой природы и не зависит ни от каких априорных предположений об ионно-солевом составе образца. Встроенный термостат Пелтье позволяет производить сканирование по температуре от 0 до 90°C при точности не менее 0.01°C .

В таблице 2.5.1 показан ионно-солевой состав использованной пробы по данным химического анализа.

Таблица 2.5.1. *Ионно-солевой состав пробы, использованной для измерений плотности*

Ион	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Содержание, % по массе	39.1	27.2	0.5	24.7	1.7	0.6	6.2

В ходе измерений плотности воды Аральского моря исходная проба, соленость которой составляла 117 г/л (127 г/кг), разводилась дистиллятом до наименьшей солености 86.4 г/кг с шагом около 10 г/кг. Каждой из полученных таким образом проб затем придавались значения температуры от 2°C до 32°C с шагом 5°C, и фиксировались соответствующие значения плотности. Каждое сканирование по температуре повторялось дважды. Процедура в целом была повторена 5 раз. Всего сканированию в DMA5000 были подвергнуты 49 образцов различной солености.

Полученный массив данных по плотности затем аппроксимировался квадратичной формой по температуре и солености, коэффициенты в которой подбирались минимизацией среднеквадратичного отклонения измеренных значений плотности от рассчитанных.

В результате этих измерений удалось построить эмпирическое уравнение состояния для воды современного Аральского моря в следующем виде:

$$\sigma_t = A_0 + A_t T_w + A_{tt} T_w^2 + A_s S + A_{ss} S^2 + A_{ts} TS, \quad (2.5.1)$$

где σ_t плотность в кг/м^3 (в смысле, принятом в океанологии – образец приводится к атмосферному давлению при постоянной температуре, из полной плотности вычитаются 1000 кг/м^3); T_w - температура в $^{\circ}\text{C}$; S – соленость в г/кг; а A_0 , A_t , A_s , A_{tt} , A_{ts} , A_{ss} – коэффициенты, численные значения которых приведены в таблице 2.5.2.

Таблица. 2.5.2. Численные значения коэффициентов в уравнении состояния (2.5.1).

Коэффициент	Значение	Среднеквадратичное отклонение (по 49 реализациям)
A_0	20.678	4.361
A_t	-0.0919	0.0534
A_{tt}	-0.0033	0.0007
A_s	0.3595	0.0817
A_{ss}	0.00179	0.00038
A_{ts}	-0.00108	0.00045

Среднеквадратичная ошибка предложенного уравнения в рассмотренных диапазонах температуры и солености составляет 1.9 кг/м^3 . Достижение более высокой точности представляется проблематичным из-за неопределенностей как методических, связанных с точностью аналитического определения солености, так и принципиальных, связанных с некоторой фоновой изменчивостью ионно-солевого состава в отбираемых пробах.

Изолинии σ_t (кг/м^3) в плоскости соленость-температура, рассчитанные по полученному уравнению состояния, показаны на рис. 2.5.1.

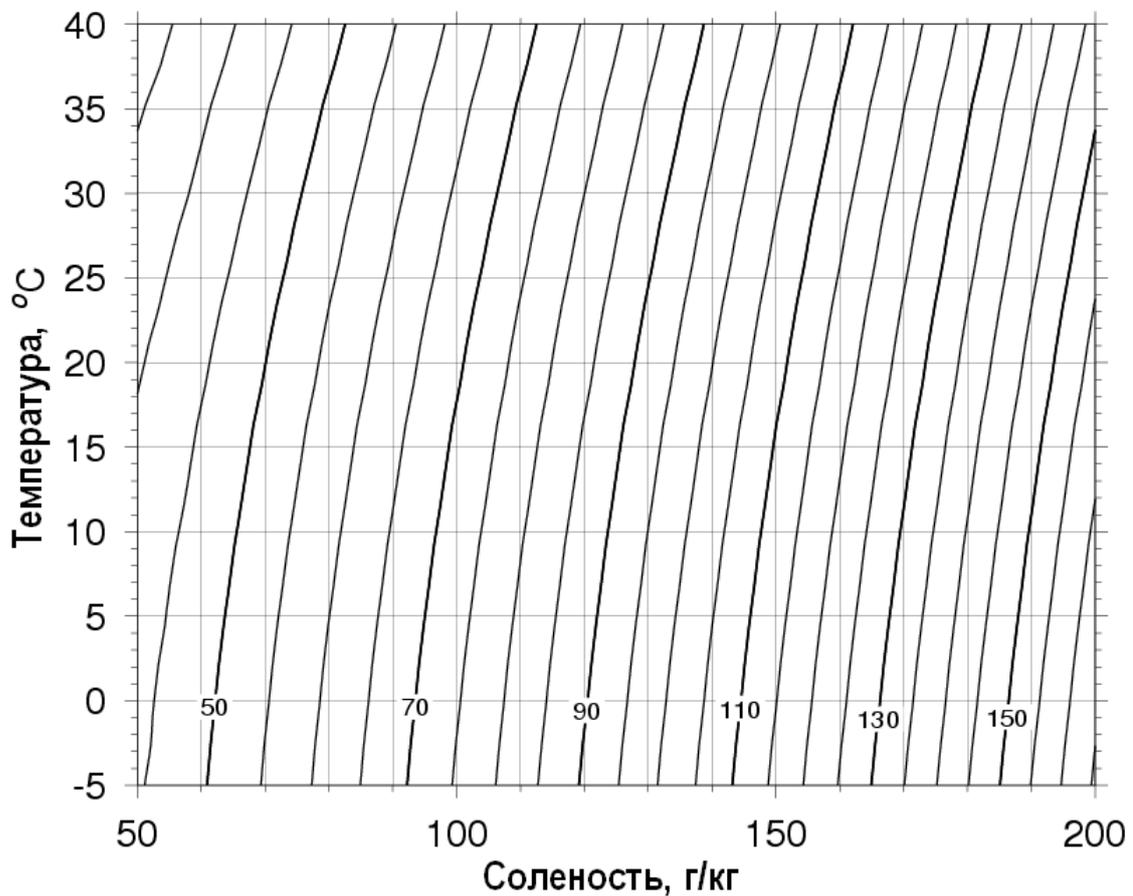


Рис. 2.5.1. Изолинии σ_t (кг/м^3) в плоскости соленость-температура, рассчитанные по полученному уравнению состояния

Таким образом, впервые получено эмпирическое уравнение состояния для современного Аральского моря. В диапазоне солености от 86 до 127 г/кг и температуры от 2 до 32°C оно допускает вычисление плотности σ_t с максимальной абсолютной ошибкой, составляющей в среднем около 1.9 кг/м^3 . Предполагается, что уравнение может быть экстраполировано на значения и вне этих интервалов температуры и солености, хотя возникающие при этом ошибки трудно оценить. Достигнутый уровень точности, конечно, является совершенно недостаточным с точки зрения традиционной океанологии, однако для Аральского моря, где характерные масштабы изменчивости плотности составляют единицы и десятки кг/м^3 , он во многих случаях может считаться приемлемым. Во всяком случае, применение нового уравнения состояния обеспечивает значительно более высокую точность определения плотности, чем используемая иногда в численном моделировании Арала экстраполяция океанского уравнения – последняя приводит к ошибкам в 5-7 кг/м^3 и более.

Следует иметь в виду, однако, что новое уравнение получено для ионно-солевого состава, приведенного в Таблице 2.5.1, т.е. состава, имевшего место в придонном слое западной впадины моря в ноябре 2007 г. Процессы химической метаморфизации вод Аральского моря с тех пор продолжались. Кроме того, известно,

что солевой состав вод различен в разных частях моря, зарегистрированы и небольшие, но вполне измеримые его изменения в зависимости от глубины [Zavialov *et al*, 2009]. Все это необходимо учитывать при оценке применимости уравнения (2.5.1) к тем или иным конкретным задачам.

Температура замерзания

Температура замерзания воды Арала в диапазоне солености от 40 до 99 г/кг определялась нами по форме кривых охлаждения образцов, отобранных с поверхности в центральной части западного бассейна в марте 2006 г (экспедиция 6) на специально подготовленной в ИО РАН экспериментальной установке. Полученная зависимость температуры замерзания T_{fr} от солености показана на рис. 2.5.3. Линейная регрессия дает в рассматриваемом диапазоне следующую приближенную формулу:

$$T_{fr} = 0.44 - 0.048 S \quad (2.5.2).$$

Заметим, что соответствующий угловой коэффициент -0.048 здесь оказывается примерно в полтора раза меньшим, чем аналогичный коэффициент для океанской воды. Экстраполяция полученной зависимости до $S \sim 210$ г/кг, что наблюдалось в восточной части Большого Арала в 2008 г, дает точку замерзания приблизительно -9.6°C

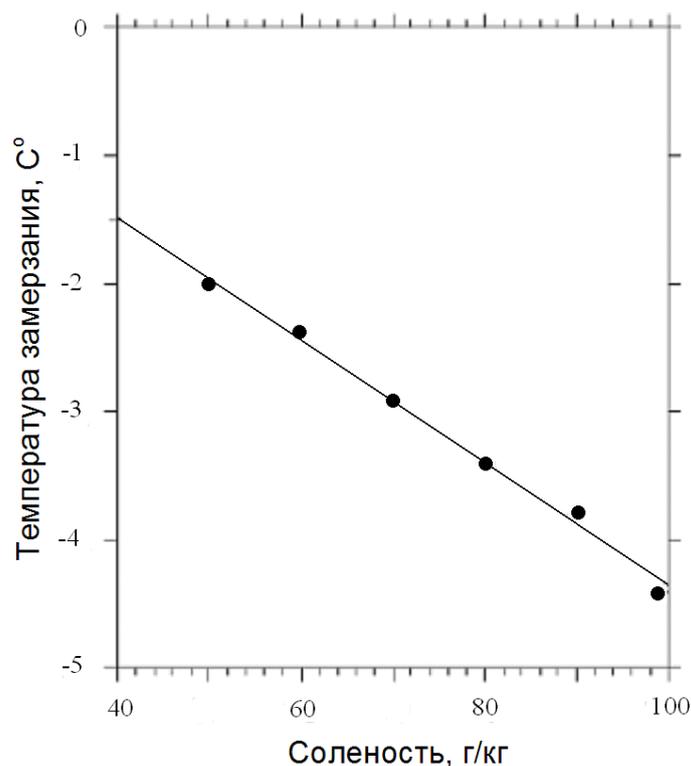


Рис. 2.5.3. Зависимость температуры замерзания воды современного Аральского моря от солености

Электропроводность

Результаты выполненных в лаборатории ИО РАН измерений электропроводности индуктивным салинометром при температуре 17°C показаны на рис. 2.5.4. Линейная регрессии данных, показанных на рисунке, дает для этого значения температуры следующую эмпирическую зависимость:

$$K_{17} = 0.4 + 0.10 S \quad (2.5.3),$$

где K_{17} - электропроводность в С/м при данных температурах, а S – соленость в г/кг. На рисунке показаны также соответствующие экстраполяции старой эмпирической формулы для Арала [Сонач, 1958] и уравнений для океанской воды, которые иногда используются для современного Арала. Видно, что отличия этих экстраполяций от измерений достаточно велики: как океанское уравнение, так и уравнение для “старого” Аральского моря существенно, более чем на 30%, завышают значения электропроводности при заданной температуре и солености. Соответственно, данные по солености с СТД зондов, полученные при использовании стандартных океанских алгоритмов, должны иметь значения гораздо более низкие, чем действительные – что и наблюдается.

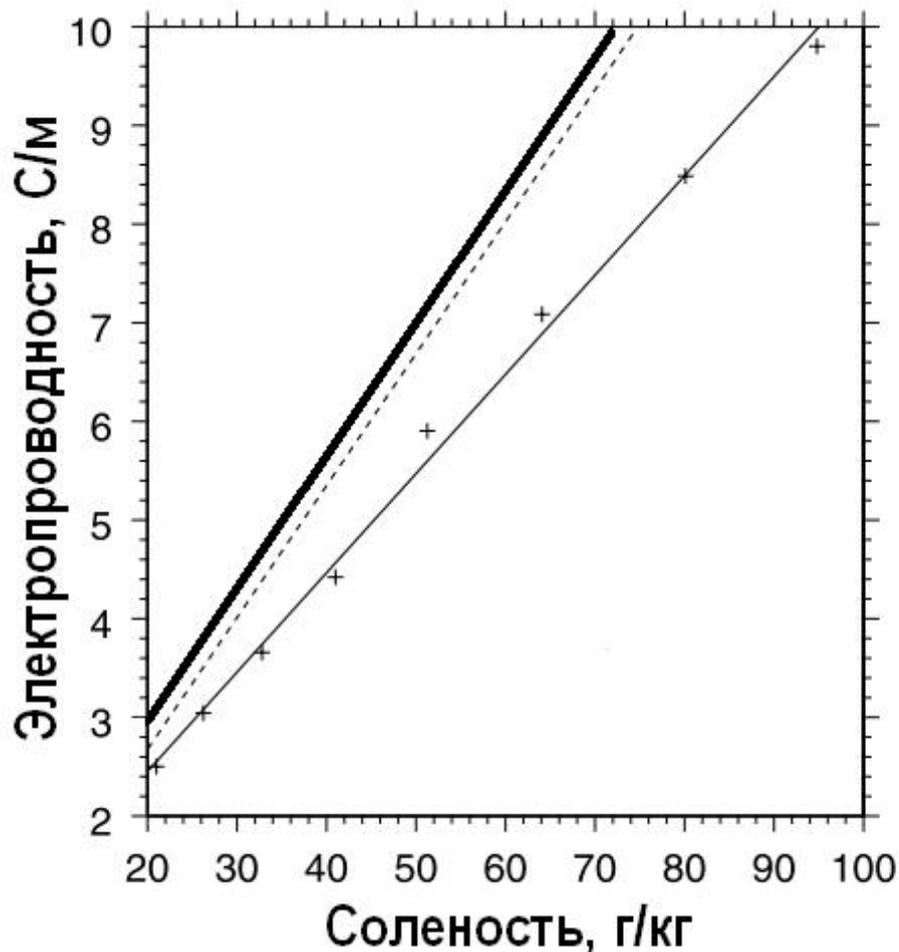


Рис. 2.5.4. Зависимость электропроводности воды современного Аральского моря при температуре 17°С от солености. Жирная прямая – расчет по уравнению для океана; тонкая прямая – регрессия по современным измерениям; пунктирная прямая – расчет по эмпирической формуле, использовавшейся для Аральского моря до начала высыхания [Сопач, 1958]

§2.6. Некоторые данные по современной метеорологии моря

Характер мезомасштабной циркуляции в системе атмосфера-море в Приаралье должен был претерпеть изменения в результате осушения моря. Для исследования этих изменений, в частности, в связи с бризовой циркуляцией в прибрежной зоне, в ходе двух экспедиций (экспедиция 2 в октябре 2003 г и экспедиция 4 в августе 2004 г) были выполнены шаропилотные наблюдения.

Как известно, образование периодической бризовой циркуляции связано с различием в суточном ходе температуры воздуха между морем и сушей. Бриз представляет собой сочетание горизонтальных и вертикальных движений в замкнутой циркуляционной ячейке. В большинстве случаев бризовый ветер проявляется в виде некоторого отклонения общего потока при прохождении его в береговой зоне. Фоновые барические ситуации в Аральском регионе в период наблюдений

анализировались с помощью синоптических карт. Так, во время измерений октября 2003 г над Аральским морем наблюдалась неустойчивая погода с частой сменой барических полей. В августе 2004 г наблюдалась ясная погода антициклонального характера.

Согласно принятым представлениям о бризовой ячейке в западной части Аральского моря в «условно-естественный период», днем ветер дует с северо-востока, а ночью с северо-запада. По данным обработки наших наземных наблюдений с интервалом 10 минут с помощью автоматической метеостанции в период проведения экспедиции, преобладающими направлениями ветра в настоящее время является северо-восточное днем и северо-западное ночью. На рис. 2.6.1. представлены осредненные за весь период наблюдений вертикальные распределения аномалий (по отношению к среднему потоку) зональной составляющей скорости ветра по данным шаропилотных наблюдений августа 2004 г. На графике черная кривая соответствует нанесенному профилю аномалии скорости ветра для ранних утренних часов (с 7 до 9 ч утра), а серая кривая относится к профилю в послеполуденные часы (с 15 до 17 ч).

Морской (дневной) бриз возникает вскоре после восхода солнца в виде слабых порывов ветра со стороны моря. В вертикальных профилях ветра проявляется нижний бризовый поток, направленный с моря на сушу и верхний бризовый поток, направленный с суши на море. К 11 часам утра по местному времени скорость морского бриза достигает примерно 1 м/с, а высота распространения - 500-700 м, к полуденным часам скорость увеличивается до 1.5 м/с, а высота - до 1200-1500 м. Максимальное развитие бриз приобретает в послеполуденные часы (от 15 до 17 ч), достигая высоты 2.0 - 2.2 км и максимальной скорости около 2.2 м/с. Толщина слоя, вовлеченного в бризовую циркуляцию, уменьшается после 18 ч. Аналогичные характеристики аральских бризов были получены и в осенний период. По данным шаропилотных и наземных наблюдений в конце октября 2003 год было установлено, что максимального вертикального развития морской (т.е. дневной) бриз достигает к 15 ч, при этом толщина бризового слоя составляет около 1.5 км, а максимальная скорость потока 2 м/с.

Динамику обратного, берегового (т.е. ночного) бриза в полной мере исследовать не удалось из-за трудности ночных наблюдений. Однако некоторые характеристики берегового бриза могут получены по наблюдениям в ранние утренние часы. На рис. 2.6.1. видно, что береговой бриз развит значительно слабее, чем дневной, а возвратный верхний поток размыт, что вообще является типичным для береговых бризов. Максимальное вертикальное распространение береговых бризов в ранние утренние

часы составляло около 300-500 м. Скорость нижнего потока берегового бриза достигала 1.5 м/с.

В целом, эти измерения позволяют сделать вывод о том, что, несмотря на усыхание моря, Арал продолжает служить источником хорошо выраженных бризовых циркуляций над прибрежной зоной. Существенных изменений характеристик бризов по сравнению с «условно-естественным периодом» до начала обмеления Арала (по крайней мере в западном бассейне моря) наши измерения не выявили.

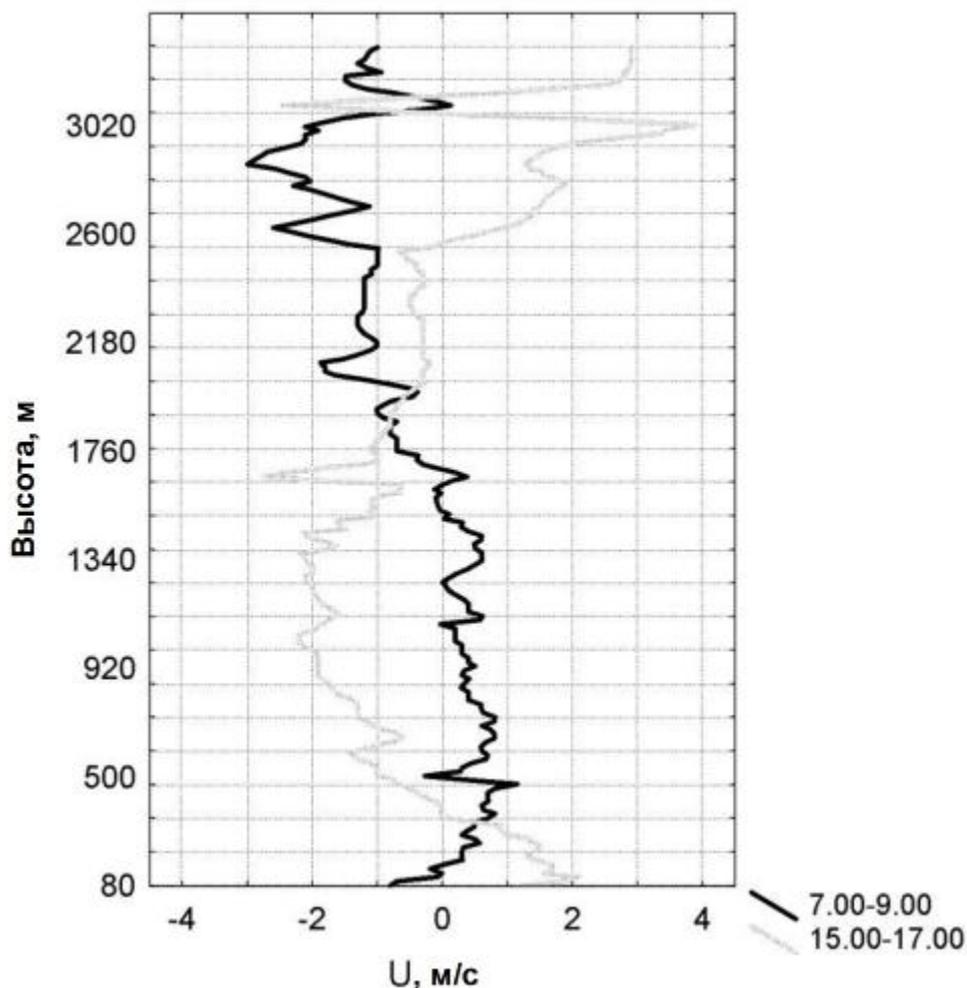


Рис. 2.6.1. Вертикальные профили зональной скорости ветра, характерные для утренних (толстая кривая) и послеполуденных (тонкая кривая) часов в западном бассейне по данным шаропилотных наблюдений

Бризовая циркуляция, обнаруженная шаропилотными измерениями, проявляется также в данных поверхностных метеонаблюдений. На рис. 2.6.2. представлены одновременные данные метеостанции Актумсук (плато Устюрт на расстоянии 8 км от моря) и портативной автоматической метеостанции, установленной нами на период эксперимента непосредственно у берегового уреза. Эти серии данных дают возможность проследить за отличиями хода приземных метеоэлементов в двух точках и получить оценку смягчающей роли моря в современных условиях. В дневное время

температура на станции Актумсук возрастает быстрее, чем на береговой станции. После 14:00 (по Гринвичу) температура у берега уменьшается менее резко, чем на станции Актумсук. Размах суточного хода температуры воздуха на станции превышает суточную амплитуду на берегу примерно на 2 °С. Эти амплитудные и фазовые отличия связаны с влиянием бризовой циркуляции.

На рис. 2.6.3. приведены аналогичные серии скорости и направления ветра, из которых можно сделать вывод о характере бриза. Дневной бриз имеет место между 8:00-10:00 и 17:00-18:00 (здесь и далее время отсчитывается по Гринвичу). На графике можно идентифицировать также моменты своего рода равновесия между температурами воздуха над сушей и морем: они наступают около 11:00 и 21:00. Ночной бриз начинается между 20:00 и 23:00 и продолжается примерно до 5 утра. Бризовый эффект гораздо отчетливее выражен в данных автоматической береговой станции, а для метеостанции Актумсук он сглаживается благодаря как относительной удаленности ее от берега, так и особенностям топографии.

Однако наиболее ярко внутрисуточные отличия двух серий метеоданных проявляются в ходе относительной влажности воздуха (рис. 2.6.4.). Соответствующие кривые находятся, по существу, в противофазе. По-видимому, происходит адвекция влагосодержания из берегового района вглубь плато бризовым ветром. Пониженная влажность воздуха наблюдается в ночные часы. Суточный ход влажности воздуха модулируется также эффектами циркуляции плато-долина. В дневное время склон Устюрта нагревается, что приводит к горизонтально неоднородному нагреву воздуха и его подъему над склоном, что приводит к появлению ветра со стороны долины (т.е. с моря). В вечернее и ночное время ситуация обратная.

В противоположность береговой метеостанции, для метеостанции Актумсук максимум относительной влажности наступает в ночное время, а минимум – в дневное.

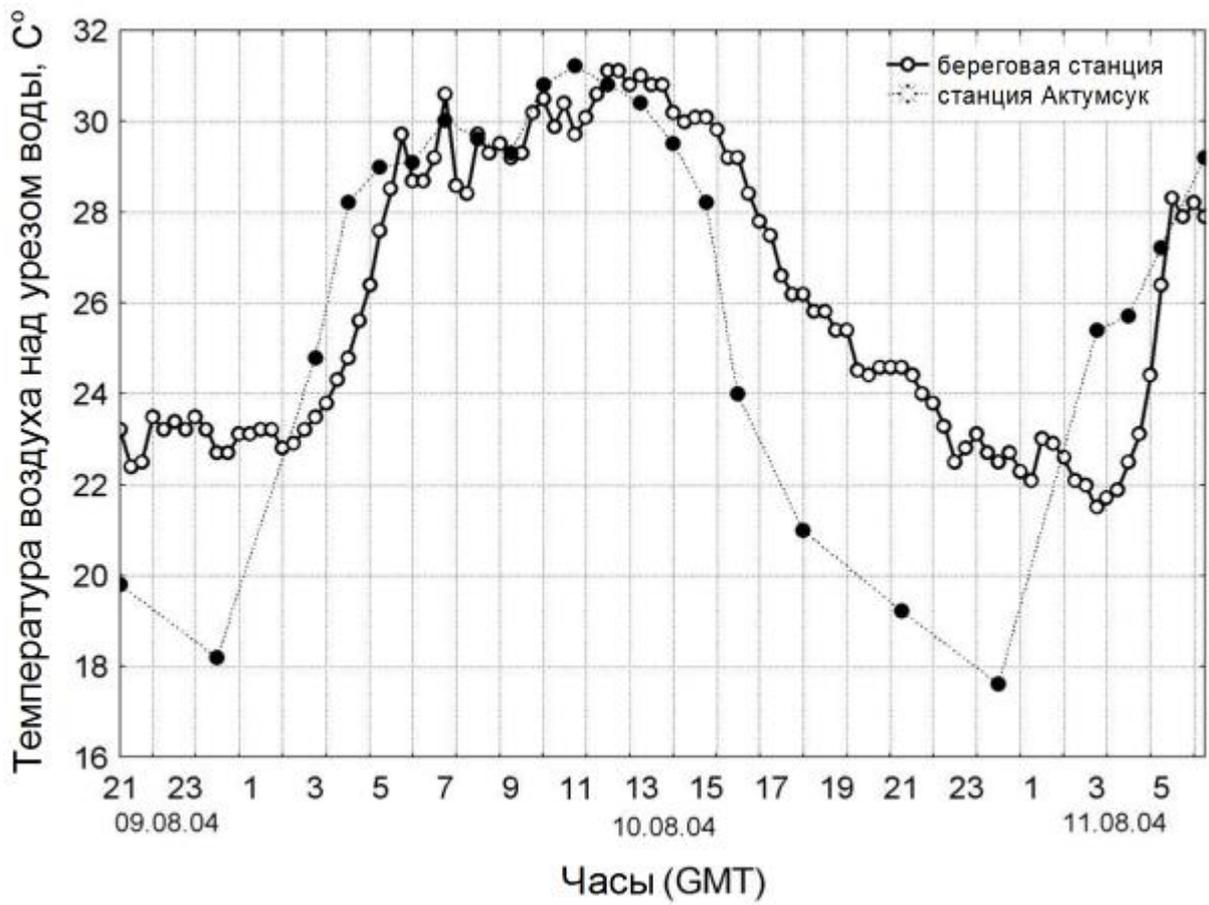
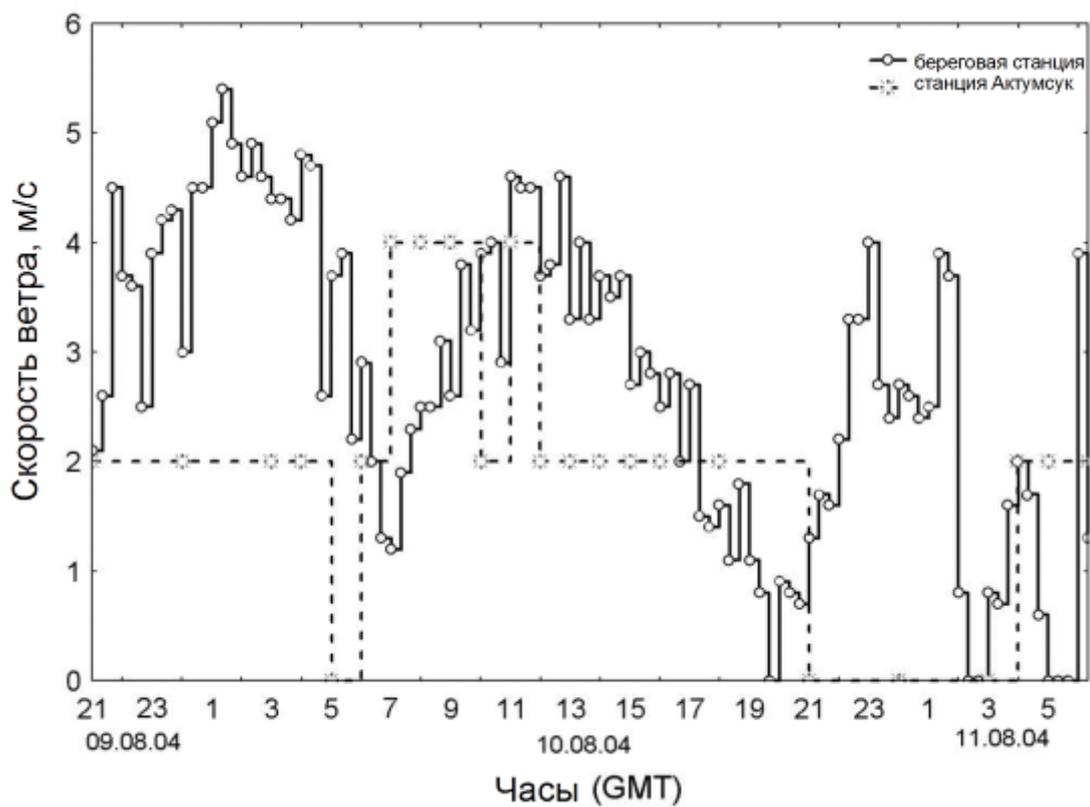
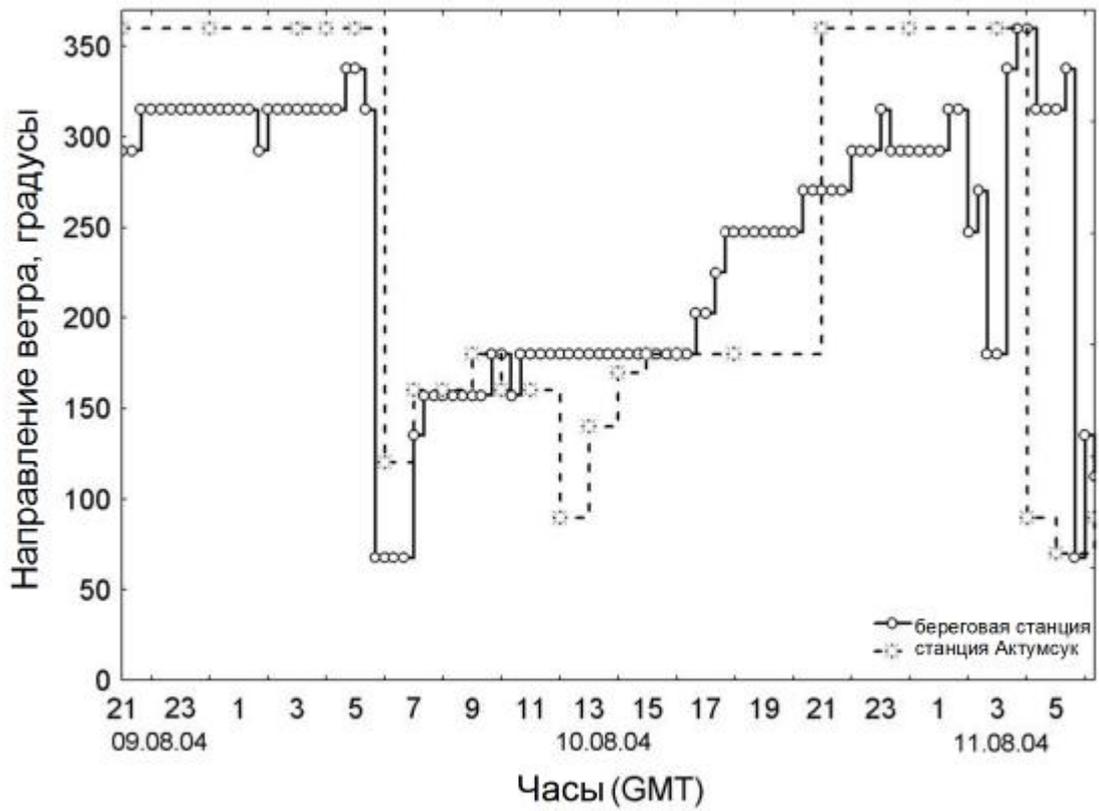


Рис. 2.6.2. Временные серии температуры воздуха на береговой метеостанции (белые точки) и метеостанции Актумсук.



a)



б)

Рис. 2.6.3. Временные серии скорости (а) и направления (б) ветра для береговой метеостанции (кружки) и метеостанции Актымсу́к (звездочки).

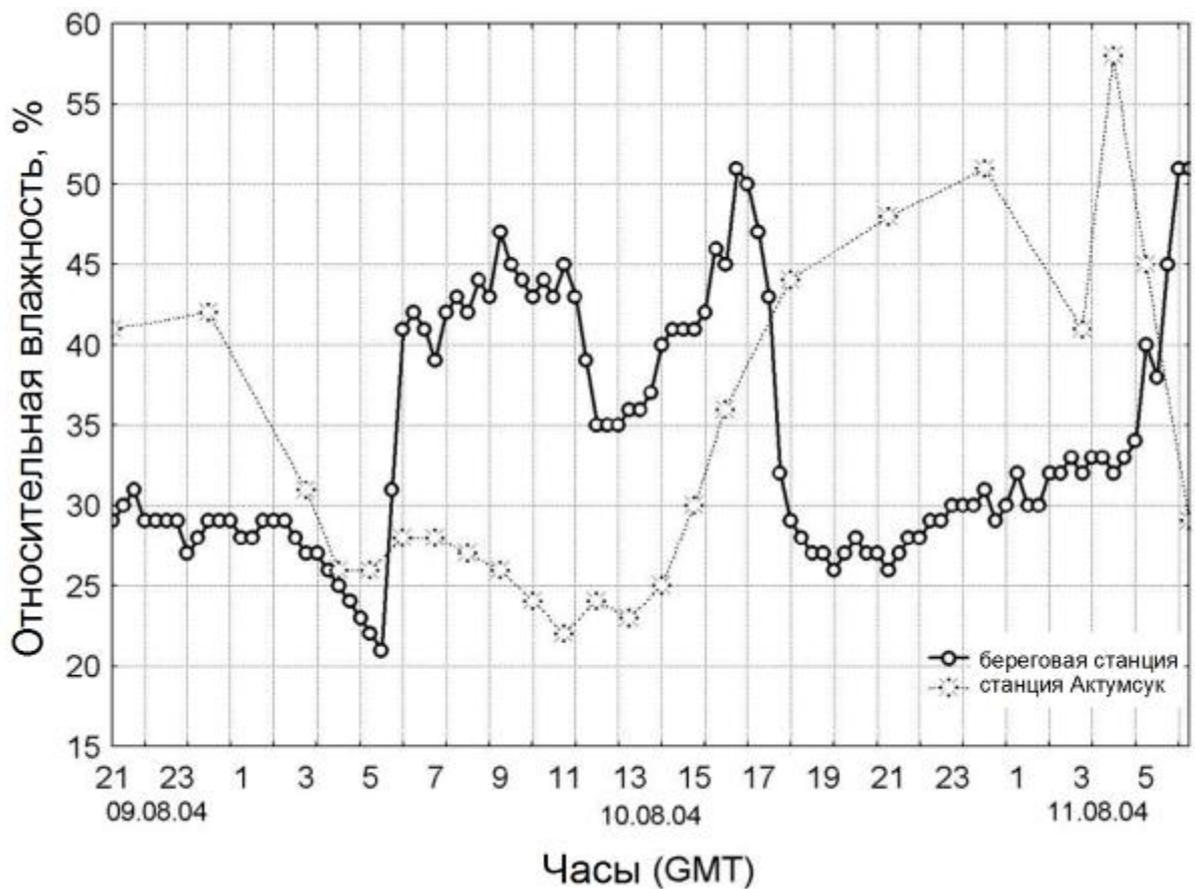


Рис. 2.6.4. Временные серии относительной влажности воздуха на береговой станции (кружки) и метеостанции Актумсук (звездочки).

§2.7. Выводы

В первом десятилетии XXI века продолжились глубокие изменения гидрофизического режима Аральского моря. С 2002 по 2010 гг уровень Большого Арала моря понизился на 369 см, а соленость (на поверхности западного бассейна моря) увеличилась на 35 г/кг с 82 г/кг до 117 г/кг. При этом большая часть этих изменений пришлась на вторую половину десятилетия, в период же с 2002 г по лето 2006 г уровень моря оставался относительно стабильным. Соленость западного бассейна, тем не менее, в этот период возрастала за счет водообмена с более минерализованным восточным бассейном.

Вплоть до середины 1990-х гг изменения гидрофизического режима происходили одинаково в западной и восточной частях моря. Примерно с 1996 г, однако, осолонение мелководного восточного бассейна стало идти опережающими темпами, и появились все возрастающие горизонтальные градиенты между двумя бассейнами. В период с 2002 по 2009 гг соленость в восточном бассейне менялась в пределах от 130 г/кг до 211 г/кг и более. При этом, несмотря на свою мелководность, восточный бассейн сохранял халинную стратификацию - порядка 1 г/кг на метр по вертикальной координате.

Восточный и западный бассейны обменивались водой через соединяющий их пролив в северной части Большого моря (пролив Куланды). Глубина и сам факт существования этого пролива вплоть до настоящего времени не соответствуют известной батиметрии Аральского моря в условно-естественный период. Его образование и «самоуглубление» связано с эрозией донных илов интенсивными течениями. Как показали прямые эхолотные измерения, в середине первого десятилетия века в проливе существовали глубины до 6 м, причем южный склон русла был более крутым, чем северный.

Водообмен между двумя бассейнами через соединяющий их пролив Куланды стал одним из определяющих факторов режима моря в первом десятилетии века. Показано, что придонный слой западной впадины содержал, как правило, не менее 9-11% примеси вод, происходящих из восточного бассейна. Прямые измерения скорости течения в проливе Куланды показали, что интенсивность водообмена через пролив составляет при благоприятных ветровых условиях величину порядка 0.1 км^3 в сутки.

Пока пролив был достаточно широк для того, чтобы ветровой наклон уровня поверхности моря формировался совместно в обоих бассейнах, события залива восточных вод в западный бассейн происходили, вероятно, при ветрах западных румбов, создающих склон уровня с востока на запад. Соответствующий баротропный градиент давления способствовал устойчивому перетоку на запад более плотной восточной воды в нижнем слое пролива. По мере сужения пролива и уменьшения водообмена через него, наклоны уровня должны были начать формироваться по отдельности в каждом из бассейнов. При этом заливам восточной воды в западный бассейн стали способствовать ветры восточных румбов, как за счет прямого трения ветра, так и за счет градиента давления, связанного со сгоном у западной оконечности пролива и нагоном у его восточной оконечности. Прямые измерения показали, что течение в проливе запаздывает по отношению к ветру примерно на 6 час.

Попадая в западный бассейн, более плотные воды восточного бассейна опускались в нижние слои котловины, образуя там водную массу, характеризующуюся локальным максимумом солености. По-видимому, в первой половине десятилетия этот механизм формирования вертикальной стратификации западной впадины был доминирующим, поэтому для этого периода была характерна “двухслойная” вертикальная структура. По мере уменьшения межбассейновых обменов, во второй половине десятилетия придонный максимум солености стал менее выраженным, и большее значение в осенне-зимний период приобрел приповерхностный максимум солености. Этот максимум связан с летним испарением и соответствующей аккумуляцией соли в верхнем квазиоднородном слое. Вертикальная устойчивость при этом обеспечивалась мощным термоклинном. Характерный для этого периода тип стратификации, включающий слои повышенной солености у поверхности и дна, отделенные друг от друга более пресным промежуточным слоем, можно назвать “трехслойным”.

Как прямые измерения, так и численное моделирование указывают на то, что, несмотря на произошедшие радикальные изменения гидрофизических условий, характер климатической циркуляции в Большом Арале остается таким же, каким был и в условно естественный период, т.е. наблюдается антициклонический круговорот в поверхностном слое и циклонический в придонном. Вместе с этим, при редких событиях южного ветра знак циркуляции может меняться на противоположный.

Циркуляция в поверхностном слое и изменчивость уровня моря определяются, в основном, ветровыми воздействиями. Поверхностные течения экмановской природы полностью формируются через 14-17 час после начала ветрового события, а крупномасштабный наклон уровня устанавливается еще через 17-19 час. Придонные

течения имеют баротропный характер и формируются синхронно с наклоном уровня. Характерный временной масштаб полного приспособления общей циркуляции вод к ветровому воздействию составляет 65-70 час.

Важную роль в циркуляции и перемешивании Большого Арала играют внутренние волны и сейши. В прямых измерениях и численных экспериментах отмечались связанные с последними вертикальные смещения изопикн на 3-5 метров при длине волны 20-25 км и периоде 45-48 час. Есть также указания на присутствие и более короткопериодных волн.

Изменения ионно-солевого состава моря, рассмотренные подробно в следующей главе, привели к изменениям ряда базовых зависимостей, определяющих физические свойства вод, такие как плотность, температура замерзания и электропроводность. Обновленные формулы этих зависимостей, полученные на основе анализа проб, отобранных в экспедициях, существенно отличаются от экстраполяций в область высокой солености как соответствующих океанских параметризаций, так и эмпирических соотношений, использовавшихся для Аральского моря в условно-естественный период.

Несмотря на обмеление и сокращение размеров моря, оно продолжает оказывать заметное влияние на ход метеоэлементов в прибрежной полосе. Особенно это относится к суточному ходу влажности и температуры приземного воздуха. Проявления бризовой циркуляции воздуха в прибрежном районе остаются отчетливыми.

Анализ водного баланса моря, в целом, указывает на его приближение к равновесному состоянию.

ГЛАВА 3. ХИМИЯ МОРЯ

§3.1. Ионно-солевой состав вод моря и его изменчивость

Как уже отмечалось выше, ионно-солевой состав вод Аральского моря и до начала высыхания моря был весьма специфическим и существенно отличным от состава вод как океана, так и многих других озер. Анализ уже первых проб воды, отобранных штабс-капитаном Г. Шарнгорстом в 1872 г на его пути из Петербурга в Бухару, выявил высокое содержание в них сульфат-иона.

В условно-естественный период ионный состав вод моря был однородным по всей водной массе и почти постоянным во времени. Полная масса содержащихся в водах моря солей превышала 10^{10} тонн. Концентрации основных солеобразующих ионов в воде Аральского моря, характерные для 1950-х гг, приведены в таблице 3.1.1. Относительные содержания отдельных солей были оценены Л.К. Блиновым [Блинов, 1956] следующим образом: NaCl – 56.07%; KCl – 2.05%; MgCl₂ - 0.82%; MgSO₄ - 25.87%; CaSO₄ – 14.98%; CaCO₃ – 0.21%. Так называемое сульфатно-хлоридное соотношение молярных концентраций SO₄/Cl составляло 0.68, находясь между

значениями, характерными для океана (0.10) и для материковых вод (1.00) [Бортник, Чистяева, 1990], а соответствующее массовое соотношение составляло 0.9. Согласно классификации Л.К. Блинова [Блинов, 1956], воды Аральского моря принадлежали к так называемому модифицированному сульфатно-натриевому типу, промежуточному между хлоридно-натриевым типом океанских вод и бикарбонатно-кальциевым типом вод континентальных.

Таблица 3.1.1. Абсолютное и относительное содержание основных солеобразующих ионов в воде Аральского моря в условно-естественный период, по [Блинов, 1956].

Ион	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	Mg ⁺	K ⁺	Ca ²⁺
Содержание (г/кг)	3.55	3.20	0.15	2.26	0.54	0.12	0.48
Содержание (%)	34.46	31.07	1.46	21.94	5.24	1.17	4.66

Высыхание моря привело к значительным дальнейшим изменениям ионно-солевого состава вод в связи с последовательным выпадением в осадок различных соединений при повышении солености. Известно [см., например, Бортник, Чистяева, 1990], что первым при осаждался карбонат кальция:



При дальнейшем росте минерализации происходила садка карбоната магния MgCO₃ в аналогичной реакции. Затем в ходе осолонения Аральского моря началось выпадение гипса:



По данным коллектива авторов книги [Бортник, Чистяева, 1990], этот процесс приобрел массовый характер, когда соленость превысила порог 26-28 г/кг, т.е. в конце 1980-х гг. При дальнейшем повышении солености должна происходить садка мирабилита Na₂SO₄ · 10H₂O, галита NaCl, глауберита CaSO₄ · Na₂SO₄ и эпсомита MgSO₄ · 7H₂O [Рубанов и др., 1987]. Пороговые значения солености, соответствующие началам каждого из этих процессов в природных условиях усыхающего Аральского моря, неизвестны (нужно также учитывать, что эти значения сильно зависят от температуры воды и потому имеют чрезвычайно большой сезонный ход).

Крупномасштабная садка солей из водной толщи моря не могла не привести к соответствующим изменениям ионно-солевого состава оставшейся водной массы.

Сегодняшний солевой состав вод моря значительно отличается от состава, имевшего место в прошлом, и продолжает изменяться.

Аналогичное утверждение может быть отнесено и к газовому составу. До начала высыхания моря в 1960 г., глубокая конвекция в холодный сезон обеспечивала полное перемешивание и вентиляцию моря. Поэтому для всей водной толщи были характерны высокие концентрации растворенного кислорода. Сероводород в воде моря никогда до начала высыхания отмечен не был, хотя следы H_2S регистрировались в донных отложениях. Такая ситуация сохранялась и на ранних стадиях высыхания вплоть до определенного момента между 1991 и 2002 гг. Точное время возникновения аноксии в придонном слое моря неизвестно ввиду отсутствия наблюдений в этот период. Не позднее 2002 г в Арале сформировалась мощная плотностная стратификация, в значительной степени затруднившая вертикальное перемешивание. В результате образовались аноксия и сероводородное заражение.

Приведенные в этой главе данные основаны на результатах анализа образцов воды, отобранных в Большом Аральском море в экспедициях 2002-2010 гг (см. Главу 1). Районы отбора показаны на рисунке 3.1.1. В западном районе пробы отбирались ежегодно, в северо-восточном – в 2004 и 2005 гг, а в восточном – в 2008 г. Образцы отбирались батометрами Молчанова с поверхности и различных уровней глубины. Пробоотбор, как правило, сопровождался STD-зондированиями.



Рис. 3.1.1. Спутниковое изображение Аральского моря (2005) и районы отбора проб, использованных в данной главе

Анализы большинства образцов были выполнены в химической лаборатории Института геологии и геофизики Академии наук Республики Узбекистан.

Концентрации ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} определялись методом атомной абсорбции, ионов Na^+ и K^+ - методом пламенной фотометрии, ионов SO_4^{2-} - весовым методом, ионов Cl^- - методом объемной аргентометрической титрации, ионов HCO_3^- - методом титрации.

Все профили концентраций растворенных газов получены в точке $45^{\circ}06'$ с.ш., $58^{\circ}23'$ в.д., соответствующей наибольшей глубине моря (“станция А2”). Концентрации кислорода определялись методом Винклера, а концентрации сероводорода – методом титрации.

Сравнение ионно-солевого состава Аральского моря в его «условно-естественном» состоянии до начала высыхания и в начале 21 века может быть проиллюстрировано данными, приведенными в таблице 3.1.2 и на рисунке 3.1.2. Там представлены данные анализа типичной пробы (западный район отбора, поверхность, лето 2008 г) вместе с аналогичными данными 1952 г (по книге [Блинов, 1956]). Заметим, что эта конкретная проба 2008 г выбрана здесь просто в качестве примера, однако основные закономерности, обсуждаемые ниже, характерны и для более 50 других проб, отобранных и проанализированных нами в последние годы. Поскольку абсолютные значения минерализации вод Аральского моря в 1952 г и 2008 г отличаются на порядок, сравнение ионно-солевых составов нагляднее провести в относительных единицах – процентных отношениях содержания каждого иона по массе к полной массе растворенных солей.

Таблица 3.1.2. *Относительные содержания (% по массе) основных солеобразующих ионов в воде Большого Арала в 1952 г и 2008 г*

Ион	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	K^+	Ca^{2+}
Содержание, (%) 1952	34.5	31.1	1.5	21.9	5.2	1.2	4.6
Содержание, (%) 2008	43.3	22.6	0.6	24.8	6.7	1.5	0.5

Видно, что относительные содержания отдельных ионов до начала высыхания моря и в 2008 г отличаются довольно значительно. Наиболее существенные изменения произошли с ионом Ca^{2+} , относительное содержание которого понизилось примерно в 9 раз, от 4.6% до всего 0.5%. Этот факт не вызывает удивления, поскольку садка как карбоната кальция, так и гипса должны приводить к эффективному изъятию кальция из водной массы. Содержание сульфат-иона, который тоже потребляется при осаждении гипса, также понизилось от 31.1% до 22.6%. Содержание иона хлора Cl^- , наоборот, выросло от 34.5% до 43.3%. Вследствие двух последних фактов сульфатно-хлоридное

соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, считающееся важной характеристикой химического типа водоема [Бортник, Чистяева, 1990], понизилось с 0.90 до 0.52, т.е. на 42%. Таким образом, в ходе высыхания Аральского моря его принадлежность к классу водоемов сульфатного типа стала менее выраженной, и воды этого моря в какой-то мере приблизились к хлоридному типу, характерному, в частности, для вод океана. Также значительно уменьшилось (примерно в 2.5 раза) относительное содержание иона HCO_3^- , потребленного в результате садки карбонатов.

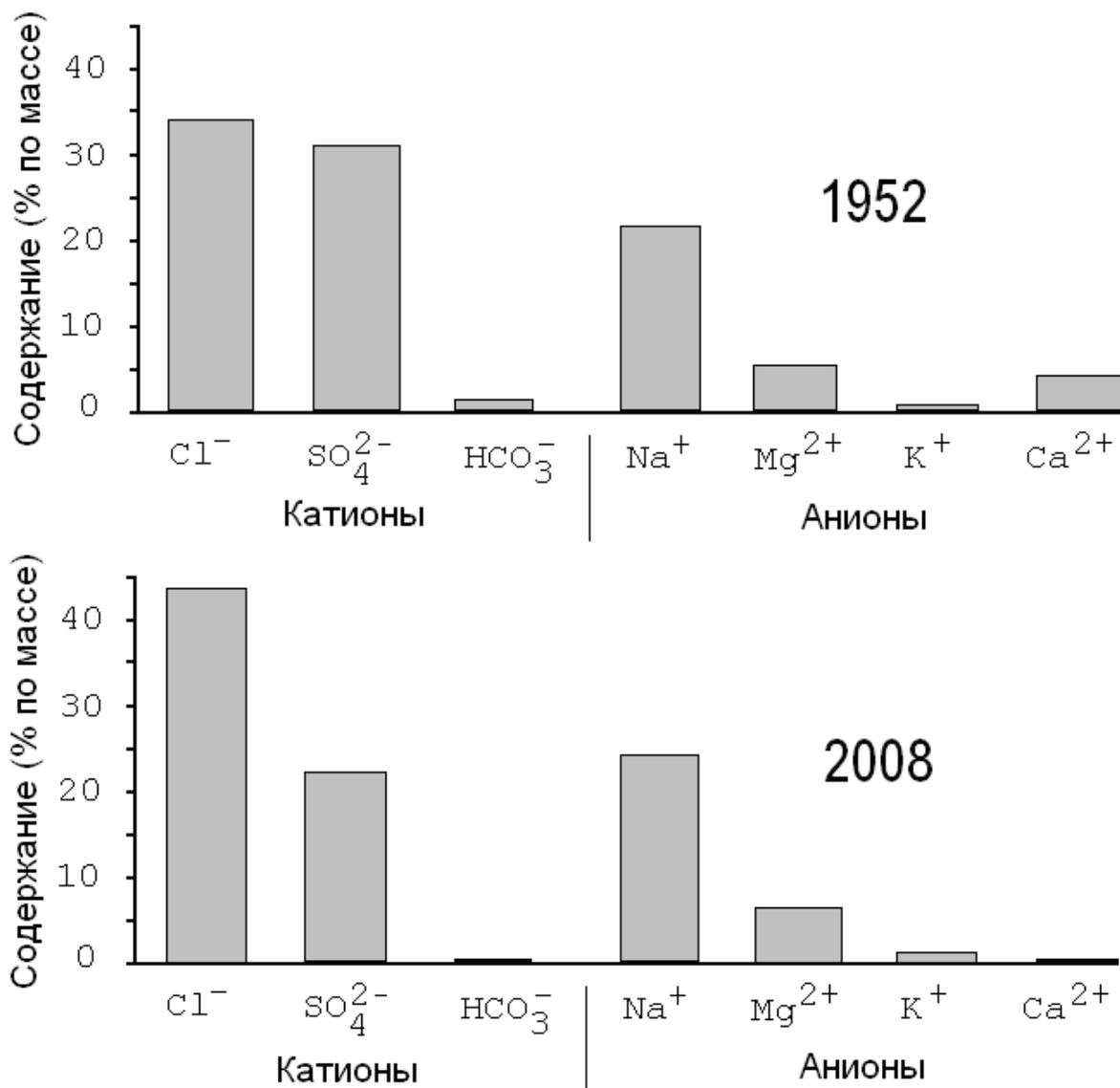


Рис. 3.1.2. Относительные содержания основных солеобразующих ионов (% по массе) в воде Аральского моря в 1952 г (по книге [Блинов, 1956]) и в 2008 г.

Последовательные изменения ионно-солевого состава вод большого Арала за период с 2002 г по 2010 г показаны в сводной таблице 3.1.3. В образцах 2002 г, относительное содержание кальция составляло 1.1% (по сравнению с 4.6% в 1952 г). Затем оно продолжило падать до 0.8% в 2003 г, 0.7% в 2004 г, менее 0.6% в 2005 и 2006 гг, 0.54% в 2008 г, и 0.52% в 2009 г. Таким образом, содержание кальция снижалось на

наших глазах за счет садки минералов, и этот процесс был вполне зримым даже за относительно короткий период наблюдений. В то же время, сульфатно-хлоридное соотношение для западного бассейна не обнаружило за это время очевидного тренда, меняясь в пределах от 0.51 до 0.74 (среднее значение 0.65, среднеквадратичное отклонение 0.06). Это соотношение должно быть менее чувствительным к выпадению солей в межгодовых масштабах времени, поскольку лишь относительно небольшие доли имеющийся массы хлор иона и сульфат иона вовлечены в эти процессы – в отличие от Ca^{2+} и HCO_3^- , значительная часть которых уже выпала. Тем не менее, все современные значения соотношения $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ являются существенно меньшими, чем значения, опубликованные для условно-естественного периода – таким образом, уменьшение сульфатно-хлоридного соотношения на в более длительных масштабов времени не вызывает сомнений.

Особый интерес представляет анализ проб, отобранных в восточном бассейне (пробы 7 и 10 в таблице 3.1.3) и в проливе, соединяющем восточный и западный бассейны (проба 6 в таблице 3.1.3). В восточном бассейне соленость в период наблюдений была максимальной, следовательно, процессы выпадения минералов на дно должны были протекать там наиболее интенсивно, а потому именно в восточном бассейне можно ожидать наиболее далеко зашедшую метаморфизацию ионно-солевого состава. Действительно, вода в восточном бассейне и в проливе характеризуется наименьшим содержанием кальция (между 0.11% и 0.41%, по сравнению со средним значением 0.71% в западном бассейне). Содержание кальция 0.11%, отмеченное летом 2008 г для восточного бассейна, является рекордно низким за весь период наблюдений и знаменует собой снижение в 42 раза по сравнению с условно-естественным периодом. Вместе с этим, сульфатно-хлоридное соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ в восточном бассейне и проливе принимает высокие значения (от 0.82 до 0.88, по сравнению со средним значением для западного бассейна 0.65). На первый взгляд, это противоречит ожиданиям для вод, наиболее подверженным процессам садки минералов. Вероятное объяснение этого противоречия может быть связано с садкой галита, потребляющей хлор, которая происходит в более осолоненном восточном бассейне, но еще не началась в западном. Ниже мы покажем, что факт начавшейся садки галита подтверждается и соображениями баланса солей, а также прямыми анализами проб донных отложений.

Таблица 3.1.3. *Ионно-солевой состав воды Большого Арала и его частей в разные годы (2002-2009). Для каждого иона приведены следующие данные: абсолютное содержание по массе, относительное содержание (%) по отношению к полной массе солей, относительное содержание по отношению к содержанию хлор-иона*

№	Един.	Время, место	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Минерал., г/кг
1	мг/кг	05.07.02	27155	20160	494	18964	175	802	4378	72.1
	%	Запад	37.67	27.95	0.67	26.29	0.25	1.10	6.07	
	ион/Cl		1.00	0.742	0.018	0.698	0.006	0.029	0.161	
2	мг/кг	25.10.03	38010	22100	458	8634	1000	700	13220	84.1
	%	Запад	35.97	25.74	0.53	20.38	1.16	0.81	15.4	
	ион/Cl		1.00	0.581	0.012	0.227	0.026	0.18	0.348	
3	мг/кг	08.04.04	33175	22938	442	21137	1133	600	5400	84.9
	%	Запад	39.09	27.01	0.54	24.92	1.35	0.73	6.36	
	ион/Cl		1.00	0.691	0.013	0.637	0.034	0.018	0.163	
4	мг/кг	10.08.04	34790	23823	366	22313	1214	580	5412	88.5
	%	Запад	39.31	26.92	0.41	25.21	1.37	0.66	6.12	
	ион/Cl		1.00	0.685	0.011	0.641	0.035	0.017	0.156	
5	мг/кг	30.09.05	37577	25056	152.5	24095	1209	540	5760	94.5
	%	Запад	39.81	26.55	0.16	25.23	1.28	0.57	6.1	
	ион/Cl		1.00	0.667	0.004	0.641	0.032	0.014	0.153	
6	мг/кг	03.10.05	39562.2	34660	183	27382.5	1080	456	7164	110.5
	%	Пролив	35.81	31.37	0.17	24.78	0.98	0.41	6.48	
	ион/Cl		1.00	0.876	0.005	0.700	0.027	0.012	0.181	
7	мг/кг	10.10.05	44667	36660	183	30953.4	1180	416	7524	121.6
	%	Восток	36.74	30.15	0.15	25.46	0.97	0.34	6.19	
	ион/Cl		1.00	0.821	0.004	0.693	0.026	0.009	0.168	
8	мг/кг	25.09.06	38924	25996	564	23920	1184	568	6544	97.7
	%	Запад	39.84	26.61	0.58	24.48	1.21	0.58	6.70	
	ион/Cl		1.00	0.668	0.014	0.614	0.030	0.014	0.168	
9	мг/л	01.06.08	44357	23145	579	25346	1550	550	6870	102.4
	%	Запад	43.32	22.60	0.57	24.75	1.51	0.54	6.71	
	ион/Cl		1.00	0.522	0.013	0.571	0.035	0.012	0.155	
10	мг/л	08.06.08	78975	67775	945	57316	2500	250	12330	220.1
	%	Восток	35.88	30.79	0.43	26.04	1.14	0.11	5.60	
	ион/Cl		1.00	0.858	0.012	0.726	0.031	0.003	0.156	
11	мг/л	20.08.09	50558	25912	673	28934	2250	650	15060	115.4
	%	Запад	40.76	20.89	0.54	23.33	1.81	0.52	12.14	
	ион/Cl		1.00	0.513	0.013	0.572	0.044	0.013	0.29	

Вертикальная структура ионно-солевого состава вод в западном глубоком бассейне моря иллюстрируется типичным примером, представленным в таблице 3.1.4. Пробы, составившие этот вертикальный профиль, были отобраны в октябре 2005 г в уже упоминавшейся точке А2, соответствующей наибольшей глубине моря.

Наиболее знаменательными характеристиками зависимостей ионно-солевого состава от глубины, представленными в таблице, являются монотонные уменьшение относительного содержания Ca²⁺ от 0.57% на поверхности до 0.48% у дна, а также рост сульфатно-хлоридного массового соотношения SO₄²⁻/Cl⁻ от 0.67 до 0.82. Соответствующие вертикальные распределения графически представлены на рисунке

3.1.3, на котором также показан профиль солености по данным CTD зондирования. Заметим, что аналогичный характер изменений ионно-солевого состава по вертикали отмечался и в другие годы в период наблюдений. Так, например, в сентябре 2006 г относительное содержание Ca^{2+} составляло 0.65% на поверхности и 0.55% у дна, а соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}$ по массе было 0.67 на поверхности и 0.88 у дна.

Таблица 3.1.4. *Ионно-солевой состав вод Большого Аральского моря на различных глубинах. Октябрь 2005 г. Для каждого иона приведены следующие данные: абсолютное содержание по массе, относительное содержание (%) по отношению к полной массе солей, относительное содержание по отношению к содержанию хлорид-иона.*

№	Един.	Глубина, м	Cl	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}
1	мг/кг	0	37577	25056	152	24095	540	5760
	%		39.8	26.6	0.16	25.6	0.57	6.10
	ион/Cl		1.00	0.67	0.004	0.64	0.014	0.152
2	мг/кг	10	38640	25640	152	25856	524	5688
	%		39.5	26.2	0.16	26.5	0.56	5.82
	ион/Cl		1.00	0.66	0.004	0.67	0.014	0.148
3	мг/кг	20	36655	27160	183	24886	488	5508
	%		38.1	28.2	0.19	25.9	0.51	5.73
	ион/Cl		1.00	0.74	0.005	0.68	0.013	0.150
4	мг/кг	30	34847	28740	183	24472	476	5580
	%		36.5	30.1	0.19	25.6	0.50	5.84
	ион/Cl		1.00	0.82	0.005	0.70	0.014	0.160
5	мг/кг	39 (дно)	34847	28740	183	24490	456	5580
	%		36.5	30.1	0.19	25.6	0.48	5.84
	ион/Cl		1.00	0.82	0.005	0.70	0.013	0.160

Чтобы объяснить эти особенности, вспомним, что, как подробно обсуждалось в предыдущей главе, вода в придонной части западной котловины моря обычно содержит значительную примесь вод, происходящих из восточного бассейна моря. Эта более соленая и плотная вода, подвергаясь также более значительной химической метаморфизации, поступает в западный бассейн через межбассейновый пролив при подходящих ветровых условиях, после чего, постепенно перемешиваясь с окружающими водами, опускается в придонный слой вдоль северного склона дна. Этот процесс является одним из важнейших механизмов формирования стратификации в глубинных слоях западного бассейна. По выполненным оценкам [Zavialov, 2005], содержание вод восточного бассейна в западной котловине обычно составляет от 10 до 20% и более. Поскольку эти воды в западном бассейне обладают отрицательной плавучестью, поэтому они приурочены к придонному слою и почти не проявляются у поверхности. Чем больше глубина, на которой отобрана проба, тем больше содержание в пробе воды восточного бассейна.

Представленные здесь данные по ионно-солевому составу, по-видимому, вполне соответствуют этим представлениям. Действительно, выше было показано, что воды восточного бассейна характеризуются пониженной концентрацией Ca^{2+} и относительно высоким массовым отношением $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$. С другой стороны, содержание вод восточного бассейна увеличивается с глубиной. Таким образом, следует ожидать уменьшения относительного содержания кальция и увеличения сульфатно-хлоридного соотношения с глубиной – что и наблюдается.

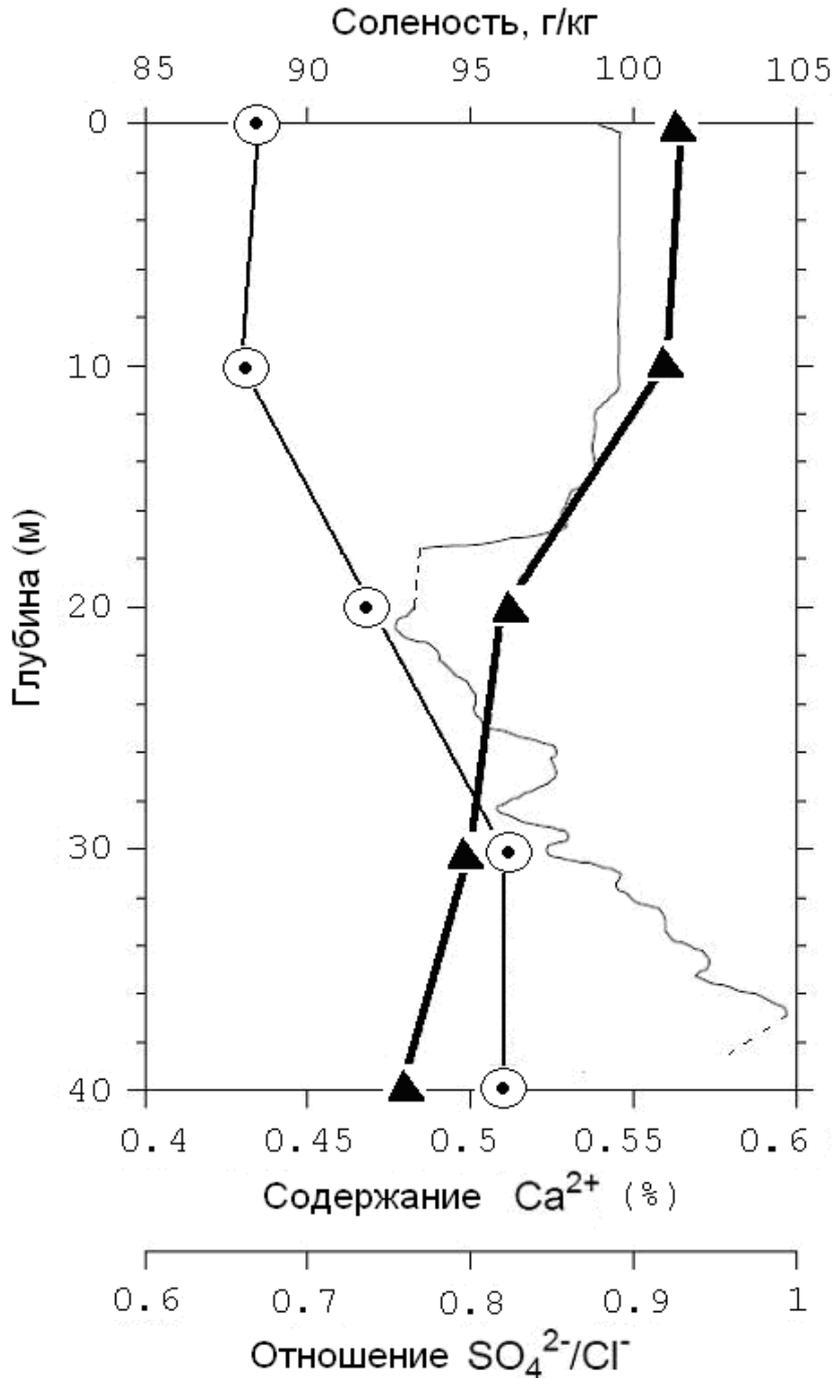


Рис. 3.1.3. Вертикальные профили солености (г/кг, сплошная кривая), сульфатно-хлоридного массового отношения $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ (кружки, тонкая кривая); относительного содержания Ca^{2+} (треугольники, толстая кривая). Западный бассейн, октябрь 2005 г.

Для полноты приведем в конце этой секции данные по содержанию биогенных элементов в воде Большого Арала. Они сводятся, к сожалению, к единственной пробе, отобранной в точке А2 в сентябре 2006 г. Анализы ее были выполнены под руководством П.Н. Маккавеева. Приведем здесь результаты без комментариев: кремний - 10.5 мкг/л, общий фосфор - 1.31 мкг/л, общий азот - 3.11 мкг/л.

§3.2. Газовый состав

До начала высыхания Аральское море было в большинстве случаев достаточно однородным по вертикали (возможно, за эпизодическим исключением, локализованными в приустьевых районах Сырдарьи и Амударьи). Таким образом, стратификация была близка к нейтральной и не препятствовала обменам с атмосферой и свободному вентилированию всей толщи вод. Вентиляция нижних слоев еще более увеличивалась за счет осенне-зимней глубокой конвекции, происходившей ежегодно [Косарев, 1975]. В результате вся водная толща от поверхности до дна была насыщена кислородом. Максимум концентрации O_2 обычно наблюдался в придонном слое [Бортник, Чистяева, 1991]. Эта ситуация кардинально изменилась в ходе высыхания моря. В новом состоянии моря его водная толща является, как правило, сильно стратифицированной, а вертикальные градиенты плотности иногда превышают величину 1 кг/м^4 [Zavialov, 2005], которая, по меркам «нормальной» океанологии является экстремально высокой. Как известно, чем выше стратификация, тем труднее перемешать водную толщу. Поэтому в придонных слоях современного моря, связь которых с атмосферой затруднена, зачастую развивается аноксия. При этом, несмотря на крайне высокую соленость, море обладает высокой биомассой зоопланктона и иной биоты [Mirabdullaev et al., 2004, Arashkevich et al., 2008, см. также соответствующие главы этой книги]. Редукция мертвой органики в условиях отсутствия кислорода приводит к образованию H_2S . Сероводород в Аральском море был впервые обнаружен в конце 2002 г, почти одновременно российско-немецко-казахской экспедицией в заливе Чернышева (северная оконечность западного бассейна) [Friedrich and Oberhansli, 2004] и российско-узбекской экспедицией авторов этой книги в открытой центральной части западного бассейна [Zavialov et al., 2003]. Это, однако, отнюдь не означает, что сероводородного заражения Арала не было до 2002 г – просто между началом 1990-х гг и 2002 г такого рода наблюдения или отбор проб из придонного слоя моря фактически не проводились. Остается лишь принять, что первое появление H_2S в воде Аральского моря произошло не позднее 2002 г и не ранее 1991 г.

Типичные вертикальные профили концентраций растворенных H_2S и O_2 , соответствующие условиям октября 2003 г, представлены на рис. 3.2.1. На этом же рисунке показан средний многолетний профиль кислорода за период с 1960 г по 1985 г, соответствующий начальным стадиям высыхания моря. Для этого исторического профиля, построенного по данным книги [Бортник, Чистяева, 1991], характерны высокие значения концентрации O_2 до 9-11 мг/л во всей толще вод. Кислород был распределен по вертикали достаточно равномерно, при умеренно выраженном максимуме в придонном слое. На профиле же 2003 г максимальная концентрация O_2 не превышает 6 мг/л, и кислородосодержащий слой ограничен лишь верхней частью водной колонны толщиной 15 м. Ниже концентрация кислорода резко падает и обращается в нуль уже на глубине 20 м. Сразу под кислородосодержащим слоем появляется сероводород. Концентрация последнего увеличивается с глубиной и достигает у дна максимальных значений около 80 мг/л. Заметим, что такая концентрация H_2S примерно в 10 раз выше концентраций, характерных для крупнейшего в мире сероводородного морского бассейна – Черного моря [Якушев и др., 2002].

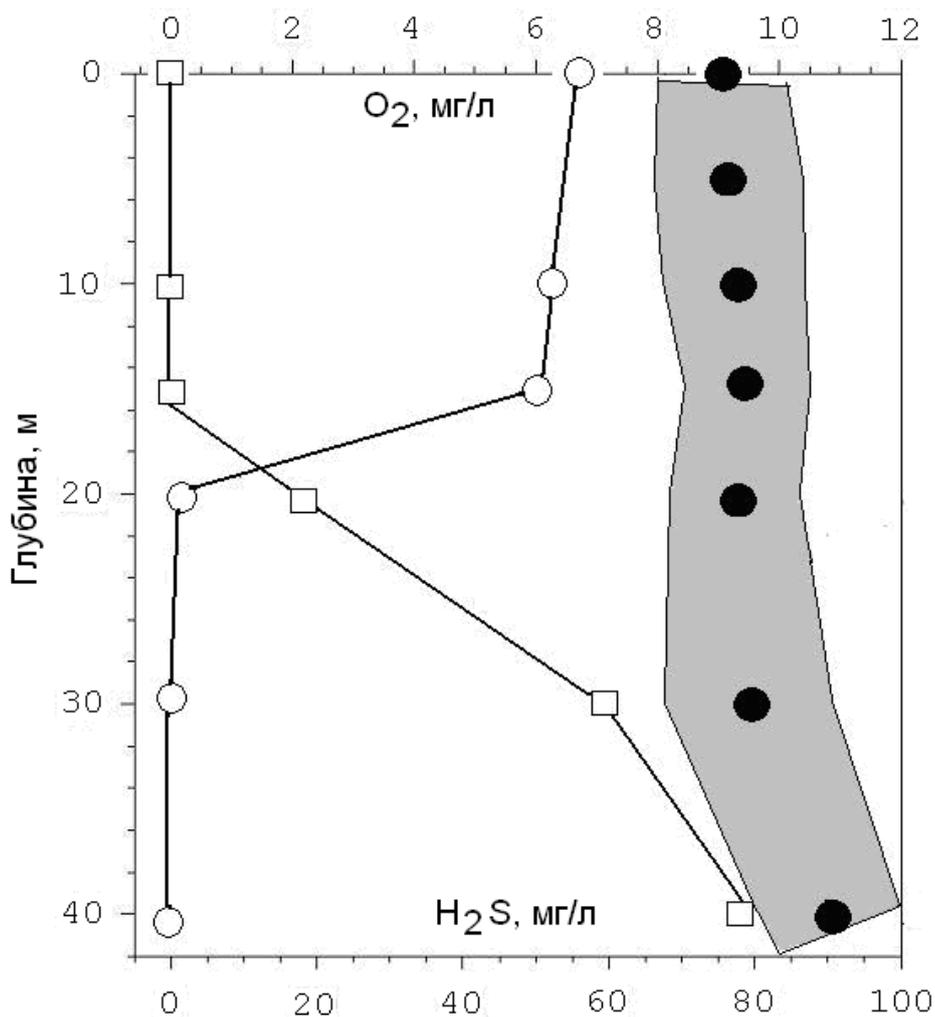


Рис. 3.2.1. Вертикальные профили концентраций растворенных газов в западном бассейне Аральского моря. Концентрация O_2 – среднее за период с 1960 по 1985 гг, по [Бортник, Чистяева, 1990] – черные кружки (оттененная полоса соответствует среднеквадратичным отклонениям); концентрация O_2 в октябре 2003 г – белые кружки, концентрация H_2S в октябре 2002 г – белые квадратики.

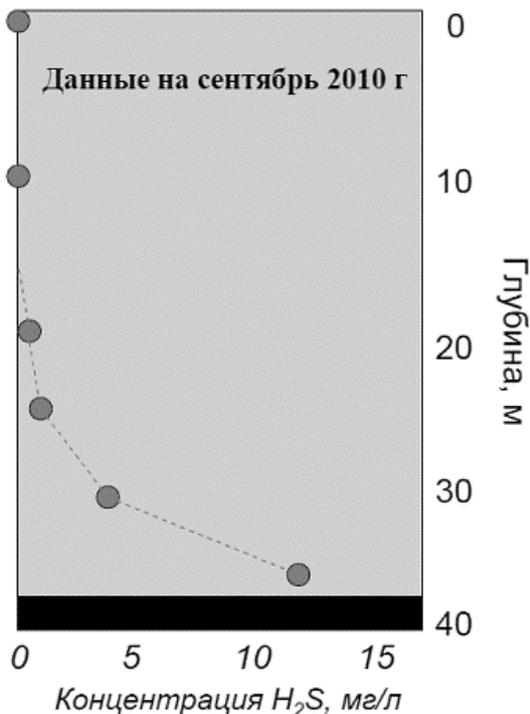


Рис. 3.2.2. Вертикальное распределение концентрации сероводорода в западном бассейне моря осенью 2010 г

Границы сероводородной зоны по горизонтали определяются топографией дна и глубиной залегания верхней кромки слоя H_2S . В разные годы положения зоны различны, но, в целом, она приурочена к самой глубокой части западного бассейна (Рис 3.2.3). Кроме того, по-видимому, иногда существует еще отдельная, небольшая по площади сероводородная зона в заливе Чернышева. Сероводород в придонной части залива Чернышева был документирован по меньшей мере однажды в 2002 г [Friedrich and Oberhansli, 2004], однако характеристики и изменчивость этой зоны неизвестны из-за недостаточности наблюдений в этом районе.

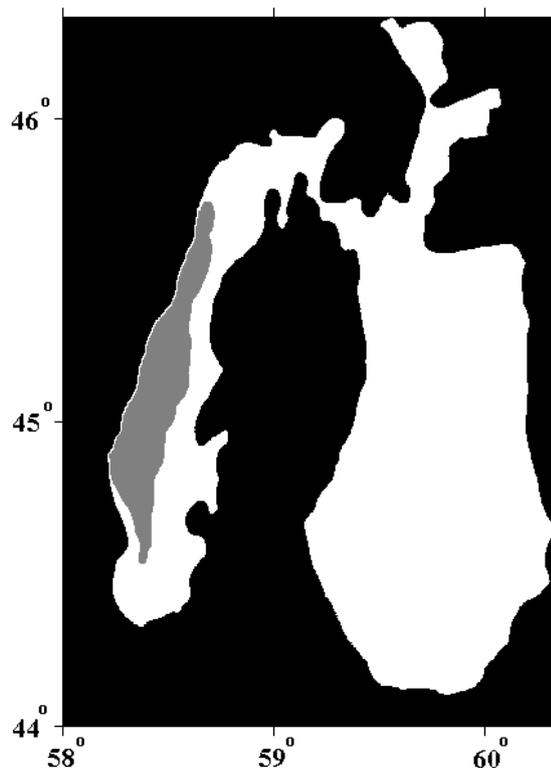


Рис. 3.2.3. Положение зоны анокии и сероводородного заражения в октябре 2003 г (серая штриховка). По осям координат отложены широта и долгота.

Сводка имеющихся наблюдений H_2S в Аральском море за период приведена в таблице 3.2.1. Видно, что в межгодовых масштабах времени концентрации сероводорода обладают высокой изменчивостью, меняясь от нуля до 80 мг/л. Глубина залегания верхней границы сероводородного слоя также меняется в широких пределах от 15 м до 35 м. Весной и летом 2004 г, после события глубокой конвекции зимой 2003-2004 гг [Zavialov, 2005], сероводород не был отмечен вовсе.

Таблица 3.2.1. Сводка данных по сероводородной зоне Аральского моря в период с 2002 г по 2010 г.

Дата	H_2S	Максимальная концентрация, мг/л	Глубина верхней границы слоя, содержащего H_2S
Ноябрь 2002	Да	Не измерялась	25
Октябрь 2003	Да	80	20
Апрель 2004	Нет	-	-
Август 2004	Нет	-	-
Октябрь 2005	Да	5	35
Сентябрь 2006	Да	30	15
Ноябрь 2007	Да	Не измерялась	30
Июнь 2008	Да	Не измерялась	29

Август 2009	Да	Не измерялась	Не измерялась
Сентябрь 2010	Да	12	25

§3.3. Садка минералов на обсохшее и подводное дно

Полученные к настоящему времени данные по современному ионно-солевому составу вод Аральского моря позволили впервые оценить балансовым методом полную массу и минеральный состав солей, осевших на дно в ходе высыхания моря. Посредством сравнения ионно-солевого состава вод моря до начала высыхания (литературные данные из монографии [Блинов, 1956]) и в настоящее время, с учетом изменения общего объема вод за этот период, были подсчитаны полные массы солеобразующих ионов, выведенных из водной толщи и, предположительно, осевших на подводном и обсохшем дне. Далее, исходя из этой информации и известных составов основных осаждающихся минералов, были оценены массы последних. Действительно, поскольку гидрокарбонат-ион потребляется только при садке карбонатов кальция и магния, зная общее уменьшение полного содержания HCO_3^- и Mg^{2+} , можно рассчитать массы выпавших карбонатов и затраченного при этом кальция. Оставшаяся невязка в уменьшении содержания кальция задает массу выпавшего гипса и потребленного при этом сульфат-иона. В свою очередь, невязка в содержании сульфат-иона должна объясняться садкой мирабилита, массу которого можно теперь подсчитать вместе с массой потребленного в этом процессе натрия. Оставшийся после этого существенный дефицит в бюджете натрия может объясняться только садкой галита, причем можно рассчитать массу последнего, а также потребленного при этом хлор-иона. Дефицит хлора можно найти и непосредственно из данных ионно-солевого состава, и две этих оценки должны быть близкими, что и произошло. Таким образом, можно надеяться, что описанная выше цепочка расчетов дает реалистичные результаты.

Авторы благодарят С.П. Завьялова за помощь в выполнении этих довольно громоздких вычислений. Укажем здесь лишь их конечные результаты (в миллиардах тонн и процентных долях, см. также рис. 3.3.1):

Карбонат кальция – 0.07 (2%);

Карбонат магния – 0.1 (2%);

Гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – 2.3 (49%);

Мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ – 1.9 (40%);

Галит NaCl – 0.4 (8%).



Рис. 3.3.1. Рассчитанная по новым данным массовая структура минералов, осевших на дно Аральского моря за весь период его высыхания и осолонения с 1960 по 2008 г.

Важным выводом из этих расчетов является то, что садка мирабилита к настоящему времени оказалась почти столь же массивной, сколь и садка гипса, а садка галита уже началась.

Общая масса выпавших на дно минералов составила около 4.8 миллиардов тонн. Учитывая, что период высыхания моря составил к настоящему времени 49 лет, скорость соленакопления оценивается в 0.1 миллиарда тонн в год (или, в среднем, около 3 кг на квадратный метр в год).

Эти расчеты также качественно подтверждаются впервые выполненным анализом валового химического состава проб донных отложений (верхние 1-2 см наилка), отобранных на 5 станциях в поперечном сечении западного бассейна моря (таблица 3.3.1). Анализы проб выполнены рентгеноспектральным методом по нашему заказу в Центральной лаборатории анализа вещества Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, исполнители: И.А. Рощина, С.М. Черногорова.

Таблица 3.3.1. Результаты анализа состава донных отложений (в % по массе). Незаполненные графы означают аналитический ноль.

Станция	T5	T2	B1	A0902	A0906	Среднее по 5 пробам
Район	Запад, суша (50 м от воды)	Запад, прибойная зона	Запад, склон	Котловина	Восток, склон	
Глубина, м	0	1	7	36	2	
Na_2O		0.89	3.07			1.98
$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$				97.40		19.48
MgO	4.63	3.14	2.95	0.54	0.53	2.36
Al_2O_3	7.09	6.59	6.42	0.15	0.18	4.09
SiO_2	23.09	28.46	22.08	0.14	1.05	14.96

P_2O_5	0.07	0.09	0.05			0.04
$NaCl$	5.53	3.68	5.47	1.08	2.45	3.64
K_2O	1.48	1.53	1.49	0.09	0.09	0.94
$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	18.19	18.24	38.20	0.56	73.17	29.67
CaO	11.49	13.01				4.90
TiO_2	0.50	0.49	0.41			0.28
Cr		0.04				<0.01
MnO	0.05	0.05	0.03			0.03
Fe_2O_3	4.71	4.20	3.85	0.02	0.10	2.58
Rb	0.01		0.01			<0.01
Sr	0.16	0.25	0.24	<0.01	0.44	0.22
Zr	0.03	0.02	0.04			0.02
BaO		0.02				<0.01
Потери при прокаливании	22.19	19.30	15.74	0.01	21.88	15.82

Обращают на себя внимание следующие особенности. Прежде всего, верхний слой донных осадков в глубокой части моря (станция А0902) почти полностью (более чем на 97%) состоит из мелких кристаллов мирабилита. Однако на мелководных станциях, как на западном, так и на восточном побережьях, а также на обсохшем дне мирабилита в верхнем слое грунта не обнаружено вовсе. Очевидно, это должно быть связано с тем, что если в глубокой части моря температура всегда составляет 5°C и ниже, то на мелководьях она в течение по крайней мере теплой половины года гораздо выше (15-25°C в момент экспедиции), и недостаточно низка для садки мирабилита при современной солености. Зато в мелководных пробах отмечено значительное содержание гипса (от 18% в прибойной зоне западного побережья до более 73% у восточного берега, вблизи бывшего острова Возрождения). По нашему предположению, такое уменьшение относительной доли гипса в осадках с востока на запад определяется ролью терригенного SiO_2 , весьма значительной у западного берега в зоне интенсивного эолового пылевого выноса с плато Устюрт, но гораздо более скромной в глубокой части моря и у песчаного восточного побережья. Наконец, во всех пробах обнаружен галит $NaCl$ в количествах от 1% до почти 6%, что подтверждает сделанный нами ранее по изменениям ионно-солевого состава водной массы моря и достаточно неожиданный вывод о начавшейся уже садке галита. Пропорции между массами мирабилита, гипса и галита в донных осадках, оцененные балансовым методом и полученные при прямом анализе проб, оказались качественно довольно близкими (40:49:8 и 38:60:8, соответственно).

§3.4. Выводы

Химический режим Арала находится в тесной взаимосвязи с его гидрофизическим состоянием. Общая масса выпавших на дно минералов – около 4.8 миллиардов тонн. Учитывая, что период высыхания моря составил к настоящему времени 50 лет, скорость соленакопления оценивается в 0.1 миллиарда тонн в год (или, в среднем, около 3 кг на квадратный метр в год).

Были оценены массы осевших на дно к 2008 г минералов (в миллиардах тонн): карбонат кальция – 0.07 (2%); карбонат магния – 0.1 (2%); гипс – 2.3 (49%); мирабилит – 1.9 (40%); галит – 0.4 (8%). Таким образом, садка мирабилита оказалась почти столь же массивной, сколь и садка гипса, а садка галита уже началась. Садка гипса происходит повсеместно, а садка мирабилита – зимой повсеместно, а летом только в глубокой части западного бассейна, где температура воды достаточно низкая. На мелководьях летом возможно частичное обратное растворение осажденного зимой мирабилита. Все это должно приводить к выраженному сезонному ходу ионно-солевого состава. Этот круг вопросов остается недостаточно изученным.

Верхний слой донных осадков в глубокой части моря почти полностью (до 97%) состоит из мелких кристаллов мирабилита. В пробах осадков на мелководных станциях отмечено значительное (до 73%) содержание гипса.

Последовательная садка карбоната кальция, карбоната магния, гипса, мирабилита и галита по мере возрастания минерализации в ходе высыхания моря привела к значительной метаморфизации ионно-солевого состава оставшейся водной массы. Так, по сравнению с условно-естественным периодом (до 1960 г), к 2010 г массовое сульфатно-хлоридное соотношение уменьшилось на 40%, а относительное содержание кальция уменьшилось в 9 раз в западном бассейне и более чем в 40 раз в восточном бассейне. Снижение содержания кальция может быть фактором, ограничивающим дальнейшую садку гипса.

Прогрессирующие межгодовые изменения ионно-солевого состава прослеживаются в ежегодных наблюдениях (2002-2010 гг). Эти тенденции характерны для обоих бассейнов Большого Арала. Уменьшение содержания кальция более ярко выражено для восточного бассейна, где соленость значительно выше и процессы метаморфизации должны проходить интенсивнее. Однако уменьшение сульфатно-хлоридного соотношения, наоборот, проявилось в восточном бассейне в меньшей степени, чем в западном. Гипотетически это можно объяснить потребляющей хлор садкой галита, происходящей более интенсивно в восточном бассейне, чем в западном.

В западном бассейне моря отмечена изменчивость ионно-солевого состава вод по глубине. Поскольку глубинная водная масса западного бассейна формируется частично за счет проникающих в западный бассейн через пролив Куланды вод восточного бассейна, ее ионно-солевой состав оказывается более близким к составу последних, чем состав приповерхностных вод. Поэтому относительное содержание кальция в западной впадине, как правило, уменьшается с глубиной, а сульфатно-хлоридное соотношение, наоборот, увеличивается. Эти параметры могут считаться естественными трассерами вод, происходящих из восточного бассейна.

Высыхание моря и появление плотностной стратификации привели к радикальным изменениям газового состава вод моря. В некогда полностью вентилированном кислородом море сформировались условия аноксии и сероводородного заражения придонного слоя в глубокой части акватории. Верхняя граница зоны аноксии в разные годы приходится на уровни глубины от 12 до 39 м, а концентрации H_2S обычно варьируются между 5 и 80 мг/л. Характеристики зоны сероводородного заражения определяются гидрофизическими условиями конкретного года/сезона и обладают значительной изменчивостью.

ГЛАВА 4. СПУТНИКОВАЯ ИНФОРМАЦИЯ О МОРЕ

Как уже отмечалось, усыхание Аральского моря в антропогенный период привело не только к значительным изменениям его морфометрических, физических, химических, биологических и других параметров, но и к разрушению инфраструктуры в прибрежной зоне (в том числе – к прекращению с 1990-ых годов работы большей части метеорологических станций и уровнемерных постов). Однако сокращение в настоящее время надежных и регулярных контактных измерений может быть частично восполнено использованием соответствующих спутниковых баз данных. Например, для прослеживания долговременной изменчивости ТПМ в различных частях Аральского моря могут быть использованы массивы MCSST-данных (Multi-Channel Sea Surface Temperature) (с ноября 1981 г.) и/или данные проекта Pathfinder (совместный проект NOAA/NASA, нацеленный на производство высококачественных глобальных баз данных о температуре поверхности океана с 1985 г. по настоящее время). Эти базы данных с высоким пространственно-временным разрешением (до 1 км и 1 суток) и разрешением по температуре в 0.1°C основаны на измерениях AVHRR-радиометров (Advanced Very High Resolution Radiometer) спутников NOAA. Альтиметры спутников

TOPEX/Poseidon (T/P) и Jason-1 (J1) обеспечивают надежную, регулярную, достаточно частую (раз в 5-10 дней) и не зависящую от погодных условий информацию об изменчивости уровня моря в Большом и Малом Арале с 1992 г. Альтиметрические данные и данные радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) позволяют изучать межгодовую изменчивость ледового режима Арала. Изображения, получаемые от радиометров AVHRR спутников NOAA и MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) на борту спутников Terra и Aqua обеспечивают возможность следить за изменениями береговой линии моря и выявлять интересные явления в воде, атмосфере и на осушенных участках Аральского моря.

Ввиду определенных особенностей спутниковых данных по сравнению с результатами контактных измерений, а также большого разнообразия характеристик, которые могут оцениваться средствами дистанционного зондирования, мы решили не распределять эти данные по соответствующим тематическим главам книги, а выделить их в отдельную главу. Следует оговориться, что в отдельных случаях спутниковые оценки какой-либо величины могут не вполне совпадать с результатами контактных измерений этой же величины, что объясняется причинами методического характера и различием природы двух типов измерений.

В данной главе содержатся сведения о динамике различных параметров Аральского моря на протяжении 10-20-летнего периода (с 80-90-ых годов прошлого столетия), полученные на основе спутниковой информации. Рассмотрены изменения морфометрических характеристик (береговой линии, площади поверхности моря и его объема), уровня моря, ТПМ и ледового режима. Кроме того, иллюстрируются явления, связанные с изменениями береговой линии и солености моря в процессе его усыхания, такие как апвеллинг у образовавшегося в результате обмеления восточного побережья западной части Большого Арала, эпизодические прорывы вод Амударьи в его восточную часть, пылевые бури и другие.

§4.1. Морфометрические параметры

Начало использования спутниковой информации для картографирования береговой линии Аральского моря относится ко второй половине 1970-х гг., когда уже проявились изменения его морфометрических характеристик.

Картографирование изменений береговой линии Арала по космическим снимкам было предпринято Казахским аэрогеодезическим предприятием, где по фотоснимкам со спутников системы Ресурс-Ф (с хорошим пространственным разрешением $R \sim 30$ м), полученным в 1977, 1984 и 1989 гг., были смонтированы фотопланы, отдешифрована

береговая линия на эти годы и в 1990 г. выпущена «Карта динамики Аральского моря с 1957 по 1989 гг. с прогнозом до 2000 г.», по которой были определены площади водоема [Сигалов, 1986, *Карта динамики...*, 1990].

На кафедре картографии и геоинформатики Географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова было продолжено картографирование изменений береговой линии Арала с использованием космических снимков 1989-2007 гг (1989 г был включен в связи с предыдущими определениями). Работа выполнялась последовательно в несколько этапов, и для этих многолетних исследований в разные периоды использовались различные материалы космических съемок. Если на первом этапе применялись фотографические снимки со спутников Ресурс-Ф (R~30 м), которые из-за недостаточного охвата (180x180 км) необходимо было соединять в фотопланы, а интервал наблюдений был большим (5-7 лет), то в 1990-е годы хорошими обзорными материалами для прослеживания изменений площади водоема стали снимки, получаемые системой МСУ-СК (R~170 м) со спутников Ресурс-О, которые при ширине полосы сканирования 600 км не нуждались в монтаже, но требовали лишь трансформирования в единую картографическую проекцию для определения площадей. Интервал наблюдений сократился до 2 лет, а со второй половины 1990-х годов использовались ежегодные снимки, хотя и полученные в разные сезоны. Для 2001 г., когда спутники Ресурс-О закончили работу, использовались снимки с российского модуля Международной орбитальной станции, сделанные с помощью цифровой фотокамеры с R~ 50 м. Рессл и Миклин [Ressl, Micklin, 2004] для мониторинга усыхания Аральского моря в эти годы также использовали спутниковую информацию: фотографии Challenger Hasselblad (1984 г.), спутниковые изображения с NOAA-9 и NOAA-11 (1985-1992 гг.) и Ресурс/МСУ-СК (с 1996 по 2000 г.).

После 2001 г. наблюдения за состоянием Арала упростились в связи с регулярным получением снимков с американского спутника Terra, осуществляющего ежедневный глобальный обзор; размещение в Интернете снимков, сделанных системой MODIS с разрешением 250 м в двух зонах видимого и ближнего инфракрасного диапазона сделало возможным выполнение ежегодного картографирования в один и тот же сезон, когда уровень моря минимален, а также обеспечило изучение сезонных изменений береговой линии. Некоторые из использованных снимков разных лет показаны на рисунке 4.1.1.

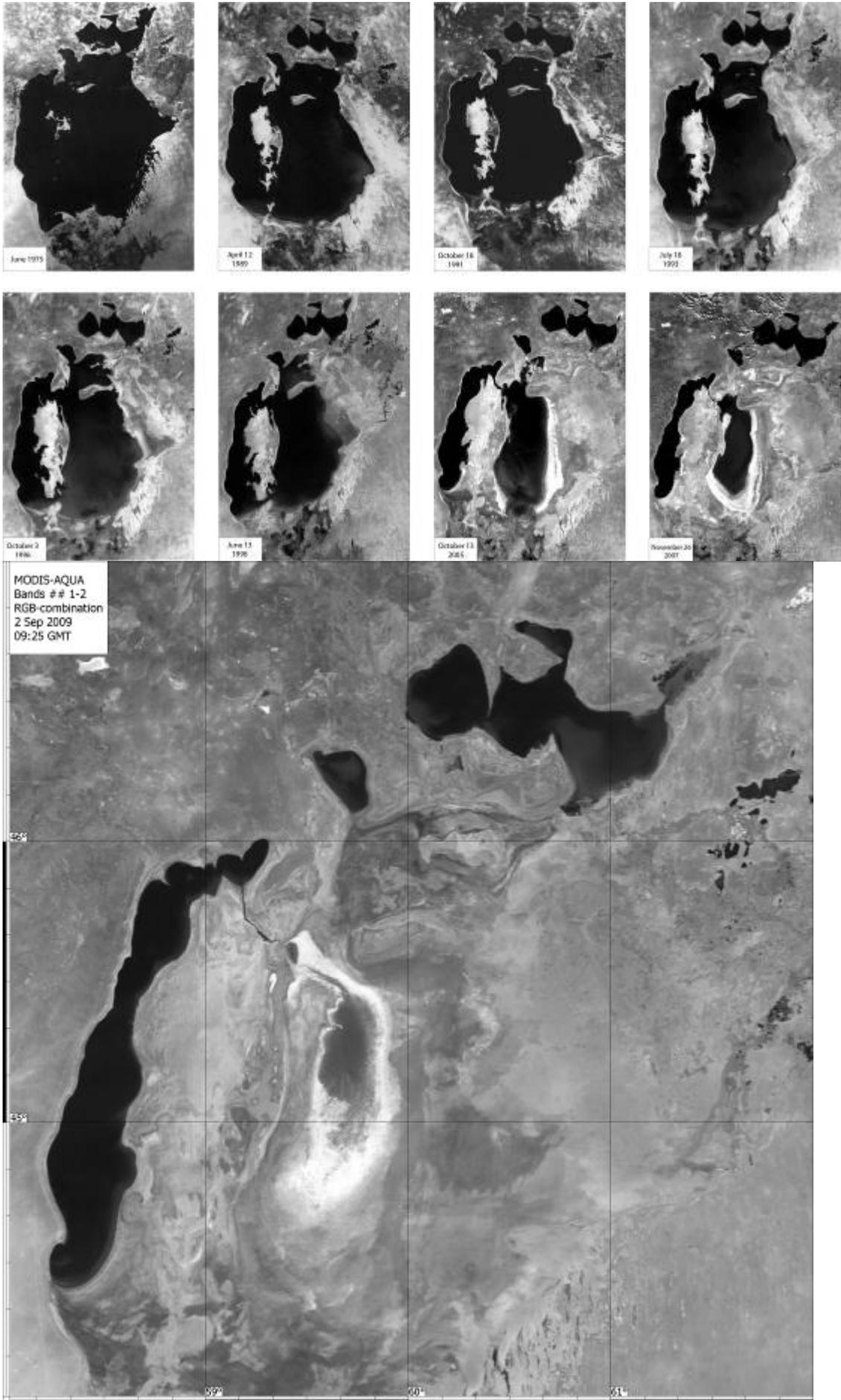


Рис. 4.1.1. Изображения Аральского моря с орбитальной станции Салют-4 (1975 г.), Ресурс-0/МСУ-СК (1989-1999 гг.), MODIS/Terra (2001-2007 гг.) и MODIS/Aqua (2009 г.): июнь 1975 г. (а), 12 апреля 1989 г. (б), 18 октября 1991 г. (в), 18 июля 1993 г. (г), 3 октября 1996 г. (д), 13 июня 1998 г. (е), 13 октября 2005 г. (ж), 26 ноября 2007 г. (з), 2 сентября 2009 г. (и).

Параллельно со сменой исходных материалов для картографирования совершенствовалась и его технология. Методические вопросы детально рассмотрены в работах [Кравцова и др., 2001, Кравцова и др., 2002].

Динамика береговой линии

По ежегодным спутниковым изображениям на рисунке 4.1.2 можно проследить, как менялись очертания береговой линии Аральского моря по мере падения его уровня. К 1977 г. к суше присоединился большой остров в северной части моря и образовался полуостров Кокарал, отделивший северную часть акватории – будущее Малое море. На юго-востоке превратилась в сушу большая часть Акпеткинского архипелага. Продолжалось выдвигание дельты Амударьи и сократилась площадь заливов Джилтырбас и Аджибай.

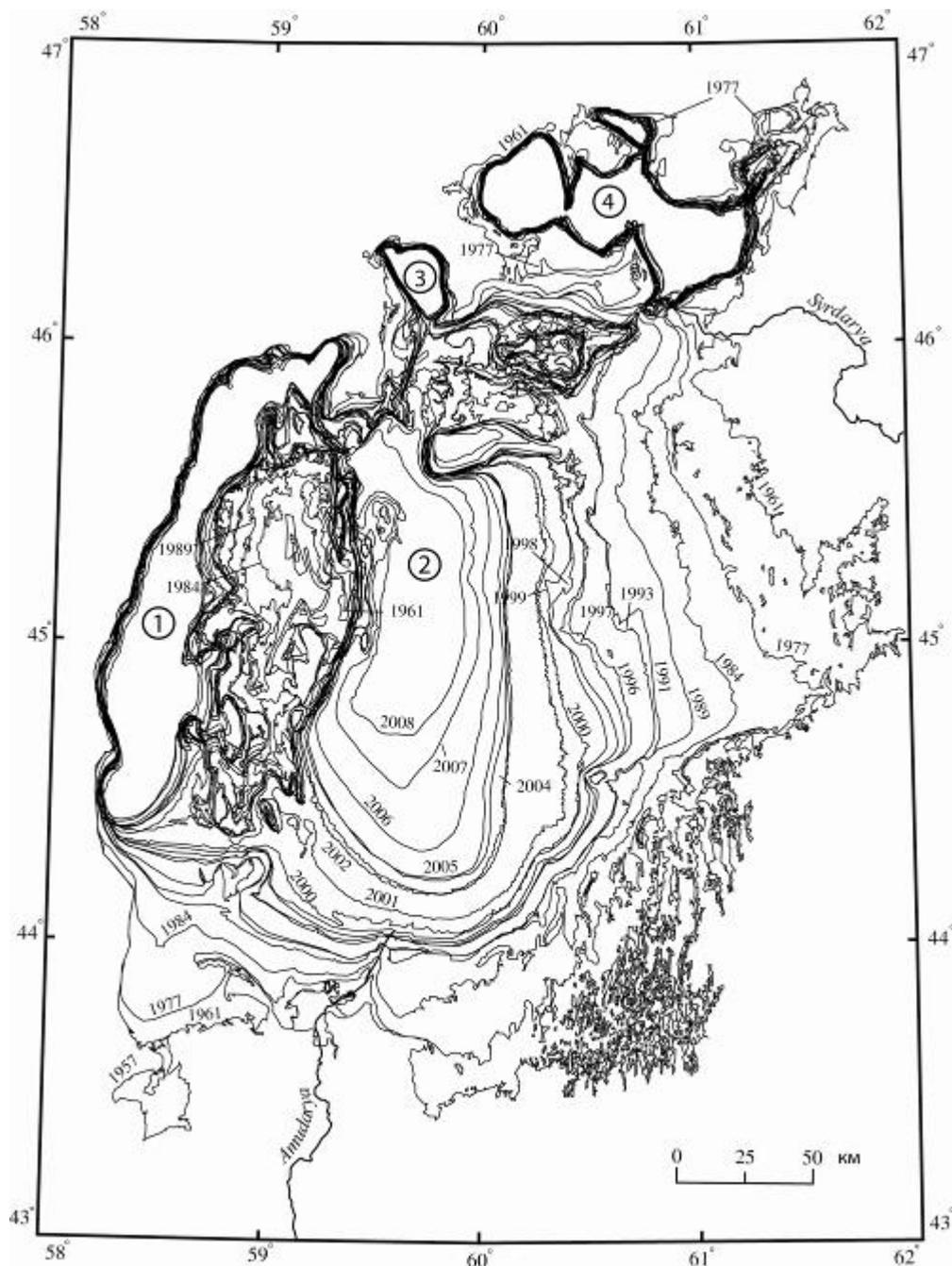


Рис. 4.1.2. Карта изменения береговой линии Аральского моря в период 1957-2008 гг. Цифры в кружках: (1) западная часть Большого Арала, (2) восточная часть Большого Арала, (3) залив Тщезбас, отделившийся в 2004 г., (4) Малое море.

К 1984 г. на севере расширились полуострова Куланды и Кокарал, на полуострове Шубаргауз выдвинулась на юг коса, расчленившая акваторию будущего Малого моря. На юго-востоке весь Акпеткинский архипелаг присоединился к суше и существенно спрямилась береговая линия, исчез аральский тип берега. На южном участке исчезли заливы Джилтырбас и Аджибай, а полуостров Муйнак превратился в небольшую

останцовую возвышенность среди суши. Появилась обширная отмель вокруг острова Возрождения протяженностью с севера на юг 70 км и шириной 20-30 км.

К 1989 г. на северном участке сильно сократился залив Сарышыганак, в результате береговая линия отошла на 30 км от Аральска, стоявшего в 1961 г. на берегу моря. Для восточного и южного участков побережья было характерно спрямление береговой линии, однако еще продолжалось выдвижение дельты Амударьи в устье рукава Урдабай. Отмель вокруг о. Возрождения расширилась до 30-40 км и сформировалась большая отмель сложной конфигурации вокруг о. Лазарева протяженностью с севера на юг 50 км и шириной 5-10 км, а южнее ее образовалась новая отмель вблизи южного берега.

В 1987 г. Аральское море разделилось перемычкой на Малое и Большое моря. На месте бывшего пролива Берга, ширина которого в условно-естественный период составляла 15 км [Бортник, Чистяева, 1990], образовалась непостоянная протока шириной в несколько десятков метров, по которой излишки воды из Малого моря (уровень которого после отчленения стабилизировался на отметках около 39.5 м абс.) сбрасывались в Большое море. С 1989 г. Большой и Малый Арал, - фактически отдельные водоемы со своим гидрологическим режимом, особенно после строительства плотин в 1992-2005 гг. (даты последовательных возведений и разрушений дамб/плотин в бывшем проливе Берга указаны в [Kouraev et al., 2009]).

К 1991 г. дельта Амударьи прекратила выдвигаться в море; отмель, образовавшаяся ранее у южного берега, причленилась к нему в виде полуострова; отмели вокруг бывших островов Возрождения и Лазарева объединились в единый остров протяженностью 150 км, рядом с которым образовались несколько новых островов. К 1997 г. остров Барсакельмес присоединился к суше, превратившись в полуостров.

В 2001 г. большая срединная отмель вокруг бывших островов Возрождения и Лазарева причленилась к южному берегу, вызвав беспокойство международного сообщества из-за существовавшего на островах биополигона. Превратившись в полуостров, она почти разделила Большое море на две части – западную и восточную, соединявшиеся узким проливом, в то время шириной 12–15 км, между отмелями острова Возрождения и северным берегом. В 2004 г. отчленился от моря залив Тшебас. К 2007 г. очень сильно отступила береговая линия на юге восточной части Большого моря, переместившись за 2 года на 40 км севернее. После строительства плотины, удерживающей воды Малого моря, все реже стали обводняться остатки северо-восточного залива, уже не всегда соединяющегося с Большим морем. Пролив между

западной и восточной частями Большого моря сузился до сотен метров (см. также [Духовный и др., 2008]).

Береговая линия залива в северо-восточной части Большого моря, образовавшегося в результате отделения Малого моря от Большого и присоединения острова Барсакельмес к суше, наиболее динамична (рис. 4.1.3), причем ее изменения иногда асинхронны по сравнению с остальной частью Большого моря. При продолжавшемся падении уровня, отступании береговой линии и сокращении площади водоема в целом, на этом участке в отдельные годы наблюдается увеличение обводнения, связанное с поступлением стока из Малого моря. В годы незначительного стока или его прекращения залив обсыхал (1996, 1998, 2001 гг.), а при достаточном стоке он заполнялся водой (1991, 1993, 1997, 1999 гг.). В 2002, 2003 и 2005 гг., когда наблюдался перелив воды в море из искусственных водоемов дельты Амударьи, северо-восточный залив был обводнен. Возможно, его режим в эти годы определялся также и поступлением в море амударьинских речных и постирригационных вод. После сооружения фундаментальной плотины в августе 2005 г., состояние залива полностью определялось регулированием стока ею из Малого моря – в июне 2007 г. залив был обводнен, а в ноябре обсох (см. [Ginzburg et al., 2009]).

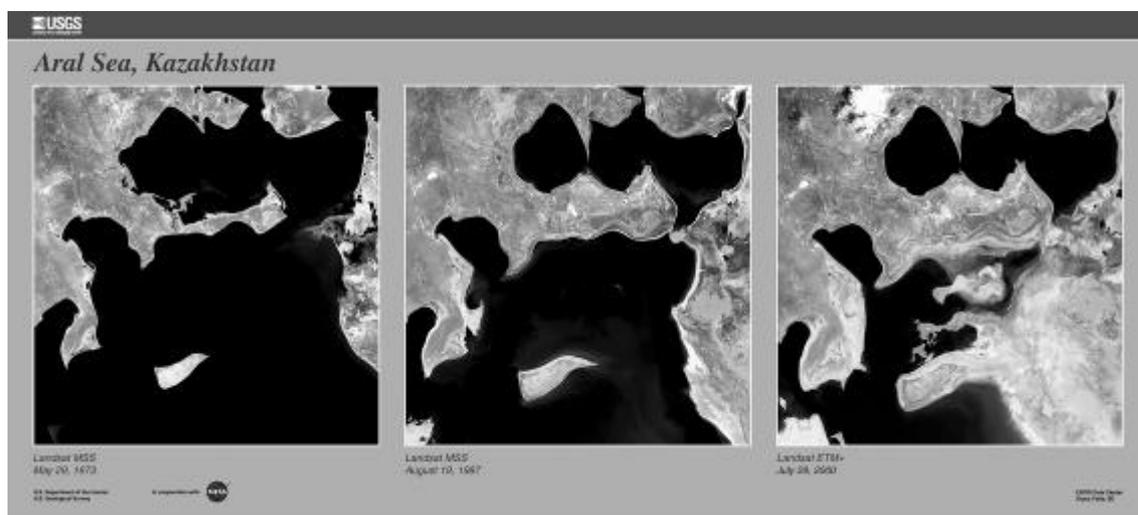


Рис. 4.1.3. Образование северо-восточного залива Большого моря к 2000 г. (по изображениям спутника Landsat за 1973 (слева), 1987 (в центре) и 2000 (справа) гг) (http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/1000/1396/landsat_aral_trptych_lrg.jpg).

В 2008-2009 гг., в связи с продолжающимся обмелением Большого Арала, произошло существенное уменьшение водного зеркала восточной части Большого моря (см. рис. 4.1.1, з и 4.1.1, и). Спутниковое изображение от 2 сентября 2009 г. (рис. 4.1.1, и, MODIS/Aqua) показывает, что в восточной части Большого моря осталось

незначительное по площади и очень мелкое соленое «болото», которое летом 2010 г почти полностью высохло.

Изменения площади и уровня моря

Площади Арала в целом и его отдельных частей в 1957-2008 гг., оцененные по спутниковым изображениям (см. также рис. 4.1.2), приведены в таблице 4.1.1. Жирным шрифтом в таблице выделены площади реально существовавших акваторий Арала в целом (до отделения Малого моря), а также Большого и Малого морей после их разделения. Остальные данные относятся к гипотетическим акваториям Большого и Малого морей

Таблица 4.1.1. Изменение площади Аральского моря и его частей (км²) в 1957-2008 гг.

Годы	Аральское море в целом	Большое море					Малое море
		в целом	западная часть	Восточная часть			
				в целом	основной водоем	отчленившиеся водоемы	
1957	67100	61200					5900
1961	66400	60500					5900
1977	54900	50600					4300
1984	47400	43700					3700
1989	41500	38 400	9400	29000			3100
1991	36600	33 800	8200	25600			2800
1993	36000	33 000	7900	25100			3000
1996	31300	28 600	7100	21500			2700
1997	31200	28100	7000	21100			3100
1998	29700	26500	6700	19800			3000
1999	29300	26300	6500	19800			3000
2000	26700	23900	6200	17700			2800
2001	22100	19400	5500	13900			2700
2002	19900	17000	5200	11800			2900
2003	19700	16800	5000	11800			2900
2004	17900	15100	4800	10300	9500	800	2800
2005	16900	14100	4800	9300	8700	600	2800
2006	15700	12400	4600	7800	6800	1000	3300
2007	12200	8900	4200	4700	4400	300	3300
2008	10400	7200	4000	3200	2900	300	3200

до их реального разделения и к западной и восточной частям Большого моря до его реального окончательного разделения. По полученным таким образом оценкам площади можно, при известной детальной батиметрии бассейна, оценить его уровень и объем (см. [Чуб, 2000, Михайлов и др., 2001, Ressler, Micklin, 2004, Zaviyalov, 2005, Духовный и др., 2008]). Пример подобных расчетов для Большого и Малого морей для 1986-2006 гг. приведен в таблице 4.1.2, заимствованной из [Духовный и др., 2008].

Данные таблиц 4.1.1 и 4.1.2 позволяют проследить, как менялся темп сокращения площади Арала и падение его уровня в разные периоды. Среднегодовое

сокращение площади акватории, составлявшее в 1961-1977 гг. около 700 км²/год, увеличилось до 1200 км²/год в 1984-1989 гг., когда в отдельные годы сток рек в море почти прекращался. В 1989-1991 гг. темпы сокращения площади были экстремальными – 2300 км²/год. Во многом это связано с экстремальным по своей сухости 1989 г. В 1990-е гг., когда регулярная съемка со спутника Ресурс-О обеспечивала ежегодные наблюдения, обнаружилась большая неравномерность сокращения площади в разные годы (частично это может быть связано также с вынужденным использованием до 2000 г. разносезонных снимков). В это время периоды с высокой интенсивностью сокращения площади – около 1500 км²/год (1993-1996, 1997-1998 гг.) – чередуются с периодами замедления темпа сокращения площади до 300-600 км²/год (1991-1993, 1998-1999 гг.) и даже около 50 км²/год (1997 г.). Эти резкие колебания находят отражение и на карте (см. рис. 4.1.2), где береговые линии 1991 и 1993, 1996 и 1997 гг. сближаются, почти повторяя одна другую. В 2000 г. скорость сокращения площади увеличилась до 2600 км²/год, а в 2001 г., когда к южному берегу восточной части Большого Арала причленились отмели срединных островов, была экстремальной – 4600 км²/год. В последний период 2001-2008 гг. средняя скорость сокращения площади водоема составила 1670 км²/год, но оно также было неравномерным – в многоводные 2003 и 2005 гг. сокращение площади было наименьшим – 200 и 1000 км²/год соответственно, а в 2007 гг. – экстремальным, 3500 км²/год. Суммарная площадь Аральского моря с 1961 г. по 2008 г. сократилась с 66400 км² до 10400 км², составив всего 15.7% от его площади в 1961 г. При этом наибольшие темпы уменьшения площади зеркала в период 1989-2008 гг., по данным таблицы 4.1.1, наблюдались в восточной части Большого моря с пологими берегами – 1358 км²/год в среднем, тогда как его западная часть «усыхала» со средней скоростью 284 км²/год, а в Малом море площадь зеркала практически не менялась. Сокращение площади Большого моря произошло главным образом за счет мелководной восточной части, площадь которой в 2008 г. (3200 км²) впервые стала меньше площади западной части (4000 км²).

Таблица 4.1.2. Изменение основных морфометрических параметров Большого и Малого морей в 1986-2006 гг. (Таблица 2 из [Духовный и др., 2008])

Годы	Большое море			Малое море		
	Уровень моря, м	площадь моря, км ²	Объем моря, км ³	Уровень моря, м	Площадь моря, км ²	Объем моря, км ³
1986	41.02	38560	380.63	40.90	2830	22.47
1987	40.19	37130	343.17	40.80	2810	22.39
1988	39.67	36180	312.65	40.50	2750	21.84
1989	39.10	35300	306.92	40.20	2710	20.28
1990	38.24	33670	280.44	40.50	2750	21.84
1991	37.66	32020	257.16	40.40	2730	20.92

1992	37.20	31830	240.17	40.20	2710	20.28
1993	36.95	31420	231.70	39.37	2570	18.43
1994	36.90	31310	229.87	40.10	2690	20.01
1995	36.50	30040	217.25	40.50	2750	21.84
1996	35.48	28540	195.63	40.50	2750	21.84
1997	34.80	26910	173.44	41.20	2910	22.67
1998	34.21	25750	168.43	42.50	3240	27.03
1999	33.98	24120	147.62	36.8	2090	12.03
2000	33.50	22930	139.53	39.80	2620	19.26
2001	32.40	21000	131.16	39.20	2550	17.97
2002	32.00	18700	110.84	39.30	2580	18.44
2003	31.50	17300	97.23	40.00	2650	19.77
2004	31.09	16400	93.46	40.80	2810	22.39
2005	30.70	15770	89.79	41.00	2860	22.52
2006	30.40	13470	81.35	41.80	2990	24.01

Уровень Малого моря после 1989 г. менялся также незначительно – в пределах примерно 39-42 м абс. Его изменения были связаны с вариациями стока Сырдарьи и перетоком воды в Большое море. В частности, резкое падение уровня в 1999 г. (см. табл. 4.1.2) было вызвано разрушением дамбы Кокарал в апреле 1999 г. [Чуб, 2000, Kouraev et al., 2009]. В то же время уровень Большого моря заметно понижался с 41.02 м в 1986 г. до 30.4 м в 2006 г. (средняя за этот период скорость понижения уровня – примерно 50 см/год).

Заметим, что значения уровня моря в таблице 4.1.2 в некоторые годы могут быть завышенными или заниженными по сравнению реальными. Например, прямые измерения, выполненные в ноябре 2002 г. [Завьялов и др., 2003, Zavialov et al., 2003] и октябре 2003 г. [Завьялов и др., 2004] (см. также [Zavialov, 2009]) в точке с координатами 45°05.6'с.ш., 58°20.2'в.д. с использованием геодезического триангуляционного метода, дали практически одинаковые значения - 30.47 и 30.50 м соответственно, что примерно на 1.5 м меньше значений, приведенных в таблице 4.1.2 для этих лет. Эти завышенные оценки уровня моря могли быть следствием неточного определения площади моря по спутниковым изображениям.

Сравнение данных таблиц 4.1.1 и 4.1.2 (см. также подобную информацию в [Чуб, 2000] для 1960-1995 гг. и [Ressl, Micklin, 2004] для 1960-2002 гг.) показывает, что различия в оценках площадей Большого и Малого морей разными авторами для одного и того же года иногда превышает 10%. Это может быть связано как с различиями в методиках обработки спутниковой информации, так и с использованием для обработки спутниковых снимков, относящихся к разным сезонам или к разным ветровым условиям (кратковременные изменения береговой линии и площади моря под влиянием ветра будут рассмотрены ниже в разделе «Разнообразные явления...»).

Изменения площади моря и его частей в 2002 г. иллюстрируется данными таблице 4.1.3, полученными обработкой разновременных снимков MODIS/Terra. Видно, что

сокращение площади водоема происходит в течение года неравномерно, причем наибольшие изменения характерны для мелководной восточной части Большого моря; в Малом море они практически отсутствуют. В марте–июле площадь Большого моря испытывает небольшое увеличение с пиками в апреле (после схода снежного покрова на равнинах) и в июле (во время пика стока рек ледникового питания). Вторая половина лета и начало осени – с середины июля до октября – характеризуются резким уменьшением площади акватории. В зимнее время площадь моря, находящегося подо льдом, судя по сопоставлению осенних и весенних снимков, стабильна. Такой ступенчатый ход изменения площади моря соответствует сезонному ходу его уровня. Заметим, что спутниковые наблюдения сезонных изменений площади моря косвенно подтверждаются измерениями уровня в западной части Арала [Zavialov, 2009] (30.2 и 29.6 м в марте и сентябре 2006 г. соответственно) и альтиметрическими измерениями (см. ниже).

Таблица 4.1.3. *Сезонные изменения площади Аральского моря и его частей (км²) в 2002 г.*

Дата	Аральское море в целом	Большое море			Малое море
		в целом	западная часть	восточная часть	
13 марта	21 490	18 640	5 530	13 110	2 850
16 апреля	21 690	18 860	5 110	13 750	2 830
18 мая	21 570	18 700	5 110	13 590	2 870
10 июля	21 740	18 840	5 140	13 700	2 900
28 июля	21 020	18 160	5 260	12 900	2 860
14 августа	20 500	17 640	5 320	12 320	2 860
19 сентября	19 320	16 530	4 960	11 570	2 790
7 октября	19 240	16 380	5 350	11 030	2 860
5 ноября	19 210	16 340	5 120	11 220	2 870

§4.2. Уровень моря

Прямые измерения уровня моря возможны с помощью спутниковой альтиметрии, которая обеспечивает надежную, регулярную и всепогодную информацию с октября 1992 г., когда уже произошло фактическое разделение Арала на два водоема. Данные альтиметров со спутников Т/Р и J1 для слежения за изменениями уровня Аральского моря использовались в ряде исследований (см. [Kostianoy et al., 2004, Peneva, Stanev, 2004, Stanev, Peneva, 2004, Aladin et al., 2005, Cretaux et al., 2005, Kouraev et al., 2009]). Треки спутника Т/Р (с августа 2002 г. его заменил спутник Jason-1) и J1 над Аральским морем показаны на рис. 4.2.1.

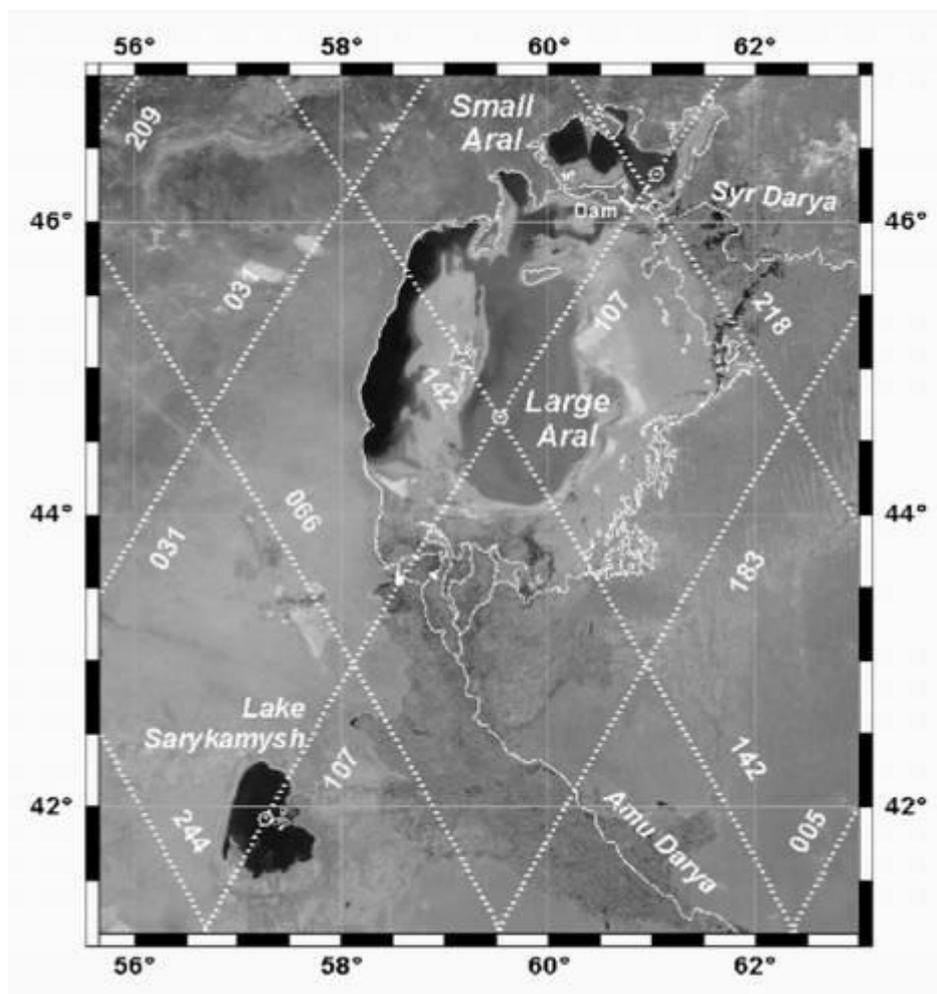


Рис. 4.2.1. Положения треков спутников Т/Р и J1 (точечные линии), наложенные на спутниковое изображение MODIS для 18 мая 2002 г. [Kouraev et al., 2009]. Положения береговой линии (сплошная белая линия) и рек Амударьи и Сырдарьи соответствуют 1962 г. Кружками отмечены точки на треках спутника Т/Р, использованные для анализа.

Заметим, что в настоящее время существует несколько источников данных альтиметров для Большого и Малого Арала, доступных для использования. Это массивы Hydroweb, USDA Reservoirs database, Lakes and Rivers database, ISADB (Integrated Satellite Altimetry Data Base). Основываясь на исходных данных альтиметров, каждая группа исследователей использует различные методы оценивания уровня моря для конкретного временного периода. Результаты сопоставления этих массивов данных и причины возможного различия между ними для случая Аральского моря рассмотрены в [Kouraev et al., 2009]. Изменения уровней Большого и Малого морей в период с октября 1992 по декабрь 2006 г., полученные на основе использования массива альтиметрических данных ISADB, созданного в Геофизическом центре РАН [Medvedev et al., 1997; Medvedev et al., 2005], показаны на рисунке 4.2.2. При этом уровень Большого Арала рассчитывался в точке пересечения треков 107-142. Точка пересечения треков 107-218 в Малом море расположена слишком близко к

побережью и потому не может использоваться для корректного анализа; расчеты были выполнены для точки 107 восходящего витка спутника, находящейся на одинаковом расстоянии от линии берега (см. рис. 4.2.1) [Kouraev et al., 2009].

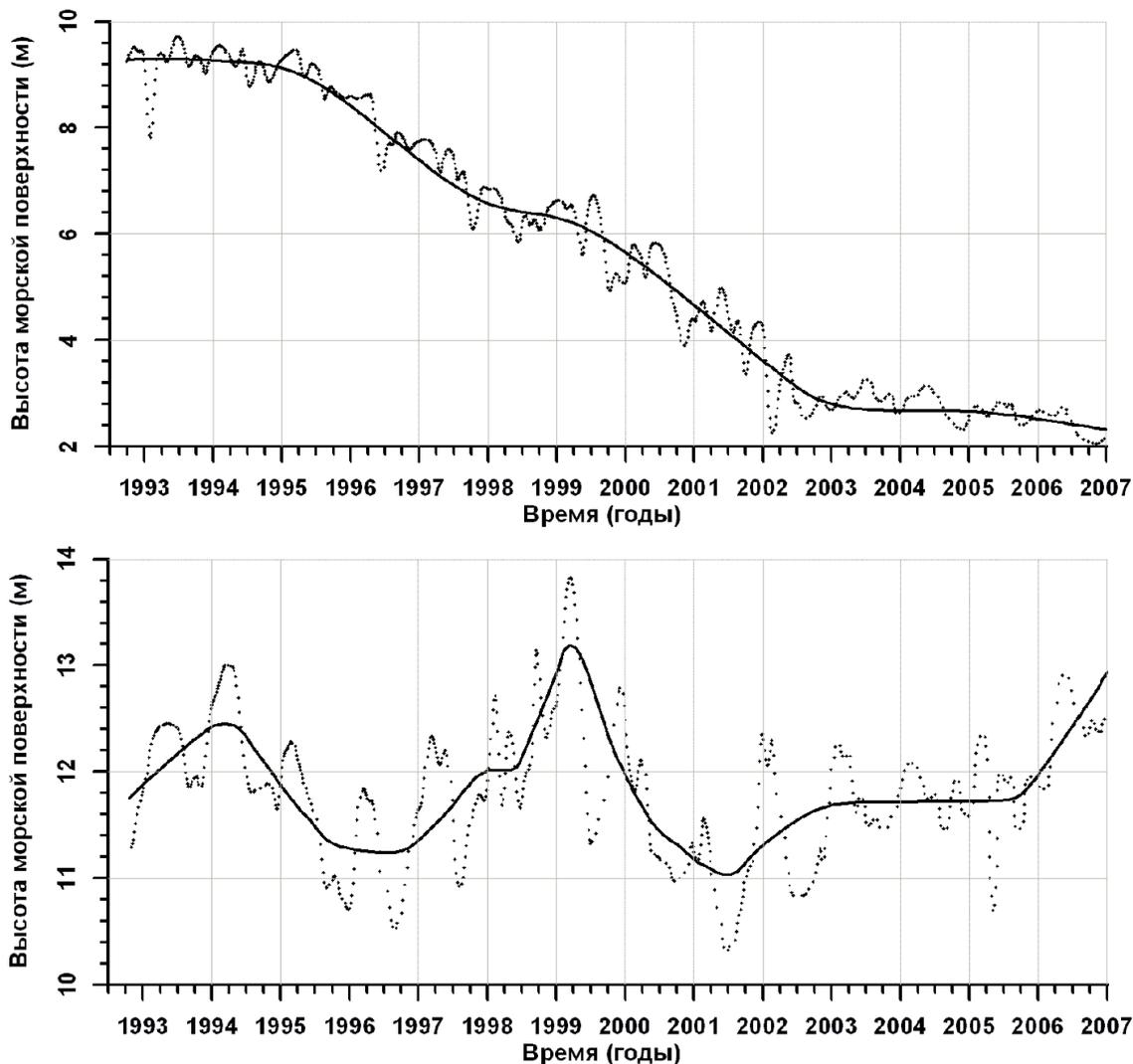


Рис. 4.2.2. Изменения высоты морской поверхности (м) в 1992-2006 гг.: Большого моря (а), Малого моря (б) [Kouraev et al., 2009]. Единицы на вертикальной оси отсчитываются от некоторого условного нулевого уровня, а не от поверхности океана.

Рисунок 4.2.2,а демонстрирует непрерывное уменьшение уровня Большого моря (в относительных единицах, высота морской поверхности), модулированного сезонными и межгодовыми изменениями. С октября 1992 до весны 1995 г. уровень моря был относительно стабилен; затем до лета 2002 г. происходило резкое уменьшение уровня со средней скоростью 95 см/год. С октября 1992 по август 2002 г. уровень моря упал примерно на 6.5 м. В последующие годы падение уровня моря продолжалось, но с существенно меньшей скоростью – 13.5 см/год. Сезонные изменения уровня – обычно в пределах 1 м, хотя в отдельные годы они достигали примерно 2 м (см. рис. 4.2.2,а).

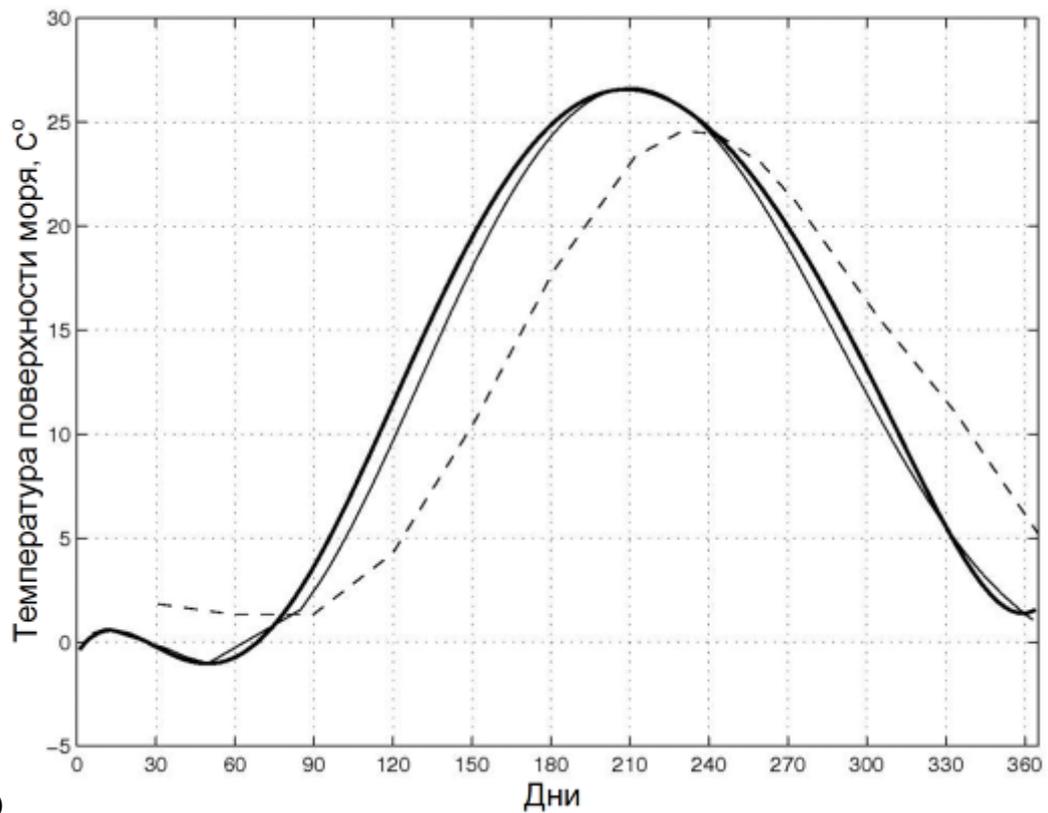
Уровень Малого моря после его отделения от Большого в общем увеличивался (см. рис. 4.2.2,б). Временное падение уровня Малого моря в 1994-1996 гг. было связано с отсутствием на протяжении трех лет дамбы, разрушенной в апреле 1993 г. Прорыв очередной плотины в апреле 1999 г. привел к новому резкому падению уровня Малого моря на 2.5 м. С сентября 2001 г. уровень Малого моря растет. Скорость этого роста с сентября 2005 г., после введения в строй пятой дамбы, – примерно 95 см/год. Сезонные изменения уровня могут достигать примерно 2 м (см. рис. 4.2.2,б).

§4.3. Температура поверхности моря

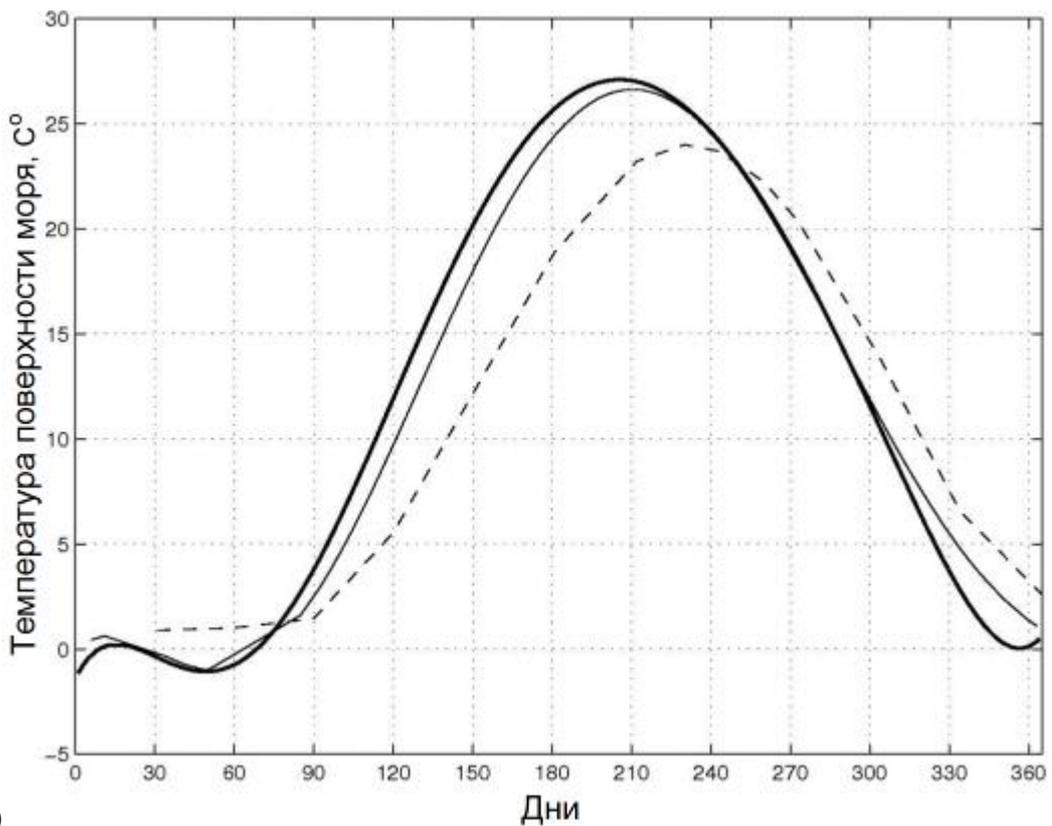
Глобальные массивы спутниковых данных, основанные на измерениях радиометром AVHRR, используются для исследования межгодовой и сезонной изменчивости ТПМ Аральского моря. Результаты таких исследований на основе MCSST-данных представлены, например, в [Small et al., 2001, Гинзбург и др., 2002, Ginzburg et al., 2003, Stanichny et al., 2006].

В соответствии с работами [Гинзбург и др., 2002, Ginzburg et al., 2003], основанными на ночных MCSST-данных 1982-2000 гг. (осреднение за неделю, пространственное разрешение – 18 км) и доступных измерениях in situ, выполненных в 1950-х годах, в температурном режиме Аральского моря и трех его регионов (Малого моря, западной и восточной частей Большого моря) в антропогенный период произошли следующие изменения по сравнению с условно-естественным периодом.

К 2000 г. среднемесячные значения ТПМ увеличились в мае примерно на 4-5 °С во всех регионах Аральского моря, в августе – примерно на 2.5 °С в Малом море и восточной части Большого и примерно на 1.5 °С в западной части Большого моря; в ноябре ТПМ уменьшилась примерно на 1.5-2.5 °С в Большом море и осталась практически неизменной в Малом море. Эти изменения свидетельствуют о сдвиге весенней и осенней температурных фаз (примерно на месяц и полмесяца в Большом море соответственно) в сторону их более раннего наступления по сравнению с условно-естественным периодом (рис. 4.3.1). Максимум летних ТПМ сместился с середины августа на вторую половину июля.



а)



б)

Рис. 4.3.1. Сезонные циклы ТПМ Большого моря, осредненные за период 1982-2000 гг.: в западной части (а), в восточной части (б). Толстые (тонкие) сплошные линии соответствуют осреднению за 1994-2000 гг. (1982-1993) гг.; пунктир – сезонные циклы ТПМ в условно-естественный период [Бортник, Чистяева, 1990].

С 1994 г. летний максимум ТПМ в мелководной восточной части Большого Арала выше, чем в «глубоководном» западном регионе, в отличие от предшествующего

периода; то есть разность температур между относительно глубоким западным и мелководным восточным регионами Большого моря изменила знак (см. рис. 4.3.1). Примерно с этого же времени (начало 1990-ых гг.), когда падение уровня Большого моря достигло примерно 16 м (см. табл. 4.1.2), началось увеличение разности ТПМ между тремя регионами Арала (рис. 4.3.2), связанное с обмелением моря (см. [Гинзбург и др., 2002, Ginzburg et al., 2003]).

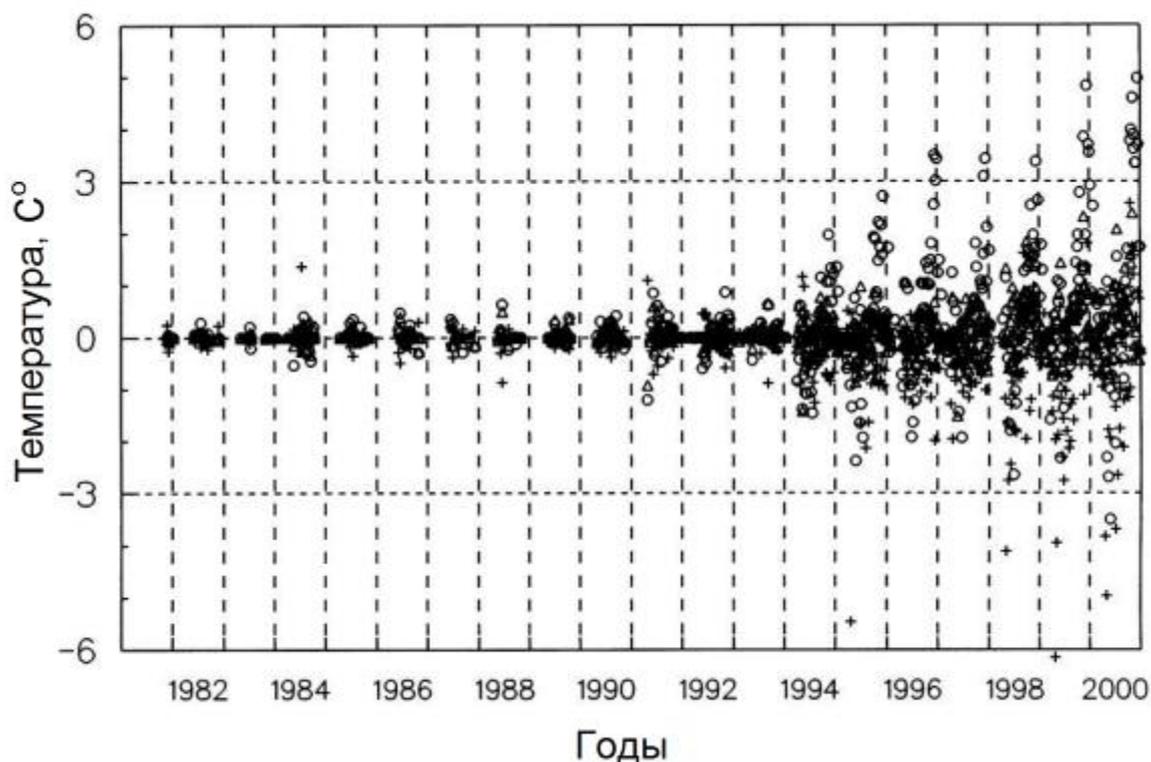


Рис. 4.3.2. Отклонения средних за неделю ТПМ Малого моря (кресты), западной части Большого моря (круги) и восточной части Большого моря (треугольники) от ТПМ, осредненной в пределах всего моря (1982-2000 гг.).

Из-за увеличенной средней за август ТПМ (выше 25.5 °С) и уменьшенной зимней температуры (ниже -2 °С) годовой размах ТПМ к 2000 г. превысил 27 °С (он не превышал 24 °С в условно-естественный период [Самойленко, 1953]).

В 1995-2000 гг. среднегодовые значения ТПМ уменьшались со скоростью 0.1-0.3 °С/год (минимальный тренд температуры наблюдался в глубоководном западном регионе). Оценка среднегодовой ТПМ для 2000 г. (примерно 11.8 °С в восточной части Большого моря) оказалась на 0.6 °С выше, чем прогнозировалось для этого года в [Бортник, Чистяева, 1990] с учетом ожидаемого обмеления моря.

В целом, полученные результаты хорошо согласуются с прогностическими оценками ожидаемых в связи усыханием Арала изменений в его термическом состоянии, сделанными в 1950-1980-х гг. (см. [Самойленко, 1953, Бортник, Чистяева, 1990; Ginzburg et al., 2003]). Это свидетельствует в пользу предположения, что выявленные изменения в температурном режиме Аральского моря были обусловлены в

основном его усыханием (уменьшением глубины и теплозапаса). Более высокие среднегодовые значения ТПМ в 2000 г. по сравнению с предсказанными в [Бортник, Чистяева, 1990] могли быть связаны, в частности, с крупномасштабной климатической изменчивостью: температура воздуха над Средней Азией в период между 1960 и 1991 гг. увеличилась на 1.5 °С [Small et al., 2001].

Следует отметить, что нижний предел температурного диапазона глобальных MCSST-данных искусственно установлен на уровне -2°C (в расчете на воды с океанской соленостью, температура замерзания T_{fr} которых не ниже данного значения). Однако обработка исходного массива AVHRR-данных по ТПМ за 2002-2004 гг. позволила определить значение $T_{\text{fr}} = -7^{\circ}\text{C}$ для современных условий и оценить соответствующий годовой размах ТПМ для этих лет как 37°C для открытых вод Арала [Stanichny et al., 2006]. По-видимому, это значение – наибольшее из известных для Мирового океана и внутренних морей.

Оценки значений T_{fr} примерно -7°C и -8.96°C , полученные для вод с соленостью 160 г/кг, приведены в работах [Zavialov, 2005] и [Kouraev et al., 2004], соответственно, см. также Главу 2, §2.5 в этой книге. Для сравнения, в условно-естественный период соленость и температура замерзания воды были примерно 10 г/кг и -0.5 – -0.7°C соответственно. Заметим также, что из-за высокой солености воды T_{fr} стала выше температуры максимальной плотности (см. [Ginzburg et al., 2004]). Интересно, что лед на спутниковых изображениях теплее, чем вода [Stanichny et al., 2006].

§4.4. Соленость моря

В настоящее время не существует датчиков на борту спутников, которые позволяли бы проводить спутниковые измерения солености океана вообще (с хорошим разрешением по солености) и тем более такого гиперсоленого водоема как современное Аральское море. Однако известны попытки оценивания солености Арала, в отсутствие измерений *in situ*, по полученным данным о площади моря [Михайлов и др., 2001] или температуре замерзания воды [Stanichny et al., 2006].

Метод, предложенный в работе [Михайлов и др., 2001], предусматривает решение трех задач: 1 – уточнение кривых связи между уровнем водоема, его площадью и объемом и их аналитическое выражение; 2 – проверка степени соответствия площадей акватории Арала, измеренных по космическим снимкам, площадям, рассчитанным по уровню с помощью кривой площадей за период, когда еще имелись данные наблюдений над уровнем; 3 – восстановление уровней воды за период, когда надежных данных наблюдений за ними уже не стало, по площадям акватории водоема, полученным по космическим снимкам, а затем и расчет неизвестных величин объемов

воды в Арале и ее солёности. Например, в соответствии с такими расчетами, объем и солёность вод Большого моря в 2001 г. могли бы быть 279 км^3 и примерно 57 г/кг соответственно [Михайлов и др., 2001]. Эти прогностические оценки, однако, оказались значительно заниженными как по объему воды (см. табл. 4.1.2), так и по солёности, которая уже в 1999 г. в районе Актумсука (западная часть Большого моря) составляла 68 г/кг [Чуб, 2000] (см. также [Zavialov, 2005]).

В соответствии с оценкой температуры замерзания воды для восточной части Большого моря $T_{\text{fr}} = -7^\circ\text{C}$, полученной в работе [Stanichny et al., 2006] по спутниковым данным (см. выше), солёность этого бассейна в 2004 г. должна была быть примерно 120 г/кг [Stanichny et al., 2006]. Эта оценка солёности вполне реальна, поскольку измеренная в 2004 г. солёность в поверхностном слое более глубокой (и менее солёной) западной части Большого моря оказалась более 100 г/кг [Zavialov, 2009].

§4.5. Ледовый режим

Аральское море хотя бы частично покрывается льдом каждую зиму в течение нескольких месяцев. Однако даты начала ледообразования (появления первого льда) и разрушения ледяного покрова (полное очищение моря ото льда) имеют значительную пространственно-временную изменчивость, связанную с метеорологическими условиями (в частности, с суровостью зим, ветром), морфологией моря и его солёностью. Изменения регионального климата, а также физико-химических и морфометрических параметров самого Аральского моря приводят к изменениям ледовых условий. В отсутствие регулярных наблюдений за ледяным покровом на гидрометеорологических станциях и данных ледовых авиаразведок, которые выполнялись с 1941 г. до середины 1980-х годов [Бортник, Чистяева, 1990], спутниковая информация стала основным (и эффективным) методом изучения этих изменений.

Спутниковые изображения дают очень наглядное представление о протяженности ледяного покрова и его продолжительности (рис. 4.5.1). Однако поступление этих данных зависит от облачности и, следовательно, нерегулярно. Этому недостатка лишены микроволновые датчики. Первым источником всепогодных спутниковых данных о ледяном покрове в Аральском море были измерения пассивным микроволновым радиометром SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) в 1979-1987 гг., установленном на спутнике NIMBUS-7, и датчиков SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) на спутниках серии DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) с 1987 г. Регулярную и всепогодную информацию о ледовых условиях дает новый метод, основанный на совместном использовании одновременных данных от активных

(радар-альтиметр) и пассивных (радиометр) микроволновых измерительных устройств на Т/Р и других спутниках [Kouraev et al., 2003, Kouraev et al., 2004a, Kouraev et al., 2004b, Kouraev et al., 2009]. Данные со спутников Т/Р и J1, имеющих одинаковую орбиту, доступны с октября 1992 г и февраля 2002 г соответственно.

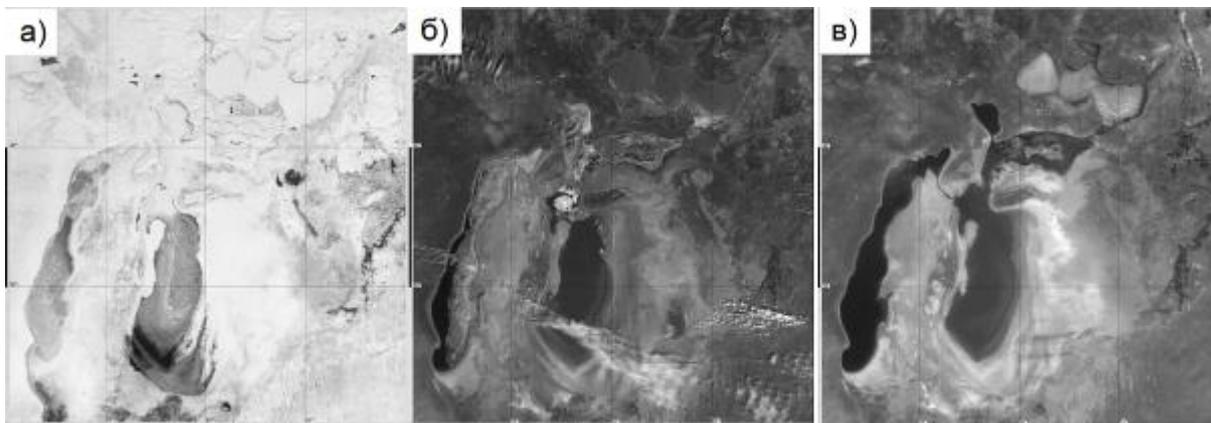


Рис. 4.5.1. Лед в Аральском море зимой 2008 г. (спутниковые изображения MODIS/Terra, комбинация каналов 1 и 2): 23 января (а) – Малое море полностью покрыто льдом и снегом, большая часть Большого моря покрыта льдом; 9 марта (б) – Малое море полностью покрыто льдом, большая часть восточной части Большого Арала и западная часть западной части Большого Арала свободны ото льда, снежный покров на суше полностью отсутствует; 25 марта (в) – лед присутствует только в Малом море и в северо-восточном заливе Большого моря (изображения предоставлены Д.М. Соловьевым, Морской гидрофизический институт НАНУ, Севастополь).

Из-за низкой температуры замерзания воды (примерно -7°C в восточной части Большого моря в настоящее время, см. выше) ледяной покров в этом регионе обычно фрагментарный (рис. 4.5.1) даже в суровые зимы (см. также спутниковое изображение для 22 февраля 2003 г. на рис. 3.12 в [Zavialov, 2005]). Это изображение с MODIS/Aqua для 22 февраля 2003 г. и многие другие спутниковые изображения выявляют интересное явление, связанное с низкими зимними температурами воды в мелководном Большом море из-за ее высокой солености: образование языка льда в месте стока Амударьи в южной части Большого моря за счет, возможно, охлаждения пресных вод стока снизу более холодными солеными водами моря [Zavialov, 2005]. Рис. 4.5.1,б обнаруживает еще одно интересное явление, характерное для современного периода: восточная часть Большого Арала очищается ото льда быстрее, чем западная, что связано, по-видимому, с более высокой соленостью вод восточной части и их более низкой температурой замерзания. На зимних спутниковых изображениях хорошо видны также покрытые снегом участки суши (см., например, рис. 4.5.1,а).

Объединение данных от датчиков SSMR и SSM/I (с 1978 г), а также комбинация одновременных измерений от активных и пассивных микроволновых устройств на спутнике Т/Р (с 1992 г) позволили получить временные ряды дат первого и последнего

наблюдений ледяного покрова, продолжительности ледового сезона и протяженности льда для 1979-2002 гг. [Kouraev et al., 2004a]. В работе [Kouraev et al., 2009] данные со спутника Т/Р были дополнены измерениями радаров-альтиметров со спутников GFO (Geosat Follow-On) (с января 2000 г) и ENVISAT (с ноября 2002 г). Треки этих спутников покрывали восточную часть Большого моря и Малое море (см. [Kouraev et al., 2009]). Даты ледообразования и очищения ото льда были определены для этих частей Арала в период 1991-2006 гг., за исключением зимы 2002/2003 г., когда надежную информацию для Большого моря из-за пропусков в альтиметрических данных было невозможно получить (рис. 4.5.2).

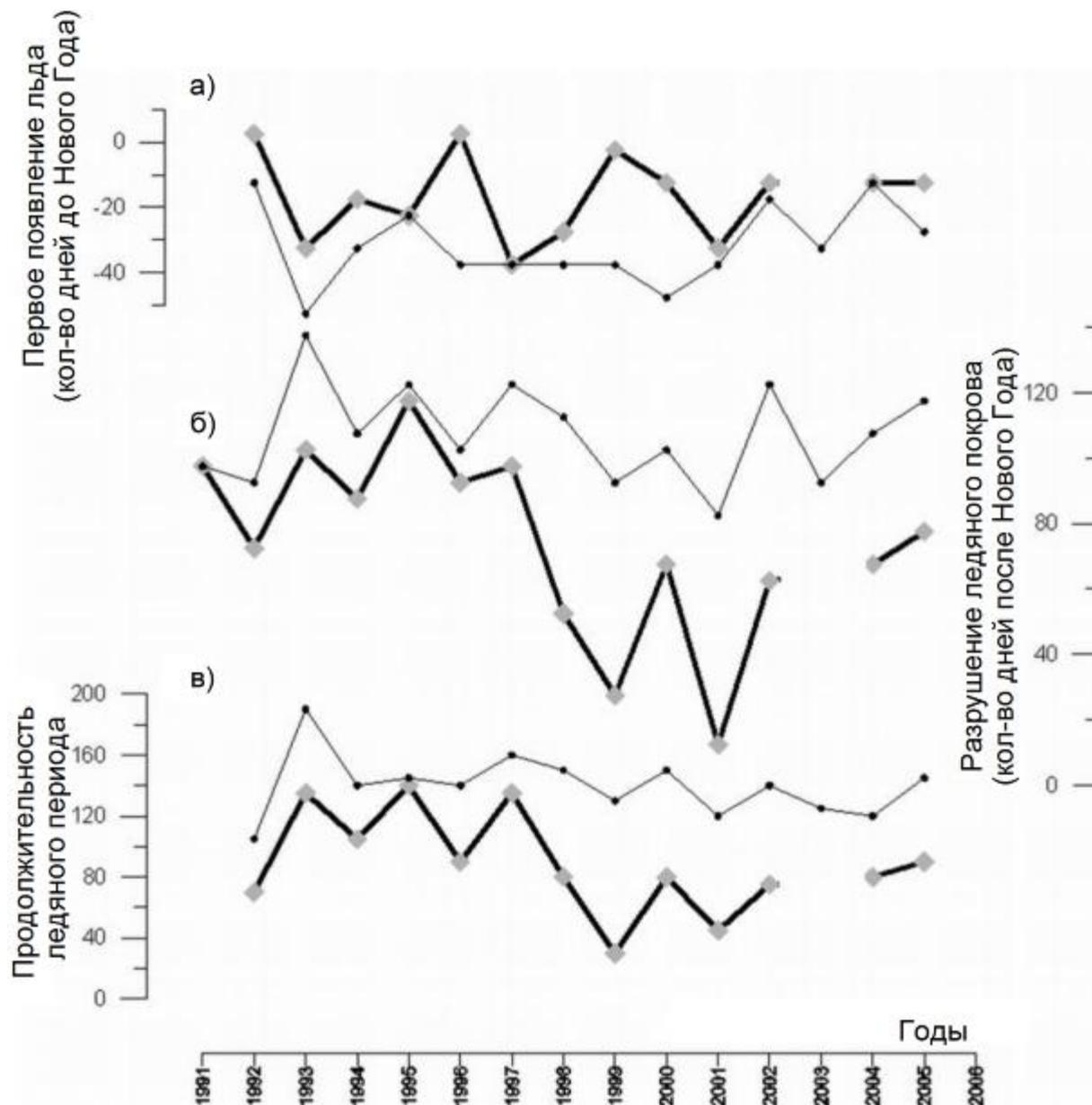


Рис. 4.5.2. Межгодовая изменчивость дат первого появления льда (а) и разрушения ледяного покрова (б), а также продолжительности ледового периода (разности между двумя датами) (в) [Kouraev et al., 2009]. Толстая линия – восточная часть Большого моря, тонкая линия – Малое море.

Можно видеть (рис. 4.5.2), что лед в Малом море появляется в среднем на 15 дней раньше и исчезает позже (в холодную зиму 2001/2002 гг – на 70 дней), чем в Большом. Это различие в ледовых условиях может быть связано как с более северным географическим положением Малого моря, так и с более высокой температурой замерзания воды в нем по сравнению с Большим морем из-за значительной разности в солености этих водоемов. Интересно, что межгодовая изменчивость дат начала/окончания ледового сезона и его продолжительности в Малом море не обнаруживает заметного тренда в 1992-2006 гг, тогда как продолжительность ледового сезона и особенно дата исчезновения льда в мелководном Большом Арале имели ярко выраженные тренды разных знаков в разные периоды: отрицательный тренд в 1996-2002 гг (фаза потепления) и положительный в 2002-2006 гг. (фаза похолодания) (см. рис. 4.5.2). Заметим, что увеличение продолжительности зимнего периода в 2002-2006 гг. происходило при мало меняющемся уровне Большого Арала (см. рис. 4.2.2(а)), а, значит, и при практически неизменных значениях солености и температуры замерзания воды. Это свидетельствует в пользу предположения (см. [Kouraev et al., 2004a, Zavalov, 2005]), что изменения в датах начала и окончания ледового сезона, а также в протяженности ледяного покрова связаны в большей степени с региональными климатическими трендами, чем с осолонением моря при его усыхании.

§4.6. Разнообразные процессы в воде и атмосфере

Спутниковые изображения видимого и инфракрасного диапазонов спектра позволяют наблюдать различные процессы или явления в воде, атмосфере и на осушенных участках Аральского моря.

Сгонно-нагонные явления

Перемещения воды в определенном направлении (в сторону суши или моря) под действием ветра (нагон или сгон) на отмелях участках бывшего дна охватывают большие площади, причем временной масштаб перехода от сгона к нагону может составлять лишь несколько дней. Ветровые нагоны отмечались на Арале и в прежние годы, но теперь, на очень отмелях участках бывшего дна они стали более сильными, охватывая большие площади. Например, очень сильный нагон зафиксирован на снимке MODIS/Terra 16 апреля 2003 г. (рис. 4.6.1,а), когда на юго-западном побережье Большого Арала была затоплена полоса шириной до 30 км и площадью 1800 км². В то же самое время на восточном берегу Большого Арала полоса шириной 2-3 км и площадью 270 км² освободилась от воды и береговая линия отступила. На снимке

отобразилась и причина нагона – видны белые полосы соле-пылевых шлейфов (см. также ниже). Они тянутся от высохших солевых корок в юго-западном направлении, хорошо видны над морской акваторией и говорят о сильном северо-восточном ветре. Этот снимок указывает также на источник воды для столь обширного затопления юго-западного побережья. В южной части акватории Большого Арала просвечивает дно моря на площади 2300 км². Возможно, водные массы из этой части моря были перемещены ветром в юго-западном направлении и покрыли широкую полосу суши.

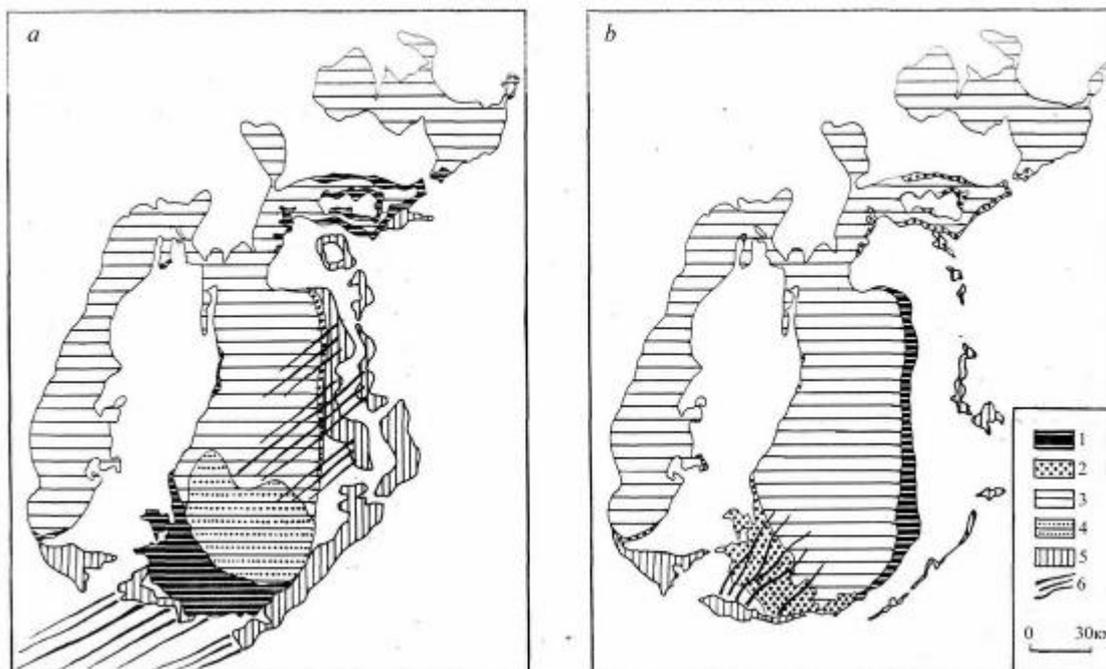


Рис. 4.6.1. Сгонно-нагонные явления, выявленные при сравнении изображений MODIS/Terra: 21.10.2002 г. и 16.04.2003 г. (а), 16.04.2003 г. и 01.05. 2005 г. (б). 1 – береговая зона, свободная от воды на первую дату и затопленная на вторую (ветровой нагон); 2 – береговая зона, затопленная на первую дату и свободная от воды на вторую (сгон); 3 – водная поверхность; 4 – просматриваемое морское дно; 5 – солевые корки; 6 – пыле-солевые шлейфы.

Другая ситуация наблюдалась две недели спустя, 1 мая 2003 г. (рис. 4.6.2(б)). Нагон закончился, юго-западное побережье, прежде затопленное, почти полностью освободилось от воды и снова стало сушей. Донные отложения в центре южной части Большого Арала не просматриваются, скрыты под водой. Береговая линия на восточном побережье Большого Арала переместилась в сторону суши на 5-12 км. Таким образом, наблюдается новый нагон в противоположном северо-восточном направлении, и зона затопления восточного побережья Большого Арала занимает полосу до 12 км шириной, протягивающуюся на 160 км, покрывая площадь 1100 км².

Апвеллинг и мезомасштабная циркуляция

Явление подъема холодной воды из подповерхностных слоев к поверхности (апвеллинг) под действием ветра в Большом море, когда температура воды у берега может понизиться даже на 10-13°C за сутки, хорошо известно [Косарев, 1975, Бортник, Чистяева, 1990]. Однако пространственный масштаб этого явления в современных условиях и связанные с ним элементы мезомасштабной динамики вод до недавнего времени известны не были.

Анализ изображений видимого и ИК-диапазонов спектра со спутников Terra, Aqua и NOAA показал, что апвеллинг проявляется у восточного побережья западной части Арала как в период весеннего прогрева (апрель-май) (рис. 4.6.2,а), так и осенью (рис. 4.6.2,б и 4.6.2,в). Полоса холодных вод апвеллинга шириной несколько километров охватывает практически все побережье, причем на мористой границе этой полосы (фронте апвеллинга) формируются циклонические вихри и структуры, напоминающие типичные для океанов и морей поперечные струи апвеллинга (Федоров, Гинзбург, 1988) с циклоническим вихрем на конце (диаметр вихрей – 5-10 км). Вихреобразование на фронте апвеллинга связано, по-видимому, с локальными особенностями орографии или донной топографии [Скляр, 2008]. В пользу этого предположения свидетельствует, как нам представляется, примерно одинаковое расположение фронтальных элементов циклонической завихренности на изображениях разных сезонов (рис. 4.6.2,а и 4.6.2,б). Сравнение же рис. 4.6.2,б и 4.6.2,в показывает, что структура зоны апвеллинга может заметно меняться на временных масштабах в один день.

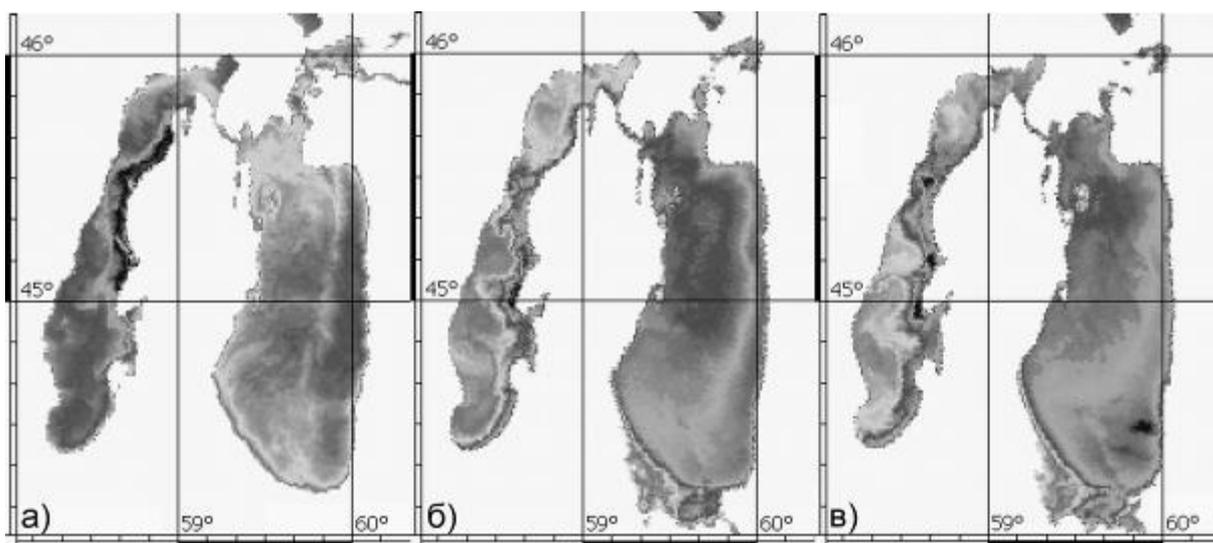


Рис. 4.6.2. Инфракрасные изображения со спутников NOAA, демонстрирующие апвеллинг вдоль восточного побережья западной части Большого Арала (темный тон соответствует холодным водам): NOAA-16 для 15 мая 2005 г. (а), NOAA-17 для 30

сентября 2005 г. (б) и NOAA-18 для 1 октября 2005 г. (в) (предоставлены Д.М. Соловьевым, Морской гидрофизический институт, НАНУ, Севастополь).

Интересно отметить, что в условно-естественный период (до фактического разделения Большого Арала на западную и восточную части, когда восточного побережья западной части Арала не существовало вообще), апвеллинг наблюдался в летнее время часто на западном побережье Аральского моря [Косарев, 1975, Бортник, Чистяева, 1990], что предполагало его обусловленность южными или западными ветрами. На приведенных на рисунке 4.6.2 изображениях он явно связан с ветрами с севера или востока. Анализ карт приземного ветра над Азией подтвердил преобладание северо-восточных ветров в районе Арала в конце сентября-начале октября 2005 г.

Минимальные температуры в зонах апвеллинга на рисунках 4.6.2,а, 4.6.2,б и 4.6.2,в составляли 10.5, 11.5 и 12.5 °С соответственно, а разность этих температур с температурами вод вне зон апвеллинга – соответственно 8, 6.5 и 5.5°С (шкала температур здесь не приведена из-за сложности передачи температурных градиентов в черно-белом варианте изображений). Понижение температур около 2°С относительно окружающих вод у восточного побережья восточной части Большого Арала на рисунках 4.6.2,б и 4.6.2,в могло быть вызвано совместным эффектом осеннего выхолаживания и сгона.

Анализ спутниковых изображений MODIS/Terra показывает, что циклонические вихри с диаметром 6-10 км наблюдаются в западной части Большого Арала (рис. 4.6.3). Струи и вихри такого же масштаба различаются также на изображениях Малого моря.

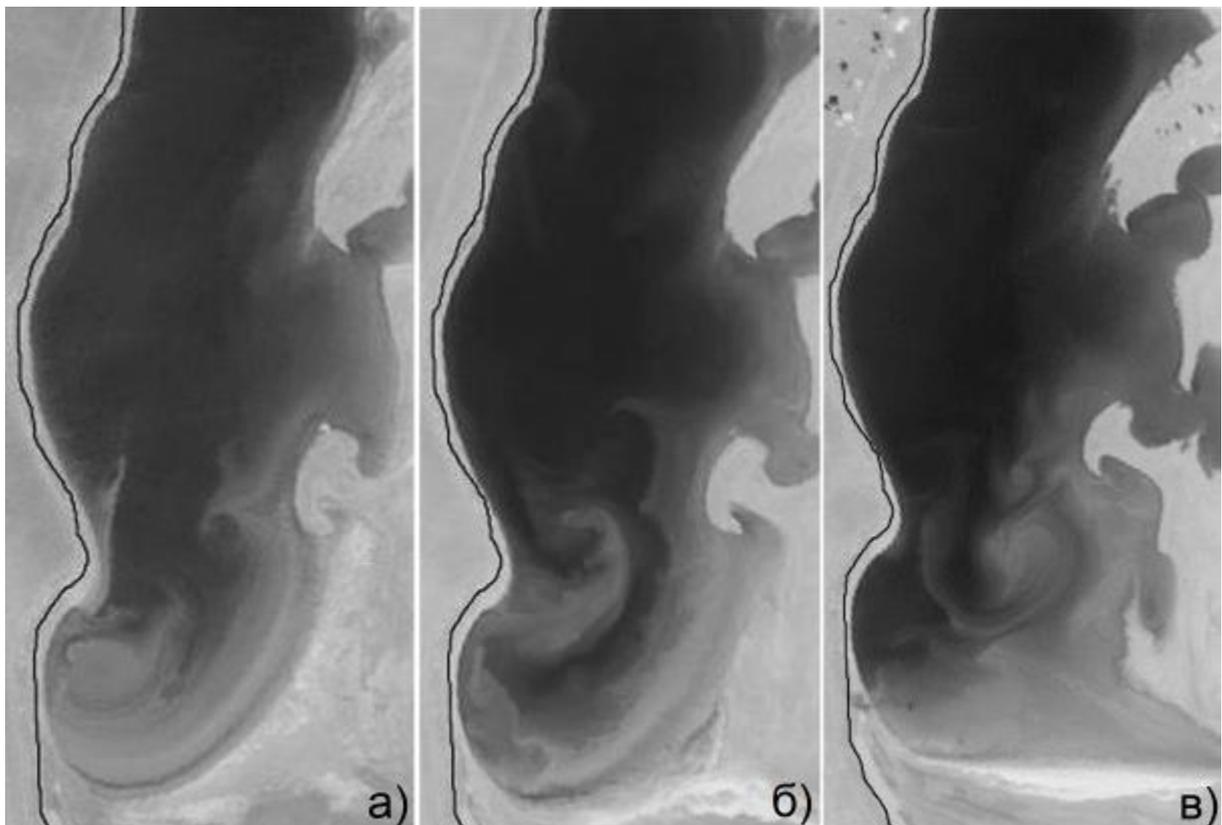


Рис. 4.6.3. Вихревые структуры на фрагментах изображений MODIS/Terra: 12 августа 2005 г. (а), 13 августа 2002 г. (б) и 19 августа 2000 г. (в) (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

Рисунок 4.6.2,в обнаруживает также мористее зоны апвеллинга примерно на 45°с.ш. циклонический вихрь с диаметром около 19 км, соизмеримым с локальной шириной западной части Большого моря. Заметим, что циклонический вихрь с горизонтальным масштабом порядка 30 км с центром на 44.8°с.ш. хорошо различим в поле поверхностной скорости воды, полученном обработкой пары спутниковых изображений за 9 и 10 ноября 2002 г. с помощью метода МСС (the Maximum Cross-Correlation technique) (см. также [Zavialov, 2005]). Это вызывает предположение, что циклонические вихри с диаметром 20-30 км являются характерным элементом циркуляции вод в западной части Большого моря в современный период, по крайней мере в осенний сезон.

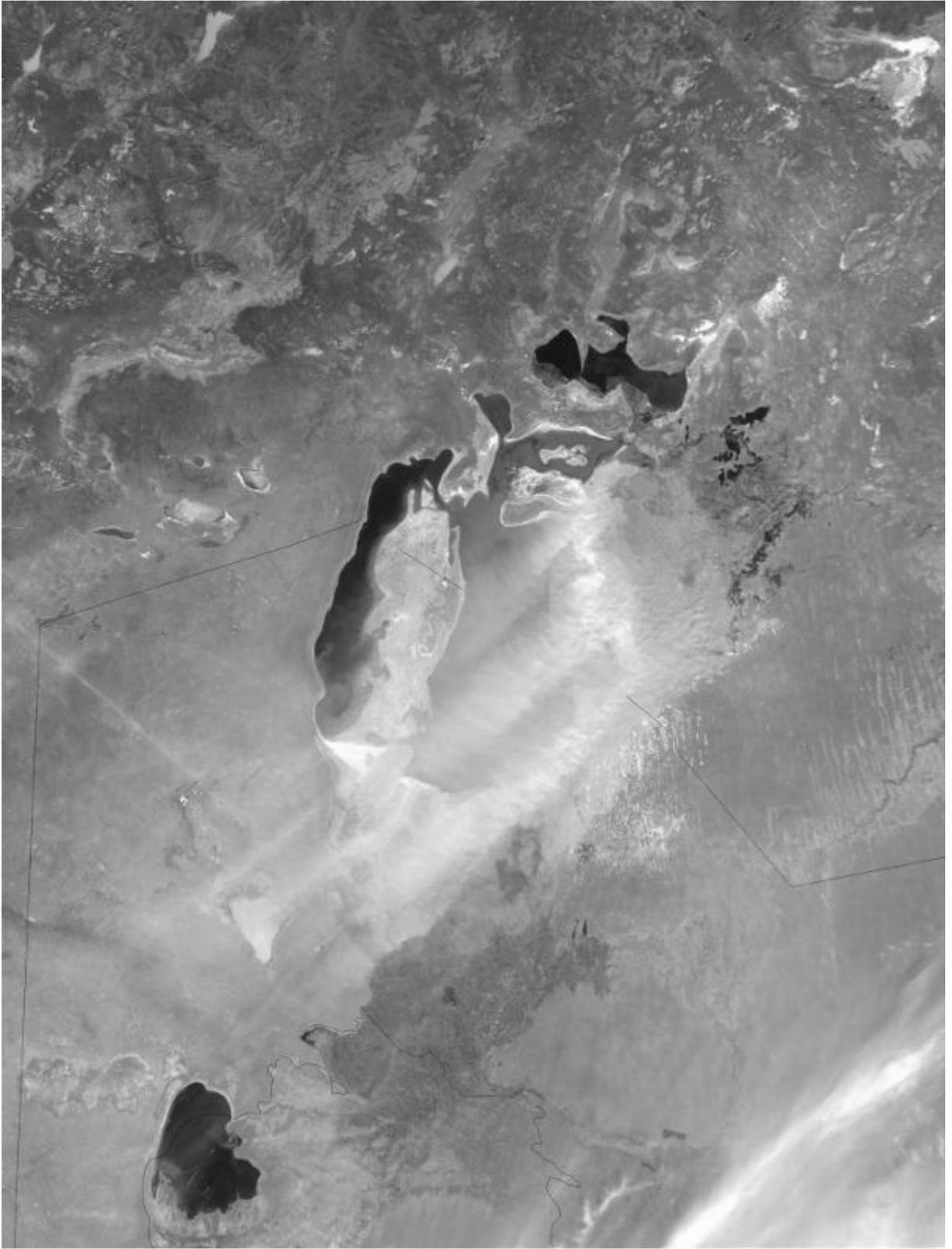
Как показывают спутниковые изображения, большая часть зарегистрированных вихрей в западной части Большого Арала после ее отделения имеет циклоническую завихренность. Отметим, что крупномасштабная циркуляция в Большом Арале в условно-естественном периоде, до разделения Большого моря на две части, была антициклонической [Косарев, 1975]. Интересна с этой точки зрения вихревая структура на юге западной части Большого моря на рисунке 4.6.3,в – диполь с диаметрами циклона и антициклона примерно 10 км на спутниковом изображении 2000 г., когда еще сохранялась протока, соединяющая западную и восточную части Большого Арала.

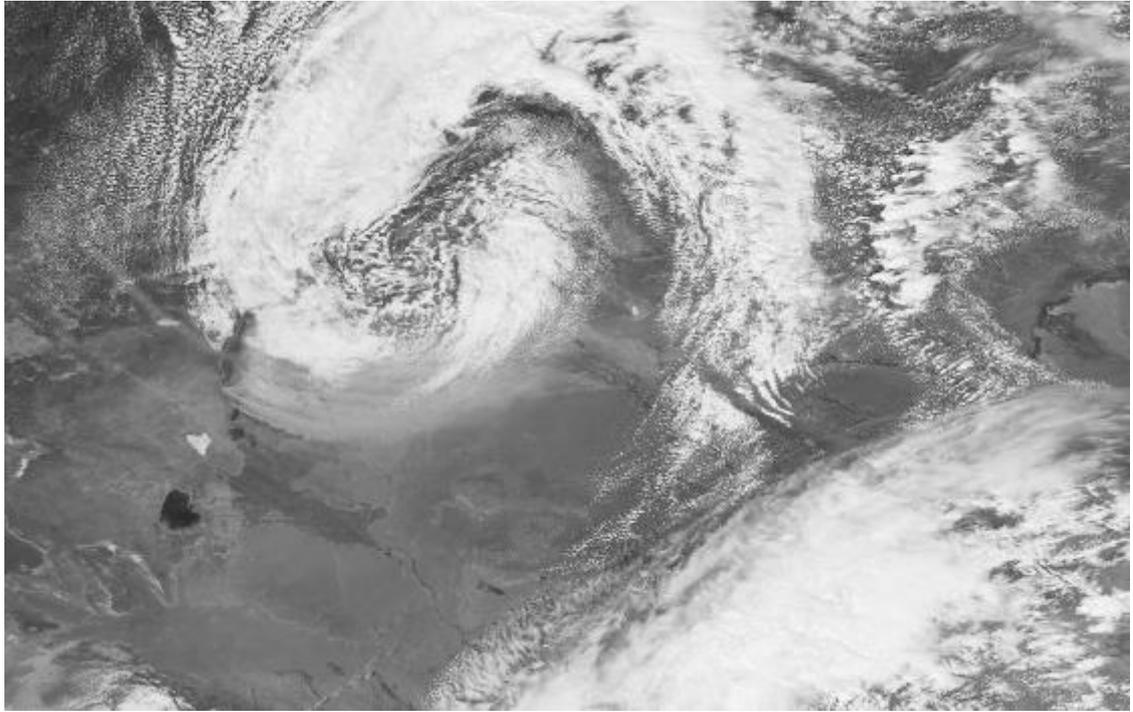
Вероятно, что вихри различной природы, в том числе связанные с апвеллингом, являются одним из важных механизмов горизонтального водообмена в западной части Большого моря.

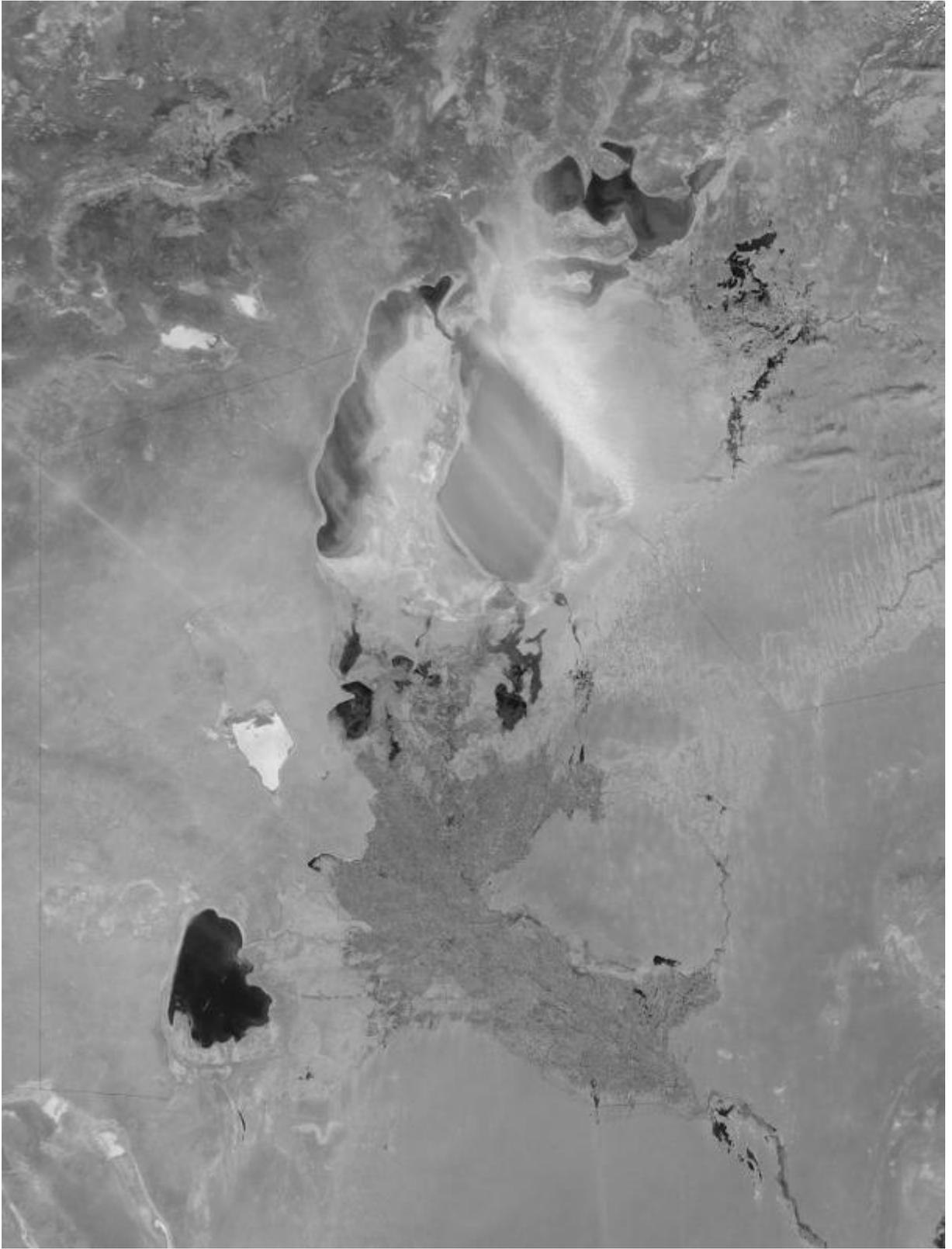
§4.7. Атмосферные процессы

Обсохшая прибрежная полоса северо-восточного и восточного побережий, образовавшаяся в результате усыхания Аральского моря, является источником солей, которые вместе с пылью выносятся ветром на расстояние до 450-500 км от очага зарождения, ускоряя тем самым процесс опустынивания Приаралья [Бортник, Чистяева, 1990, Micklin, 2004]. Такие пылевые/солевые бури фиксируются на спутниковых изображениях с середины 1970-х годов [Григорьев, Липатов, 1982]. Направление выносов пыли и соли в зависимости от направления ветра может быть

разным, что иллюстрируется рисунке 4.7.1, однако преобладающее направление (до 60%) - на юго-запад [Бортник, Чистяева, 1990]. Иногда выносы пыли и соли прослеживаются почти до восточного побережья Каспийского моря (см. рис. 4.7.1,д). Заметим, что направления выноса может существенно меняться на временных масштабах в несколько дней: например, вынос соли с запада на восток на рисунке 4.7.1,б и с юго-востока на северо-запад на рисунке 4.7.1,в 7 и 9 мая 2007 г. соответственно. На рисунке 4.7.1,б отчетливо видно, что причиной пылевой/солевой бури, начавшейся с южных берегов Аральского моря, явилось прохождение интенсивного циклона северо-восточнее моря.







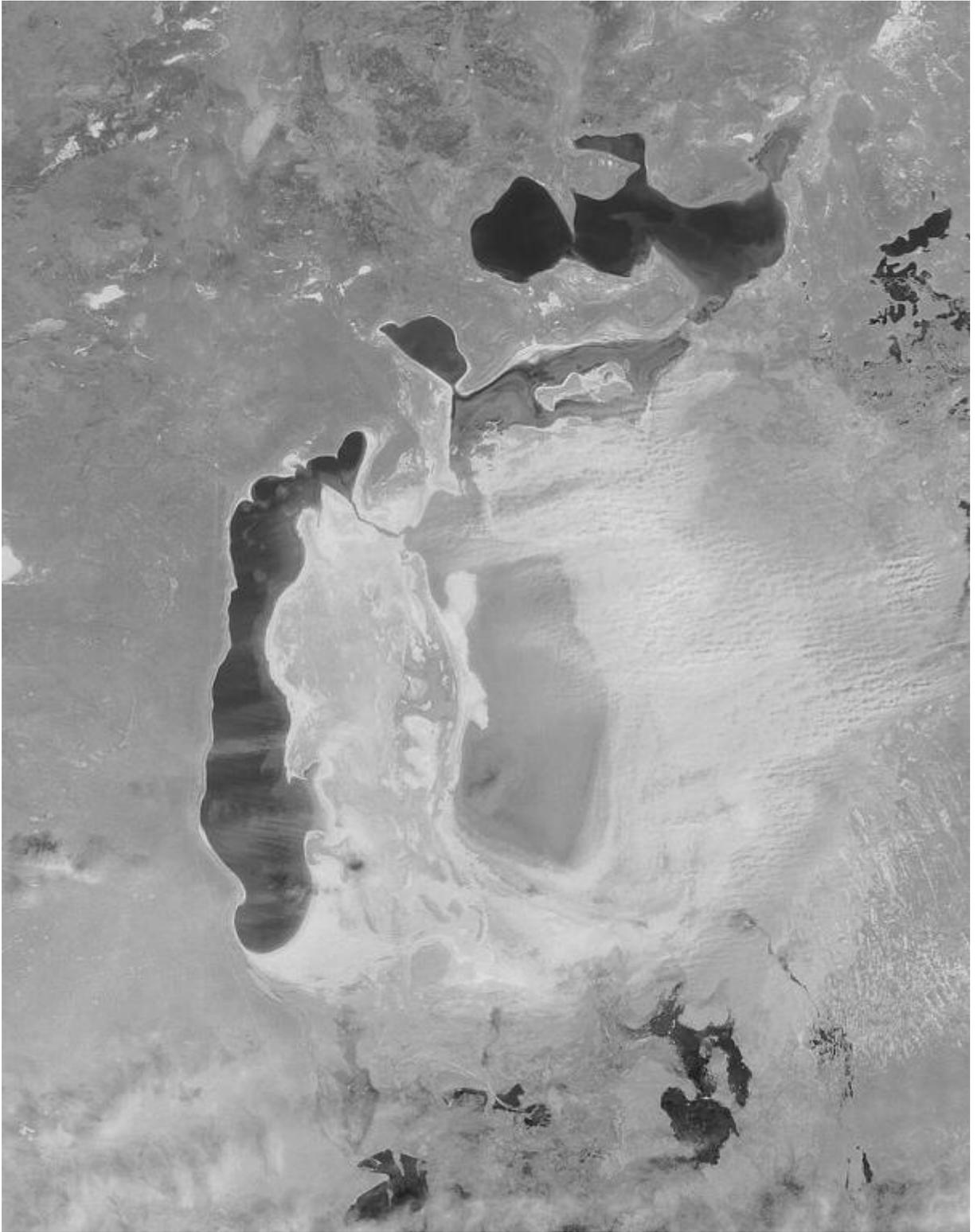






Рис. 4.7.1. Пылевые/солевые бури над Аральским морем и Приаральем на изображениях MODIS/Terra и MODIS/Aqua для 17 апреля 2003 г. (а), 7 мая 2007 г. (б), 9 мая 2007 г. (в), 10 апреля 2008 г. (г), 12 апреля 2009 г. (д) и 3 мая 2009 г. (е). Черная линия на рис. 13е показывает береговую линию моря в 1960 г.; черные линии на рис. 13а и 13д - государственные границы между Казахстаном, Узбекистаном и Туркменистаном (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

На спутниковом изображении MODIS/Terra 12 марта 2009 г. (рис. 4.7.2) обнаружен необычный волновой характер облачности, расходящийся веером над Аралом. Необычность формы облачности – в том, что западные волны облаков в точности повторяют западную линию берега. Механизм столь очевидного влияния берега на образование наблюдаемого облачного узора неясен. По мнению специалистов NASA (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37626&src=eoaiotd>), влияние берега на формирование волн облаков могло быть связано либо со сменой подстилающей поверхности (от суши к гладкой водной поверхности при западном

ветре), либо с резким перепадом высоты для нижних слоев воздушного потока из-за падения уровня Арала (к 2009 г. оно превысило 23 м по сравнению с условно-естественным периодом, см. табл. 2), либо с обоими этими механизмами. С нашей точки зрения, второй механизм более вероятен. Следует учитывать при этом, что перепад высот для воздушного потока складывается из падения уровня моря (примерно 23 м) и высоты западного берега относительно уровня моря в условно-естественный период. Западный берег моря образован чинком (обрывом) плато Устюрт высотой до 250 м [Лымарев, 1967].

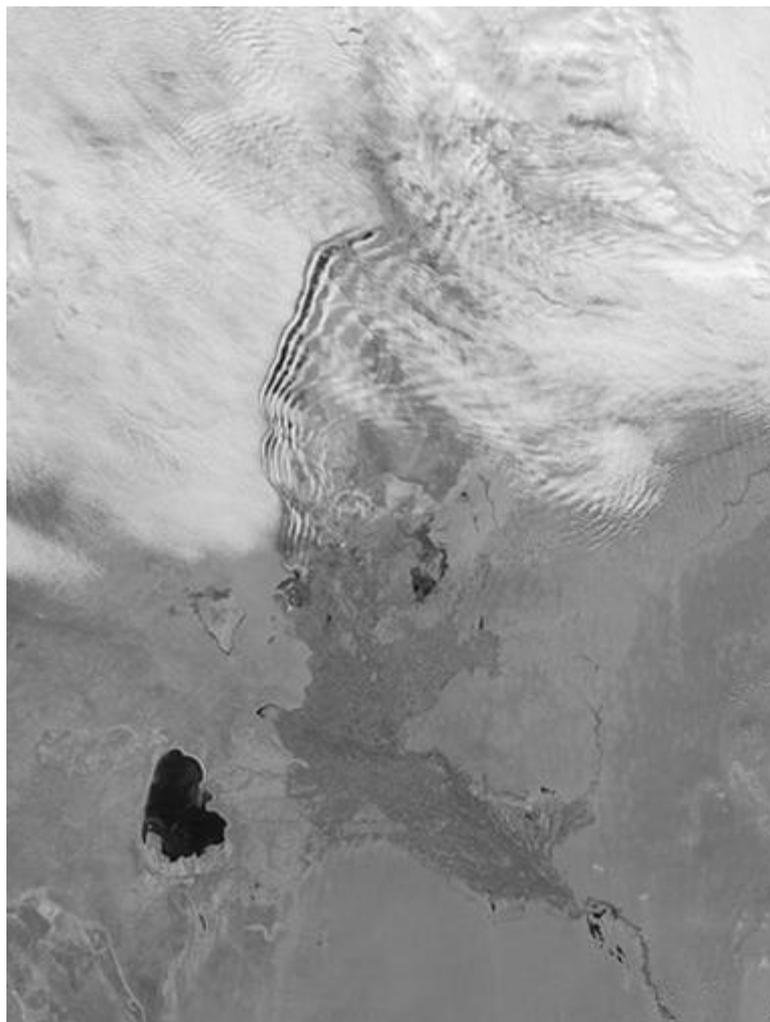


Рис. 4.7.2. Необычный облачный узор на изображении MODIS/Terra 12 марта 2008 г. (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37626&src=eo-iotd>).

§4.8. Речной сток в Аральское море

Стоки Амударьи и Сырдарьи, потери которых на определили судьбу Аральского моря, находят некоторое отражение на космических снимках. Объем стока Амударьи сократился с 40 км³ в 1960-х гг. до единиц км³ в 1980-х гг., тем не менее оставшийся единственным рукав Урдабай продолжал выдвигаться в море до 1989 г. Созданная в русле перемычка и строительство плотин для удержания воды в водоемах дельты обусловили прекращение прямого речного стока Амударьи в море. Но в 2000-х годах при переполнении этих водоемов в многоводные годы происходило поступление вод Амударьи в Большое море (рис. 4.8.1). Временный сток (поверхностный или подземный) вызывает увлажнение грунта и размывание солевых корок, хорошо заметное на снимках, а также приводит к появлению тростниковой растительности на обсохшем дне – полосы тростника индицируют подземное продолжение стока.

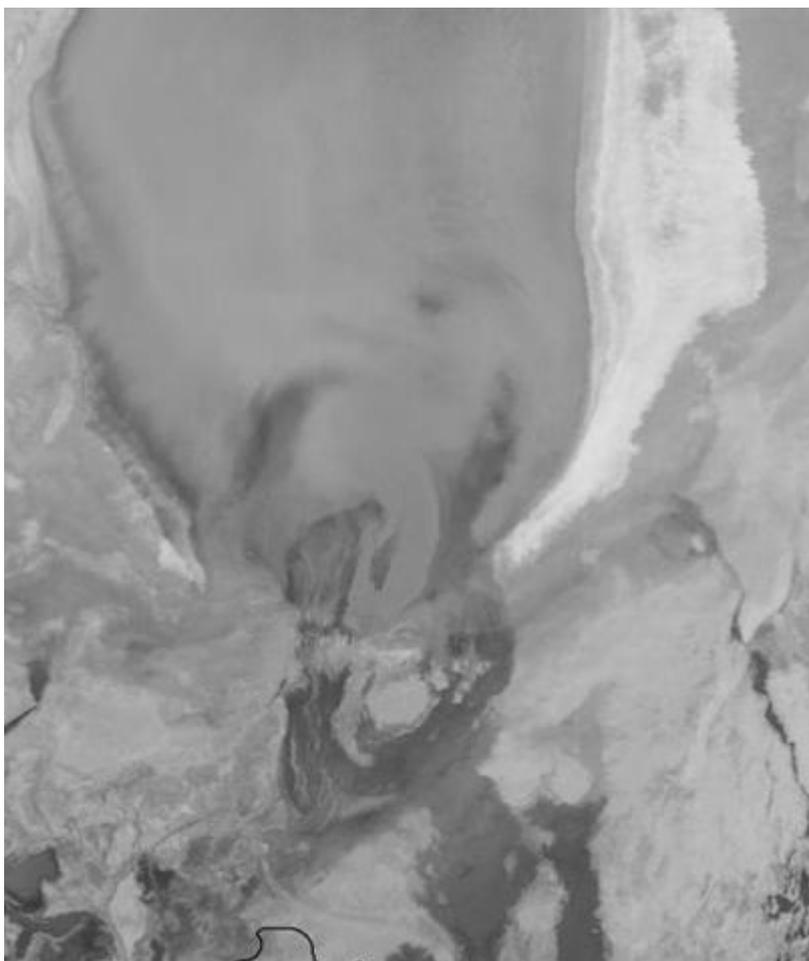


Рис. 4.8.1. Сток Амударьи в Аральское море (фрагмент изображения MODIS/Terra: 12 августа 2005 г. (<http://earthobservatory.nasa.gov>)).

Сток двух рек (Амударьи и Сырдарьи) является основным приходным компонентом водного баланса Аральского моря. Поэтому важно оценить количество атмосферных осадков, выпадающих над районами водосбора этих рек, выявить межгодовую изменчивость этого количества осадков и сравнить тенденцию этой изменчивости с изменениями уровня Арала. Такое исследование для периода 1979-2001 гг. было выполнено Незлиным и др. [Nezlin *et al.*, 2004].

С этой целью использовались две глобальные базы данных по атмосферным осадкам: а) спутниковые данные, производимые в рамках проекта GPCP (the Global Precipitation Climatology Project) на основе измерений установленных на спутниках микроволновых радиометров и инфракрасных датчиков (1979-2001 гг.) и б) данные, основанные на измерениях дождемерами и обработанные в Центре GPCC (the Global Precipitation Climatology Centre) в Германии (1986-2001 гг.). Эти среднемесячные данные были проинтегрированы над районами водосбора Амударьи и Сырдарьи [Nezlin *et al.*, 2004]. Изменчивость уровня моря определялась по данным альтиметра спутника Т/Р: для Большого моря использовались измерения в точке пересечения треков 107 и 142, для Малого – в точке пересечения треков 107 и 218 (см. рис. 4.2.1).

На рисунках 4.8.2 и 4.8.3 видна межгодовая изменчивость количества питающих Амударью и Сырдарью осадков с периодом 5-9 лет. Оба типа данных (GPCP и GPCC) демонстрируют заметный отрицательный тренд осадков для водосбора Амударьи (рис. 4.8.2) и лишь незначительное их уменьшение (а после 1985 г. – и полное отсутствие такового) для случая Сырдарьи (рис. 4.9.2). Тренды на рисунках 4.8.2 и 4.8.3 хорошо согласуются с межгодовой изменчивостью уровней двух разделившихся бассейнов Аральского моря. Это позволяет сделать вывод, что не только антропогенное воздействие, но и региональные климатические изменения (межгодовые изменения осадков в виде дождя и снега над районами водосборов рек) определяют уровни Большого и Малого морей [Nezlin *et al.*, 2004]. Заметим, что сезонные изменения атмосферных осадков не влияют на уровень Большого моря. Напротив, уровень Малого моря, имеющего существенно меньший объем, чувствителен к сезонным изменениям атмосферных осадков. Сезонный максимум атмосферных осадков наблюдается зимой-весной, сезонный минимум – летом-осенью, что хорошо согласуется с данными таблицы 4.1.3.

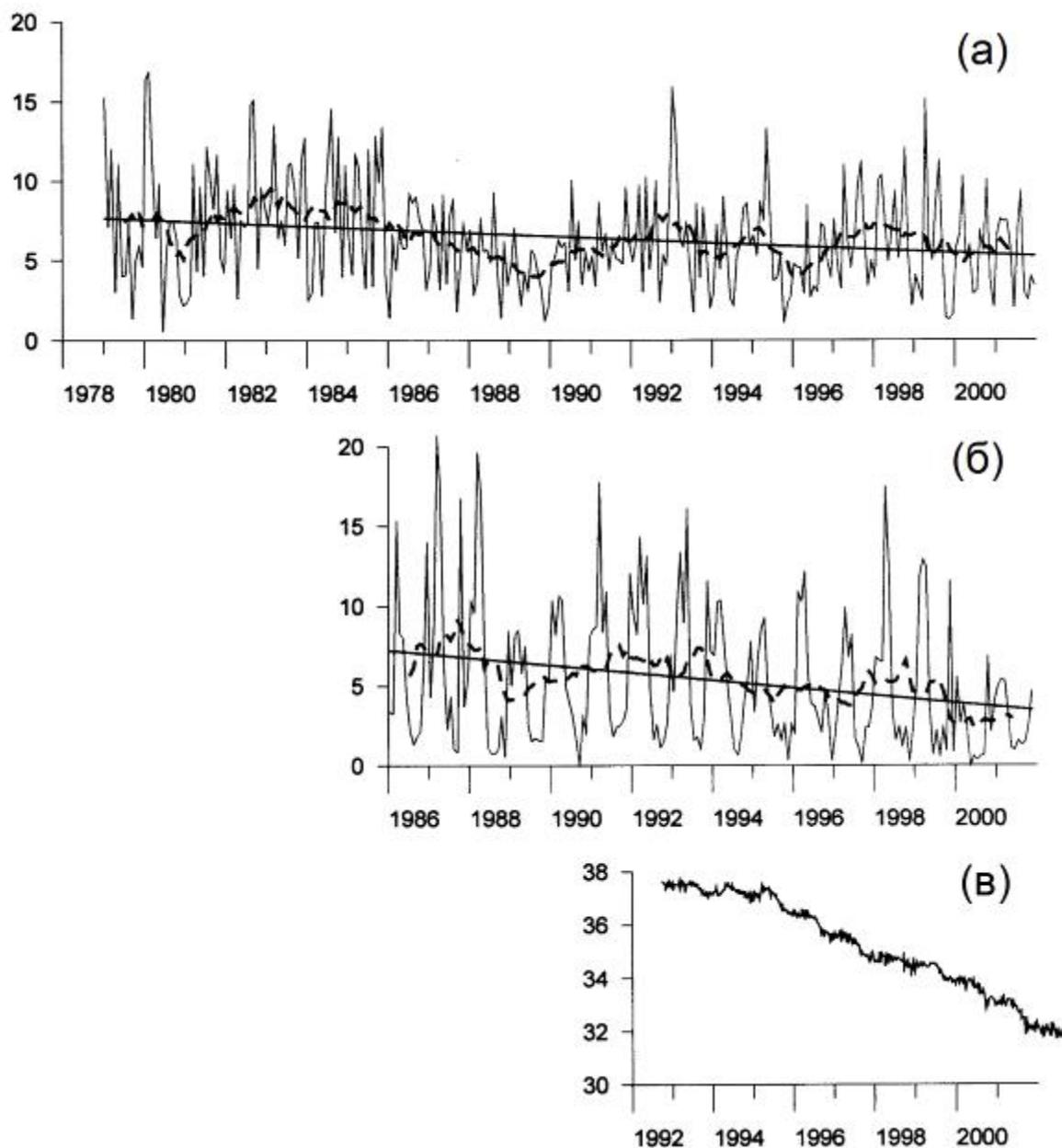


Рис. 4.8.2. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков над водосбором Амударьи и уровня Большого Арала: количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по спутниковым (GPCP) измерениям (а); количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по данным дождемеров (GPCP) (б); высота Большого моря (м) по альтиметрическим измерениям со спутника (T/P) (в). Пунктир – линия, полученная методом скользящего среднего с осреднением за 1 год (13 точек).

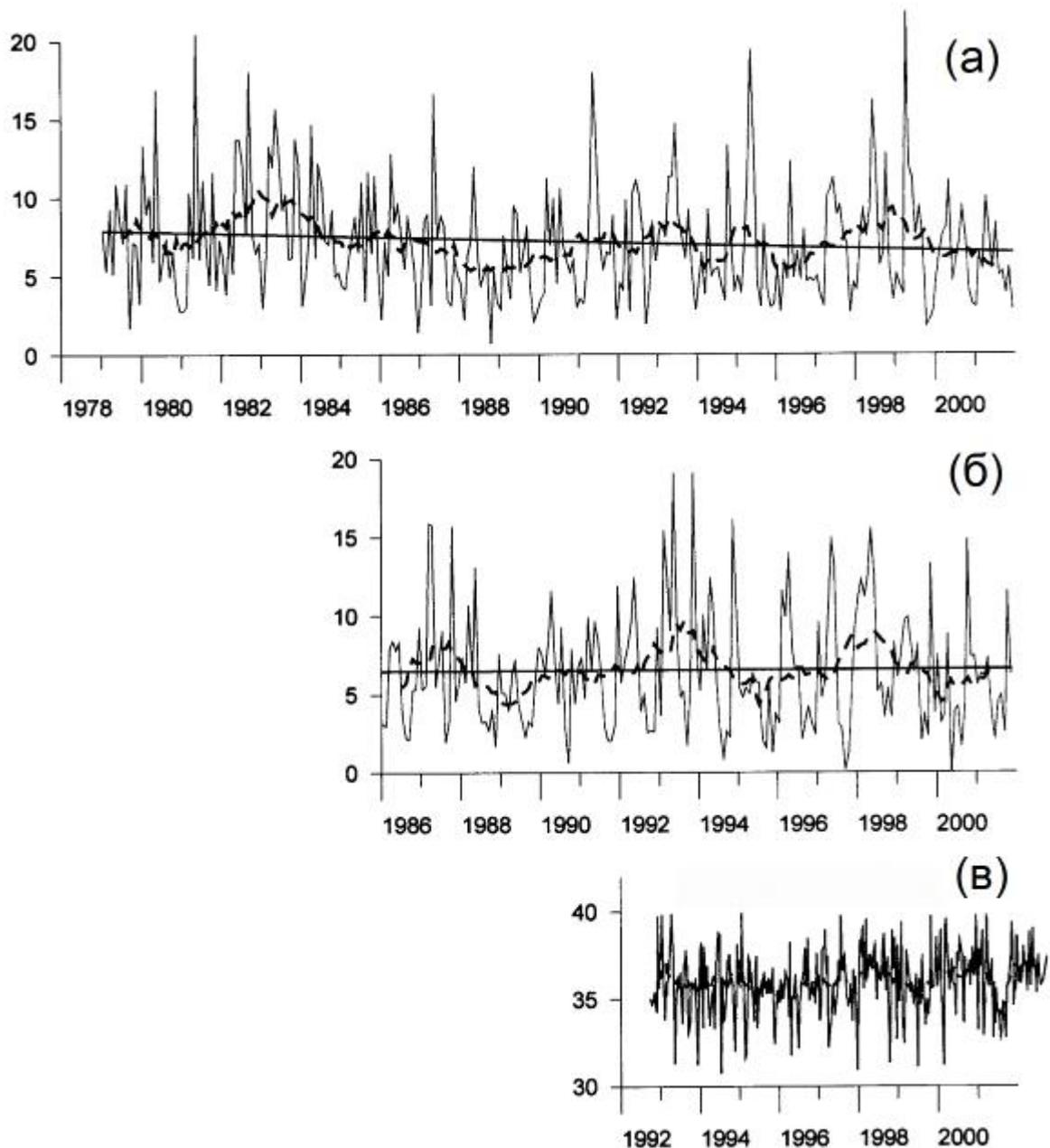


Рис. 4.8.3. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков над водосбором Сырдарьи и уровня Малого Арала: количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по спутниковым (GPCP) измерениям (а); количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по данным дождемеров (GPCS) (б); высота Малого моря (м) по альтиметрическим измерениям со спутника (T/P) (в). Пунктир – линия, полученная методом скользящего среднего с осреднением за 1 год (13 точек).

§4.9. Нормализованный индекс вегетации

Для измерения состояния растительности на суше со спутников были разработаны несколько индексов вегетации, основанные на комбинированном сигнале в двух или более полосах спектра (см. [Nezlin et al., 2005]). Для сельскохозяйственных и экологических задач наиболее широко используется NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Этот индекс основан на общей идее, что пигменты хлорофилла в листьях поглощают солнечную радиацию в видимой части спектра, но отражают и

рассеивают ее в ближнем инфракрасном диапазоне. Данные от радиометров AVHRR спутников NOAA в видимом (VIS=0.55-0.68 мкм) и ближнем инфракрасном (NIR=0.73-1.10 мкм) диапазонах, которые охватывают период наблюдений более двух деkad (с 1981 г.), дают возможность оценивания NDVI в глобальном масштабе. NDVI определяется следующим образом: $NDVI = (NIR - VIS) / (VIS + NIR)$. Анализ сезонной и межгодовой изменчивости NDVI, рассчитанного по измерениям AVHRR (1981-2001 гг.), и его корреляции с синхронными изменениями атмосферных осадков (данные GPCC, 1986-2001 гг.) для Приаралья выполнен в работе [Nezlin et al., 2005].

В этой работе показано, что области высоких значений NDVI в общем соответствуют областям повышенного выпадения осадков. Однако очевидны и некоторые отличия. Например, зона высоких значений NDVI в нижнем течении Амударьи совпадает с зоной чрезвычайно малых осадков (по-видимому, источником воды для растений здесь является сама Амударья). Для обоих параметров (GPCC и NDVI) характерна сезонная изменчивость, с максимумом осадков в марте и максимумом NDVI в мае-июне (рис. 4.9.1).

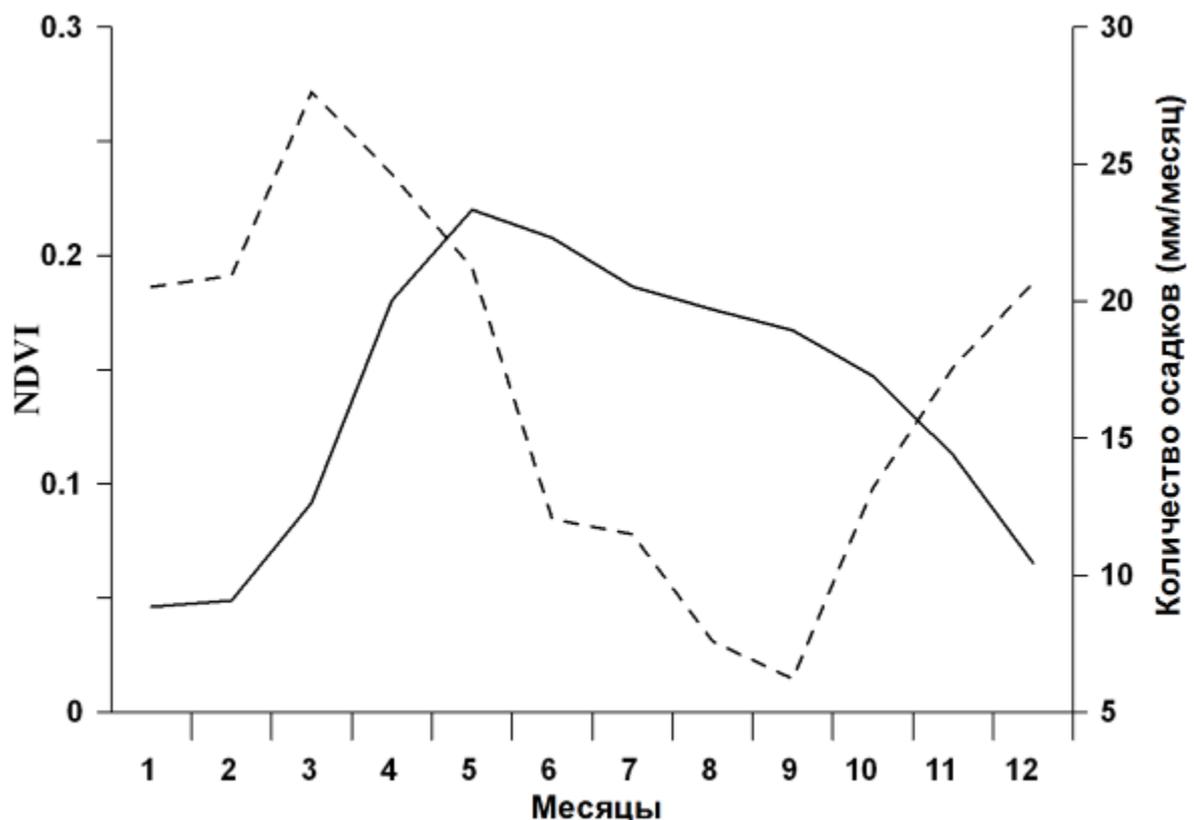


Рис. 4.9.1. Климатические сезонные изменения индекса NDVI (сплошная линия, левая Y-ось) и количества осадков (пунктир, правая Y-ось), осредненные в пределах 35°-50°с.ш., 55°-75°в.д. [Nezlin et al., 2005].

С помощью метода эмпирических ортогональных функций (EOF) и корреляции с задержкой между модами EOF были выявлены районы синхронной сезонной и межгодовой изменчивости NDVI и осадков [Nezlin et al., 2005]. Оказалось, что на

сезонном масштабе между осадками и NDVI наблюдалась хорошая корреляция в задержкой по времени от 1 до 6 месяцев в разных регионах, с пиком роста растений, следующим за максимумом осадков. Отсутствие корреляции между осадками и NDVI в ряде регионов вокруг Арала служит индикатором отсутствия влаги для растительности и зон опустынивания.

ГЛАВА 5. БЕНТОС БОЛЬШОГО МОРЯ

При условно-естественном состоянии водоема (до 1961 года), когда соленость в открытой части акватории составляла 8-10 г/кг, флора и фауна носили преимущественно пресноводный характер. Эвригалинные виды морского происхождения и галофилы жили в мелководных заливах с более высокой соленостью. Основным источником первичного органического вещества были донные *макрофиты* и *микробиобентос* [Яблонская, 1964, Новожилова, Березина, 1970, Пичкилы, 1970, 1971], роль фитопланктона была незначительна.

Первые существенные изменения экосистемы произошли еще в 1950-е гг. Этому способствовало вселение ряда видов рыб и беспозвоночных. Одни виды были интродуцированы в Арал специально, в целях повышения его рыбохозяйственного значения. Другие были занесены попутно, за счет слабого биологического контроля вселяемого материала. В результате нарушилась структура сообществ и трофических сетей [Кортунова, 1970, Карневич, 1975, Маркова, 1975, Андреев, Андреева, 1995а, Андреев и др., 1995, Андреев, 1999].

Начиная со второй половины 1950-х гг происходила перестройка структурно-функциональных связей экосистемы под действием волн расселения и вспышек численности акклиматизантов. В 1956-61 годах в Арале широко распространились и

стали весьма обильны вселенные туда короткоциклические рыбы (салака, атерина и бычки), а также креветка *Palaemon elegans* и рачки-мизиды. В 1963-1976 гг статус повсеместных массовых видов приобрели еще два вселенца: двустворчатый моллюск *Syndosmya segmentum* и многощетинковый червь *Nereis diversicolor*. В 1976-1985 гг по Аралу широко распространился голландский краб (*Rhithropanopeus harrisi*), в 1987-1991 гг – камбала-глосса (*Platessa flesus*) [Андреева, Андреев, 2003].

После зарегулирования стока рек в начале 1960-х гг началось уменьшение акватории моря и рост солености. Дальнейшие изменения экосистемы происходили на фоне осолонения, перестройки ионного баланса, увеличения концентрации биогенов в толще воды, изменения геоморфологии дна, контуров берегов и структуры течений. Огромную роль сыграли изменения конкурентных и трофических отношений между гидробионтами. Основная часть первичного органического вещества стала продуцироваться в пелагиали.

К началу 1990-х гг в Большом Арале резко уменьшилось разнообразие видов макрозоо- и фитобентоса. К этому времени выжили только 5 видов макрофитов из 37 [Доброхотова, 1971, Orlova et al., 1998], 27 видов донных беспозвоночных из 61 и 9 видов рыб из 33 [Андреева, 1989, Андреев, 1999].

За период с 1960 г по 2009 г донная фауна Арала эволюционировала от преимущественно пресноводной до гипергалобной. В море исчезла сначала автохтонная, а затем интродуцированная ихтиофауна. Постепенно вымерли почти все виды макрозообентоса, как местные, так и вселенцы. К 2009 г сохранился только вселенец-эвригалоб *Baeotendipes noctivaga* (Chironomidae), личинки которого развиваются в верхнем слое донных отложений в летнее-осенний период. В составе мейобентоса в это время мы отмечаем отдельные виды нематод и гарпактицид.

Флора макрофитов сократилась с 1960 г по 2009 г с 37 до одного вида. При солености до 104 г/кг в Арале отмечали *Cladophora fracta*, *C. glomerata* и *Vaucheria cf. dichotoma*. При солености 114 г/кг *Vaucheria* уже отсутствовала, при дальнейшем повышении солености развивалась только *C. fracta*.

Наиболее разнообразными к 2009 г оставались только ценозы микрофитобентоса, по-прежнему включавшие десятки видов. Исследуя Арал на протяжении 2002-2010 гг, мы отмечаем постоянное вселение одних видов микроводорослей и исчезновение других. Только 16 видов обитали здесь постоянно.

С 2001 года Большой Арал существовал в виде двух водоемов (восточного и западного бассейнов), соединенных узким проливом на севере. Существенные абиотические различия между бассейнами влияли на их экосистемы. Сообщества мелководного и более соленого восточного бассейна можно было рассматривать как

более поздние стадии адаптации ценозов, живших на сходных по глубине участках западного бассейна.

В августе 2009 года восточный бассейн пересох. Так завершился период существования Большого моря в виде двух полуавтономных бассейнов, между которыми существовал обмен водными массами [Zavialov, 2005]. Назовем этот период **этапом позднего переосолонения Большого Арала**. Все изменения донных сообществ, о которых пойдет речь в этой главе, имели место именно на данном этапе.

§5.1. Макрозообентос

Наши исследования 2002-2009 гг показали, что на дне Большого Арала на этом этапе жили макроскопические животные. Прогрессирующее осолонение вод и сверхнизкие температуры воды в зимний период внесли свои ощутимые коррективы в состав и структуру донного населения. Тем не менее, по результатам экспедиционных наблюдений и анализам сборов можно сказать, что на дне этого водоема продолжали обитать некоторые макроорганизмы. Сохранялись некоторые трофические связи.

Начиная с ноября 2002 г по август 2009 г макрозообентос Арала претерпел существенные регрессивные изменения.

На начальных этапах наблюдений, во время осенних экспедиций 2002-2003 гг, на дне Западного бассейна жил двустворчатый моллюск *Syndosmya segmentum* – представитель экологической группы собирающих детритофагов, вселенный в Арал в 1963-м году [Андреев, 1999]. Взрослые особи (при полном отсутствии молодежи) были обнаружены в районе мыса Киим-Чияк, на глубинах от 6 до 18 м. Отметим, что в ноябре 2002 г соленость в этом слое изменялась от 85 г/кг (на поверхности) до 87 г/кг (у дна на глубине 18 м), а в октябре 2003-го – от 87 г/кг до 89 г/кг. При этом, несмотря на повышение солености, обилие *S. segmentum* с глубиной возрастало.

Например, по данным 2003 г, численность моллюсков изменялась от 10-12 экз/м² на глубинах 7-10 м, до 280-290 экз/м² на глубине около 18 м. Биомасса *S. segmentum* также возрастала с глубиной от 1-1,5 г/м² до 47-50 г/м². Линейные размеры моллюсков не превышали по наибольшей оси 1 см, большинство особей были довольно мелкими. Во время обеих экспедиций на глубинах ниже 20 м было зафиксировано сероводородное заражение, препятствующее жизнедеятельности моллюсков. Мы предполагаем, что отсутствие особей *S. segmentum* на глубинах более 20 м было обусловлено совокупным действием двух основных факторов: аноксическим характером среды и увеличением солености воды в придонном слое (свыше 90 г/кг).

В августе 2004 года, когда соленость на поверхности Западного бассейна в районе мыса Киим-Чияк составляла 91.5 г/кг, живые особи *S. segmentum* в бентосе

отсутствовали. Таким образом, мы констатируем вымирание этого моллюска в Арале при повышении солености сверх 90 г/кг.

Вторым видом макрозообентоса, отмеченным нами в Арале на современном этапе, была хирономида *Baeotendipes noctivaga*. Этот вид является позднейшим вселенцем, проникшим в Аральское море уже на этапе глубокого переосолонения. Как показали наблюдения, личинки этого двукрылого насекомого в массе населяли поверхностный слой донных отложений Арала в конце лета и осенью. В пробах, взятых в начале апреля 2004 г и в июне 2008 г, личинки отсутствовали, т.е. начало колонизации дна этими насекомыми следует отнести на более поздние месяцы.

Зона обитания личинок в Большом Арале охватывала глубины от 0 до 25-30 м в Западном бассейне (в оксигенных условиях), до 6.2 м в проливе, и до 3-4 м - в изученном нами районе на севере Восточного бассейна (2002-2005 гг.).

Изменение плотности поселения *B. noctivaga* по глубине было впервые изучено в октябре 2003 г в Западном Арале (материал обработан Н.И. Андреевым). Численность личинок постепенно возрастала от уреза воды до глубин около 10 м (рис. 5.1.1), где достигала почти 13000 экз/м², после чего начинался спад обилия. В пробах с глубин около 23 м плотность составляла в среднем 30 экз/м², на 25-метровой отметке они отсутствовали вовсе.

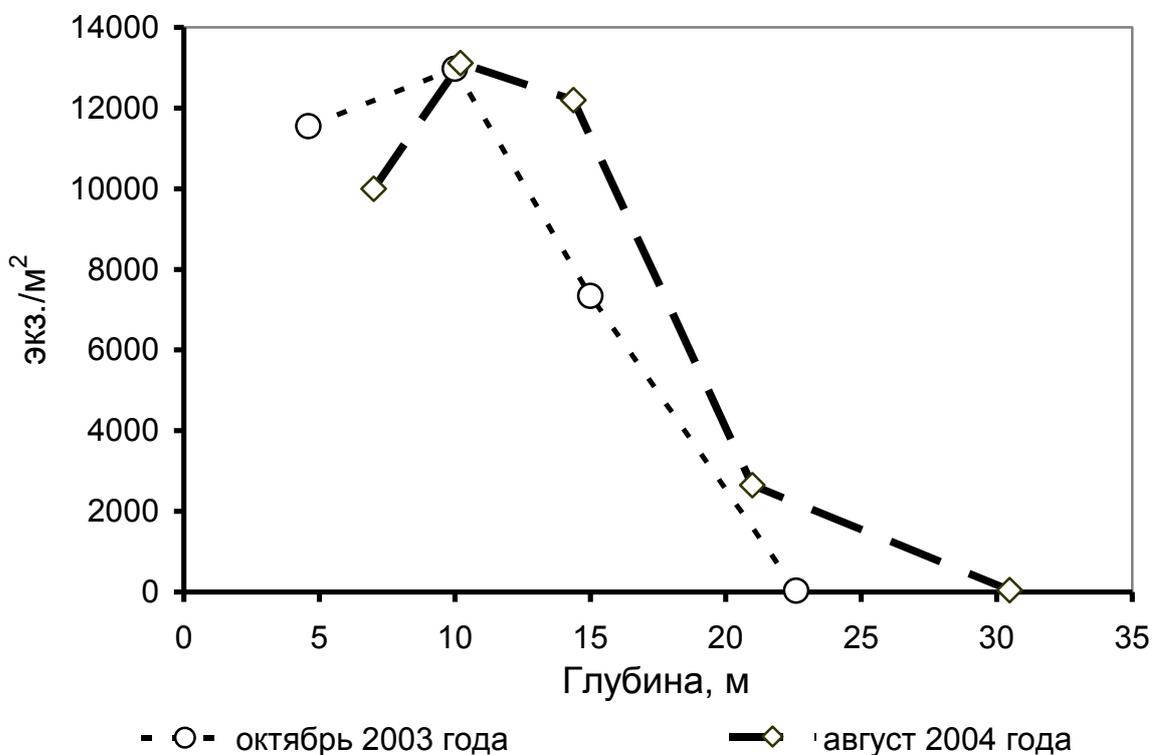


Рис. 5.1.1. Изменение численности личинок хирономиды *Baeotendipes noctivaga* по глубине обитания в Западном бассейне Аральского моря. По результатам бентосных съемок 2003 и 2004 года.

В августе 2004 г (материал обработан Г.А. Колючкиной) зона максимальной численности личинок снова была зафиксирована на глубинах около 10 м (в среднем – 13100 экз/м², рис. 5.1.1). При переходе к 15-метровой отметке наблюдали незначительное уменьшение плотности (до 12200 экз/м²). С дальнейшим ростом глубины численность падала и на отметке в 31 м составляла (в среднем) всего 50 экз/м².

Распространение хирономид в августе ниже 30-метровой отметки – что, по меркам современного Арала, существенно глубже описанного для октября – мы связываем с отсутствием на этих глубинах сероводородного заражения в конце лета. Возможно, лимитирующим фактором по глубине обитания в октябре 2003 года был для *V. noctivaga* именно сероводород.

В октябре 2005 года численность и биомасса личинок были изучены в западном, северной части восточного бассейна и в проливе (пробы обработаны Е.С. Бочаровой).

В западном бассейне максимальные показатели обилия соответствовали глубинам около 8 м (11360 экз/м², 32 г/м²) (рис. 5.1.2). На 13-метровой отметке численность и биомасса *V. noctivaga* были уже существенно ниже (1950 экз/м², 5.1 г/м²). На глубине 38 м, в условиях слабого сероводородного заражения, личинки отсутствовали.

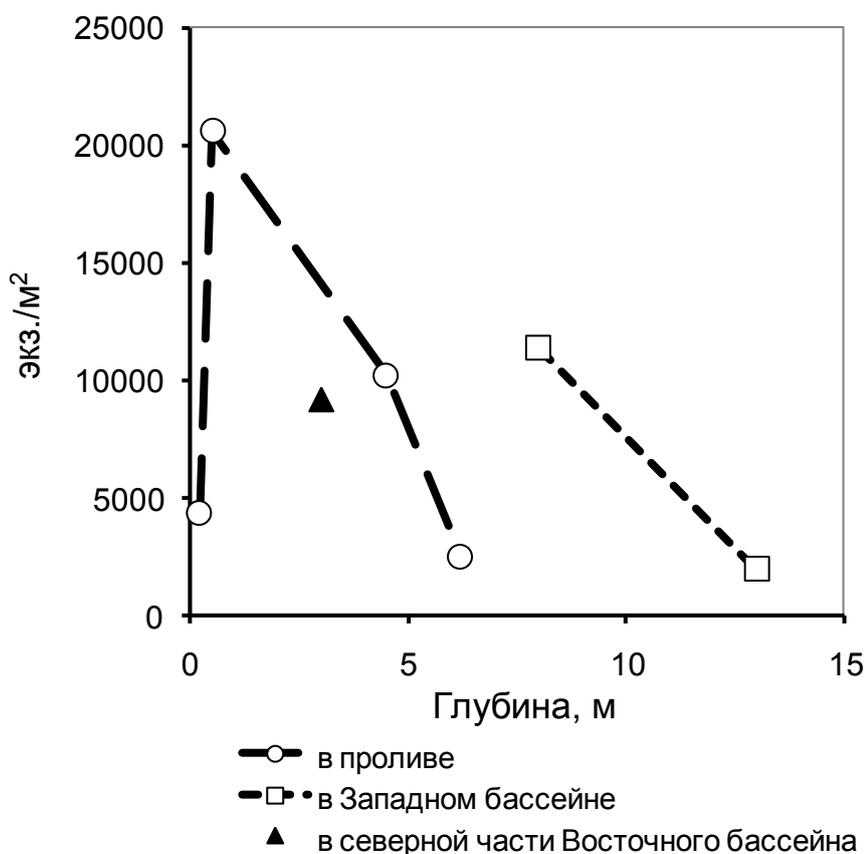


Рис. 5.1.2. Распределение численности личинок хирономиды *Vaeotendipes noctivaga* по глубине обитания в разных районах Аральского моря в октябре 2005 года:

в центральной части Западного бассейна, в проливе и в северной части Восточного бассейна.

В проливе плотность поселения личинок резко возрастала на интервале глубин от 0 до 0.5 м, достигая, в среднем, 20580 экз/м² (при биомассе около 57 г/м²). Затем, по мере дальнейшего увеличения глубины обитания, наблюдали спад обилия – на отметке 6.2 м плотность личинок составляла всего 2500 экз/м² (при биомассе 8 г/м²).

В северной части Восточного бассейна, на глубине 3 м, личинки населяли поверхность грунта также довольно плотно: в среднем 9150 экз/м² (при биомассе 27 г/м²).

В августе 2009 года, в Западном бассейне личинки были распространены от уреза воды и до глубин порядка 8 м. Глубже, уже примерно на 9 м, начинались мягкие, почти желеобразные серые илы, покрытые сверху двухмиллиметровой рыжей пленкой. Эти грунты обладали запахом сероводорода и сама их консистенция мало соответствовала субстратам, на которых мы прежде отмечали хирономид. Наблюдения показали, что эти существа жили в Арале на более плотных субстратах: в тонком наилке на глинах прибойной зоны, на заиленном песке или, наконец, в норах на кристаллической соляной корке. Возможно, сама консистенция желеобразных илов, а также их восстановительный характер препятствовали развитию здесь хирономид. Таким образом, в конце этапа позднего переосолонения зона обитания *B. noctivaga* в Западном Арале сузилась до узкой вдольбереговой полосы, ограниченной глубинами около 8 м.

Мы наблюдали развитие личинок при общей солености от 85 до 114 г/кг. Это говорит о крайне высокой резистентности *B. noctivaga* в отношении роста минерализации – по крайней мере, для тех соотношений ионов, которые были отмечены в Большом Арале на изученном этапе. В июне 2008 года, когда соленость в центральной части Восточного бассейна составляла 211 г/кг, мы не обнаружили там личинок. Их отсутствие нельзя было с уверенностью объяснить такой высокой минерализацией, поскольку в это время – по сезону – их не было и в западном Арале. В то же время отметим, что в отчленившейся от моря лагуне на восточном побережье полуострова (бывшего острова) Возрождения, где соленость в октябре 2005 года составляла уже 163 г/кг, личинки *B. noctivaga* обнаружены не были. Возможно, их толерантный диапазон заканчивался в Большом Арале ниже этой концентрации.

§5.2 Макрофиты и микрофиты

Прежде, чем мы опишем изменение состава и пространственного распределения бентосных водорослей, а также структуру ценозов и их изменения на фоне прогрессирующего осолонения Арала, мы кратко конкретизируем собирательные биологические термины, используемые в этой главе.

Макрофитобентос - совокупность макроскопических водорослей Большого Арала - на этапе позднего переосолонения состоял из многоклеточных нитчатых зеленых водорослей (*Cladophora spp.*, Chlorophyta), одноклеточных макроскопических желтозеленых водорослей (*Vaucheria cf. dichotoma*, Xanthophyta), имеющих видимое невооруженным глазом нитчатое, сифональное (многоядерное) слоевище, а также из макроколоний диатомовой водоросли *Navicula ramosissima* (Bacillariophyta, рис. 5.2.1). Макроколонии состояли из многократно ветвящихся полимерных трубок, внутри которых одна за другой, параллельными рядами располагались клетки *Navicula ramosissima*.

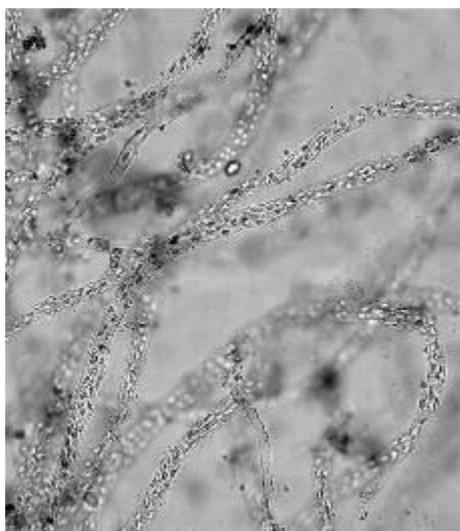


Рис. 5.2.1. Макроколонии диатомеи *Navicula ramosissima*. А – общий вид макроколонии при увеличении 40х, Б – фрагмент колонии – 200х, В – отдельные нити колонии: полимерные трубки, внутри которых параллельными рядами расположены клетки. Западный Арал, ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Микрофиты – в противоположность макрофитам – микроскопические, зачастую одноклеточные водоросли и цианобактерии. Микроэпифиты - экологическая группа микроскопических водорослей, которые населяют поверхность макрофитов. В этом случае макрофиты называются базифитами. Микроэпифиты включают прикрепленные и подвижные формы.

5.2.1. Макрофитная растительность

В середине ноября 2002 г мы наблюдали в западном бассейне 3 вида макрофитов. Из них первым и наиболее массовым видом была *Cladophora fracta*. Куртины этой обильно ветвящейся зеленой водоросли местами в изобилии покрывали дно на глубинах до 1-1.5 м (рис. 5.2.2). Высота талломов, прикрепленных основанием к мертвым раковинам моллюсков *Cerastoderma ssp.* и *Syndosmya ssp.*, торчавшим из глинистого дна, достигала 10-15 см. В местах массовых скоплений этих водорослей плотность их покрытия достигала 80%.

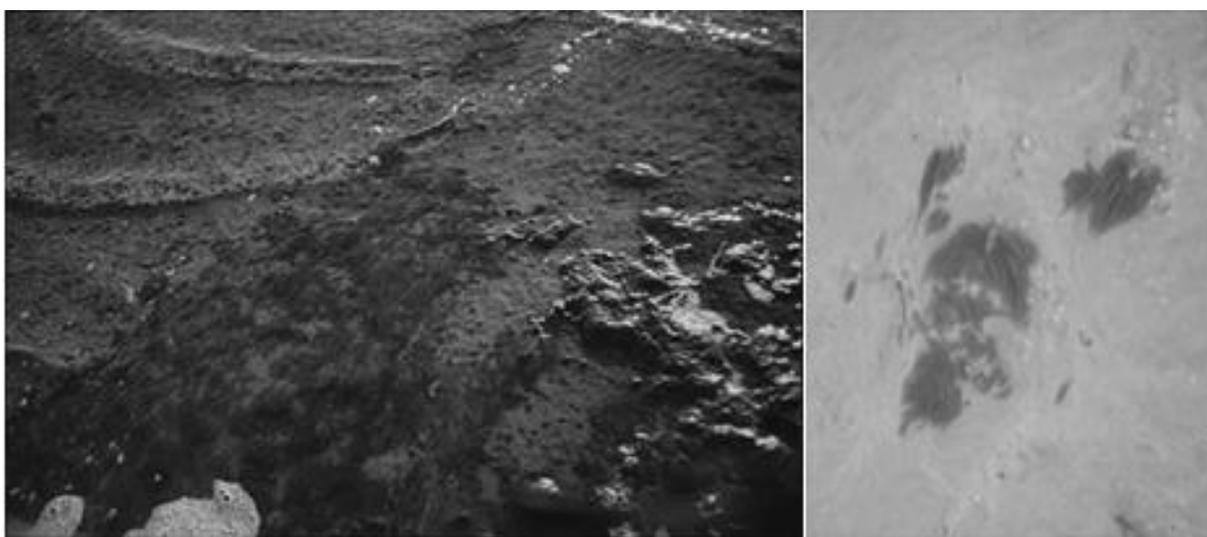


Рис. 5.2.2. Заросли нитчатой зеленой макрофитной водоросли *Cladophora fracta* в прибрежной зоне Западного Арала. Ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Второй вид – *Vaucheria* cf. *dichotoma* – присутствовал в небольших количествах на глубинах 0-0,03 м. Зона обитания этой сифональной нитчатки была довольно специфична. Пласты твердой глины, постепенно размывавшиеся накатной волной в зоне прибоя в районе мыса Киимчияк (центральная часть Западного Арала), имели мощность до 3-4 см. В результате водной эрозии краев, они налегали друг на друга подобно чешуе (рис. 5.2.3,а). Край самого верхнего пласта глины, постоянно орошаемого водой, покрывала бахрома из волосовидных талломов *Vaucheria* cf. *dichotoma*. Их длина достигала 3-5 см, окраска варьировала от темно-коричневой до черной.

В свою очередь, поверхность верхнего пласта глины покрывали заросли, образованные невысокими (до 1-1.5 см) кустами *Cladophora fracta*, а также двумя другими устойчивыми морфотипами *Vaucheria* cf. *dichotoma*.

Первый из них имел вид кустиков насыщенно-бурой окраски высотой до 2-2.5 см (см. ниже), в основе которых были тонкие (диаметром до 0.4-0.5 мм) нити *Vaucheria*. Второй был представлен розетками из толстых (до 0.7-0.8 мм), пальчатых, неветвящихся побегов высотой до сантиметра. На участке берега протяженностью в 3 км мы наблюдали все три морфотипа этого макрофита. Несмотря на темно-бурую, практически черную окраску, «бахромчатые» талломы *Vaucheria* были живыми.

Третьим макрофитом были макроколонии диатомовой водоросли *Navicula ramosissima* (рис. 5.2.1). Зоной обитания этих макроструктур также была поверхность самого верхнего пласта глины, постоянно омываемая накатной волной. Здесь, прикрепляясь к нитчатым талломам *Cladophora fracta* и *Vaucheria cf. dichotoma*, разветвленные полимерные трубки макроколоний создавали сплошной оброст. В результате на поверхности пласта мы наблюдали эффект «бурого меха» со 100% покрытием омываемой площади. Кроме того, пятна «бурого меха», росшего на минеральном субстрате и состоявшего как из обросших нитчаток, так и просто из обильно разросшейся *N. ramosissima*, во многих местах покрывали поверхность камней от уреза воды и до глубины 10-15 см (рис. 5.2.3б).

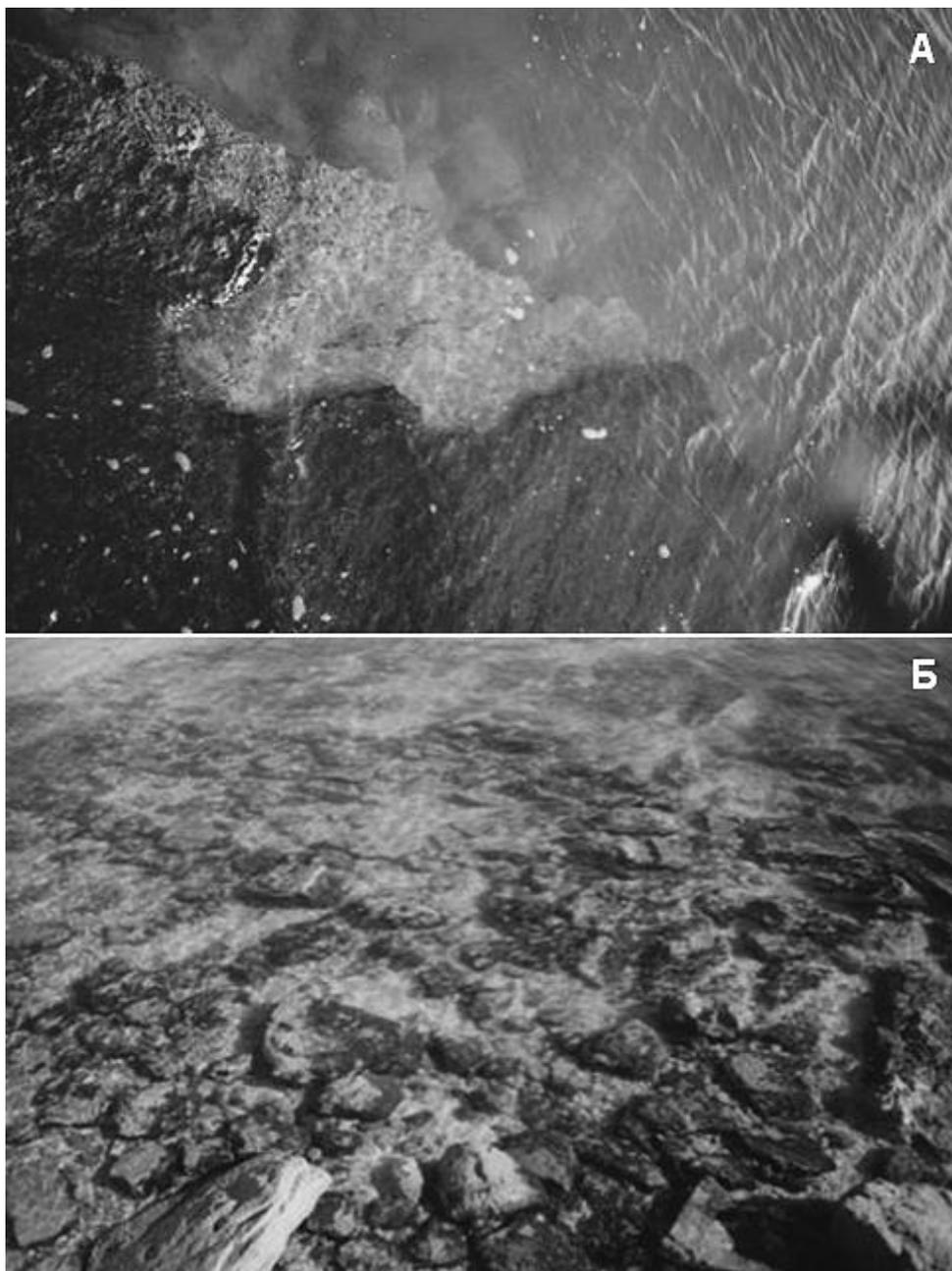


Рис. 5.2.3. А - слоистые напластования глины в ультра-мелководной зоне Западного Арала. Верхний слой покрыт сплошными зарослями макрофитов - «бурым мхом». Б - заросли «бурого мха» на камнях в прибрежной зоне. Ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

В последнюю декаду октября 2003 г мы наблюдали в районе мыса Киимчиак те же три вида макрофитов, что и прежде.

Однако, под действием эрозионных процессов, за прошедшее время (почти год) изменились геоморфологические особенности береговой линии. В частности, исчезли слоистые глинистые напластования, служившие местом обитания двум из трех морфотипов *Vaucheria* cf. *dichotoma*. Было отмечено присутствие только «бахромчатой» формы этой макроводоросли, кое-где покрывавшей края глинистых уступов у самого берега.

В это же время мы наблюдали в прибрежной зоне очень густые заросли *Cladophora fracta*. Интенсивно-зеленые, обильно разветвленные талломы этого макрофита, достигавшие 15-18 см высотой, покрывали до 90% поверхности дна на глубинах до 0.5 м. На урезе воды наблюдался сплошной вал выброшенных прибоем макрофитов толщиной до 15 см. В составе выбросов были обнаружены талломы не только *Cladophora* spp., но и нитчатой багрянки *Bangia* sp. Определить видовую принадлежность *Cladophora* в этих выбросах было невозможно из-за сильной деформации слоевищ.

В южной части западного бассейна, на мелководьях у западного побережья полуострова Возрождения в это же время наблюдались разреженные скопления плавающих талломов *Cladophora glomerata*. Среди них также были найдены многочисленные нитевидные талломы *Bangia* sp. Отметим, что прикрепленной к субстрату *C. glomerata* в этом районе мы не обнаружили. Можно предположить, что плавучие куртины *C. glomerata* – вместе с *Bangia* sp. – были оторваны штормами в северных районах Большого Арала, например в проливе, где мы отмечали массовое развитие *C. glomerata* на следующий год. В пользу этого предположения свидетельствует микроэпифитная синузия на поверхности нитей *C. glomerata*, описанная нами на следующий год как «восточная» из пролива и северной части Восточного бассейна. В последующие сезоны съемок развития *Bangia* sp. отмечено не было.

В начале апреля 2004 г мы не наблюдали зарослей *C. fracta* и *V. cf. dichotoma* на мелководьях Западного Арала. Тем не менее, на отмелях небольших бухт в районе мыса Киим-Чияк были отмечены скопления тины, прибитой волнами к берегу. Возможно, под влиянием сверх-низких температур воды в зимний период, достигавших -2.5°C , эти макрофиты вымерзли в Арале, и сезонное формирование их зарослей на мелководьях начиналось позже, по мере прогрева воды.

Оброст из макроколоний *N. ramosissima* по-прежнему покрывал скалы по урезу воды, а также мертвые нити *Cladophora* spp. в плавучих скоплениях у берега. В тех же скоплениях были найдены многочисленные талломы *Rhizoclonium* sp.

В начале августа 2004 г мы снова наблюдали массовое развитие *Cladophora fracta* в прибрежной зоне западного бассейна. На обширных мелководьях пролива в северной части Арала было отмечено совместное присутствие этого вида и *Cladophora glomerata*. В северной части восточного бассейна мы отмечали только шаровидные куртины *C. glomerata*. Можно сказать, что на этом этапе переосолонения зоной обитания второго вида были только те районы, где соленость превышала 100г/кг.

В октябре 2005 г мы наблюдали оба вида *Cladophora* уже не только в проливе, но и в северной части восточного бассейна. В центральной части западного бассейна жила только *C. fracta*. Макроколонии *N. ramosissima* на *Cladophora* больше не отмечались, на минеральном субстрате в полосе прибоя их заменил сплошной оброст колониальной диатомеи *Brachysira styriaca*. Периодом исчезновения макроколоний *N. ramosissima* из Большого Арала мы считаем лето 2004 г, когда соленость в поверхностном слое превысила 92 г/кг.

Осенью 2006 и 2007 г. совместное обитание *C. fracta* и *C. glomerata* было отмечено и в центральной части западного бассейна.

Заметим, что **в сентябре 2006 г** на глинах прибойной зоны в центральной части западного бассейна снова росли пальчатые куртины *V. cf. dichotoma*. К этому времени накатные волны и, в особенности, осенне-зимние шторма размывали ряд мягких пластов глины до относительно более твердого. В отличие от мягких слоев, поверхность этого пласта окислялась быстрее, чем размывалась – и потому была заселена водорослями, дополнительно укрепившими ее от разрушительного воздействия волн. По краю верхнего пласта мы отмечали редкую поросль волосовидной («бахромчатой») *Vaucheria*.

В начале июня 2008 г макрофиты отсутствовали в центральной части Восточного бассейна. На прибрежных скалах в районе мыса Киимчияк (западный бассейн) отмечены только редкие, некрупные куртинки *C. glomerata* (до 1.5 см). Нам не известно, сохранились ли к этому времени макрофиты в северной части западного бассейна и в проливе.

В середине августа 2009 г макрофитная растительность в западном бассейне была представлена только крайне редкими куртинами *C. fracta*, росшими на поверхности упавших в воду и просоленных морем веток. Размеры этих куртинок не превышали полутора сантиметров. Нам не удалось отыскать макрофиты на протяжении трехкилометровой зоны берега на иных субстратах, прежде использовавшихся ими для обитания.

5.2.2. Микрофитобентос и микроэпифитон

В этом разделе мы рассмотрим, как были устроены и как изменялись сообщества донных микрофитов Большого Арала на этапе позднего переосолонения. Эту экологическую группу мы изучили наиболее подробно по трем основным причинам:

1. на фоне постепенной деградации макрофитов группа стала основой продуктивности донных экосистем, поэтому был необходим анализ ее состава и разнообразия;

2. галотолерантность микрофитов, населявших ультрагалинный Большой Арал, могла отличаться от описанной ранее. Выявление ее пределов служит большим подспорьем в палеоэкологических и палеоклиматических реконструкциях новейшего времени.

3. формирование ценозов на новых для Арала субстратах на фоне прогрессирующего осолонения представляло собой интереснейший природный эксперимент.

Основные положения, которые мы можем сформулировать по итогам изучения микрофитной флоры Большого Арала с 2002 по 2009 гг, следующие:

— На фоне неуклонного роста солености вод Большого Арала (в интервале от 85 до 211 г/кг) мы *не наблюдали признаков многолетней деградации флоры микрофитобентоса и его разнообразия.*

— Донная флора ультрагалинного Большого Арала включает виды, в большинстве своем описанные ранее как олиго- и мезогалинные. Доля эугалобов существенно меньше, гипергалобы единичны. Для многих видов существование при минерализации свыше 85 г/кг отмечено впервые.

— Флора донных микрофитов восточного бассейна была беднее, чем западного. Это обусловлено различиями в темпах осолонения, а также в разнообразии биотопов.

— За период наблюдений (2002-2009 гг) в Большом Арале сформировался относительно единый в таксономическом отношении комплекс донных микроводорослей. Однако, в зависимости от биотопа, его количественная структура существенно варьировала.

— На изученном этапе в Большом Арале сформировались несколько новых биотопов с присущей им видовой структурой альгоценозов. Выделяются ценозы наилков на глинах ультрамелководной (прибойной) зоны, соляных корок, сборная группа ценозов рыхлых осадков и ценозы аморфного дна (мирабилитового творожистого осадка, формирующегося на дне при температурах $<2,5^{\circ}\text{C}$).

— Мы отмечаем формирование 5 «зон влияния» (преимущественного развития) микрофитов по глубинам обитания: ропалодиальную, верхнюю бациллярную, талассиофизальную, а также промежуточную и нижнюю бациллярные.

— В условиях роста солености и в интервале значений минерализации от 85 до 211 г/кг мы отмечаем развитие колониальности у ряда видов диатомей, для которых она не была описана прежде.

— Ультрагалинный Большой Арал своеобразен по составу диатомовой флоры, но имеет сходство с некоторыми солеными озерами и лагунами, расположенными в пустынях субтропического пояса Северного полушария.

Материалом к этому разделу послужили сборы микрофитобентоса и микроэпифитона, сделанные в экспедициях ИОРАН на различных акваториях Большого Арала с ноября 2002-го по август 2009-го года. Микрофитобентос был изучен на 54 станциях, микроэпифитон – на 26. В общей сложности было обработано 214 проб.

В западном бассейне материал отбирали ежегодно, в проливе – в 2004 и 2005 гг, а в восточном, гораздо более труднодоступном, в 2004, 2005 и 2008 гг (рис. 5.2.4).

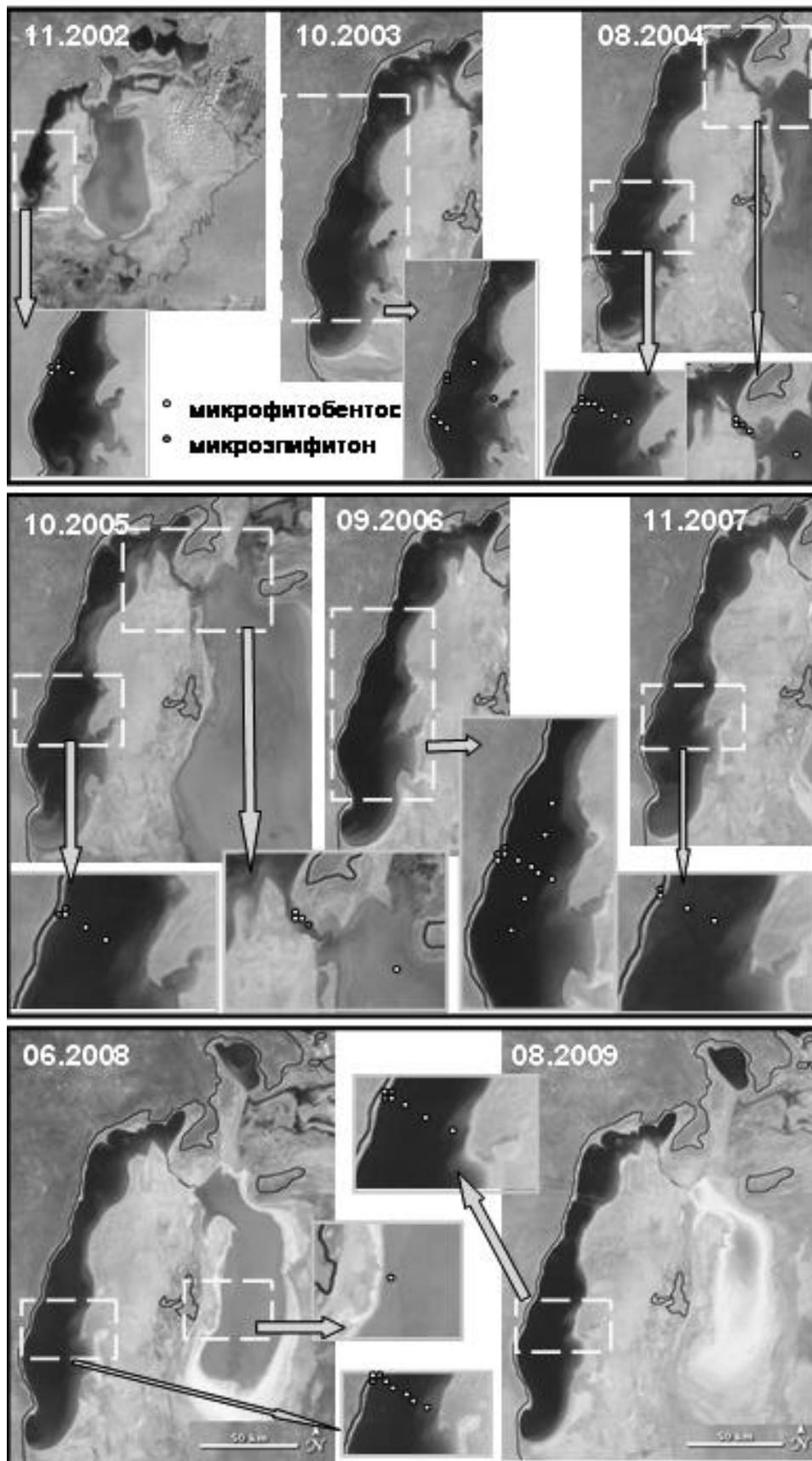


Рис. 5.2.4. Схемы расположения станций отбора проб микрофитобентоса и микрозгифитона на акватории Большого Арала в разные сезоны исследований (2002-09 гг.).

За весь период наблюдений во флоре Большого Арала были идентифицированы 144 видовых и внутривидовых таксона (рис. 5.2.5). Наиболее широко представлены были диатомеи (110 таксонов). Также были найдены 8 видов зеленых водорослей, 6 эвгленовых, 2 динофитовых, 3 золотистых и одна криптомонада. Цианобактерий – кислородсинтезирующих представителей прокариотного фитобентоса – было найдено 13 видов.

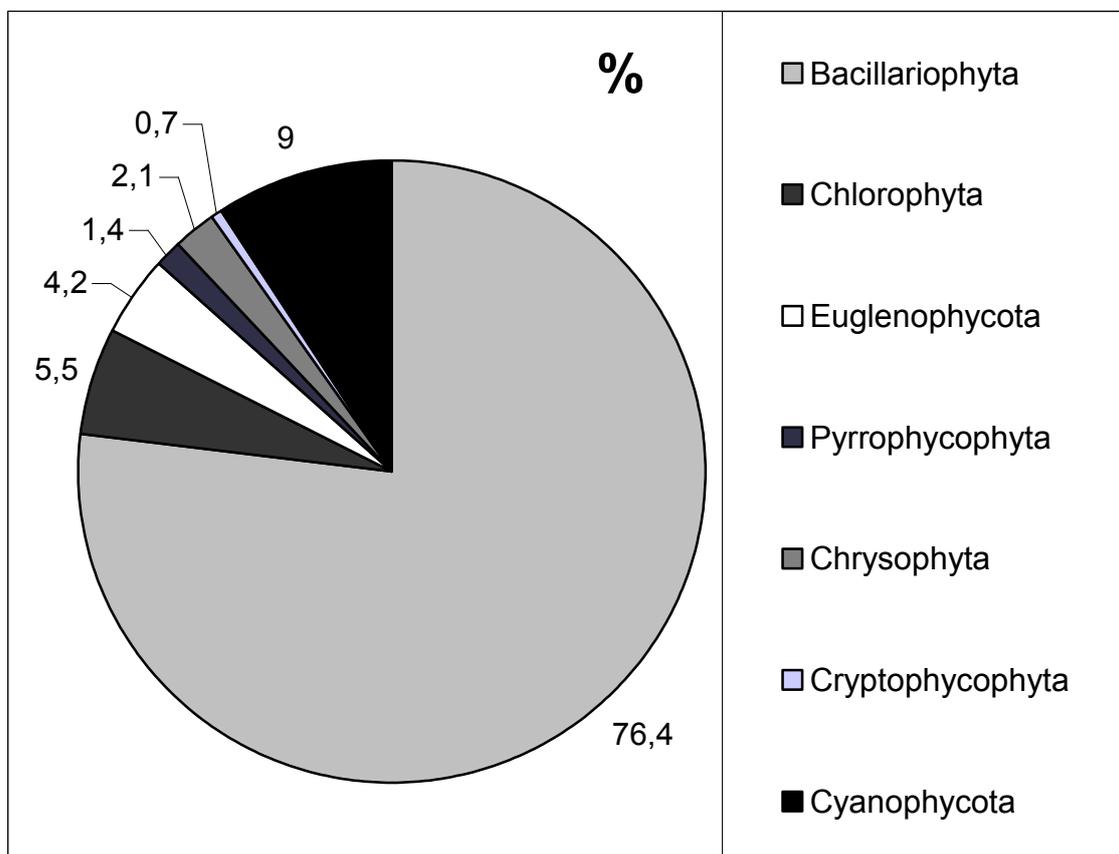


Рис. 5.2.5. Процентное соотношение различных таксономических групп микрофитов, найденных в Большом Арале с ноября 2002 г. по август 2009 г.

Условия обитания по частям акватории сильно различались, поэтому их флору мы разберем по отдельности. В западном бассейне были обнаружены 143 вида, в проливе – 65 и 49 – в восточном. При этом только 41 вид (28.7% от флоры) был отмечен когда-либо на всех трех акваториях. Соотношение представителей таксономических групп в разных частях акватории было неодинаково (рис. 5.2.6), но профилирующей группой везде были диатомеи.

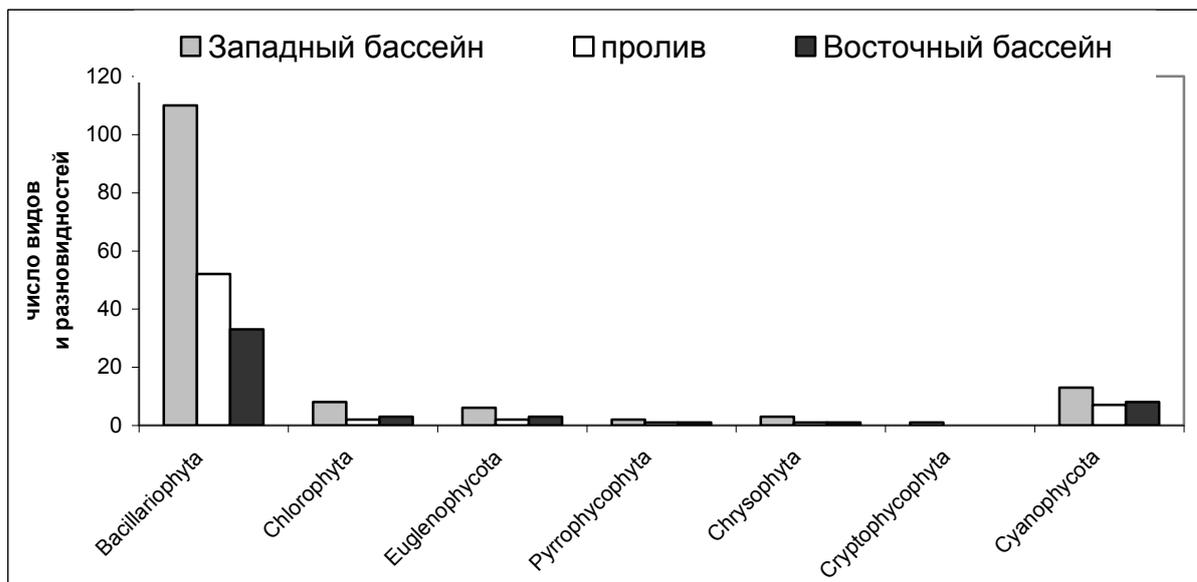
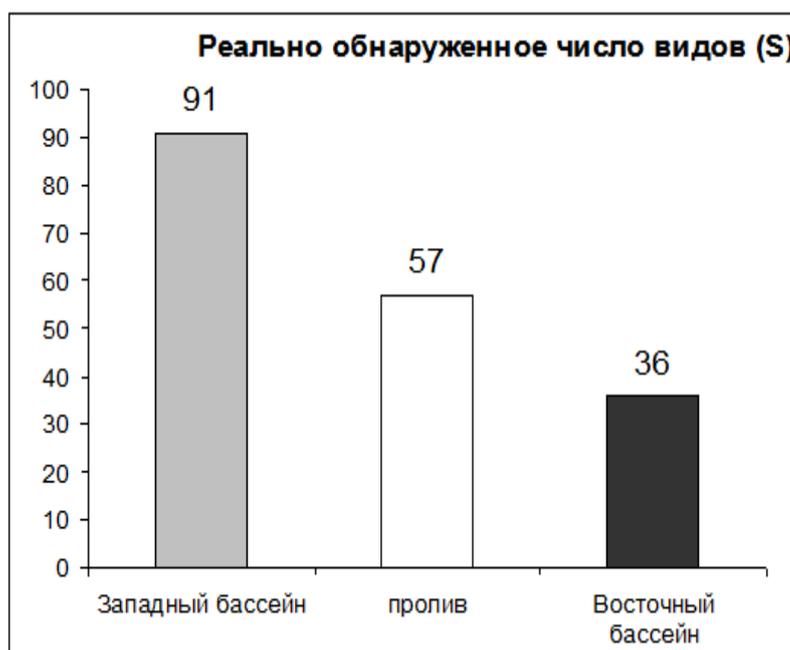


Рис. 5.2.6. Число видов и разновидностей микрофитов из разных таксономических групп, найденных в разных частях акватории Большого Арала с ноября 2002 г по август 2009 г.

Количество материала, собранного на акваториях, также менялось в силу труднодоступности отдельных районов. Поэтому, дабы исключить влияние методической погрешности, мы подсчитали для каждой акватории ожидаемое число видов на стандартный объем выборки. В результате самой богатой совокупной флорой отличался западный Арал, затем следовал пролив и после – восточный бассейн (рис. 5.2.7).



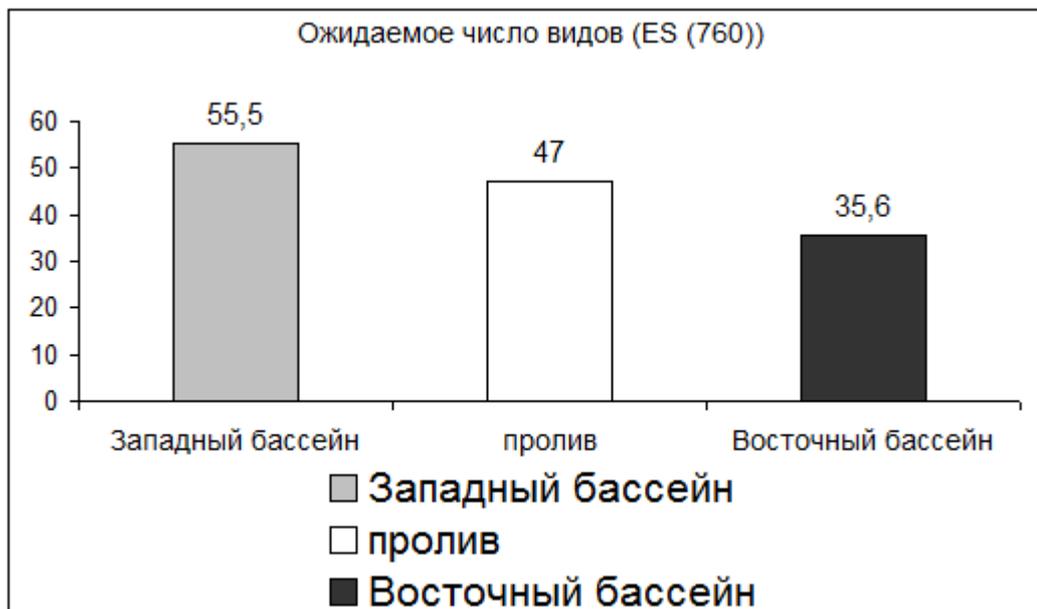


Рис. 5.2.7. Реально обнаруженное за весь период наблюдений (S) и ожидаемое (ES (760)) число видов микрофитобентоса для разных частей акватории Большого Арала. Ожидаемое число видов получено с использованием процедуры «Refraction», пакет программ PRIMER 6.

Кумулятивные кривые накопления видов показали, что скорость прироста видового богатства не сильно различалась для акваторий (рис. 5.2.8). Тем не менее, в западном бассейне прирост числа видов происходил наиболее быстро, а в восточном – наиболее плавно.

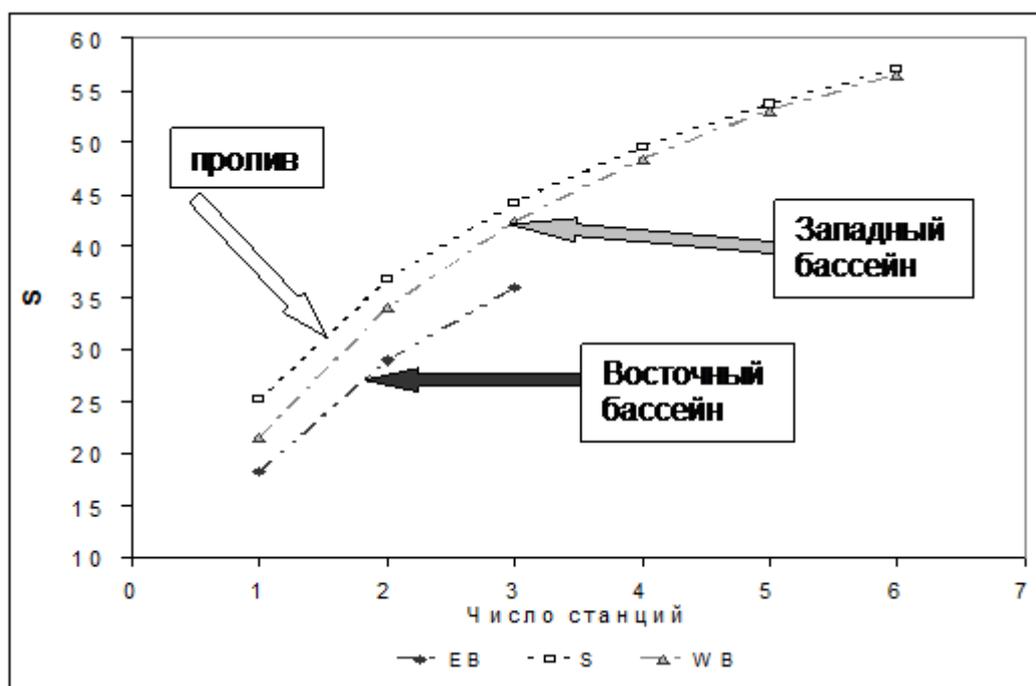


Рис. 5.2.8. Кумулятивные кривые накопления видов микрофитобентоса для Восточного (ЕВ) и Западного (WB) бассейнов, и для соединявшего их пролива (S) в северной части Большого Арала.

Объяснение этих различий мы находим в том, что разнообразие биотопов в западном бассейне было существенно выше, чем в других районах. Глубина, температура и соленость в придонном слое, а также характер донных отложений изменялись в этом районе в более широких пределах, чем в проливе и восточном бассейне. Абиотические различия между станциями были здесь наиболее ощутимы.

Благодаря ежегодным изменениям среды, флора акваторий менялась от съемки к съемке (рис. 5.2.9). Такие флористические состояния последовательно сменяли друг друга на протяжении 7 лет.

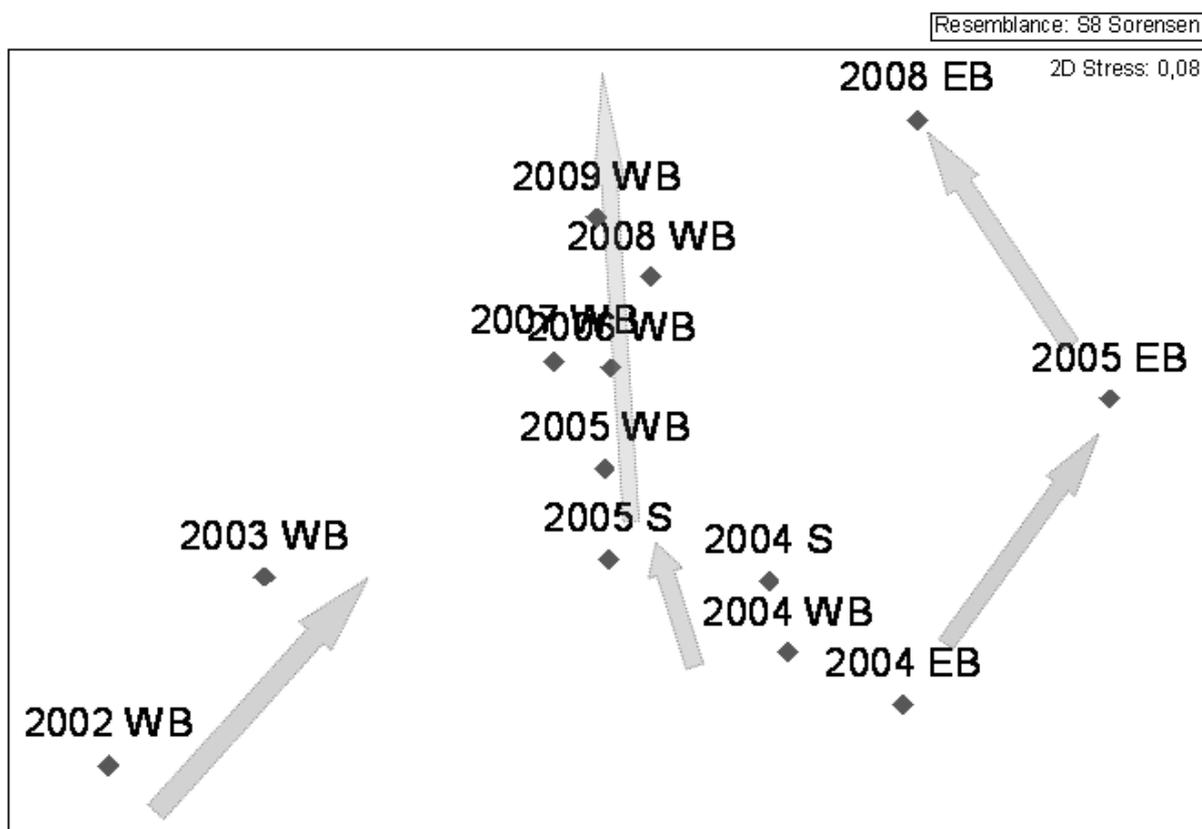


Рис. 5.2.9. Результаты ординационного (МДС) анализа: группировка отдельных стадий изменений во флоре акваторий Большого Арала – флористических состояний акваторий – с 2002 по 2009 годы. Анализ выполнен на основе индекса сходства Сьеренсена.

На этапе 2003-2004 гг. флора Западного Арала претерпела существенные изменения. Произошла перестройка таксономической структуры, разделившая весь период отмеченных изменений на два существенных этапа: до и после лета 2004 г. (рис. 5.2.9).

Благодаря перетокам вод в проливе происходило расселение видов между бассейнами. Поэтому мы можем называть флористические состояния пролива

переходными между западной и восточной акваториями, но со временем они приблизились к западным.

Одни виды шли в западный бассейн против градиента осолонения, с востока на запад (*Amphora normanii*, *Brachysira styriaca*) (рис. 5.2.10). Другие – «западные» виды - постепенно адаптировались к этому осолонению (*Gyrosigma fenestratum*, *Navicula radiosafallax*). Третьи расселялись на север, постепенно обживая пролив (*Navicula cryptotenella*, *Proschkinia complanata*). Некоторые из них проникали и дальше, в более соленый восточный бассейн (*Surirella fastuosa*), и успешно там адаптировались, но число их было незначительно.

Направления миграций видов

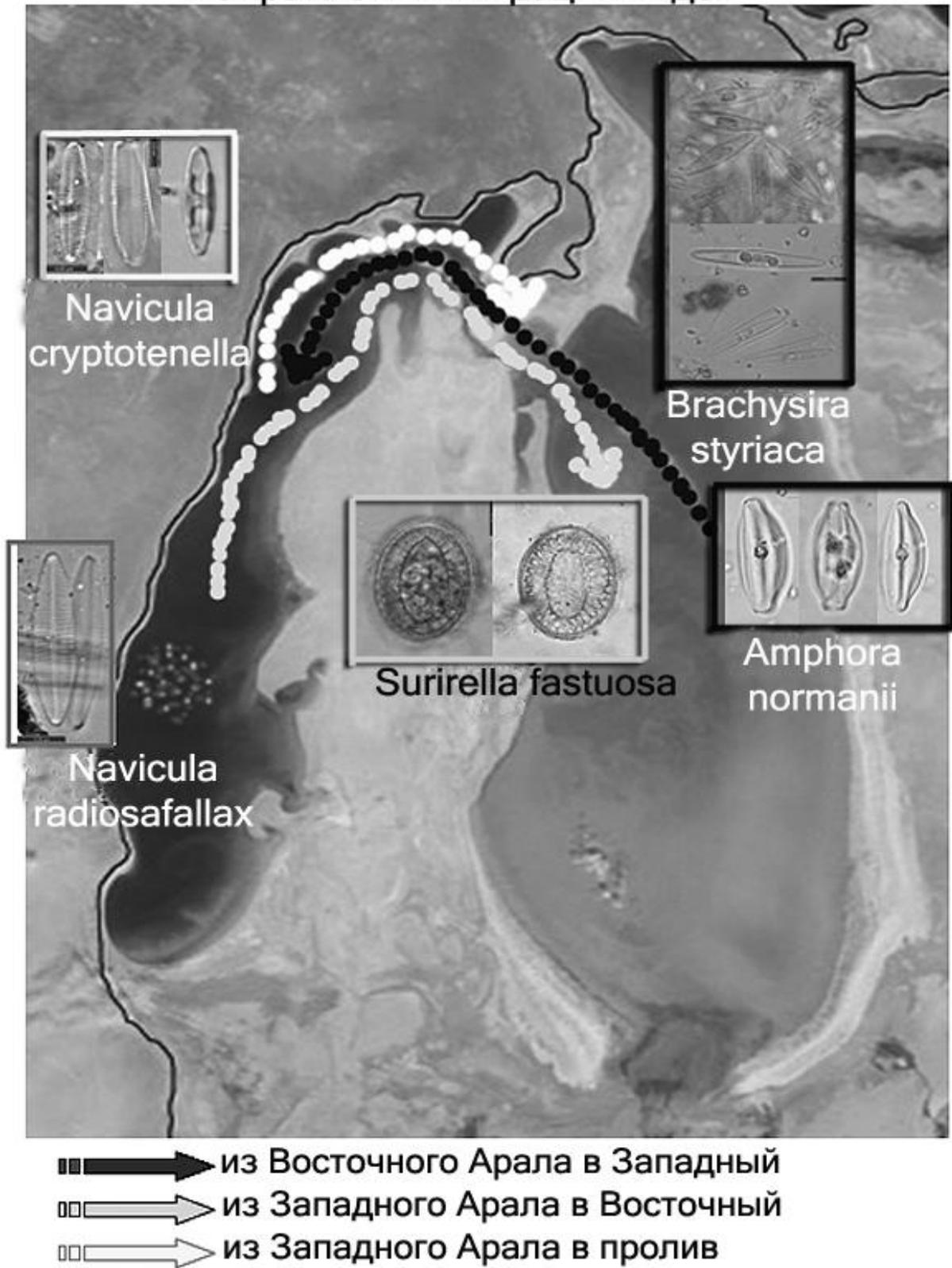
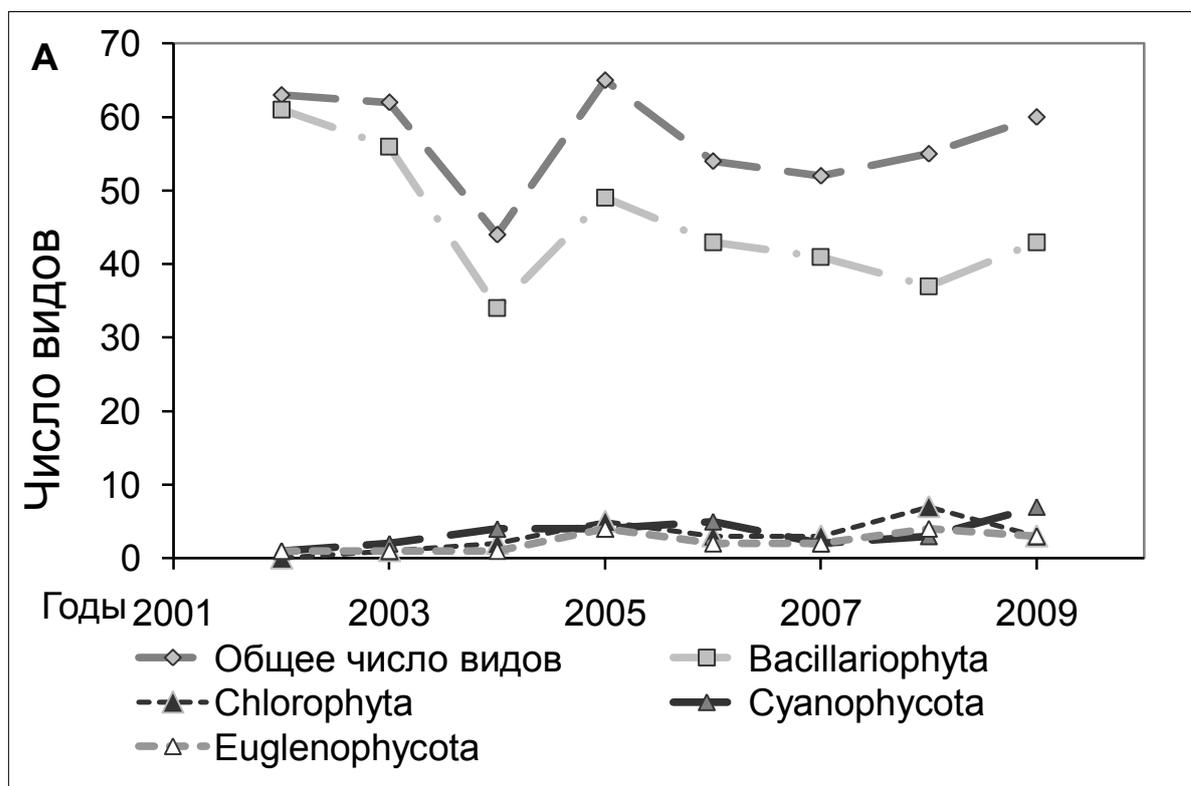


Рис. 5.2.10. Направления адаптивных миграций видов микрофитов по акваториям Большого Арала на этапе позднего переосолонения.

Несмотря на большую разницу по солености и другим абиотическим факторам, изменения флоры западной и восточной акваторий имели общее направление (рис. 5.2.9).

Наиболее детально был изучен западный Арал, где съемки проводили ежегодно. Несмотря на прогрессирующее осолонение, его флора не деградировала (рис. 5.2.11а). Более того, на отдельных этапах мы наблюдали ее обогащение. Число видов колебалось от 44 до 65. Начиная с 2007 г отмечалась общая тенденция к обогащению флоры.

С октября 2003 г мы отслеживали, сколько видов исчезло из западного Арала с прошлого года, сколько осталось и сколько в него вселилось. На рисунке 5.2.11б показана динамика этих трех групп с 2003 г (по сравнению с 2002 г) и по 2009 г.



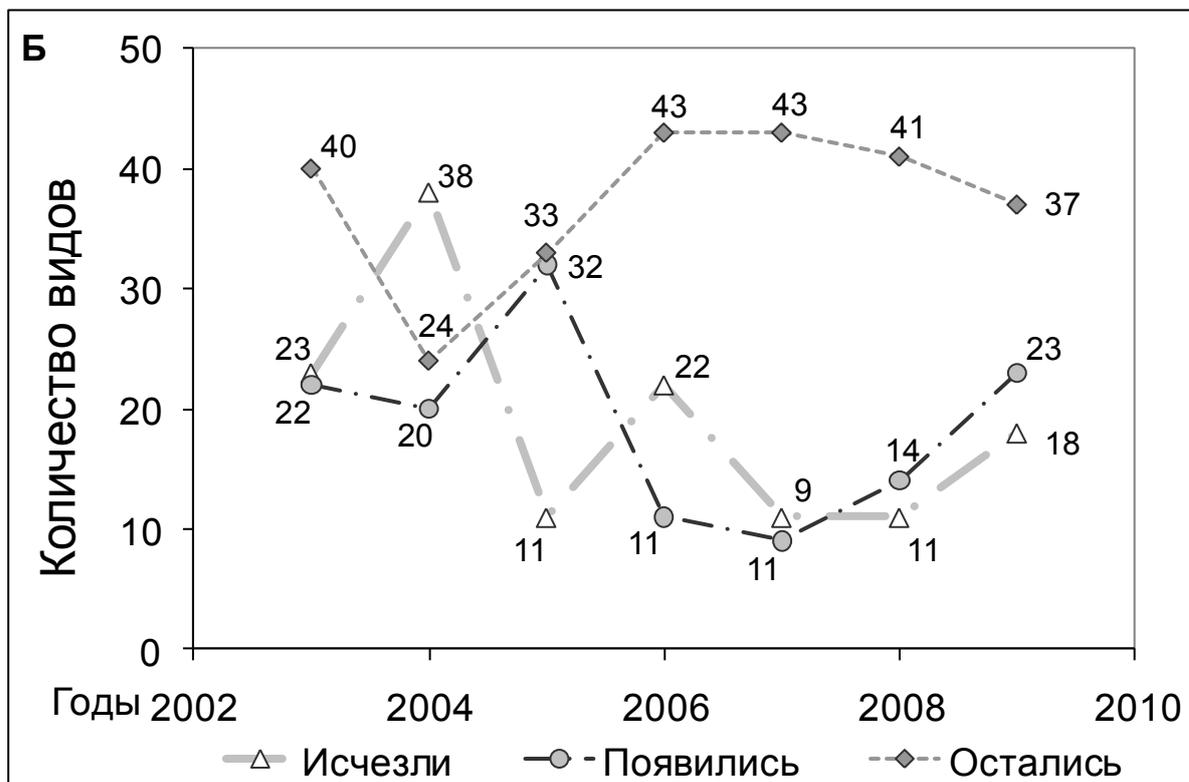


Рис. 5.2.11. а - изменение числа видов микрофитов (общего и таксономически преобладавших групп) донных ценозов Западного Арала с 2002 по 2009 гг.

б - динамика числа исчезающих, вселявшихся и адаптировавшихся видов микрофитов с 2003 по 2009 годы.

Обобщая все произошедшие за 7 лет изменения, отметим основное. Флора западного бассейна на этапе позднего переосолонения не претерпела направленной многолетней деградации состава. Скорее речь идет о ежегодных перестройках набора видов: одни исчезали, другие адаптировались, третьи вселялись. Эти перестройки происходили следующим образом:

1. В 2003-2004 гг, когда соленость в верхних слоях водной толщи превысила 90 г/кг, имели место самые большие потери флоры микрофитов (38 таксонов при 15 вымерших);

2. В 2004-2005 гг вселилось максимальное количество видов (32), альгоценозы западного бассейна существенно «обновились»;

3. В 2005-2006 гг, когда полностью прекратился сток из Сырдарьи и Малого Арала в Большое море и ускорились изменения абиотических факторов, произошел второй многочисленный уход видов из ценозов (23 таксона) при обильном вымирании (5 таксонов) и незначительном притоке извне (только 10 таксонов);

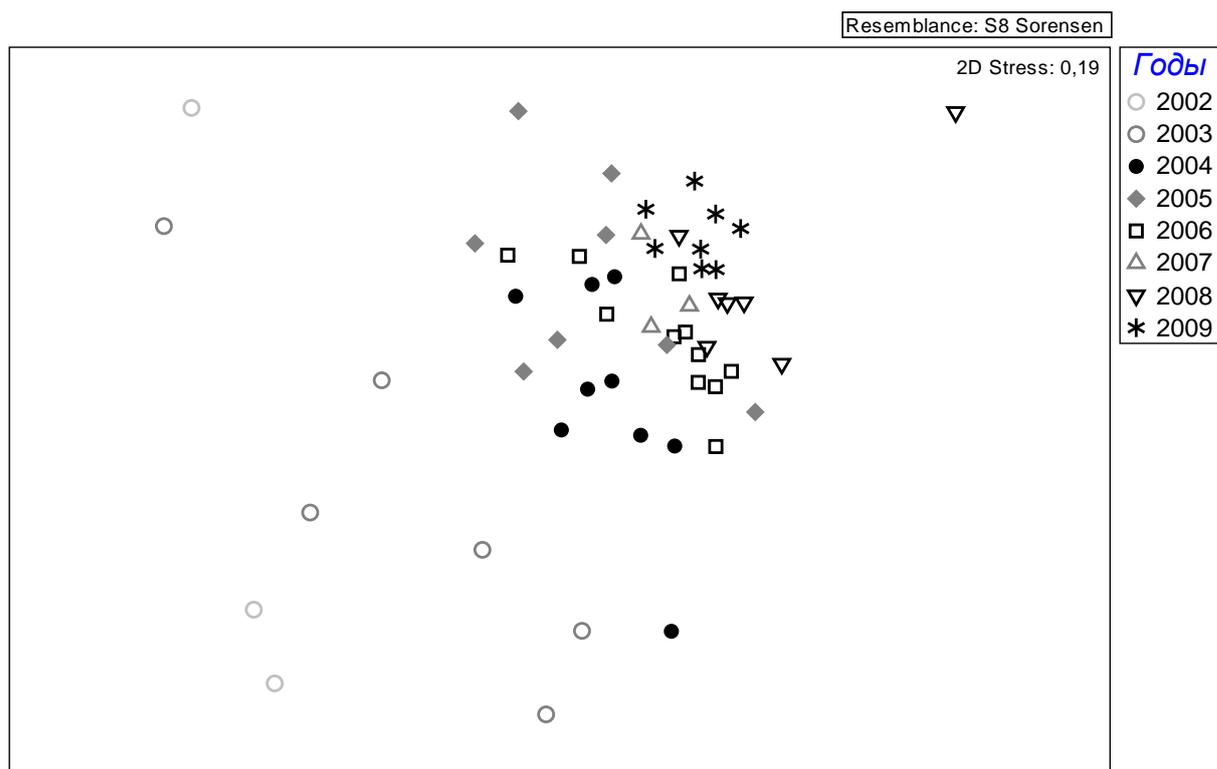
4. В 2008-2009 гг, на втором этапе значительных изменений среды, был отмечен массивный отток видов (18 таксонов) при параллельном существенном притоке вселенцев (24 таксона).

Только 16 таксонов (11.2% флоры) жили в западном бассейне на протяжении всего этапа исследований. Для 36 таксонов (это 25.2% флоры) мы отмечаем эпизодическое присутствие в западном Арале. Из 63 таксонов, отмеченных в 2002 г, 47 исчезли на разных этапах наблюдений, 42 из них высоко достоверно вымерли. Возможно, какие-то из оставшихся пяти вновь обнаружатся в западном Арале в дальнейшем.

Наконец, отметим вселившиеся виды. Это микрофиты, пришедшие в западный Арал на разных этапах наблюдений, и дожившие здесь до съемки 2009 г. Нельзя утверждать, что они сохранятся здесь и впредь. Но с момента вселения и до конца существования Большого моря в виде двух бассейнов они участвовали в прогрессивном усложнении его ценозов. Таких за весь период набралось 44 (30.8% от флоры).

Таким образом, общие количества вселенцев и вымерших видов почти сравнялись.

Мы изучили влияние факторов среды на **состав** микрофитобентоса. Наиболее четкие направленные изменения в составе флоры были связаны с фактором времени и синхронным увеличением общей минерализации вод (рис. 5.2.12).



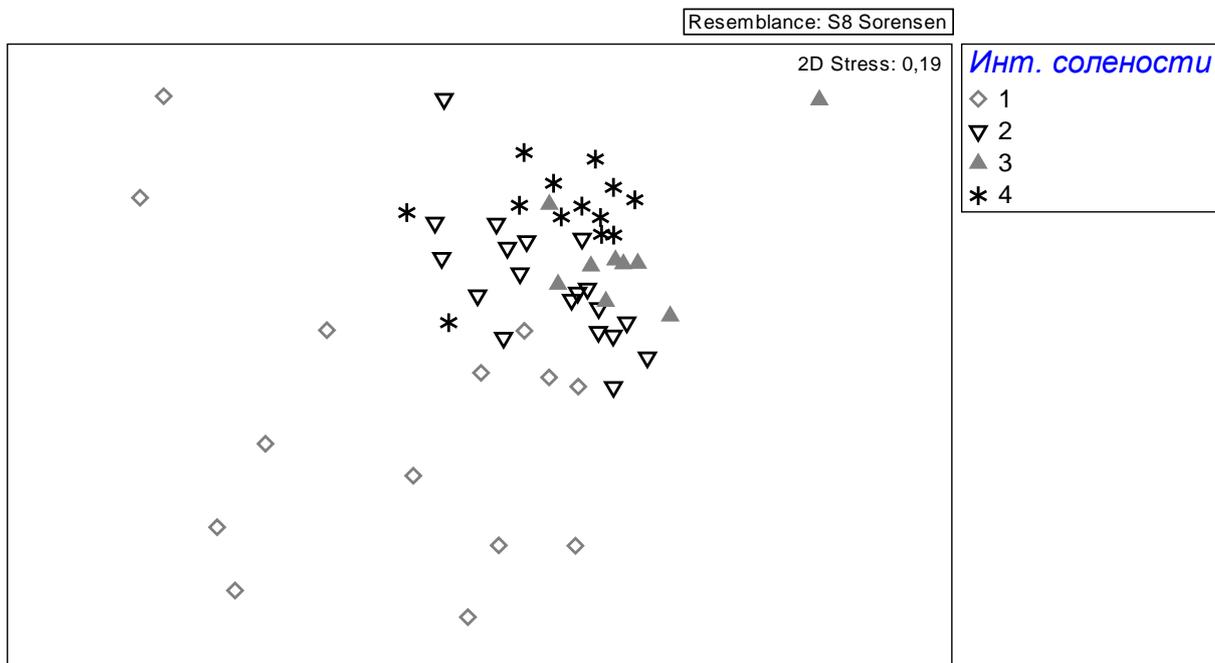


Рис. 5.2.12. а - Влияние стадии изменений на видовой состав микрофитобентоса. На каждой последующей стадии растет качественное сходство ценозов. На MDS-диаграмме можно четко выделить две группы точек, обозначающих два этапа: 1 – 2002-03 гг. и 2- 2004-09 гг. б - Влияние общей минерализации воды на состав микрофитобентоса. Обозначения: 1 – менее 93 г/кг, 2 – свыше 98 и до 110 г/кг включительно, 3 – свыше 110 и до 126,5 г/кг, 4 – начиная от 130 г/кг и выше. MDS-диаграммы получены на основании матрицы сходства, полученной с использованием индекса Сьеренсена.

Наиболее значимая роль времени изменений и солености воды была подтверждена с помощью процедуры факторного анализа (пакет статистических программ PRIMER 6), которая продемонстрировала, что именно фактор времени наилучшим образом объясняет различия в видовом составе ценозов (табл. 5.2.1).

Таблица 5.2.1. Мера соответствия между различиями проб по видовому составу и различиями по комбинациям факторов среды. Факторы: 1 – глубина, 2- соленость, 3 – температура, 4 – год (стадия изменений).

Число учтенных факторов	Corr.	Комбинация факторов
1	0.424	4
2	0.367	2;4
2	0.361	1;4
3	0.342	1;2;4
3	0.276	2-4
2	0.274	3;4
4	0.269	Все
1	0.267	2
3	0.263	1;3;4

2	0.219	1;2
---	-------	-----

При исключении из рассмотрения фактора времени повторная процедура факторного анализа показала наиболее отчетливое влияние на флору солености (табл. 5.2.2). Таким образом, именно происходивший со временем неуклонный рост солености был основной движущей силой преобразований видового состава микрофитобентоса.

Таблица 5.2.2. Различия в значениях ранговой корреляции Спирмена для факторов среды без учета влияния времени изменений: 1 – глубина, 2 – соленость, 3 – температура.

Число учтенных факторов	Сорг.	Комбинация факторов
1	0.267	2
2	0.219	1;2
3	0.149	1-3
2	0.140	2;3
1	0.099	1
2	0.091	1;3
1	0.039	3

Для выяснения роли иных факторов (температуры, глубины и характера донных осадков) при формировании таксономических различий между ценозами, мы провели ординацию методом многомерного шкалирования на каждом из этапов: со 2-го по 3-й, с 4-го по 6-й и с 7-го по 9-й годы.

В 2002-2003 гг достоверно выделяются три группы ценозов на разных биотопах (рис. 5.2.13):

- 1) ценозы наилок на глинах ультра-мелководной зоны (до 0.3 м);
- 2) ценозы заиленных песков и кристаллических корок на малых и промежуточных глубинах (5-15 м);
- 3) ценозы илов глубже 20 м.

С 2004 г по 2006 г можно выделить три четкие группы ценозов (рис. 5.2.14):

- 1) ультрамелководные ценозы наилок на глинах;
- 2) мелководную группировку, основу которой составляли ценозы соляных корок;
- 3) наиболее глубоководную, представленную ценозами аморфных осадков.

Рыхлые осадки в широком диапазоне промежуточных глубин были населены крайне гетерогенной, изменчивой флорой.

В целом различия между населением разных биотопов на этом этапе были менее выражены, чем на предыдущем.

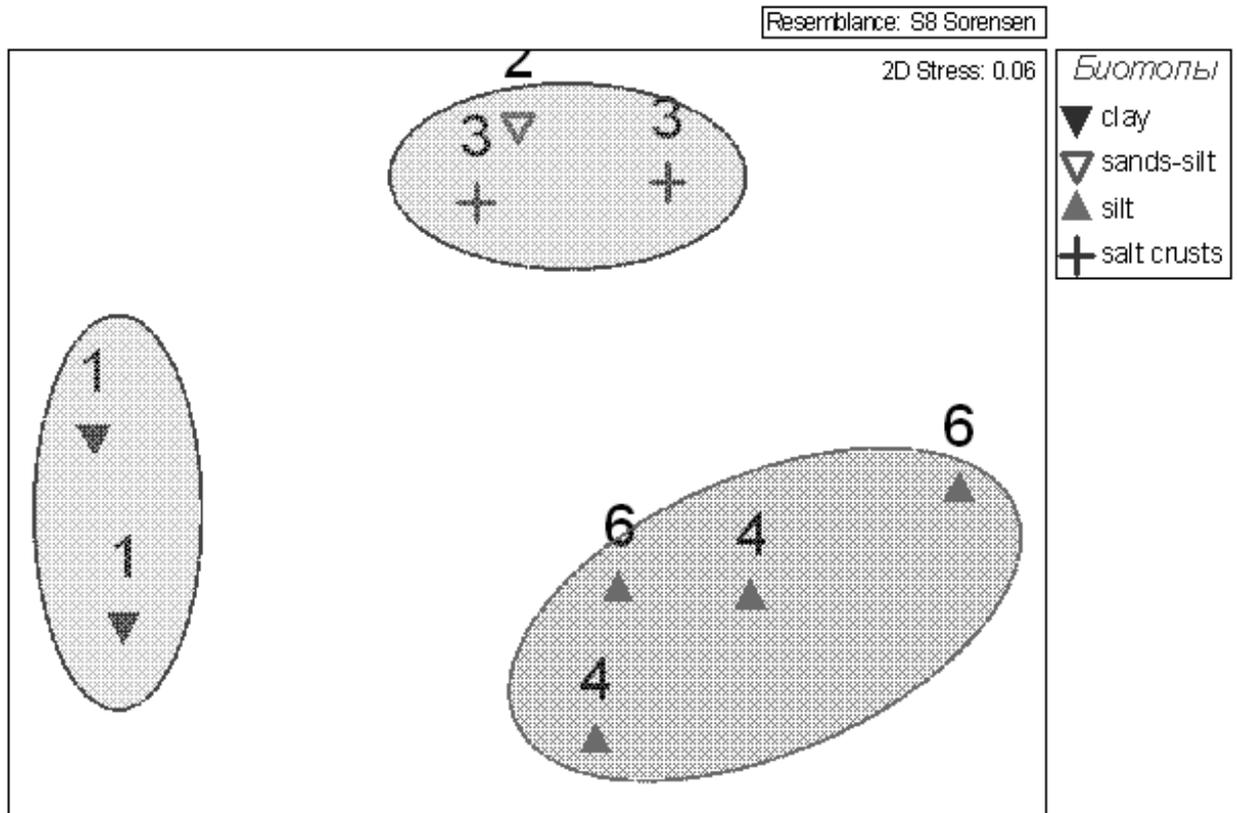


Рис. 5.2.13. MDS-диаграмма сходства видового состава ценозов микроводорослей на этапе 2002-03 гг. Обозначения соответствуют типам биотопов: **clay** – наилки на линах, **sand-silt** – заиленные пески, **silt** – илы, **salt crusts** – кристаллические соляные корки. Цифрами обозначены интервалы глубин: 1 – от 0 до 1 м включительно, 2 – свыше 1 м и до 9 м, 3 – свыше 9-ти м и до 20 м, 4 – от 20-ти включительно и до 30 м, 6 – начиная с 40 м и глубже.

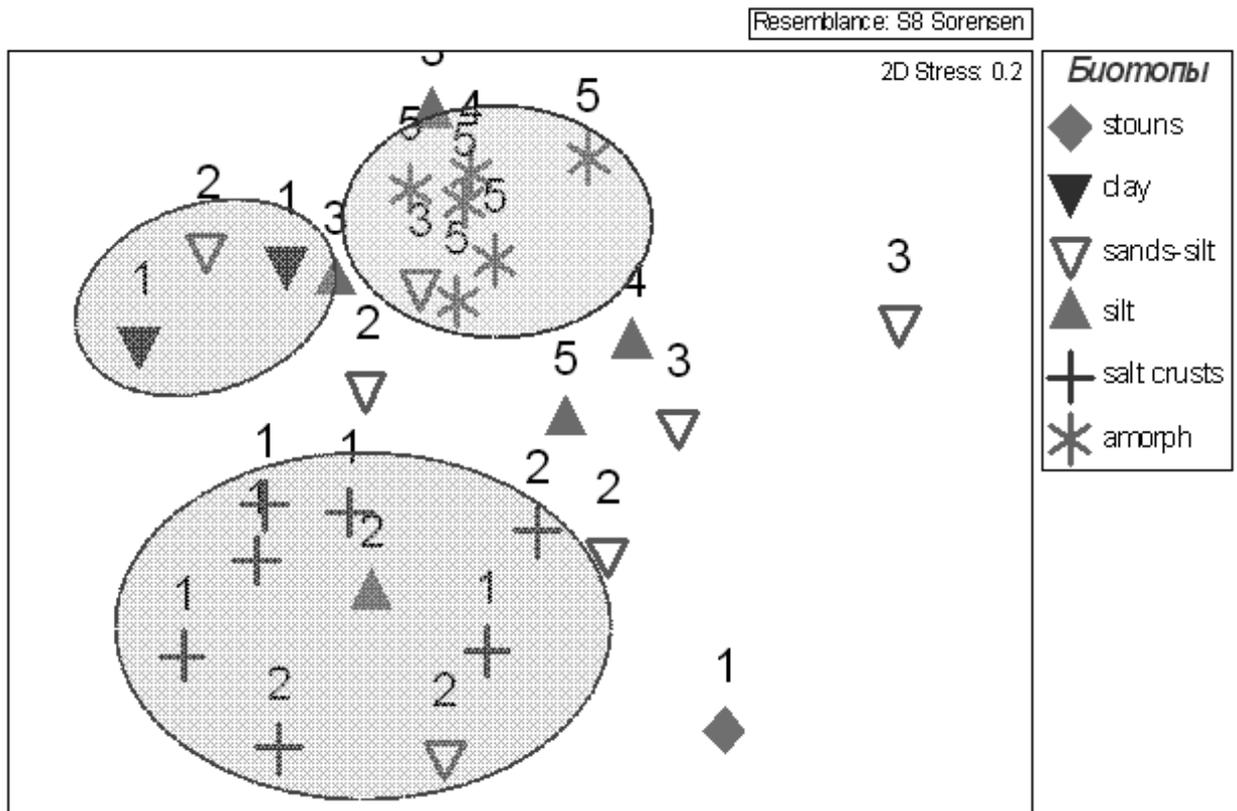


Рис. 5.2.14. MDS-диаграмма сходства видового состава ценозов микроводорослей на этапе 2004-06 гг. А. Обозначения соответствуют типам биотопов (см. пояснения к рис. 15, а также: *stouns* – наилок на камнях в зоне прибоя, *amorph* – аморфные мирабилитовые отложения). Цифрами обозначены интервалы глубин: 1 – от 0 до 1 м включительно, 2 – свыше 1 м и до 9 м, 3 – свыше 9-ти м и до 20 м, 4 – от 20-ти включительно и до 30 м, 5 – от 30-ти до 40 м.

Наконец, в период с 2007 г по 2009 г достоверные различия сохранились лишь между ценозами мелководных наилок на глинах и глубоководных аморфных осадков (рис. 5.2.15).

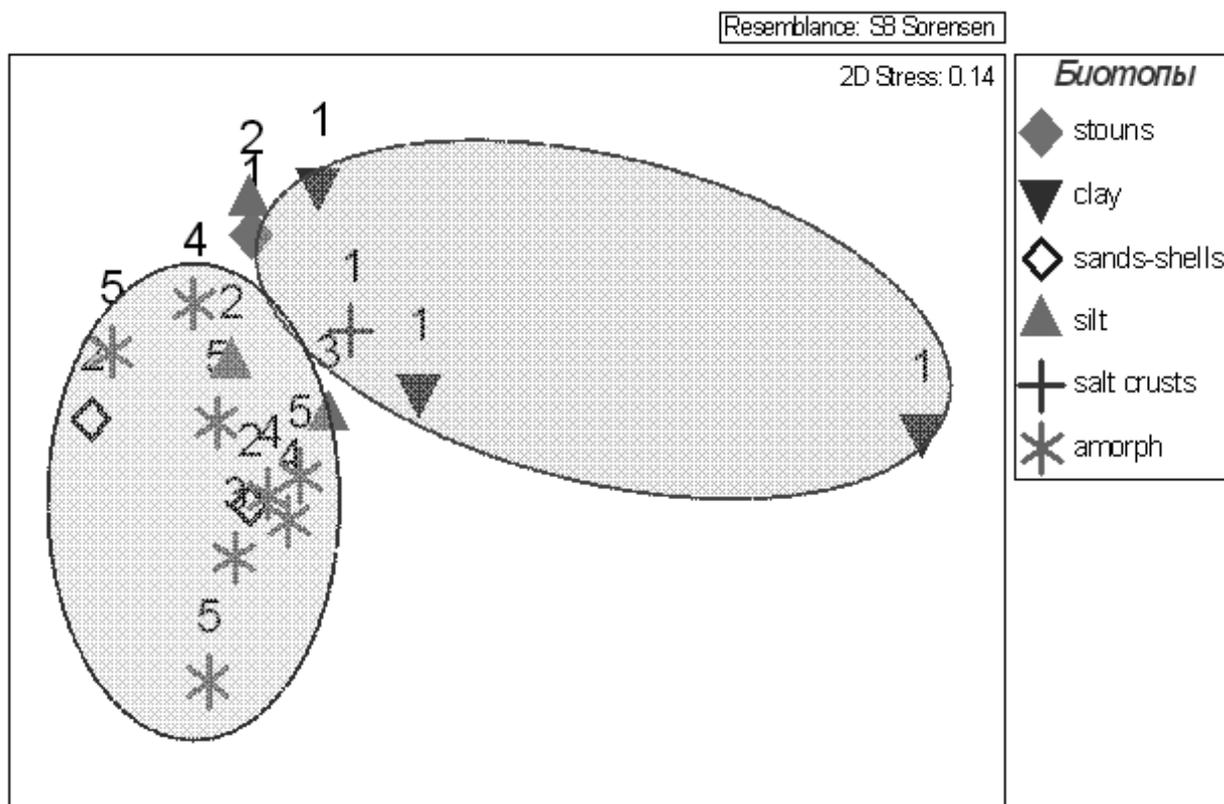


Рис. 5.2.15. MDS-диаграмма сходства видового состава ценозов микроводорослей на этапе 2007-09 гг. Обозначения соответствуют типам биотопов (см. рис. 15, 16, а также: *sands-shells* – ракушино-песчаные грунты). Цифрами обозначены интервалы глубин: 1 – от 0 до 1 м включительно, 2 – свыше 1 м и до 9 м, 3 – свыше 9-ти м и до 20 м, 4 – от 20-ти включительно и до 30 м, 5 – от 30-ти до 40 м.

В целом же различия между населением разных биотопов были на этом этапе гораздо менее выражены, чем на двух прежних.

Температура не оказывала достоверного влияния на **состав** ценозов ни на одном из этапов.

По отношению ко времени и солёности были установлены группировки индикаторных видов, постепенно сменявшие друг друга в ходе осолонения. В частности, были выделены «ранние» виды, более часто встречавшиеся в ценозах на ранних этапах наблюдений, и, в противоположность им, виды «поздние», чаще

встречавшиеся в Большом Арале ближе к концу этапа позднего переосолонения. Также, по отношению к солености, мы выделили группу «рапофобов», постепенно уходивших из ценозов по мере осолонения вод, и «рапофилов», встречаемость которых, напротив, росла при повышении солености. В данном случае «рапа» означает концентрированный раствор соли.

Основную роль среди «ранних» и «рапофобных» видов играли *Surirella fastuosa*, *Navicula phyllepta*, *Actinocyclus octonarius* и *Tryblionella constricta*. Среди «поздних» и «рапофильных» - *Nitzschia fonticola*, *Nitzschia pellucida*, *Amphora holsaticoides*, *Amphora normanii*, *Amphora dusenii*, *Achnanthes biassoletiana* var. *subatomus* и *Navicula radiosafallax*.

На начальном этапе (рис. 5.2.16), до 2004 г включительно, встречаемость «ранних» видов была ощутимо выше, чем встречаемость «поздних». Но с 2005 г «ранние» виды начали постепенно уходить из ценозов, а «поздние», напротив, продолжили распространение. С 2007 г распространение «поздних» видов замедлилось.

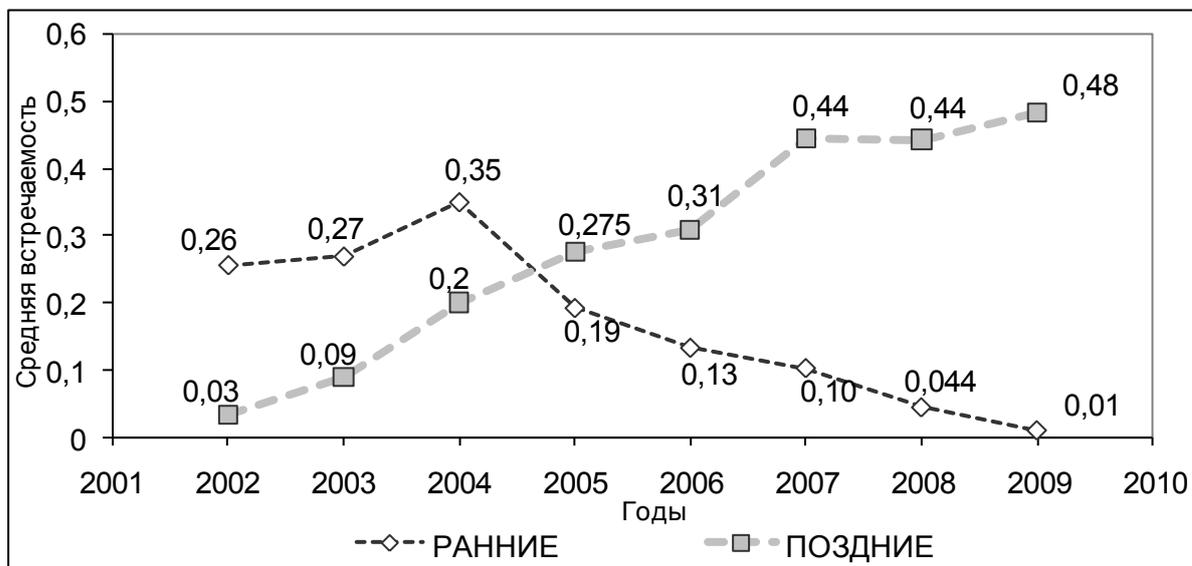


Рис. 5.2.16. Средняя встречаемость групп «ранних» и «поздних» видов в Большом Арале на разных стадиях позднего переосолонения. В данном контексте средняя встречаемость – это средняя по группе доля станций, на которых встречались виды этой группы.

На начальном этапе осолонения мы отмечали быстрый рост встречаемости «рапофилов» при снижении встречаемости «рапофобов» (рис. 5.2.17). На уровне солености 104 г/кг этот процесс завершился. При дальнейшем повышении минерализации «рапофобы» характеризовались единичной встречаемостью, а «рапофилы» стали постоянным компонентом ценозов.

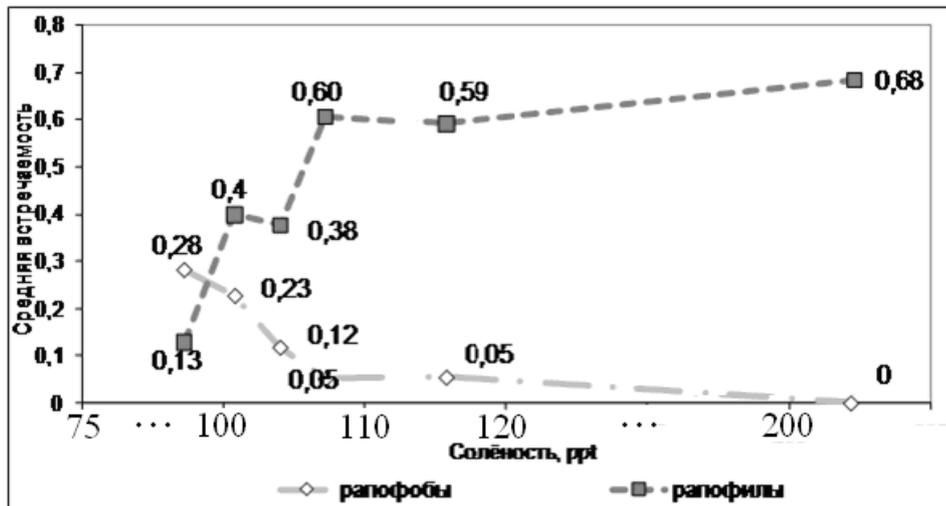


Рис. 5.2.17. Средняя встречаемость групп «рапофилов» и «рапофобов» в Большом Арале на разных этапах минерализации (шкала по оси абсцисс выбрана нелинейной).

Можно заключить, что основным структурирующим фактором для микрофитобентоса Большого Арала выступало последовательное, с 2002 по 2009 гг, увеличение солёности, сопровождавшееся постепенной сменой видовых группировок. На фоне обусловленных осолонением трансформаций, сохранялись флористические различия и между отдельными биотопами, различавшимися по глубине и характеру осадков. Однако эти различия постепенно сглаживались, и состав флоры становился все более однородным.

Отметим, что и среди «ранних» («рапофобов»), и среди «поздних» («рапофилов») видов встречаются как виды, отмеченные в пределах указанной для них ранее толерантности, так и виды, найденные нами за пределами указанных для них ранее диапазонов. При этом для большинства индикаторных видов нами была выявлена более высокая приспособляемость к осолонению, по крайней мере – в условиях Аральского моря, где баланс солей отличался и от континентального, и от морского.

Как выглядит флора Большого Арала с позиций галобности? Анализ показал, что на изученном нами этапе общий видовой список включал представителей 6-ти групп по галобности (рис. 5.2.18).

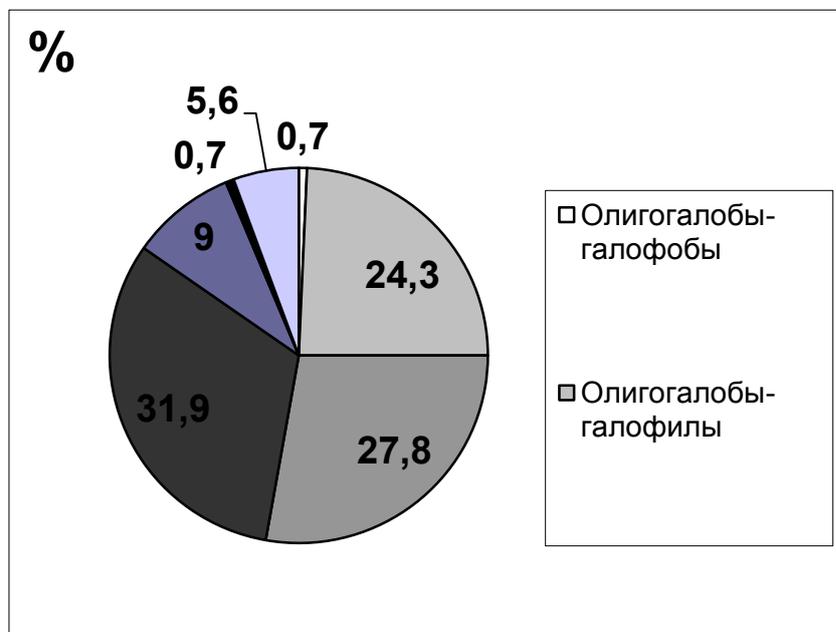


Рис. 5.2.18. Процентное соотношение групп галобности в совокупной флоре микрофитов Большого Арала на этапе позднего переосолонения (2002-2009 гг).

Виды, для которых определить галобность не удалось, составили менее 6 % - значит, мы можем говорить о довольно четком балансе разных групп во флоре.

При объединении олигогалобов-индифферентов и олигогалобов-галофилов, что дает в сумме 52%, флора по отношению к солености приобретает олиго-мезогалобный характер с небольшой долей эугалобов. Крайние по отношению к солености группы – галофобы и гипергалобы - были представлены крайне слабо - всего лишь по 0.7 %.

Мы проследили соотношения разных групп по стадиям на трех акваториях. В Западном бассейне мы видим слабо выраженную тенденцию падения доли эу- и мезогалобов и тенденцию роста доли олигогалобов (рис. 5.2.19а).

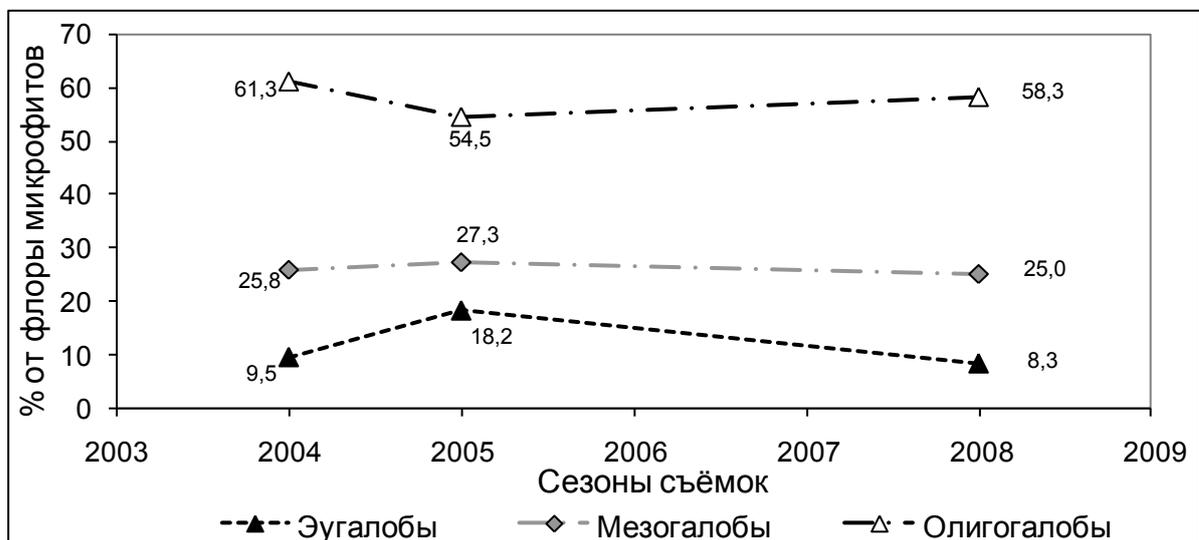
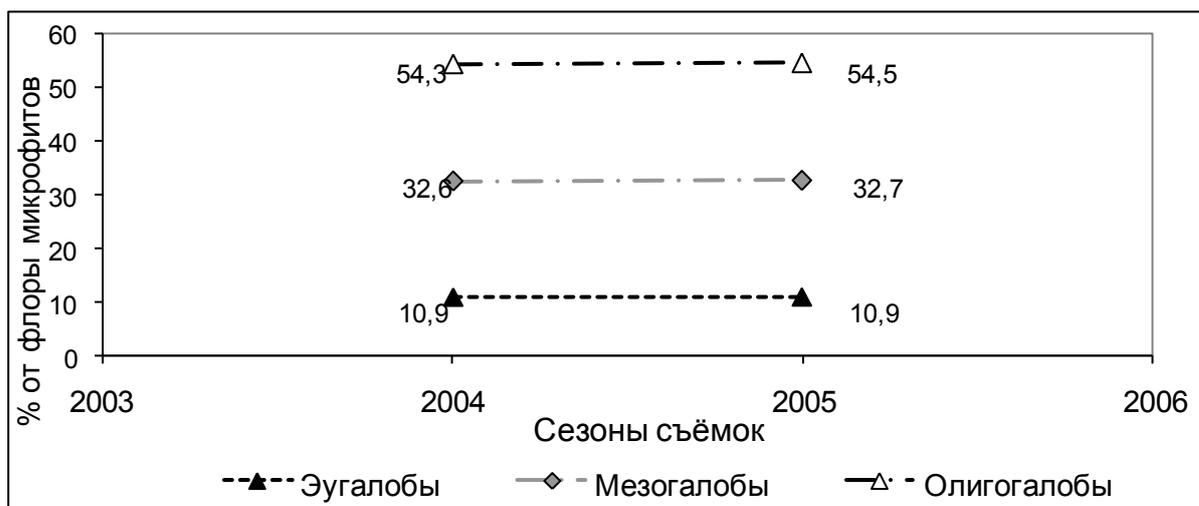
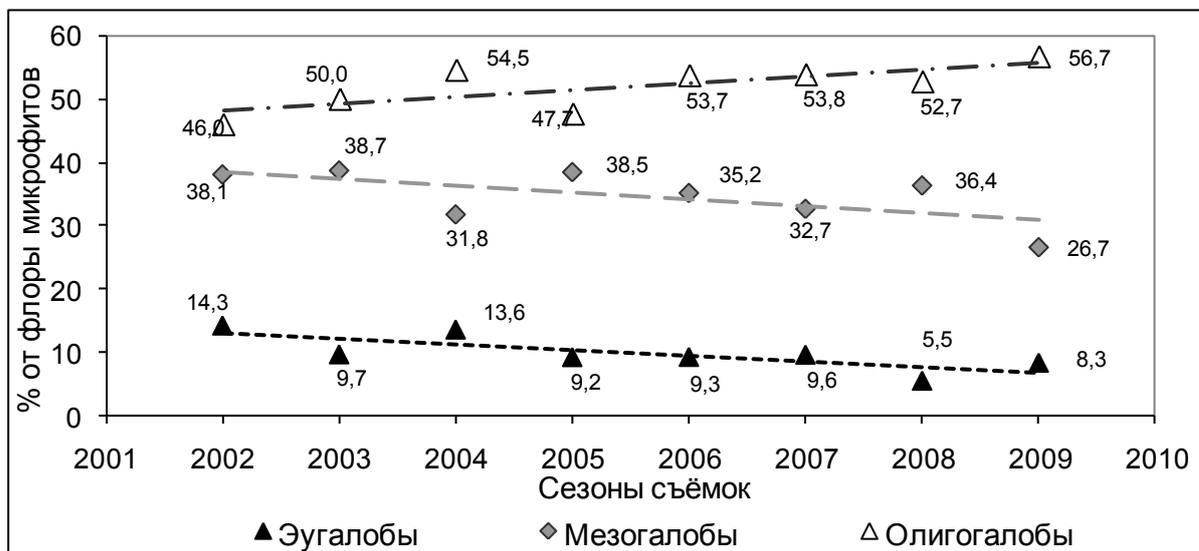


Рис. 5.2.19. Процентное соотношение олиго-, мезо- и эугалобных микрофитов во флоре акваторий Большого Арала на разных этапах наблюдений (2002-09 гг.). а - западный бассейн, б – пролив, в - восточный бассейн.

На каждой очередной стадии процент олигогалобов был выше, чем мезогалобов, а процент последних – выше, чем эугалобов. Общий вклад эугалобов колебался из года в

год в пределах 5.5 – 14.3%, мезогалобов – 26.7 – 38.7%, и олигогалобов - 46 – 56.7%. В проливе и восточном бассейне соотношение групп было сходным.

Во флоре ультрагалинного водоема преобладали олигогалобы. Этому феномену мы видим два возможных объяснения.

Объяснение первое:

Большой Арал, изначально имевший сравнительно низкую общую минерализацию (в среднем 10.2 г/кг на открытой акватории [Степанов, 1907, Бадер, 1934, Успенский, 1950, Елибаев, 1970]), а также существенно опресненные приустьевые участки, являлся водоемом мезогалинного типа. Ввиду специфического соотношения солей, близкого к континентальному типу, аральская вода оказывала значительно более мягкое воздействие на гидробионтов, чем при сходных показателях в других морях [Аладин, 1989, Андреев, 1999, Андреева, Андреев, 2001б]. При постепенном, занявшем несколько десятилетий, переходе к гипергалинным условиям, это соотношение солей также менялось медленно [Андреев, 1999, Zavialov, 2005, Zavialov, Ni, 2010].

Использованные нами системы галобности построены на материалах по:

1. экспериментально установленной оптимальной, критической и летальной солености для некоторых видов микроводорослей;
2. в большинстве случаев - по распространению видов в водах с определенной минерализацией, благодаря чему делается предположение об их галотолерантности.

Возможно, использованные нами системы не были проработаны для соотношения солей в Арале. Поэтому изначальная галотолерантность многих видов микрофитов, населявших Большой Арал на этапе позднего переосолонения, была значительно шире, чем приводится в этих системах.

Объяснение второе:

Отметим, что высокий процент олигогалобов во флоре сильно минерализованного водоема не является исключением для Арала. Сходную картину наблюдалась в нескольких континентальных гипер- и ультрагалинных водоемах в разных концах света [Nagasathya, Thajuddin, 2008, Kashima et al., 1997, Campagna, 2007, Servant-Vildary, Roux, 1990, Неврова, Шадрин, 2005, Lange, Tiffany, 2002](рис. 5.2.20). В лагунах доля олигогалобов была существенно ниже, здесь преобладали морские и солоноватоводные виды. Таким образом, мы можем поделить все высоко минерализованные водоемы по микрофитной флоре на континентальные и морские.

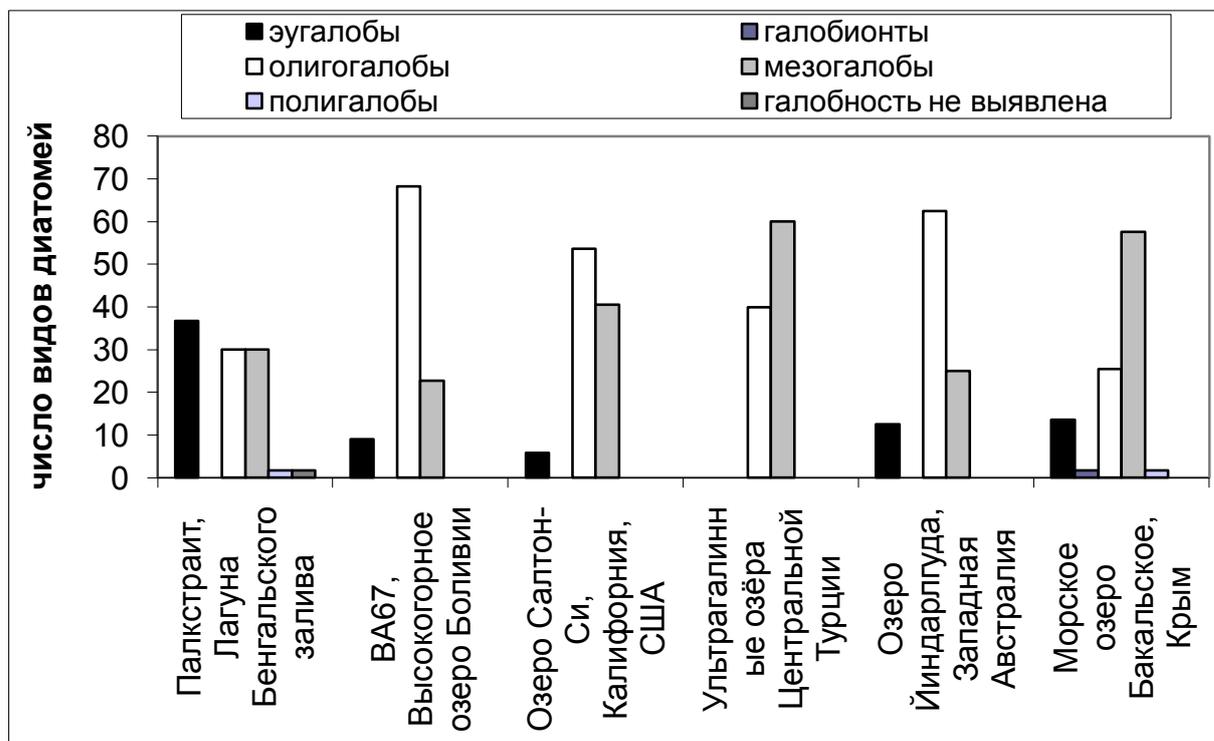


Рис. 5.2.20. Галобность микрофитной флоры некоторых озер и лагун, расположенных в разных частях света.

В работе [Хлебович, 1962], посвященной критической солености, есть указания, что фауну ультрагалинных континентальных вод формируют изначально пресноводные виды. Они адаптируются здесь под действием рапического фактора – эколого-физиологического действия ионного состава воды [Pora, 1966]. Мы видим, что предложенное Хлебовичем в отношении фауны правило распространяется и на альгофлору таких водоемов, где в условиях высокой минерализации преобладают по числу видов олигогалобы-адаптанты.

В свою очередь, микрофитную флору морских по происхождению гипергалинных и ультрагалинных вод формируют большей частью морские и солоноватоводные виды.

Переходя теперь к рассмотрению количественной структуры ценозов, начнем с разнообразия и выравненности.

Полагая, что в большинстве случаев на разнообразие и выравненность ценозов оказывало влияние связанное действие факторов среды, мы применили для оценки этого влияния множественный линейный пошаговый регрессионный анализ.

Результаты анализа показали, что число видов (S) очень слабо, но достоверно зависит от солености (SAL), при этом зависимость носит нелинейный характер (уравнение 5.2.1).

$$\lg S = 0,017 \text{ SAL} - 0,00005 \text{ SAL}^2 \quad (R^2 = 0,156) \quad (5.2.1)$$

Число видов должно быть максимально в интервале солености 160-170 г/кг. Однако, влияние солености объясняет лишь 16% вариаций в богатстве флоры. Достоверных эффектов температуры и глубины на число видов не выявлено.

В противоположность этому, оба показателя выравненности - индексы Пиелу (**E**) и Симпсона (**PIE**) достоверно зависели именно от глубины (DEPTH) и температуры (T), причем обе зависимости имели сходную форму (уравнения 5.2.2 и 5.2.3).

$$\text{B: } E = 1,09 - 0,38 \lg \text{DEPTH} + 0,02 T (\lg \text{DEPTH} - 1,040) \quad (R^2 = 0,361) \quad (5.2.2)$$

$$\text{B: } \text{PIE} = 1,11 - 0,3 \lg \text{DEPTH} + 0,017 T (\lg \text{DEPTH} - 1,023) \quad (R^2 = 0,260) \quad (5.2.3)$$

Из уравнений следует, что глубина не только оказывала прямое (негативное) влияние на выравненность видовой структуры, но и определяла эффект температуры: на глубинах менее 10-12 м выравненность сообщества с ростом температуры падала, на больших же глубинах, напротив, росла.

Согласно гидрологическим данным последних лет, на глубинах 10-12 метров находился слой скачка температуры.

Наконец, регрессионная модель для индекса Шеннона-Уивера (H') включала все три фактора (уравнение 5.2.4).

$$\text{Г: } H' = 2,48 - 1,16 \lg \text{DEPTH} + 0,07 T (\lg \text{DEPTH} - 1,08) + 0,01 \text{ SAL} \\ (R^2 = 0,271) \quad (5.2.4)$$

Поскольку индекс Шеннона-Уивера зависит как от видового богатства, так и от выравненности, полученная регрессионная зависимость для этого показателя носит «комбинированный» характер: **число видов** реагирует **на соленость**, а **выравненность** – **на глубину и температуру**.

Воздействие учтенных факторов среды на разнообразие и выравненность ценозов иллюстрируется следующей блок-схемой (рис. 5.2.21).

Рис. 5.2.21. Блок-схема, демонстрирующая воздействие факторов среды (солености (SAL), температуры (T) и глубины (DEPTH)) на разнообразие и выравненность ценозов донных микрофитов Большого Арала (2003-2008 гг.).

В целом, хотя эффекты учтенных абиотических факторов и были высоко достоверны, они описывали не слишком высокую долю общей изменчивости разнообразия и выравненности (26–36%). Возможно, основное влияние на эти интегральные характеристики ценозов оказывал характер субстрата. Мы еще вернемся к этому вопросу.

Результаты посезонного осреднения индексов разнообразия и выравненности показали, что на этапе 2003-2008 гг в западном бассейне не происходило снижения этих показателей. Значения некоторых индексов существенно менялись от сезона к сезону, но направленного падения отмечено не было.

Мы сравнили показатели разнообразия и выравненности ценозов микрофитобентоса разных акваторий Арала. Для этого были взяты средние значения. Средние показатели выравненности не слишком разнились между акваториями, но самыми высокими были в проливе. При этом разнообразие микрофитобентоса – по H' - было заметно выше в проливе, чем в обоих бассейнах (рис. 5.2.22).

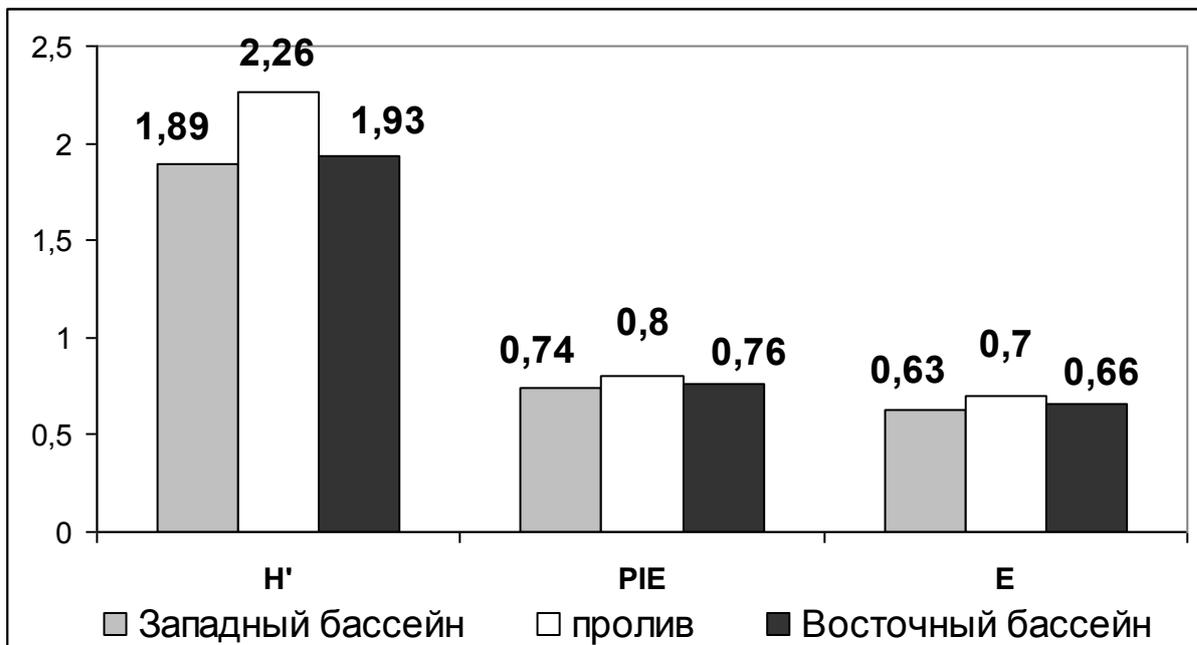
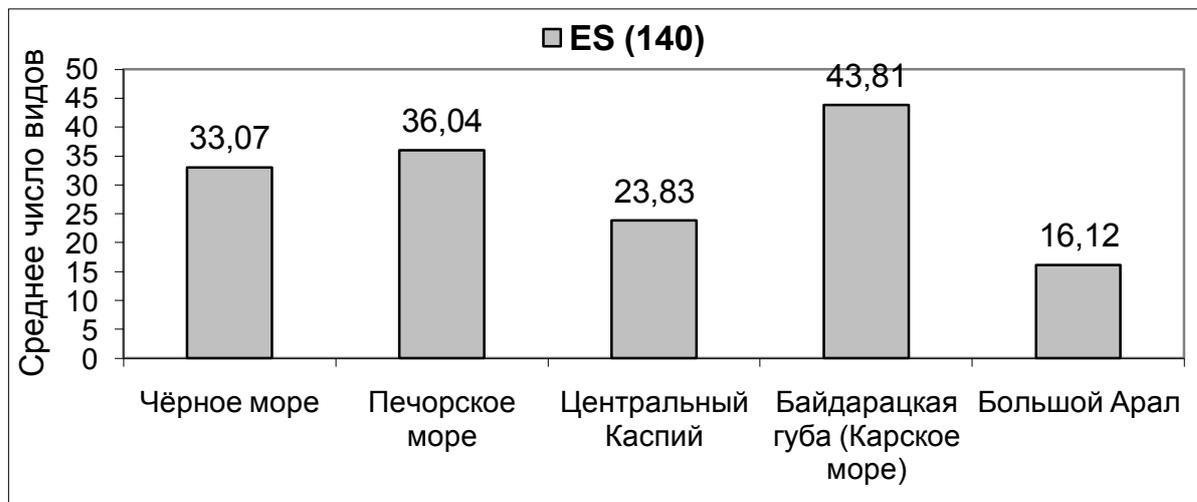


Рис. 5.2.22. Средние значения разнообразия (H') и выравненности (PIE, E) микрофитобентоса по разным акваториям Большого Арала (2003-08 гг.).

5.2.3. Микрофитобентос Арала в сравнении с другими солеными водоемами

Возникает вопрос: насколько разнообразен микрофитобентос ультрагалинного Большого Арала по сравнению с другими солеными водоемами: краевыми морями, лагунами и озерами?

Мы сравнили показатели, осредненные по всему Аралу, с таковыми для эквивалентных и эквивалентных выборок по Черному, Каспийскому, Печорскому и Карскому морям (рис. 5.2.23). Для сравнения мы привлекли собственные данные, полученные в ходе изучения микрофитобентоса этих морей.



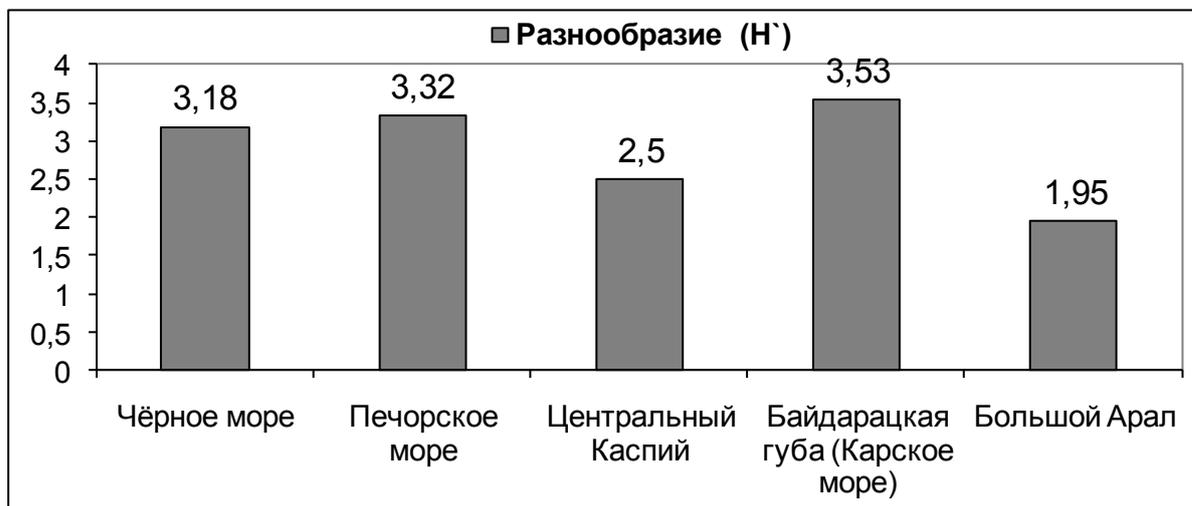
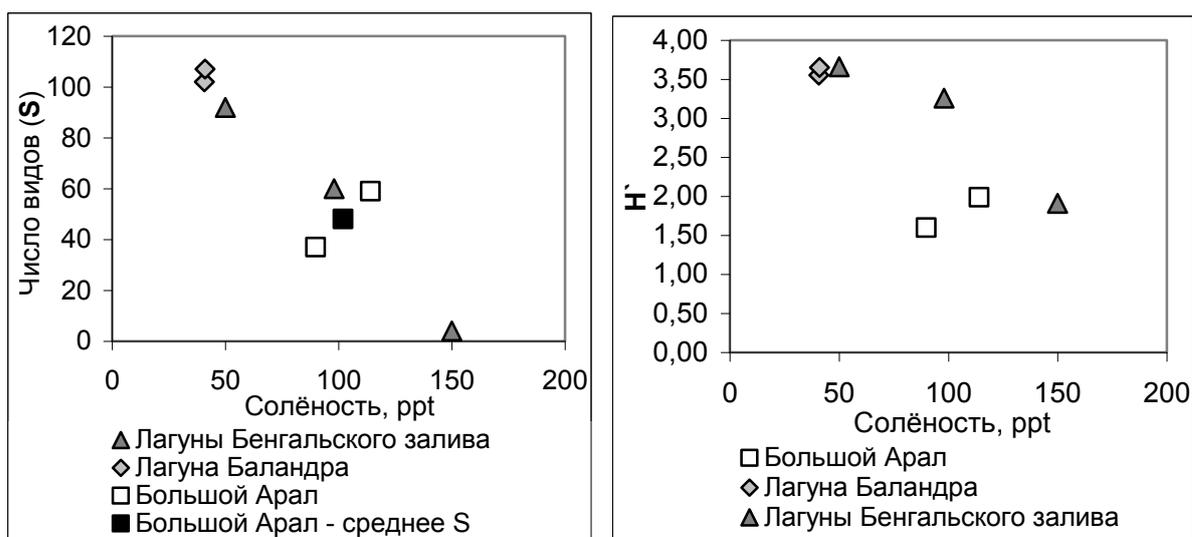


Рис. 5.2.23. Средние показатели ожидаемого числа видов ($ES (140)$) и разнообразия (H') микрофитобентоса для некоторых краевых морей России и ультрагалинного Большого Арала.

Сравнение показало, что микрофитобентос рыхлых грунтов ультрагалинного Арала был менее разнообразен, чем в других морях, где не было прогрессирующего осолонения.

При сравнении Арала с гипергалинными лагунами – испарителями морских вод – оказалось, что общее число видов в Арале лежало в пределах общей отрицательной зависимости между S и минерализацией для лагун (рис. 5.2.24а), разнообразие было ниже, а выравненность лежала на том же уровне, что и в лагунах при солёности до 100 г/кг (рис. 5.2.24б,в). При более высокой минерализации выравненность в лагунах падала, а в Арале – оставалась на прежнем уровне. Это подтверждает сделанный ранее вывод: с солёностью связано число видов, но не выравненность их обилий.



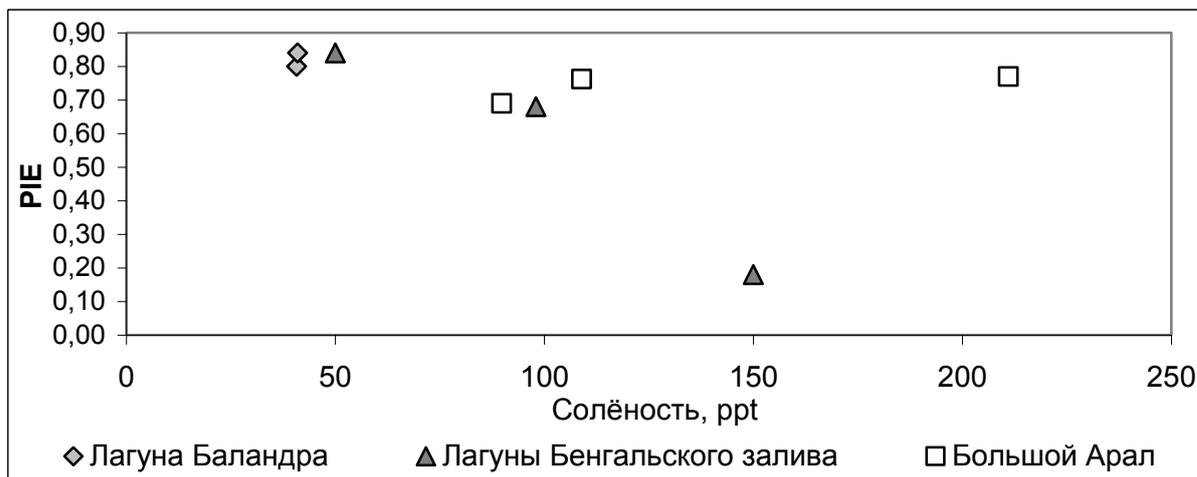


Рис. 5.2.24. Общее число видов микрофитобентоса (S) (А), индексы разнообразия (H') (Б) и выравненности (P/E) (В) для разногалинных лагун на побережье Бенгальского залива, лагуны Баландра, Калифорнийский залив, и Большого Арала. Для Арала взяты суммарные числа видов по двум периодам осолонения (2003 г. и 2004-08 гг.), а также P/E и E, осредненные по этим периодам. Для лагуны Баландра были взяты суммарные показатели числа видов по сезонам года (зима – 102 вида, лето – 107).

Мы рассмотрели, под влиянием каких факторов среды формировалась количественная структура микрофитобентоса ультрагалинного Арала, а также наборы индикаторных видов для каждого ценоза.

Эволюция диатомовых таксоценов – наиболее значимого компонента микрофитобентоса - довольно четко делится на два этапа: до минерализации воды в 93 г/кг – и после. Это значит, мы можем выделить первый общий тип таксоценов – живший на этапе позднего переосолонения при минерализации $\geq 85 - \leq 93$ г/кг (рис. 5.2.25).

При солености свыше этой величины мы отмечали разделение таксоценов по глубине и преобладающему типу осадка. При этом хорошо выделяются два типа таксоценов: мелководные группировки соляных корок и относительно глубоководные на аморфных осадках (рис. 5.2.25). Промежуточное по структуре положение занимала разнородная группировка таксоценов рыхлых осадков, встречающаяся на разных глубинах – «сборный тип».

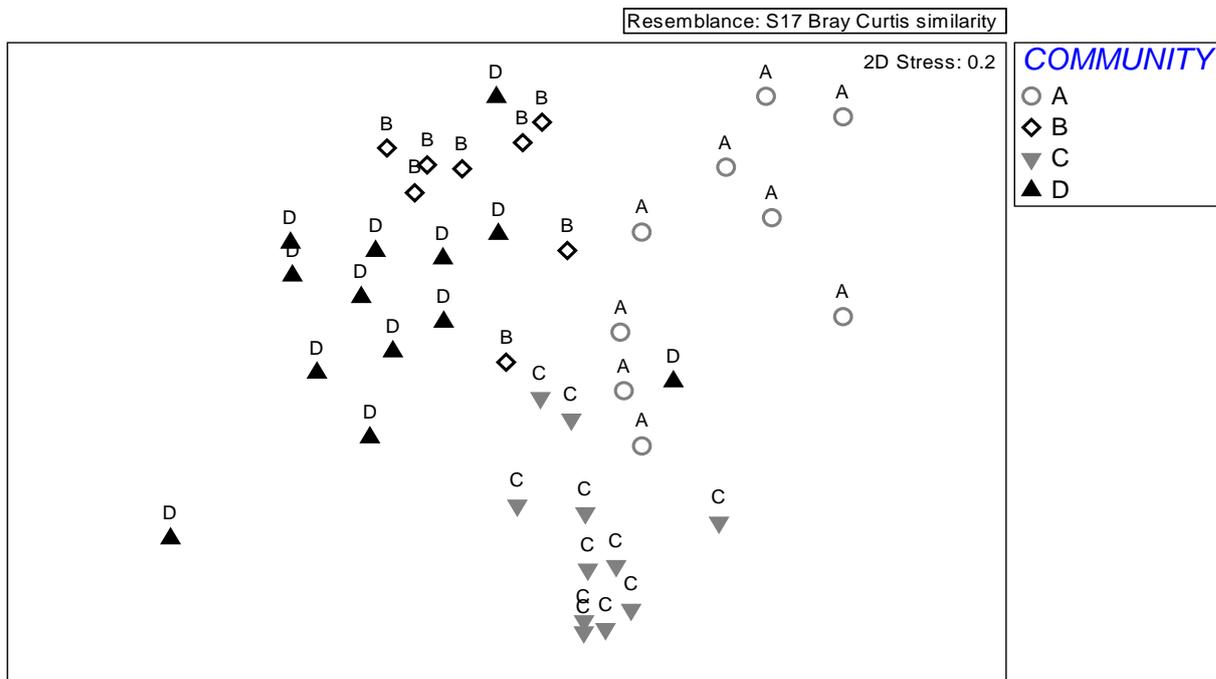


Рис. 5.2.25. Крупные группировки – или типы - донных диатомовых таксоценов Большого Арала на этапе изменений абиоты 2003-2008 гг. А – сообщества, жившие при минерализации ≤ 93 г/кг, В – таксоцены соляных корок, С – аморфных (мирабилитовых) осадков и D – сборная группа таксоценов рыхлых осадков.

При этом для «сборного типа» мы наблюдали плавные градиентные переходы от илловых таксоценов на глинах крайних мелководий (прибойной зоны) к заиленным пескам на средних глубинах, и глубже – к илам. С определенной условностью можно было выделить три соответствующих подтипа (рис. 5.2.26).

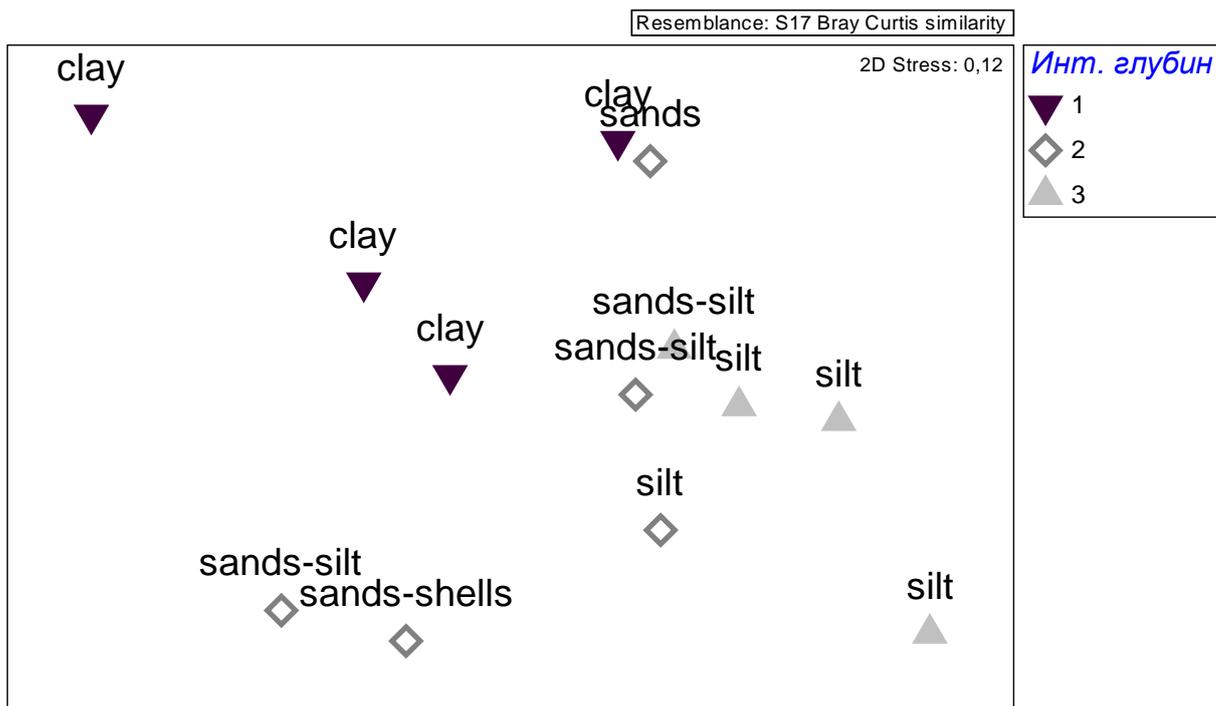


Рис. 5.2.26. Распределение разновидностей (подтипов) в пределах группировки диатомовых таксоценов рыхлых осадков. Хорошо виден градиентный переход между ценозами, заселяющими разные седименты. Цифрами обозначены: 1 - таксоцены наилков на глинах ультра-мелководной зоны, 2 - ценозы на глубинах 1 - <10 м: на печаных, ракушечно-песчаных и песчано-илистых седиментах и 3 - ценозы глубже 10 м – на илах. Биотопы: clay – наилки на глинах, sands, sands-silt – пески, заиленные пески, sands-shells – песчано-ракушечные отложения, silt – илы.

С помощью SIMPER-анализа были установлены наборы индикаторных видов для каждого типа ценозов (рис. 5.2.27).

Рис. 5.2.27. Блок-схема, иллюстрирующая эволюционные изменения диатомовых таксоценов микрофитобентоса Большого Арала на этапе позднего переосолонения (2003-08 гг.). Для каждого таксоцена приведены наборы индикаторных видов с указанием среднего обилия (%).

При минерализации 85-93 г/кг основными индикаторами ценозов были *Navicula phyllepta* и *Surirella fastuosa*.

После перехода моря за барьер в 93 г/кг усилилось распространение видов между акваториями, сформировались новые биотопы и специфические для них ценозы. В период с 2004 по 2008 гг сформировались наборы характерных видов для каждого из новых ценозов.

Например, сборную группу сообществ рыхлых осадков характеризовал большой набор видов. Из них наиболее значимыми были *Nitzschia amphibia* и *Amphora coffeaeformis*. В этой группе ценозов и другие виды *Amphora* играли ведущие роли.

Для каждого подтипа этой группы мы отметили свои характерные виды. Например, в тонком наилке на глинах в самой мелководной зоне основную роль играли *Nitzschia tenuirostris*, *Amphora coffeaeformis* и еще три подвижных вида. На заиленных песках развивались ценозы с набором из 7 характерных видов, основными были *Amphora normanii*, *Amphora coffeaeformis*, *Nitzschia amphibia* и *Amphora proteus*. Из этого ценоза при минерализации субстрата сформировалось сообщество соляных корок, где лучше всего развивались виды *Amphora*, и главной среди них была *Amphora normanii*. Наконец, на илах развивался небольшой специфический комплекс уже с преобладанием *Nitzschia*. Основным индикатором здесь была *Nitzschia amphibia*.

После появления глубоководного биотопа аморфного дна в 2005 г сформировался специфический для него ценоз, где почти не было амфор, а ведущую роль играла *Nitzschia fonticola*.

Используя распределение обилия микрофитов по биотопам, мы смогли выделить 5 зон преимущественного развития, или «зон влияния» видов, сформировавшихся за соленостным барьером в 93 г/кг (рис. 5.2.28).

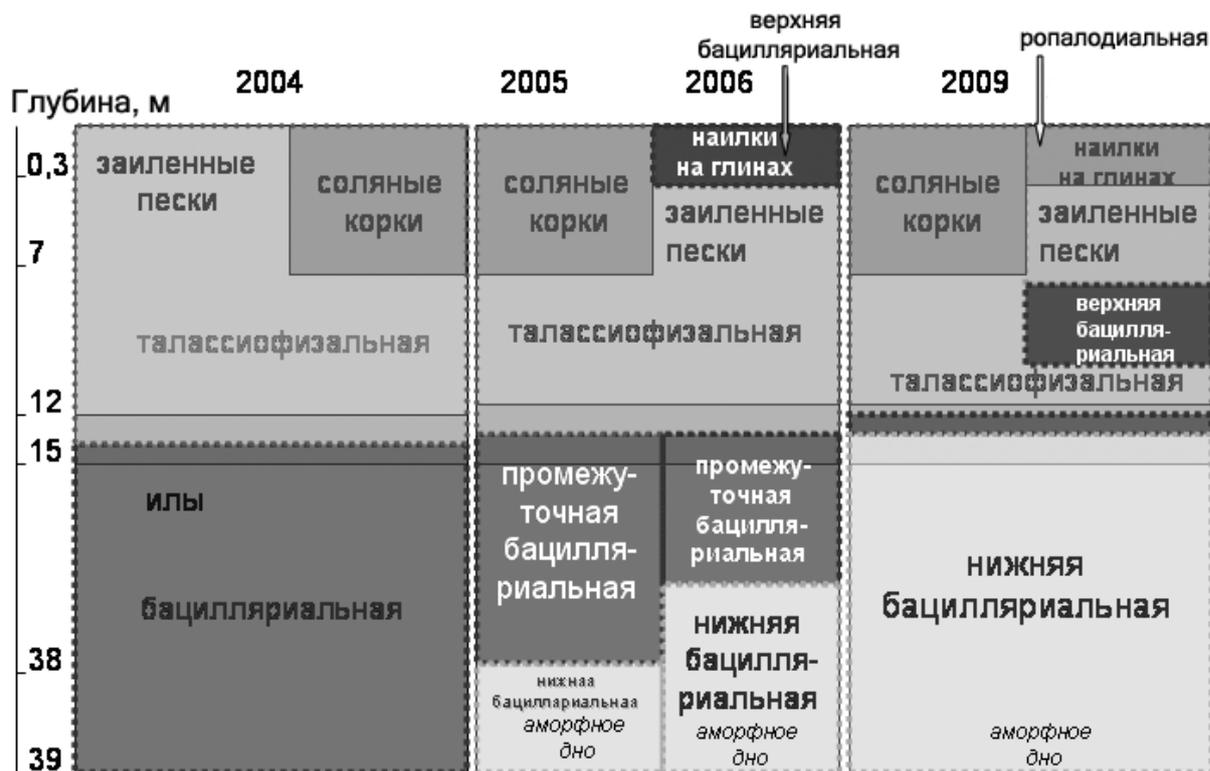


Рис. 5.2.28. Схема последовательной дифференциации зон преимущественного развития видов («зон влияния») по глубинам и преобладающим типам донных отложений. Большой Арал, 2004-2009 гг.

От соляных корок мелководной зоны и до глубин 13-15 м, где заиленные пески сменялись илами, в наиболее тепловодной зоне до 2008 г существовала талассиофизальная «зона влияния» - зона преимущественного развития видов *Amphora*. Глубже – и холоднее – на илах существовала бацилляриальная зона с преобладанием *Nitzschia*. С появлением в 2005 г аморфных грунтов, приуроченных к наиболее низким температурам, началось разделение этой зоны на промежуточную и нижнюю бацилляриальные. В первой доминировала *Nitzschia amphibia*, во второй – *Nitzschia fonticola*.

При этом с 2006 по 2008 гг сформировалась верхняя бацилляриальная зона, приуроченная к наилкам на глинах и уходившая в глубину примерно до 30 см. Ее характеризовало интенсивное развитие *Nitzschia tenuirostris* и *Nitzschia sigmaformis*.

Сформировавшаяся на мелководьях в 2009 г ропалодиальная зона с преобладанием *Rhopalodia constricta* оттеснила верхнюю бацилляриальную на глубины до 8-9 м, на песчано-илистые и илистые осадки. Одновременно с этим нижняя граница талассиофизальной зоны сместилась на илы.

В августе 2009 г западный Арал был стратифицирован по глубине и биотопам на 5 последовательных зон влияния, а в районах отложения соляных корок – только на 3. Таким образом, если по качественному составу наблюдалась унификация, то по

количественной структуре – напротив, дифференциация населения разных биотопов на фоне прогрессирующего осолонения.

На ранних этапах наблюдений за изменениями микроэпифитона (2002-2004 гг.) нитчатых макрофитов (*Cladophora* spp., *Vaucheria* cf. *dichotoma*) мы выделяли синузии двух типов по распространению. Это были западные с преобладанием *Tabularia fasciculata* и *Nitzschia fruticosa* (в Западном бассейне) и северные (восточные?) с доминированием *Cocconeis placentula*, *Leibleinia nordgaardii* и *Brachysira styriaca* (в проливе и северной часть Восточного бассейна). В 2004-05 годах, по мере осолонения Западного бассейна свыше 93г/кг, произошло замещение западных синузий северными (восточными?), более солеустойчивыми. Синузии этого типа мы отмечали в Большом Арале до августа 2009 г.

Рассмотрим теперь, **насколько отличалась флора гипергалинного Большого Арала** (2002-2009 гг.) от флоры других соленых водоемов.

Мы сравнили общий видовой список диатомей, найденных нами в Большом Арале, с имеющимися списками по другим соленым водоемам, за исключением содовых озер, где основу микрофлоры составляют цианобактерии, а диатомовые представлены слабо [*Диатомовые водоросли СССР*, 1974].

Для сравнения были использованы данные по максимальному числу видов, найденных в каждом из водоемов. При этом для групп соленых озер, расположенных достаточно близко и имеющих сходную соленость, мы использовали среднее число видов по группе и среднюю соленость. Когда же озера одной группы находились на широком интервале изменения солености, мы делили их на несколько подгрупп согласно интервалам общей минерализации [*Биология Океана...*, 1977, *Хлебович*, 1962, 1989, *Численко*, 1970]. В таких случаях среднюю соленость и число видов указывали по каждой подгруппе. Если в одном и том же водоеме флору изучали при разной минерализации, мы принимали в расчет максимальное число видов, а соленость брали в расчет среднюю за период исследований.

Были использованы материалы по диатомовой флоре Черного [*Рябушко*, 2009], Белого [*Джиноридзе*, 1971], Балтийского [*Vak*, 2006, *Zgrundo et al*, 2009] и Каспийского [*Караева*, 1972] морей (в качестве краевых морей России, диатомовая флора которых наиболее изучена), а также по прибрежным районам Азовского моря [*Ковалева*, 2008]. Кроме того, мы привлекли данные о богатстве диатомовой флоры Аральского моря в квазистационарный период [*Киселев*, 1927], а также на начальном этапе осолонения [*Пичкилы*, 1981].

Для сравнения с флорой лагун были использованы данные по Динскому заливу и лиманам Приазовья [*Ковалева*, 2008], Галлмар-фьорду, Швеция [*Wulff et al.*, 2005],

лагунам Баландра, Калифорнийский залив, США [*Sigueiros Beltrones, Sanchez Castrejon, 1999*], Магдалена-Алмеяс, Мексика [*Lopez Fuerte, 2004*], Араурама, Бразилия [*Silvestre et al., 2001*], Мар-Чигита, Аргентина [*Espinosa et al., 2006*], группе сообщающихся лагун на западном побережье Португалии [*Resende et al., 2007*], заливу Кара-Богаз-Гол, Туркменистан [*Булатов, 2002*], по прибрежным соленым озерам Крыма, имеющим морское происхождение [*Неврова, Шадрин, 2005*], а также по трем гипергалинным лагунам Бенгальского залива, Индия [*Nagasathya, Thajuddin, 2008*].

Выбор лагун для сравнения был обусловлен исключительно наличием в литературе данных об их диатомовой флоре. Для большинства водоемов лагунного типа таких данных нет. Кроме того, имела значение соленость: мы не привлекали к сравнительному анализу флору водоемов с минерализацией менее 7 г/кг. Такое значение общей концентрации солей было выбрано исходя из концепции Хлебовича о критической солености [*Хлебович, 1962, 1974*]. Сравнить число видов во флоре ультрагалинного Большого Арала и олигогалинных водоемов не имело смысла. Арал не был олигогалинным даже при квазистационарном режиме [*Гидрометеорология..., 1990, Каталог..., 1987*]. Поэтому мы брали во внимание только воды в диапазоне от мезо- до ультрагалинных.

По той же причине и среди озер, для которых есть указания по диатомовой флоре, были выбраны только те, общая минерализация которых была не ниже 7 г/кг. Это были отдельные разногалинные озера Западного Казахстана [*Barinova et al., 2009*], Юга лесостепной зоны, Тюменская обл., Россия [*Валеева, 2006*], гипергалинное оз. Марфовское, Крым [*Неврова, Шадрин, 2005*], соленые озера центральной части Турции [*Kashima et al., 1997*], оз. Солар-Лайк [*Ali, 1999*] и другие разносоленые озера Египта [*Hamed, 2008*], соленые бессточные озера Эйлата, Израиль [*Rehakova et al., 2009*], озера Йиндарлгуда и Сван-Рефьюдж [*Campagna, 2007*], Яра-Яра [*Boggs et al., 2007*], Западная Австралия, оз. Эйр, Южная Австралия [*Blinn, 1991*], Греат-Салт-Лаик, Юта, США [*Rushforth, Felix, 1982*], Моно и Салтон-Си, Калифорния, США [*Herbst, Blinn, 1998, Lange, Tiffany, 2002*], высокогорные Боливийские соленые озера [*Servant-Vildary, Roux, 1990*], а также группа соленых и гипергалинных озер на островах Рауэр-Айлендс близ восточного побережья Антарктиды [*Hodgson et al., 2001*] и некоторые другие водоемы в разных частях света [*Cook, Coleman 2007, Kirkwood, Henley, 2006*].

Таким образом, всего для сравнения было привлечено 4 состояния Арала и 62 других водоема на разных континентах: 5 морей, 20 лагун и 37 соленых озер.

Разделим весь набор водоемов на морские по происхождению, континентальные и Арал. При увеличении общей минерализации в морских водоемах диатомовая флора существенно беднеет (рис. 5.2.29). В то же время в континентальных водах этот

процесс практически не выражен. Даже при осолонении свыше 300 г/кг, в озерах могут обитать от нескольких видов до двух-трех десятков видов диатомей.

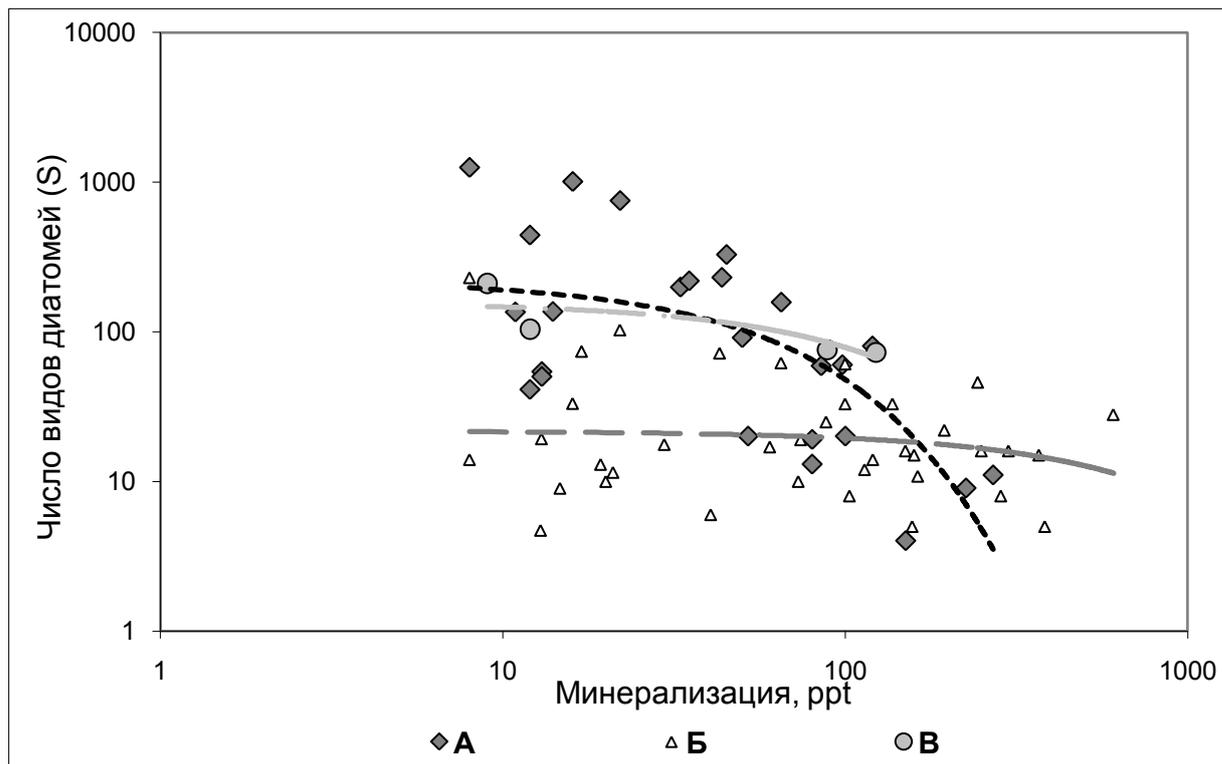


Рис. 5.2.29. Число видов диатомей при различной общей минерализации вод для морских по происхождению водоемов (А), континентальных (Б) и Арала на разных стадиях изменений (В). При построении трендов использованы экспоненциальные модели: А - $y = 221,74e^{-0,0153x}$, $R^2 = 0,46$; Б - $y = 21,631e^{-0,0011x}$, $R^2 = 0,025$; В - $y = 156,95e^{-0,0069x}$, $R^2 = 0,65$.

В морских и близких к ним по балансу ионов, сульфатно-магниевых водах верхняя граница числа видов на фоне повышения солености имеет более существенный наклон, чем в континентальных, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых.

Арал занимает промежуточное положение в этой схеме: его воды, изначально близкие по ионному составу к континентальным, оказывали более мягкое воздействие на флору при осолонении.

В первой половине XX столетия, в квазистационарный период существования Аральского моря, число видов живших в нем диатомей приближалось к таковому в некоторых краевых морях (рис. 5.2.30), но при этом находилось на уровне флоры наиболее богатых диатомеями лагун (эу- и гипергалинных) и мезогалинных озер.

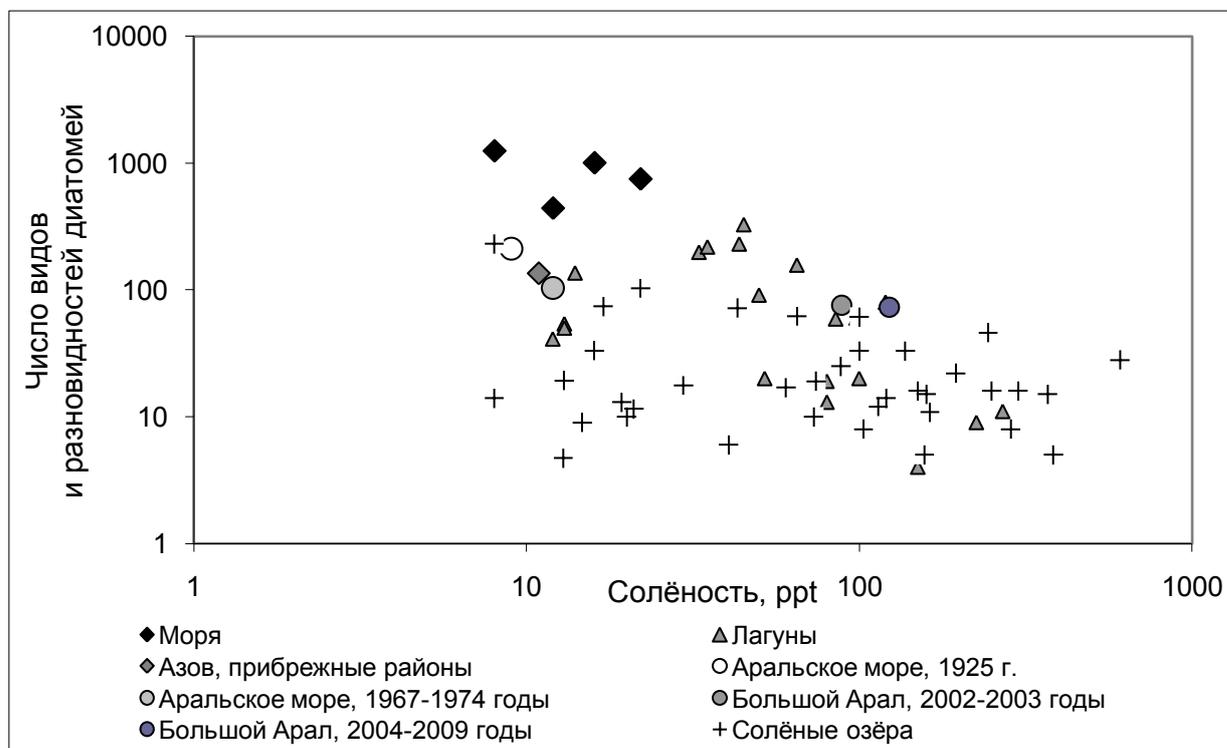


Рис. 5.2.30. Общее число видов диатомей в некоторых краевых морях России (Черном, Белом, Каспийском и Балтийском), в прибрежной зоне Азова, в Аральском море в квазистационарный период (1925 г.), в Арале на начальном этапе прогрессирующего осолонения (1967-1974 годы), в Большом Арале на этапе позднего переосолонения (2002-09 годы) и в других соленых водоемах лагунного и озерного типа с минерализацией от 7 г/кг. По материалам Ф.В. Сапожникова (Большой Арал, 2002-2009 гг.) и других авторов (остальные водоемы).

На ранних этапах переосолонения Арала (1967-1974 годы, [Личкилы, 1981]) богатство этой группы уже больше соответствовало верхней границе числа видов в озерах при минерализации 22 г/кг, а также в прибрежной части Азовского моря и в наиболее богатых видами лагунах с минерализацией 14 – 65 г/кг (рис. 5.2.30).

Наконец, на этапе позднего переосолонения, который мы поделили на два флористических подэтапа (2002-2003 гг и 2004-2009 гг), в Большом Арале было найдено диатомей больше, чем в ультрагалинных озерах при сходной солености, и приблизительно столько же, сколько в ультрагалинной лагуне Кара-Богаз-Гол.

Таким образом, несмотря на неуклонное повышение общей минерализации вод, падение уровня и уменьшение акватории, Большой Арал по-прежнему превосходил соленые озера по диатомовой флоре. Мы видим этому следующий ряд возможных причин:

1. более высокое начальное число видов, что дало более обширные возможности к адаптации;
2. более высокая, чем в озерах, неоднородность условий, что также дало больше возможностей к адаптации;

3. сравнительно бóльшая площадь аральской акватории (зависимость видового богатства от площади местообитания [MacArthur, Wilson, 1967]);

4. меньшая скорость осолонения, чем в озерах меньшей площади при аналогичной скорости падения уровня, и как результат - сравнительно более мягкое и постепенное воздействие осолонения на биоту.

На примере 149 водоемов разной солености мы рассмотрели, насколько были похожи наборы видов акваторий Большого Арала (на разных стадиях позднего переосолонения) на диатомовую флору других континентальных водоемов и лагун. При этом мы взяли для анализа сходства флору не только соленых, но и пресных вод. Были привлечены видовые списки по 13 флористическим состояниям Большого Арала (2002-2009 гг), а также по 43 ультрагалинным, 10 гипергалинным, 8 эугалинным, 32 мезогалинным и 55 условно олигогалинным (<7 г/кг) водоемам со всего мира.

Оценив сходство видовых списков с помощью индекса Кульчинского, мы использовали результаты ординации методом многомерного шкалирования по фактору географического расположения отдельных водоемов и их групп (рис. 5.2.31).

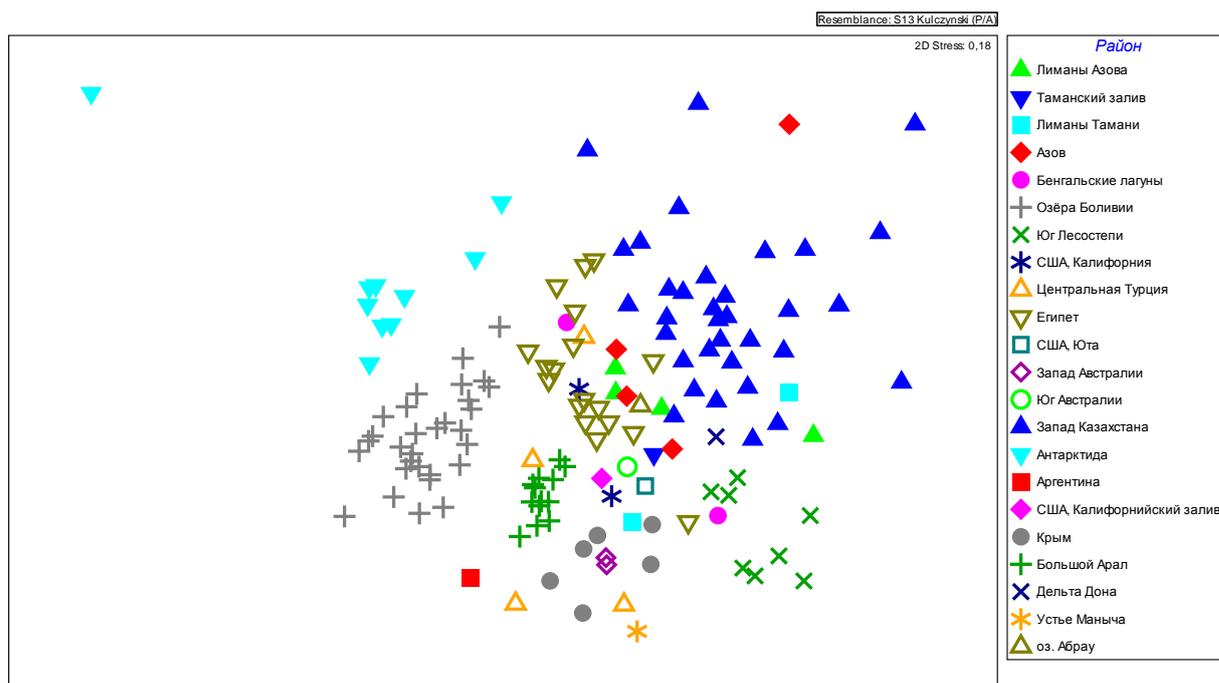


Рис. 5.2.31. MDS-диаграмма, отражающая положение флористических состояний (по диатомеям) разных акваторий Большого Арала (2002-2009 гг.) среди других соленых водоемов в разных районах планеты.

В полученной картине максимально обособленно выглядят группировки высокогорных озер Боливии (серые кресты) и озер на Антарктическом архипелаге Рауэр-Айлендс (перевернутые красные квадраты, голубые треугольники). Группировка флористических состояний Большого Арала (прямые зеленые кресты на MDS-диаграмме) также так же выглядит весьма копаттно и достаточно обособленно, не

пересекаясь ни с какими другими группами и отдельными точками. Наиболее близки к нему по диатомовой флоре соленые озера египетских пустынь, ультрагалинные озера Центральной Турции и Крыма, оз. Моно (Калифорния, США), а также лагуны Баландра (Калифорнийский залив, США) и Мар-Чигита (Аргентина). Все эти водоемы находятся в степных и пустынных районах планеты.

Мы повторно применили многомерное шкалирование к тем же данным, используя фактор солености вод. Поскольку рассмотренные нами водоемы имели очень разную минерализацию, мы разделили их согласно градации, предложенной Хлебовичем и Численко. По отношению к имеющемуся у нас набору водоемов это выглядело так: олигогалинные (0.036 – 6.52 г/кг), мезогалинные (6.79 – 23.96 г/кг), эугалинные (27.66 – 36.28 г/кг), гипергалинные (40.5 – 73 г/кг) и ультрагалинные (80 – 606.6 г/кг).

Полученная MDS-диаграмма показала общий градиентный переход от олигогалинных к сильно минерализованным водоемам (рис. 5.2.32). Однофакторный анализ показал общее высоко достоверное влияние фактора минерализации на состав диатомовой флоры.

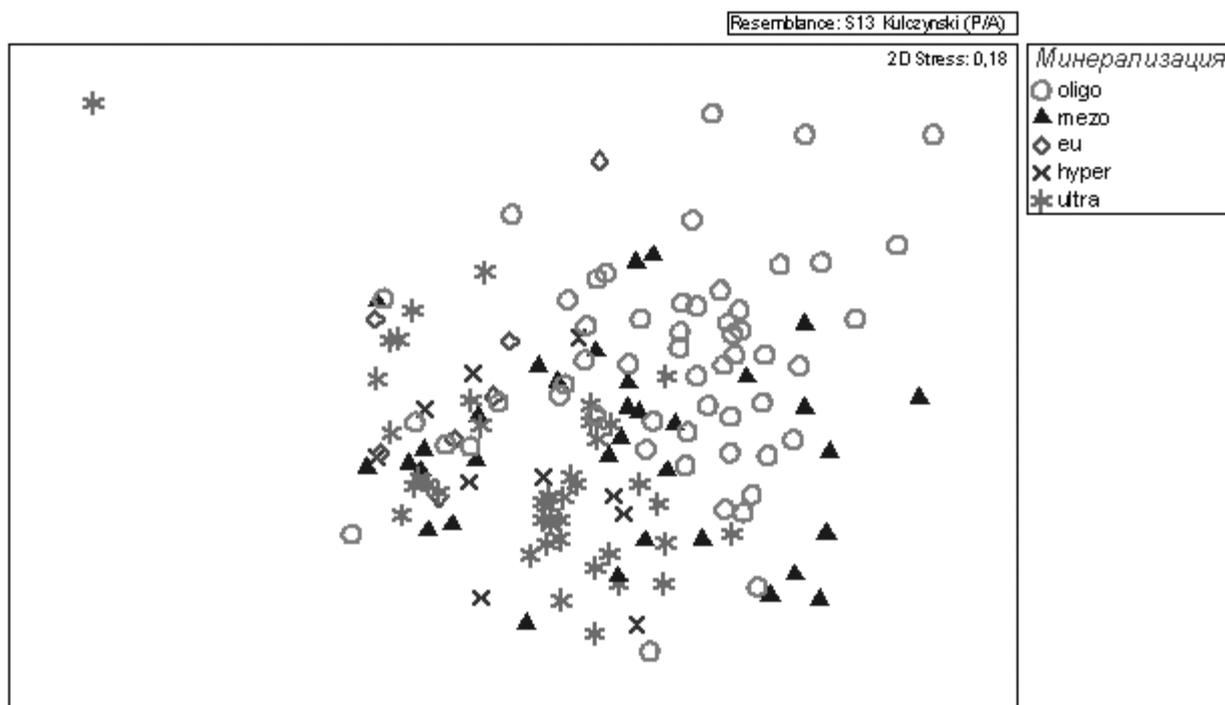


Рис. 5.2.32. MDS-диаграмма сходства водоемов по диатомовой флоре, построенная с учетом разбиения всего набора водоемов на 5 градаций по степени минерализации (объяснения в тексте). Зеленая пунктирная линия условно делит всю область значений диаграммы на зоны повышенной концентрации: «олигогалинную» и «сильно минерализованную».

При этом всю область MDS-диаграммы можно условно разграничить на две области высокой концентрации значений: «олигогалинную» и «сильно

минерализованную» (рис. 5.2.32). Диатомовая флора мезогалинных водоемов служит своего рода переходной зоной, чего и следовало ожидать.

Тем не менее, мы видим, что некоторое количество олигогалинных водоемов попадает в «сильно минерализованную» область. То есть некоторые слабосоленые, почти пресные водоемы очень близки по диатомовой флоре к высоко минерализованным. Это может означать, что диатомеи, населяющие такие водоемы, имеют весьма широкий толерантный диапазон по фактору минерализации. Напротив, для большинства водоемов в правой верхней части диаграммы характерны наборы видов с более узкими толерантными диапазонами.

Чтобы не ограничиваться рассмотрением одной системы градации вод по солености, мы использовали также систему классификации водоемов, предложенную Международным симпозиумом по классификации солоноватых вод, проходившим в 1958 г в Венеции. Согласно этой системе, весь наш набор водоемов можно разделить на лимнетические (<0.5 г/кг), (миксо)олигогалинные (0.5 – 5 г/кг), (миксо)мезогалинные (5 – 18 г/кг), (миксо)полигалинные (18 – 30 г/кг), эугалинные (30-40 г/кг) и гипергалинные (>40 г/кг). Применительно к этой системе [Хлебович, 1962] рекомендует разделять обитателей водоемов, живущих при солености >40 г/кг, на гипергалинных (до 75-80 г/кг) и на ультрагалинных, достигающих расцвета при более высокой минерализации. Автор говорит о фауне, мы же выделим гипер- и ультрагалинные водоемы.

Ординация, проведенная по фактору солености вод с привлечением данной системы, также показала общий градиентный переход от слабо соленых к сильно соленым водоемам по флоре. При этом, наряду с описанными выше зонами концентрации, проявились и дополнительные нюансы (рис. 5.2.33).

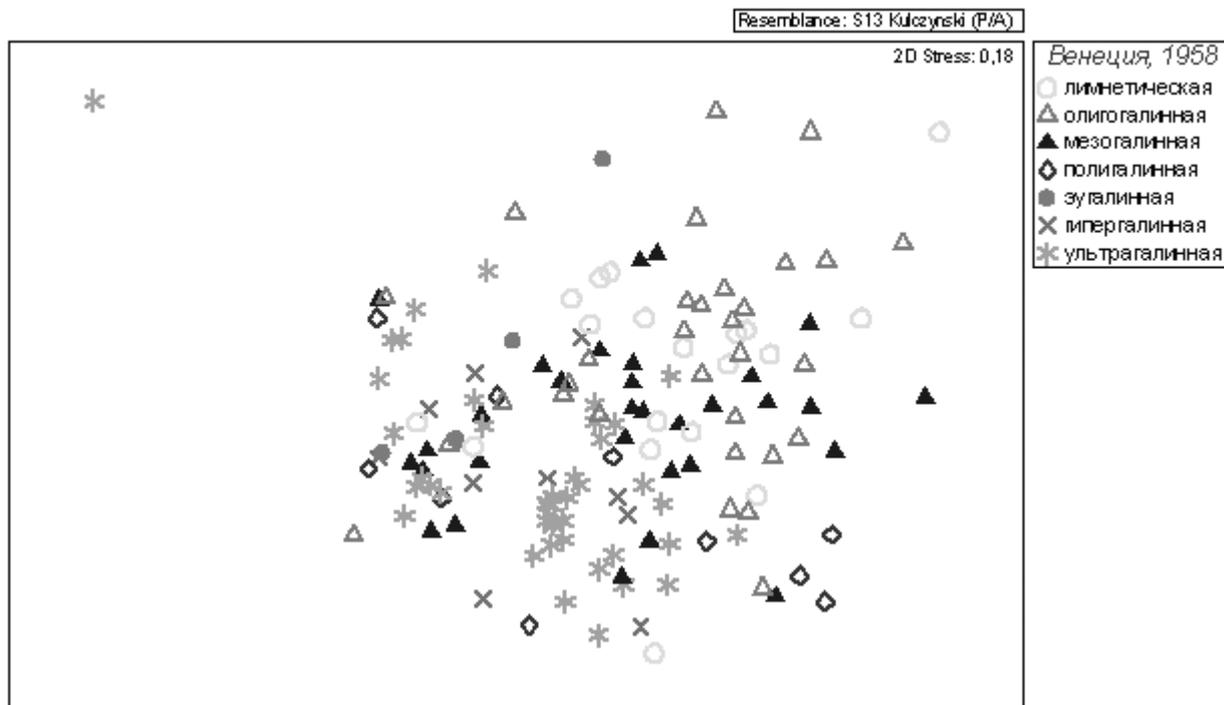


Рис. 5.2.33. MDS-диаграмма по фактору общей минерализации вод согласно градации, предложенной на Венецианском симпозиуме в 1958 г.

В частности, наименее соленые (лимнетические) водоемы оказались ближе по флоре к ультрагалинным, чем олигогалинные. В условиях крайне низкой солености живут виды, более приспособленные к повышению солености, чем предпочитающие олигогалинный диапазон.

Флору лимнетических вод в данном случае можно рассматривать как переходную между олиго- и мезогалинной областями концентрации. Согласно результатам анализа, мы можем выделить следующие градиентные переходы между флорами водоемов в этой системе градаций: олигогалинные → лимнетические → большая группа достоверно неразличимых между собой водоемов (от мезо- до гипергалинных) → ультрагалинные. При этом мезогалинная флора все же является переходной между лимнетической и более солоноводной, а гипергалинная – от мезо-, поли- и эугалинной – к ультрагалинной. Таким образом, между водоемами с различной соленостью сохраняется градиентный переход, но не по степени общей минерализации, а по составу диатомовой флоры.

5.2.4. Морфологические изменения микрофитов

В ходе многолетних наблюдений флоры Большого Арала были замечены морфологические особенности микроводорослей, не описанные для них ранее. В этом разделе мы коснемся нескольких видов диатомей, у которых в ультрагалинном Арале была впервые отмечена колониальность.

В ноябре 2002 г, в составе микроэпифитона кустов *C. fracta*, населявших песчаные отмели, отмечалось обильное развитие диатомей *Tabularia fasciculata* и *Nitzschia fruticosa*. Пучки *T. fasciculata* прикреплялись к поверхности нитей *Cladophora* с помощью полимерных «подушек» - обычным для этой эпифитной диатомеи способом. На этих же «подушках» сидели некрупные, до 15-20 мкм высотой, разветвленные полимерные тяжи, по концам которых располагались клетки *N. fruticosa* (рис. 5.2.34).

Рис. 5.2.34. Смешанные пучки *Tabularia fasciculata* и *Nitzschia fruticosa* на поверхности талломов *Cladophora fracta*. Квадратами отмечены микроколонии *N. fruticosa*. Западный Арал, ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Структура микроэпифитона макроколоний *Navicula ramosissima*, росших прямо на минеральном субстрате, также отличалась своеобразием. В отличие от описанных выше конгломератов на *C. fracta*, где колонии *N. fruticosa* встречались только совместно с пучками *T. fasciculata* и обитали на общей с ними слизистой подошве, здесь эти микроколонии в огромном количестве росли отдельно от *Tabularia*, смешанные пучки были крайне редки. Возможно, это объясняется характером поверхности базифита.

Микроколонии *N. fruticosa* по-прежнему отмечались осенью 2003 г (на *Cladophora*) и весной 2004 г (уже только в составе плавучих скоплений прибрежной тины) по-прежнему отмечались. При солености 91 г/кг чаще встречались одиночные, свободно плавающие клетки этой диатомеи. В августе 2004 г. и далее вид отмечен не был.

Образование звездчатых колоний, в составе которых клетки соединяются концами посредством коротких полимерных тяжей, описано для *N. fruticosa* ранее – для планктонных сообществ [Диатомовый водоросли СССР, 1974]. В то же время, формирование у этого вида колониальных форм, морфологически напоминающих колонии *Gomphonema* или *Symbella*, мы отмечаем впервые – при минерализации 85-91 г/кг в Большом Арале.

В начале августа 2004 г., в проливе, при минерализации в 102 г/кг, на нитях некоторых талломов обоих видов *Cladophora* было отмечено массовое развитие диатомеи *Brachysira styriaca*. Особенностью этого густого, местами сплошного покрова из клеток *B. styriaca* на поверхности нитей базифита было то, что клетки диатомеи сидели на концах полимерных тяжей (рис. 5.2.35).

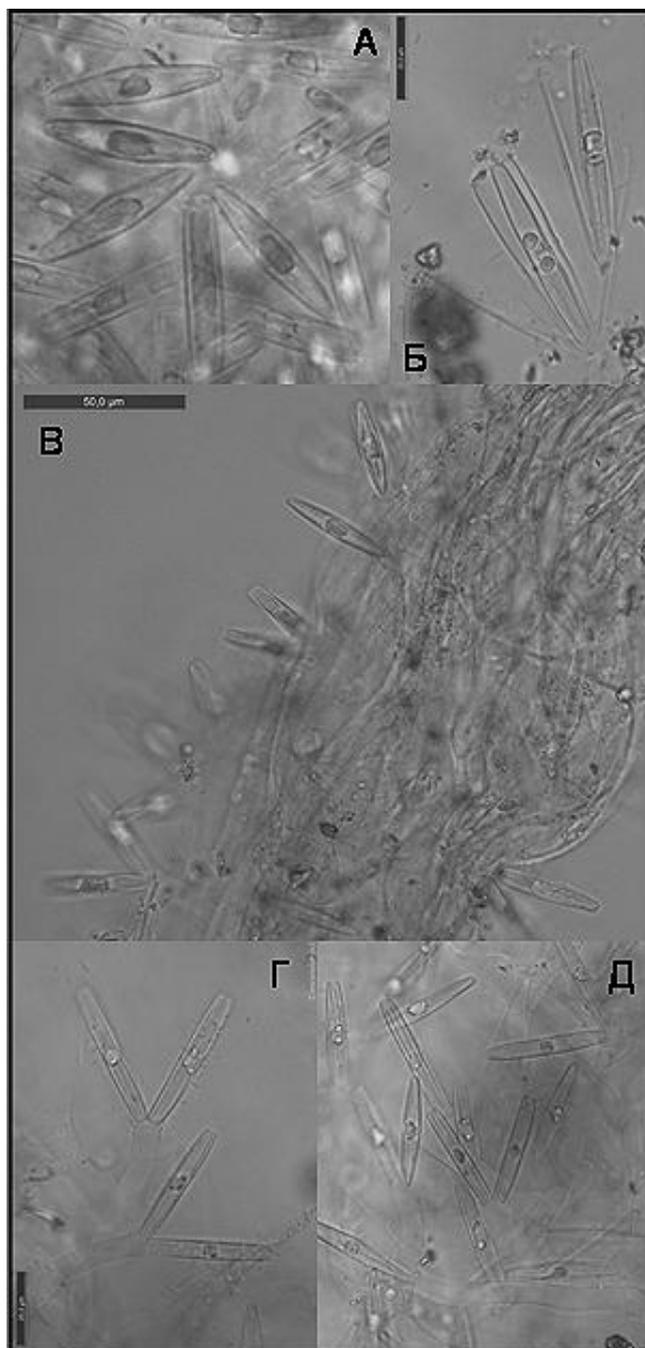


Рис. 5.2.35. Колониальная форма *Brachysira styriaca* в Большом Арале. А. Колония клеток на поверхности *Cladophora* spp., 2004 г. Б. Образование «многослойного» панциря у клеток при солёности в 114 г/кг. В. Деталь структуры «бурого войлока» на поверхности камней в зоне прибоя, 2009 г. Г, Д. Клетки *B. styriaca* на концах полимерных тяжёй. Фото Ф.В. Сапожникова

В октябре 2005 г мы отмечали появление *B. styriaca* уже в центральной части Западного бассейна. Здесь, при солёности 100 г/кг, микроколонии этого вида образовали сплошной слой тонкого «бурого войлока» на поверхности камней в зоне прибоя. Полимерные тяжёй, несущие на концах по одной-две клетки, имели протяжённость до сотни и более микрон.

В дальнейшем эту макроструктуру мы наблюдали ежегодно, вплоть до августа 2009 г, когда буро-зеленая живая пленка покрывала поверхность камней от уреза воды

и до глубины 0.3-0.4 м. В это время ее устройство было уже более сложным. Основным армирующим элементом по-прежнему были полимерные тяжи колониальной *Brachysira styriaca*. Каждая колония *B. styriaca* имела вид радиального пучка клеток, сидящих по одной на коротких веточках, которые расходились от верхнего конца длинного трубчатого тяжа. Нижним концом он прирастал к поверхности камня. Из таких прозрачных, переплетенных в подобие войлока тяжей и была соткана пленка на твердом субстрате. Сверху она была покрыта пучками клеток *B. styriaca*. Дополнительными армирующими элементами служили трихомы *Planctolyngbya lymnetica* и *Lyngbya* sp., а также совсем тонкие, всего 1-1.5 мкм толщиной, трихомы не идентифицированной пока цианобактерии. Окраску «войлоку» придавали также многочисленные свободноживущие диатомеи и застрявшие среди нитей минеральные частицы.

В сентябре 2006 г вид был отмечен на мелководьях Западного бассейна как доминант в микроэпифитоне пальчатой формы *V. cf. dichotoma*, а также встречался на талломах *C. fracta*. Массового развития на этом зеленом макрофите *B. styriaca* достигла здесь только к августу 2009 г. Соленость на мелководьях в это время составляла до 120 г/кг.

В современных атласах и руководствах по определению диатомей [Round and Mann, 1981, Lange-Bertalot and Moser, 1994] для рода *Brachysira* приводится определение «клетки растут отдельно, неприкрепленно, или растут на концах тонких слизистых тяжей». Но для вида *B. styriaca* указания на образование слизистых тяжей отсутствуют.

В 2009-м году мы отмечали массовое развитие нетипичных макроструктур у еще одной подвижной диатомеи – это была *Nitzschia scalpelliformis*. Вид и ранее фиксировался нами в составе микрофитобентоса, но теперь он образовывал макроколонии.

Они имели вид маленьких оливково-бурых сгустков на поверхности бежево-серой пленки, укрывавшей илы на глубине около 7 м. Их диаметр достигал 3-5 мм. Консистенция была слизистой. Микроскопирование показало, что это макроколонии диатомеи *N. scalpelliformis*, в составе которых клетки располагались внутри тесно переплетенных полимерных трубок («тьюб»). Существование таких макрообразований для этого вида отмечается впервые.

Кроме того, клетки *N. scalpelliformis*, жившие в полимерных трубках, в массе встречались и в составе «войлока» на поверхности камней в прибойной зоне (рис. 5.2.36). Но здесь мы не можем определить однозначно, каким видом были синтезированы трубки: или их произвели сами клетки *N. scalpelliformis*, или же они

использовали уже готовые трубчатые тяжи *B. styriaca*, проникая в них через разрывы оболочки.

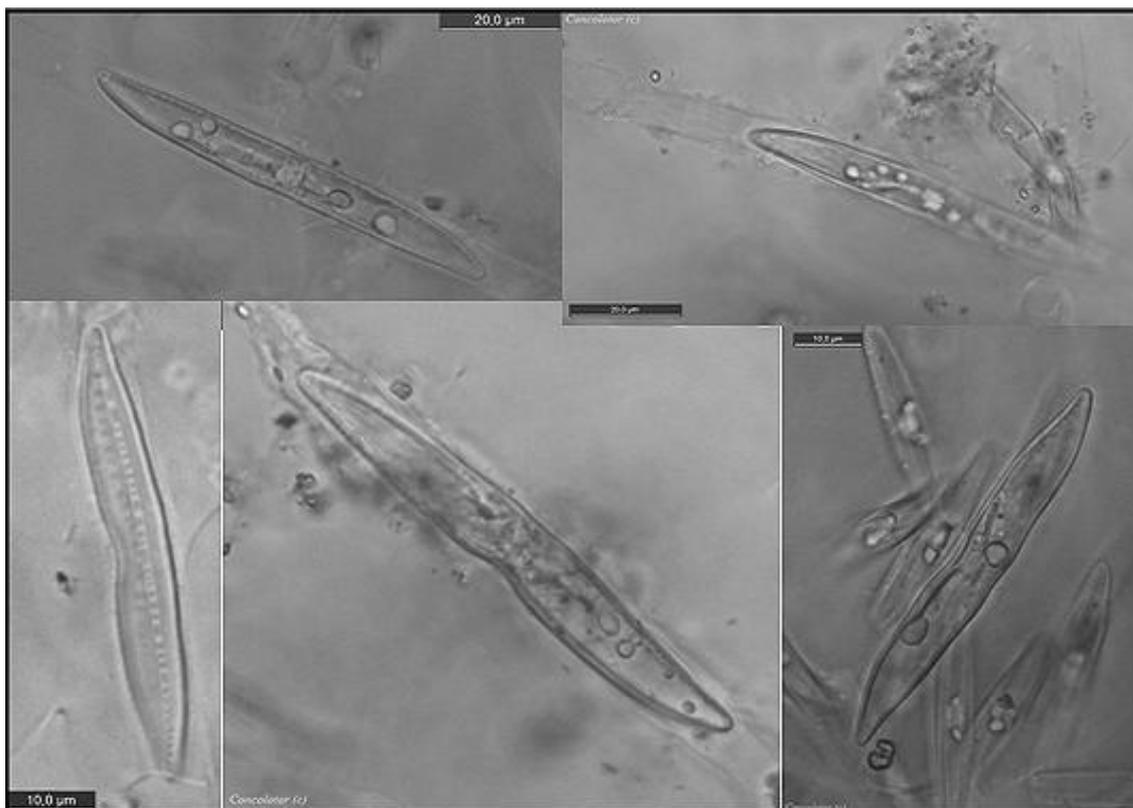


Рис. 5.2.36. Клетки диатомеи *Nitzschia scalpelliformis* в полимерных трубках («тьюбах»). Западный Арал, август 2009 г., соленость 114 г/кг. Фото Ф.В. Сапожникова.

Не описанное ранее образование полимерных трубок было отмечено нами и для подвижной диатомеи *Gyrosigma fenestratum* (рис. 5.2.37). На глубинах до 13-15 м этот вид гораздо чаще встречался именно в трубках, чем в виде отдельных, свободно перемещающихся клеток. Впервые колонии *G. fenestratum* были найдены нами в Западном Арале в 2002-м году.

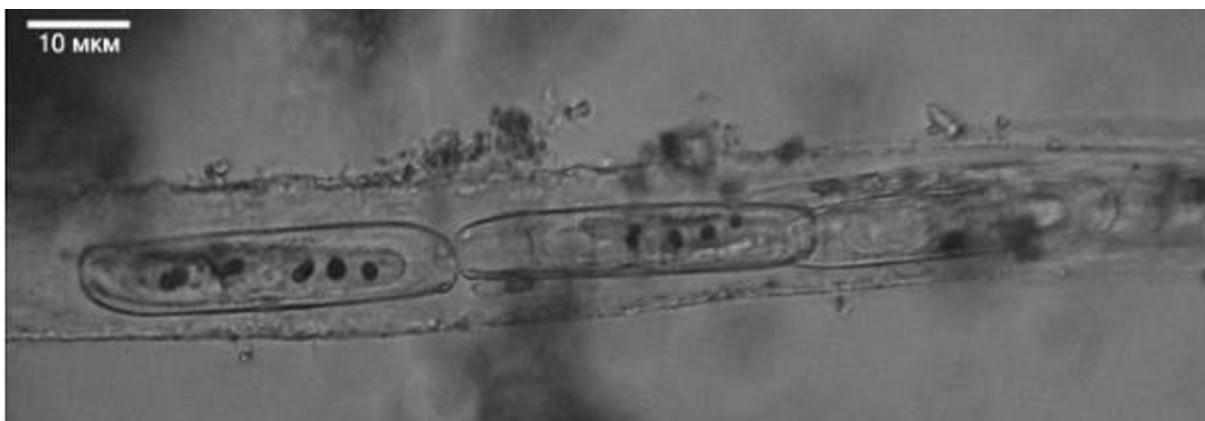


Рис. 5.2.37. Клетки диатомеи *Gyrosigma fenestratum* в полимерной трубке. Западный Арал, август 2009 г. Фото Ф. В. Сапожникова.

В августе 2009 г. на поверхности глины в зоне прибоя мы наблюдали сплошную пленку буровато-зеленую живую пленку. Ее толщина достигала 1.5 мм. Это был альго-бактериальный мат - макроструктура, в большом количестве выделявшая пузырьки кислорода. Пленчатый конгломерат, состоящий из цианобактерий, микроводорослей и осевших на дно частиц. Благодаря густому переплетению нитчатых колониальных микрофитов, он отделялся от поверхности грунта как единый живой слой.

Армирующую роль в этом конгломерате выполняли многочисленные трихомные цианобактерии *Leibleinia nordgaardii*, *Lyngbya perelegans* и *Oscillatoria* sp., а также разветвленные стелющиеся макроколонии *G. fenestratum*. Внутри трубок клетки этой диатомеи располагались в один или более рядов, в зависимости от возраста участка колонии. Свободноживущие клетки *G. fenestratum* также были отмечены нами в составе альго-бактериального мата. Отдельные участки трубок макроколоний были вторично колонизированы иголецкатыми клетками *Nitzschia graciliformis*. В таких случаях клетки этого вида, интенсивно размножаясь, заполняли фрагмент трубки. Интересно, что способ заполнения точно соответствовал таковому для колониальных форм: клетки располагались параллельными рядами. Такая «вторично колониальная» жизненная стратегия отмечена для этого вида впервые. Многочисленные свободноживущие клетки *N. graciliformis* встречались и вне трубчатых колоний.

Образование колоний внутри инородных трубок мы отмечали еще для одного вида подвижных диатомей – *Proschkinia complanata*. В сентябре 2006 г. спиральные ряды клеток этой диатомеи были найдены внутри трубчатых оболочек, оставшихся после отмирания нитей *V. cf. dichotoma* в прибойной зоне Западного бассейна. Соленость составляла здесь 101 г/кг. В данном случае диатомеи использовали в качестве «тьюбы» структуру, построенную макрофитом.

5.2.5. Выводы

1. На этапе позднего переосолонения Большого Арала, в условиях наиболее ускоренного роста минерализации и биотопических метаморфоз, не произошло направленной деградации флоры донных микрофитов.
2. Число видов, высоко достоверно вымерших в Большом Арале за этот период (42), и число вселившихся (44), очень близки – общий баланс флоры почти нейтрален.
3. Совокупная флора западного бассейна Большого Арала, как наиболее биотопически разнообразного, была богаче, чем в восточном бассейне и проливе.

4. Во флоре ультрагалинного Большого Арала преобладали олигогалобы. Мы видим в этом характерную черту континентальных водоемов с высокой минерализацией – в отличие от гипергалинных водоемов морского происхождения, где преобладают эугалобы или мезогалобы.
5. Основным структурирующим фактором для флоры микрофитов западного Большого Арала выступало последовательное, со 2002 по 2009 гг, увеличение солености, сопровождавшееся постепенной унификацией видового состава.
6. На фоне осолонения происходила дифференциация диатомовых таксоценов микрофитобентоса разных биотопов по количественной структуре. Это дает возможность для выделения 3 основных типов ценозов, возникших в Арале за барьером солености в 93 г/кг, а также 5 зон преимущественного распространения видов («зон влияния»).
7. При повышении минерализации свыше 93 г/кг произошло замещение «западных» микроэпифитных синузий «восточными».
8. На число видов микрофитобентоса оказывала слабо положительное влияние соленость, выравненность их видовой структуры находилась под комплексным нелинейным влиянием глубины и температуры, разнообразие – под влиянием всех трех факторов.
9. Микрофитобентос Большого Арала на изученном этапе был уже менее разнообразен, чем в других морях, где не было прогрессирующего осолонения. Тем не менее, направленного падения разнообразия и выравненности на данном этапе отмечено не было. Несмотря на потерю значительной части акватории и сильнейшее осолонение, Большой Арал был наиболее богат видами среди континентальных водоемов при сходной солености.
10. В условиях неуклонного роста солености Большого Арала некоторые виды подвижных диатомей частично или полностью перешли к существованию в виде колоний.

ГЛАВА 6. ПЛАНКТОННОЕ СООБЩЕСТВО БОЛЬШОГО МОРЯ

Как уже отмечалось, к настоящему времени объем воды в Аральском море сократился более чем в десять раз по сравнению с серединой прошлого века. По мере сокращения объема моря его минерализация возросла с 10 г/кг в 1960 г. до 82 г/кг в 2002 г. [Zavialov *et al.*, 2003, Mirabdullayev *et al.*, 2004] и достигла 114 г/кг в 2010 г (см. Главу 2 этой книги). Приведенные здесь значения относятся к поверхностному слою западного бассейна, в восточном же бассейне повышение солености было еще более значительным.

Одновременно происходили резкие изменения в Аральской экосистеме [Aladin *et al.*, 1998, Aladin and Kotov, 1989, Andreev, 1989, Andreeva, 1989, Joldasova *et al.*, 1999, Mirabdullayev *et al.*, 2001, Mirabdullayev *et al.*, 2004], проявившиеся в исчезновении большинства автохтонных видов и значительном уменьшении биоразнообразия. Так, например, в период наиболее резкого увеличения минерализации с 1971 по 2002 гг число видов фитопланктона сократилось от 375 до 159 видов, а зоопланктона - от 42 до 4 видов [Mirabdullayev *et al.*, 2004].

Несмотря на огромные потери в видовом разнообразии современную экосистему Арала нельзя назвать умирающей. В пелагиали живут и активно функционируют специфические, но вполне жизнеспособные биологические сообщества, приспособленные к сверхвысокой солености [Mirabdullayev *et al.*, 2004, Arashkevich *et al.*, 2008, Завьялов и др., 2006]. Одним из таких видов является пелагический жаброногий рачок *Artemia parthenogenetica*, типичный обитатель гипергалинных водоемов. В Большом Арале *Artemia* появилась в заметном количестве только в 2000 г, когда соленость увеличилась до 63 г/кг, а в 2002 г. ее биомасса уже равнялась 0.3 г/м³, составляя 99% общей массы зоопланктона [Mirabdullayev, 2004]. Виды артемий широко распространены по всему миру, и везде интенсивно изучаются как в качестве объекта фундаментальных научных исследований (экологических, генетических, эволюционных, палеонтологических), так и в коммерческих целях, поскольку покоящиеся яйца артемий (цисты) имеют большое коммерческое значение и

используются в аквариумистике и морекультурах. В последнее время развитие артемий в Арале вызывает значительный интерес некоторых иностранных компаний с точки зрения возможности коммерческого промысла ее покоящихся яиц.

В ходе неоднократно упоминавшейся выше программы экспедиционного мониторинга Большого Арала, в 2002-2010 гг проводились исследования с целью оценки направления биологической перестройки Арала, изменения видового состава, количественных и продукционных характеристик пелагической системы в условиях резкого изменения гидрофизических и гидрохимических условий. Для решения этой задачи проводились следующие работы:

- 1) исследование характера горизонтального и вертикального распределения бактерио-, фито- и зоопланктона;
- 2) измерение концентрации Chl-a и феопигментов;
- 3) определение таксономического состава фито- и зоопланктона;
- 4) экспериментальные исследования скорости питания и продукции яиц у *Artemia parthenogenetica*.

§6.1. Материалы и методы

Работы проводились с борта надувных лодок. Обязательный ежегодный отбор проб проводился на фиксированной станции в самой глубокой точке западного бассейна напротив мыса Кейинчяк (район метеостанции Актумсук). В этой же точке проводились исследования вертикального распределения бактериопланктона (2008 г.), Chl-a и фитопланктона (2008-09 гг), и зоопланктона (2005-06 гг. и 2008-09 гг). Помимо сбора зоопланктона на фиксированной станции, в октябре 2005, июне 2008 и августе 2009 г. планктон был собран на поперечных разрезах через западный бассейн в его центральной части. В восточном бассейне пробы зоопланктона были собраны в 2005 г. на разрезе в северной части водоема, а в июне 2008 г. в центральной части у западного берега бассейна были взяты пробы фито-, бактерио- и зоопланктона.

СТД-зондирования профилографом SBE 19plus были проведены на всех станциях от поверхности до дна. Пробы воды для анализа пигментов, фитопланктона, бактериопланктона и микрозоопланктона были отобраны батометром Молчанова. Для сбора зоопланктона использовали вертикальные ловы модифицированной сетью Нансена (диаметр входного отверстия 18 см, размер ячеей фильтрующего конуса 180мкм).

Фитопигменты. 500 мл воды отбирали из батометра в пластиковые бутылки и помещали в контейнер-термостат для транспортировки в лабораторию. На берегу

пробы немедленно фильтровали через стекловолоконные фильтры GF/F при разрежении не более 0.3 атм. Экстракцию проводили в 90-% ацетоне при температуре 20°C в темноте в течение 14-16 ч. Флуоресценция экстрактов до и после подкисления двумя каплями 10% HCl была измерена на флуорометре Trilogy Turner Designs. Прибор был предварительно калиброван с использованием чистого хлорофилла. Концентрацию хлорофилла «а» и феопигментов рассчитывали по формуле [Strickland and Parsons, 1968] для *in vitro* флуорометрии:

$$\text{Chl-a} = k * (Fb - Fa) * (V_{\text{экстр}} / V_{\text{воды}}) \quad (6.1.1),$$

$$\text{Феопигмент} = k * (R * Fa - Fb) / (V_{\text{экстр}} / V_{\text{воды}}) \quad (6.1.2),$$

где k - калибровочный коэффициент прибора, Fb и Fa - флуоресценция опытного раствора до и после подкисления соответственно, R - коэффициент подкисления, $V_{\text{экстр}}$ – объем ацетонового экстракта, мл, $V_{\text{воды}}$ – объем пробы воды, мл.

Фитопланктон. 500 мл воды отбирали из батометра в пластиковые бутылки и фиксировали 2% раствором нейтрального формалина. В лаборатории после отстаивания пробы декантировали до 5 мл. Количество водорослей в пробах определяли методом прямого счета в камере Нажотта, объемом 0.02 мл при 3-кратном просмотре. Определение проводили в световом микроскопе МИКМЕД-1 при увеличении x300-600 с использованием объектива водной иммерсии. Биомассу водорослей определяли методом подобия геометрических фигур [Hillebrand et al., 1999] с последующим пересчетом в единицах углерода в зависимости от систематической принадлежности и объема клеток [Menden-Deuer et al., 2000].

Бактериопланктон. Пробы воды объемом 25 мл фиксировали непосредственно после отбора нейтральным раствором формальдегида (конечная концентрация в пробе 1%) и хранили в полистироловых флаконах до последующей обработки. Для учета общей численности бактерий использовали метод прямого счета клеток под люминесцентным микроскопом. Бактерий в пробах окрашивали флуорохромом DAPI [Hoff, 1993]. Окрашенную пробу концентрировали на черный ядерный фильтр с диаметром пор 0,17 мкм. Полученные препараты просматривали под микроскопом ЛЮМАМ Р-8 при увеличении x1375. На каждом фильтре просчитывалось не менее 20 полей зрения, общее число учтенных для каждой пробы клеток составляло более 200. Размер бактерий определяли с помощью окуляр-микрометра, измеряя не менее 20 клеток. Объем вычислялся по формуле шара для кокков или цилиндра для

палочковидных форм. Бактериальную биомассу в углеродных единицах вычисляли в соответствии со средним объемом бактериальных клеток по формуле:

$$C = 133,754 * V^{0,438} \quad (6.1.3),$$

где C – содержание углерода в клетке (фемтограмм $C/кл$), а V – объем клетки, $мкм^3$ [Романова, Сажин, 2009].

Зоопланктон. Немедленно после взятия, пробы фиксировали 4% нейтрализованным формалином. В лаборатории рачки были подсчитаны и измерены под биноклем при увеличении $\times 20$. Были выделены пять возрастных стадий артемии, - науплиусы, метанауплиусы, ранние и поздние стадии личинок и половозрелые особи. Для оценки репродукционного потенциала самки были классифицированы как репродуктивные и не-репродуктивные в зависимости присутствия яиц в их овидуктах и/или яйцевых мешках. Число яиц в яйцевых мешках было подсчитано у случайно выбранных самок.

Сырой вес науплиусов и метанауплиусов был определен по номограммам [Численко, 1968]. Вес старших стадий был рассчитан по уравнению [Грузов, Алексеева, 1971]: $W = 0.06 * L^{3.02}$, где W – сырой вес, мг; L – длина тела, мм.

Протозоопланктон собирали сетью Апштейна с диаметром входного отверстия 16 см и ячеей фильтрующего конуса 60 $мкм$, выполняя вертикальные ловы от дна до поверхности. Для исследования вертикального распределения микрозоопланктона были взяты пробы воды объемом 500 мл с глубин, соответствующих глубине залегания основных гидрофизических градиентов. Пробы фиксировали 2% формалином. В лаборатории батометрические пробы концентрировали до объема 2-3 мл используя газ 5 $мкм$, а затем просматривали тотально в камере Наумана под микроскопом при увеличении $\times 100$. Из сетных проб брали аликвоту и также просматривали в камере Наумана под микроскопом. Сырая биомасса клетки *Fabrea salina* была рассчитана методом геометрического подобия, принимая плотность равной 1.

Питание артемий. Для измерения скорости питания свежельовленные рачки были рассажены по одному в 400 мл сосуды, наполненные натуральной морской водой с глубины 15 м, и содержались в течение шести часов при рассеянном освещении. Влияние температуры на скорость питания самок артемий было исследовано при 4, 20 и 26°C. Для каждого опыта использовали четыре повторности и два контроля (сосуды без животных). Зависимость скорости питания артемий от их размера была получена для диапазона 4-13 мм. Эти эксперименты проводились при температуре 20°C; время экспозиции восемь часов, вода с глубины 20 м. Пять контрольных сосудов (без

животных) были поставлены при тех же условиях. После окончания экспериментов рачки были удалены из сосудов, а вода отфильтрована на GF/F фильтры для последующего измерения количества фитопигментов по методике, описанной выше.

Скорость фильтрации (F , мл/экз сутки) была рассчитана по уравнению:

$$F = V * (\ln C_0 - \ln C_t) / t * 24 \quad (6.1.4),$$

где V – объем экспериментального сосуда (мл), C_0 и C_t – концентрация хлорофилла (мг/мл) в начале и конце эксперимента, соответственно, t – время инкубации (час).

Скорость потребления автотрофного фитопланктона (R , мг Chl/экз сутки) была рассчитана как $R = F * C$, где F – скорость фильтрации (мл/экз сутки), а C – средняя концентрация Chl (мг/мл) за время эксперимента. Так как в контрольных сосудах концентрация хлорофилла не изменялась в течение опыта, мы использовали среднеарифметические значения концентрации корма в опытных сосудах.

Размножение артемий. Свежевыловленные самки с яйцевыми мешками были помещены по одной в чашки с 10 мл натуральной морской воды. Опыты проходили при температуре 20°C при рассеянном освещении. Каждый день самок пересаживали в свежую воду, проверяли наличие науплиусов, и в случае появления, подсчитывали их количество. Эксперимент длился четыре дня до окончания вымета всеми самками.

§6.2. Фитопланктонное сообщество Большого Арала

Видовой состав и биоразнообразие фитопланктона Аральского моря значительно изменилось с начала 1970-х годов [Aladin and Kotov, 1989, Mirabdullayev, 2004]. До этого периода список видов насчитывал 375 наименований, доминирующими группами являлись диатомовые и зеленые водоросли [Kiseliov, 1927]. Наиболее часто встречающимся видом в центральной части моря был *Actinocyclus ehrenbergii* var. *crassa* [Zenkevich, 1963]. В 1970-1980-х гг из Аральского моря исчезли не только большинство солоноватоводных видов, но также некоторые морские виды. В этот период биоразнообразие фитопланктонного сообщества сократилось с 306 видов до 250, с превалированием групп диатомовых, сине-зеленых и зеленых [Dobrynin and Pichkily, 1981]. В 1999-2002, число видов сократилось до 159 с абсолютным доминированием диатомовых водорослей (115 видов) [Mirabdullayev, 2004].

В июне 2008 г, 29 видов были обнаружены в западном бассейне Аральского моря (табл. 6.1.1), из которых - 17 видов диатомовых, 5 видов зеленых водорослей, по 2 вида криптофитовых, динофитовых и сине-зеленых водорослей, и 1 вид жгутиковых. Средняя концентрация фитопланктона в численности и биомассе составила $2.3 \cdot 10^6$ клеток на литр и 231 мкг углерода на литр соответственно. Среди диатомовых доминировали два вида: *Nitzschia insignis* Gregory и *Fragilaria brevistriata* Grunow (71% и 27% от общей численности, соответственно). Криптофитовые водоросли были представлены двумя видами: *Rhodomonas* sp. (salina?) и *Chroomonas* sp.; из динофитовых водорослей было обнаружено два вида рода *Gymnodinium*, до вида организмы не определяли. Около 90 процентов общей численности зеленых водорослей составлял *Chlamydomonas* sp. Среди сине-зеленых доминировал *Synechococcus elongatus* Näg.

В восточном бассейне было обнаружено 14 видов диатомовых, доминирующими видами были *Amphora coffeaeformis* Kützing, *Fragilaria brevistriata* Grunow, *Navicula* spp., and *Nitzschia* spp. (32, 18, 22, и 10 процентов от общей численности водорослей, соответственно). Обнаруженные виды зеленых водорослей не были определены. Суммарная численность фитопланктона составила $0.9 \cdot 10^6$ клеток на литр, суммарная биомасса - 93 мкг углерода на литр.

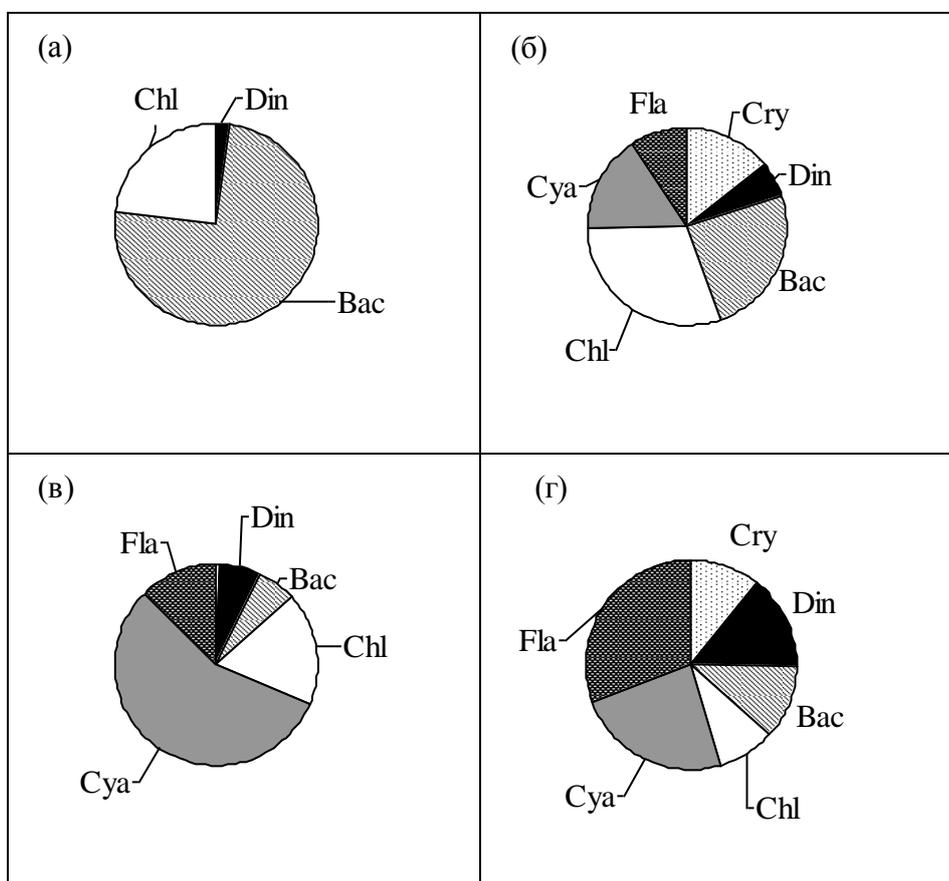
В августе 2009 г только 15 видов водорослей были обнаружены в западном бассейне (табл. 6.2.1), однако средняя численность водорослей ($9,2 \cdot 10^6$ кл/л) была выше, чем в июне 2008 г. Основной вклад в суммарную биомассу фитопланктона вносили зеленые водоросли *Oocystis submarina* и *Chlamydomonas* sp. Скорее всего, изменение видового состава в 2009 г по сравнению с 2008 г связано с сезонной сукцессией фитопланктонного сообщества, хотя нельзя исключать вероятность связи сокращения видового состава с продолжающимися изменениями солевого состава водоема.

Таблица 6.2.1. Состав фитопланктона в июне 2008 г. и августе 2009 г.

	Cyanophyta	2008 г.	2009 г.
1	<i>Synechococcus aeruginosus</i> Näg.	+	+
2	<i>S. elongatus</i> Näg.	+	+
	Cryptophyta		
3	<i>Chroomonas</i> cf. <i>marina</i> (Büttner) Butcher	+	+
4	<i>Rhodomonas salina</i> (Wisl.) Hill et Wetherbee	+	+
	Euglenophyta		
5	cf. <i>Euglenophyta</i>		+
6	<i>Trachelomonas</i> cf. <i>verrucosa</i> Stokes		+
	Dinophyta		
7	<i>Gymnodinium</i> sp.1	+	
8	<i>G.</i> sp.2	+	+

	Chromophyta		
	Bacillariophyceae		
9	<i>Amphora coffeaeformis</i> Kütz.	+	+
10	<i>A. holsatica</i> Hustedt	+	
11	<i>A. normanii</i> Rabenh.	+	
12	<i>A. ovalis</i> Kütz.	+	
13	<i>Chaetoceros</i> sp.	+	
14	<i>Cocconeis placentula</i> Ehr.	+	
15	<i>Cyclotella</i> cf. <i>caspia</i> Grun.		+
16	<i>Cylindrotheca closterium</i> (Ehr.) Lewin et Reimann	+	+
17	<i>Diatoma tenue</i> Ag.	+	
18	<i>Diploneis smithii</i> (Breb.) Cl.	+	
19	<i>Entomoneis alata</i> Kutz.	+	
20	<i>Fragilaria brevistriata</i> Grun.	+	+
21	<i>Navicula digitoradiata</i> (Greg.) Ralfs	+	
22	<i>N. laterostrata</i> Hustedt	+	
23	<i>N.</i> sp.		+
24	<i>N.</i> sp.1	+	
25	<i>N.</i> sp.2	+	
26	<i>Nitzschia acuminata</i> (W.Sm.) Grun.	+	
27	<i>N. amphibia</i> Grun.	+	
28	<i>N. fasciculata</i> Grun.	+	
29	<i>N. hungarica</i> Grun.	+	
30	<i>N. hybrida</i> Grun.	+	
31	<i>N. insignis</i> Greg.	+	+
32	<i>N. punctata</i> (W.Sm.) Grun.	+	
33	<i>N. sigma</i> (Kütz.) Grun.	+	
34	<i>Nitzschia</i> sp.	+	+
35	<i>Surirella fastuosa</i> var. <i>suborbicularis</i> Grun.	+	
36	<i>Synedra</i> cf. <i>acus</i> Kütz.		+
37	<i>Thalassiosira baltica</i> (Grun.) Ostenf.	+	
	<i>Chaetoceros</i> spp. споры	+	
	Chrysophyceae		
38	<i>Actinomonas mirabilis</i> Kent	+	
	Chlorophyta		
	Chlorophyceae		
39	<i>Chlamidomonas</i> sp.	+	+
40	<i>Coenococcus planctonicus</i> Korsch.	+	+
41	<i>Dictyosphaerium chlorelloides</i> (Naum.) Kom. et Perm.	+	
42	<i>Dunaliella salina</i> Teod.	+	
43	<i>Golenkinia radiata</i> Chod.	+	+
44	<i>Oocystis submarina</i> Lagerh.	+	+
45	<i>Schroederia robusta</i> Korsch.	+	+
46	<i>Sphaerocystis planctonica</i> (Korsch.) Bourr.	+	+
	Prasinophyta		
47	<i>Pterosperma</i> sp.	+	
48	Неидентифицированные жгутиковые (2-10μ)	+	
	Green global	+	
	Cysts	+	+

Состав фитопланктонного сообщества изменялся в зависимости от местоположения и глубины (рис. 6.2.1). В восточном бассейне, где соленость достигала 211 г/кг, в сообществе доминировали диатомовые и зеленые водоросли (рис. 6.2.1а), в то время, как в западном бассейне при солености 104 г/кг, присутствовали все группы водорослей (рис. 6.2.1б). Фитопланктонное сообщество также значительно изменялось с глубиной. На поверхности более 50 процентов от общей численности фитопланктона составляли сине-зеленые водоросли, в то время как доля диатомовых, динофитовых и криптофитовых водорослей была очень небольшой (рис. 6.2.1в). На глубинах от 5 до 10 метров в сообществе фитопланктона доминировали жгутиковые и сине-зеленые (рис. 6.2.1г), в более глубоких слоях фитопланктон состоял в основном из диатомовых и зеленых водорослей (рис. 6.2.1д,е).



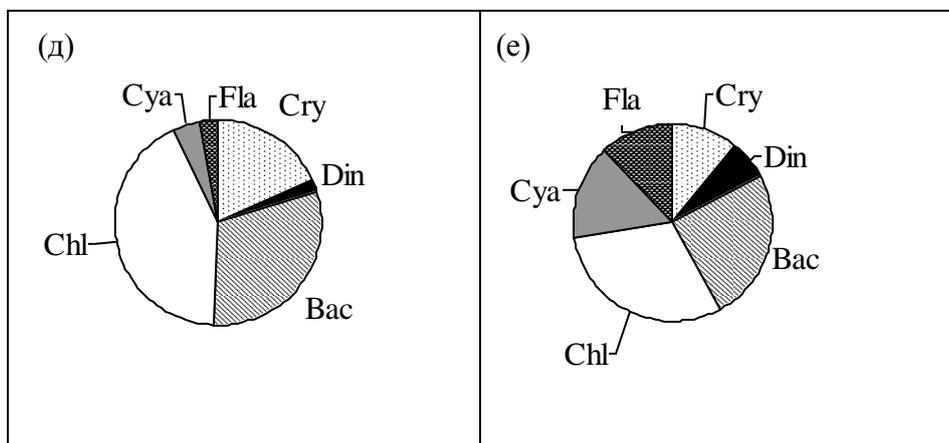
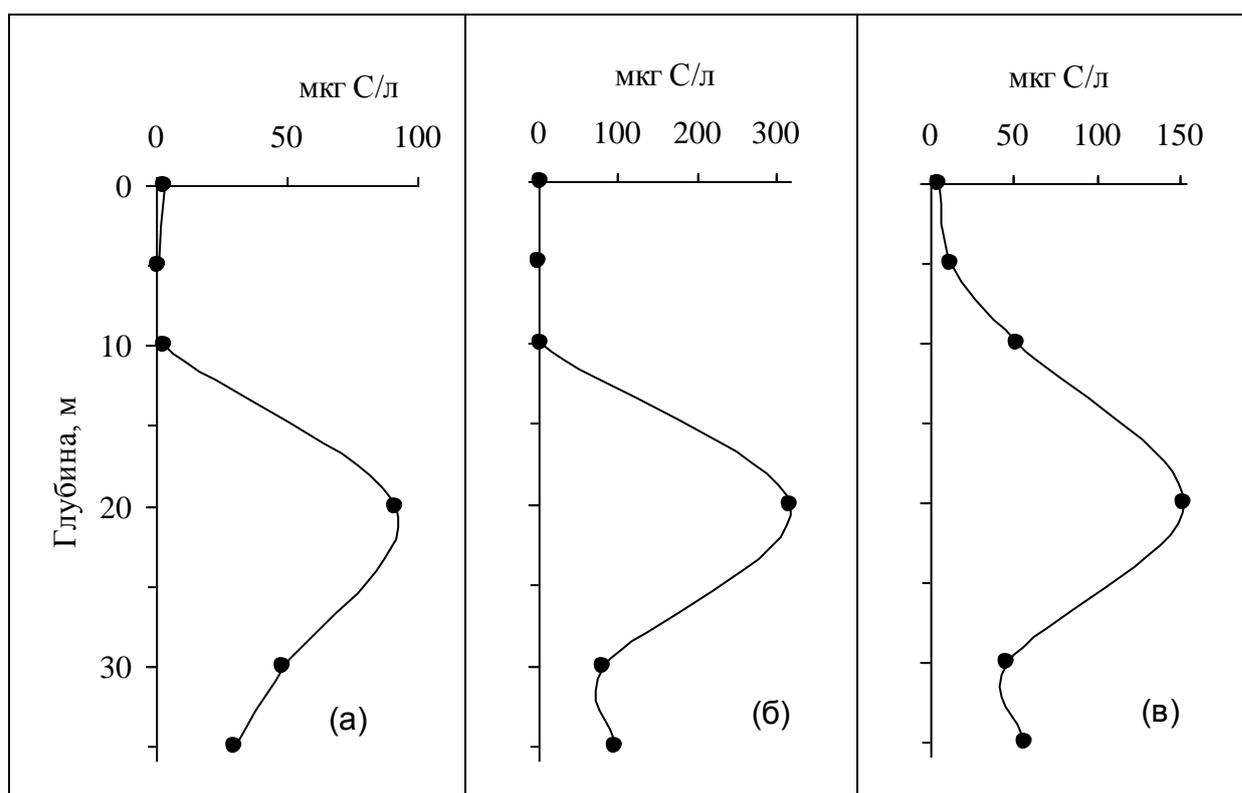


Рис. 6.2.1. Доля различных групп в общей численности фитопланктона в Большом Аральском море в июне 2008 г. Cry - Cryptophyta, Din – Dinophyta, Bac - Bacillariophyta, Chl - Chlorophyta, Cya - Cyanophyta, Fla – Flagellate; а – восточный бассейн; б-е – западный бассейн; б - среднее для всей толщи воды; в – в поверхностном слое; г – на глубине 5-10 м; д - на глубине 20 м; е - на глубине 20 м.

Вертикальное распределение фитопланктона отражало световые и температурные предпочтения разных групп водорослей (рис. 6.1.2). Диатомовые, зеленые и криптофитовые водоросли были наиболее обильны на глубине 20 метров где температура опускалась до 2°C [Zavialov, 2008] и в условиях низкой освещенности (рис. 6.2.2а-в), а тепловодные и требующие большей освещенности сине-зеленые водоросли обитали в основном в верхнем пятиметровом слое (рис. 6.2.2г).



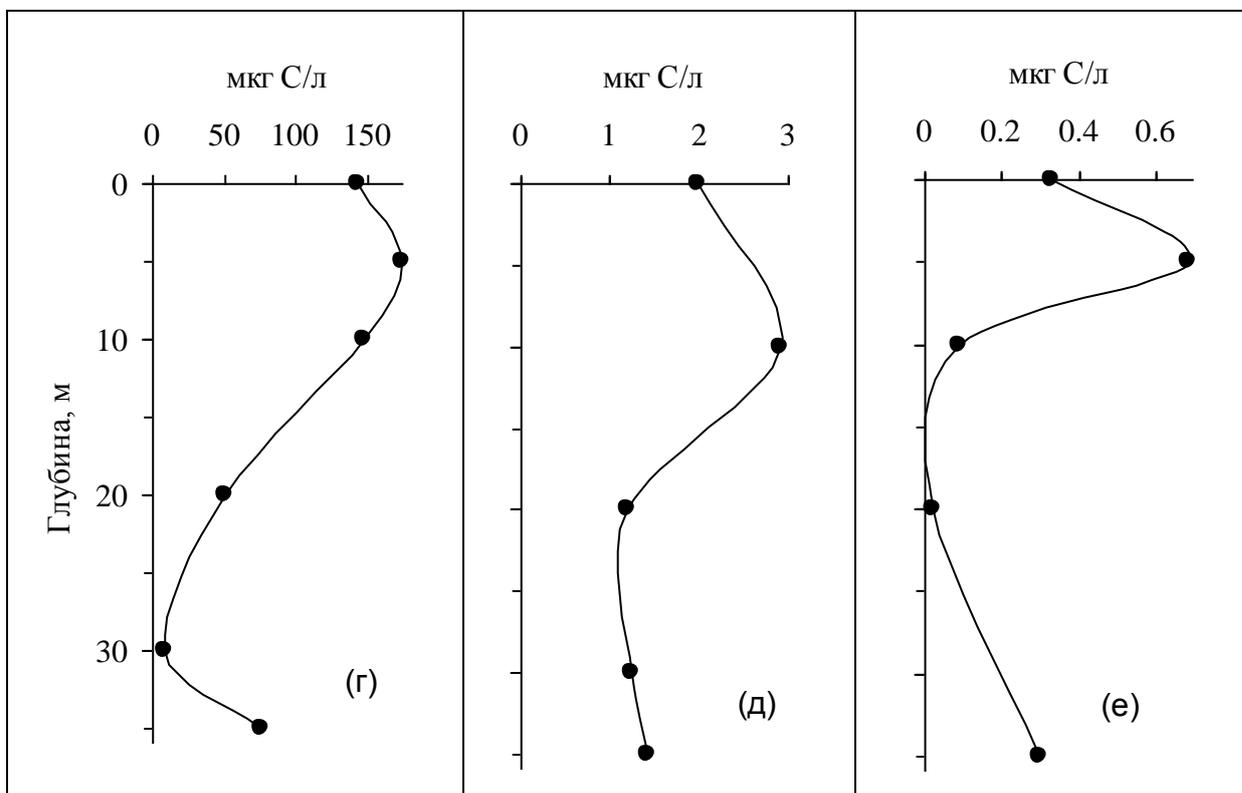


Рис. 6.2.2. Вертикальное распределение биомассы фитопланктона (мкг С/л) в глубоководной части западного бассейна; а – *Bacillariophyta*, б – *Chlorophyta*, в – *Cryptophyta*, г – *Dinophyta*, д – *Flagellate*, е – *Cyanophyta*.

§6.3. Бактериопланктон

До начала осолонения Арала численность бактерий в озере в летний период составляла в среднем 0.166 млн. кл/мл, а биомасса – 0.033 мг сырого веса в 1 л [Новожилова, 1973]. Доминировали в сообществе крупные кокки со средним объемом 0.2 мкм³. В 1992 г при возрастании солености до 36 г/кг, увеличилась и численность бактерий. В этот период в Малом Арале и в северных заливах Большого Арала численность бактерий возросла в несколько раз и варьировала в пределах 0.7-2.4 млн. кл/мл, бактериопланктон был представлен разнообразными группами: кокками, палочковидными, нитевидными и спиральными формами клеток [Сусалина, Сумров, 1973].

Летом 2008 г в бактериопланктоне доминировали мелкие кокковые формы со средним объемом 0.014 мкм³. Палочковидные формы составляли не более 5% общей численности бактерий. В западном бассейне численность бактерий в верхнем слое в

среднем равнялась 0.353 млн. кл/мл (рис.6.3.1). В прибрежье обилие бактерий было выше, чем в центральной части - 0.402 млн. кл/мл и 0.271 млн. кл./мл, соответственно. Средняя биомасса бактерий в единицах сухого веса составляла 0.005 мг/л, а в единицах углерода – 0.728 μ г/л. Максимальная численность наблюдалась на глубине 20 м и совпадала с максимумом фитопланктона (см. рис. 6.2.2). Никаких существенных различий в составе и численности бактерий между восточным и западным бассейнами не обнаружено. Численность бактерий в восточном бассейне составляла около 0.380 млн. кл/мл. Таким образом, увеличение минерализации до 104 г/кг в западной части и до 211 г/кг в восточной части бассейна не сказалось на численности бактериопланктона, но вызвало замещение крупных клеток мелкими, что привело к десятикратному уменьшению биомассы бактерий в Большом Арале.

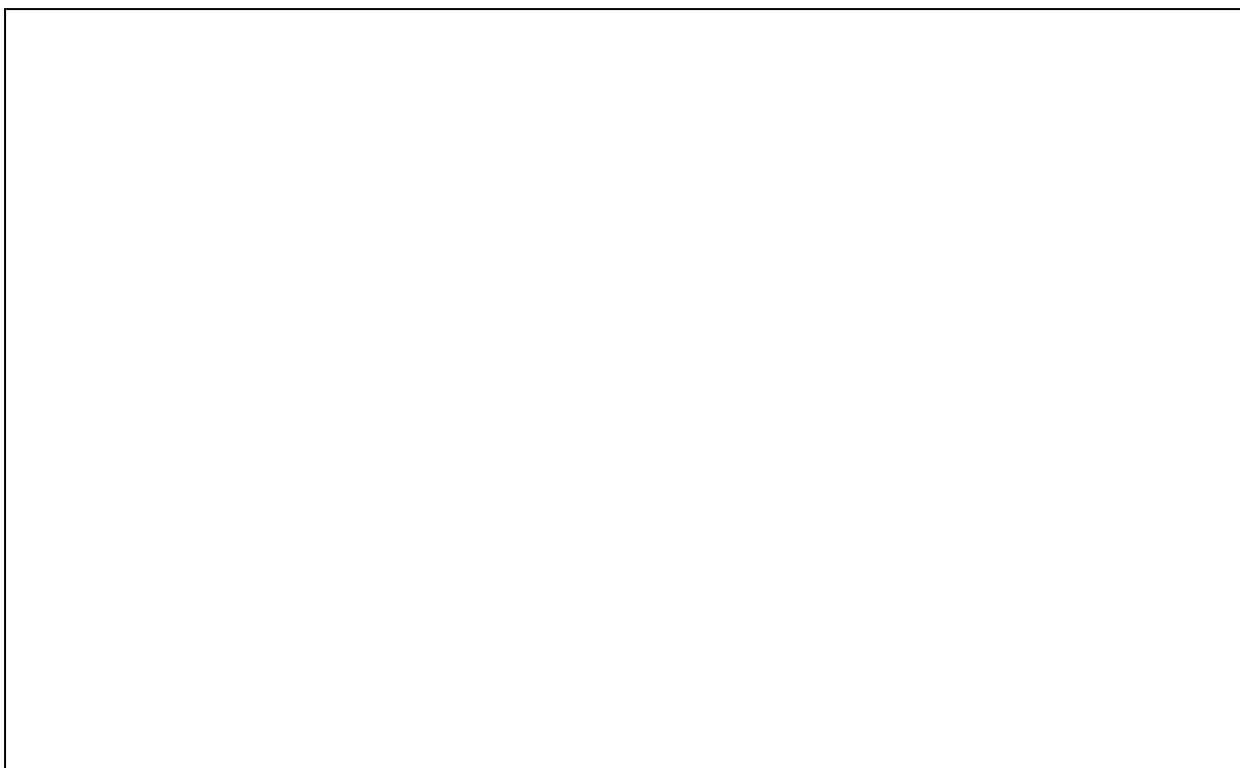


Рис. 6.3.1. *Распределение численности (N , кл 10^3 /мл) и биомассы (B , мг C/m^3) бактериопланктона в поверхностном слое на разрезе через западный бассейн в июне 2008 г.; а – распределение бактериопланктона; б – схема рельефа дна.*

§6.4. Зоопланктон

В течение последних 50 лет, зоопланктон Аральского моря претерпевал значительные изменения. Соленость в западной части Большого Арала возросла от 10 г/кг в 1960 до 98 г/кг в 2005 [Zavialov et al., 2008], и превысила 104 г/кг в 2008 [Zavialov,

2009]. Одновременно критические изменения происходили в зоопланктонном сообществе [Andreev, 1989, Aladin, Kotov, 1989, Aladin et al., 1998, Жолдасова и др., 1999, Мурабдуллаев и др., 2001, Mirabdullayev et al., 2004], эти изменения проявлялись в исчезновении большинства первоначально обитавших видов и значительном снижении биоразнообразия. Число видов зоопланктона сократилось с 42 в 1971 до 4 в 2002 г [Mirabdullayev, 2004].

Протозоопланктон

В августе 2009 г в микрозоопланктоне западного бассейна доминировала галофильная инфузория *Fabrea salina* [Hennegu, 1989]. Этот вид и раньше встречался в зоопланктоне Аральского моря в летние месяцы [Аладин, 2008], однако количественные оценки, а также данные по пространственному распределению *F. salina* авторами не приводились.

Кроме *Fabrea salina*, в планктоне были также обнаружены еще два вида инфузорий. Они были нами определены как *Monilicaryon sp.* и *Tintinnopsis sp.* [The Illustrated guide to the Protozoa, 2000]. Оба вида ранее не отмечены в Аральском море и других гипергалинных водоемах.

Наибольшую плотность популяции *Fabrea salina* мы наблюдали у поверхности (рис. 6.4.1). Численность достигала 350 тыс. инд/м³, а биомасса 25.4 мг С на м³, ниже 20 м встречались только единичные клетки. Основным пищей для *F. salina* могли служить зеленые водоросли *Oocystis sp.* доминирующие по численности в верхнем 10-м слое в период исследования, и наиболее подходящие по своему размеру (диаметр 6-10 мкм) в качестве пищевого объекта.

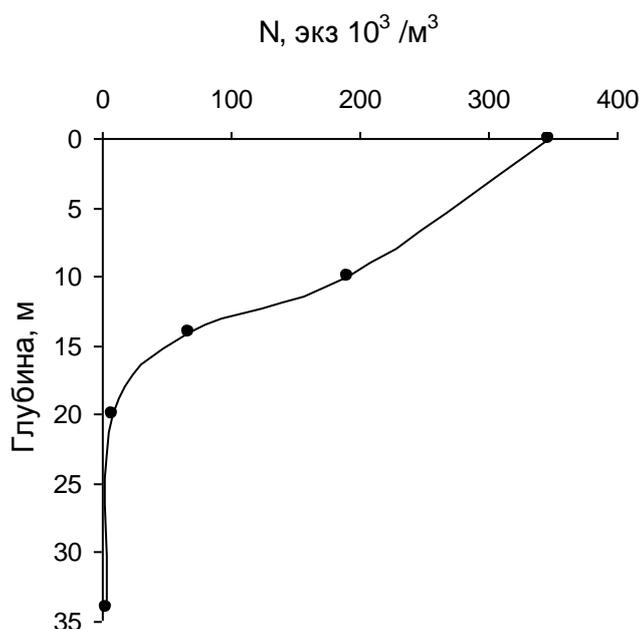


Рис. 6.4.1. Вертикальное распределение численности (N , экз $10^3/м^3$) инфузорий *Fabrea salina* в Большом Аральском море в августе 2009 г.

Пространственное распределение *Fabrea salina* вдоль разреза имело пятнистый характер. Средняя концентрация этого вида составляла 196 ± 72 тыс.инд./ $м^3$ или 14.3 ± 5.3 мг С на $м^3$ в верхнем 10-метровом слое.

Численность *Tintinnopsis sp.* достигала максимальных значений на глубине 14-20 м, при плотности 53 экз/ $м^3$. *Monilicaryon sp.* встречался единично в верхнем десятиметровом слое.

Artemia parthenogenetica

Artemia parthenogenetica, типичный обитатель гипергалинных озер, была в первые обнаружена в Аральском море в 1998 г [Жолдасова и др., 1999]. Начиная с 2002 г, этот вид становится абсолютным доминантом в зоопланктонном сообществе, составляя 99% от общей биомассы [Мирабдуллаев, 2004, Arashkevich et al., 2008,].

В Большом Арале популяция артемии появилась в заметных количествах только в 2000 году, однако ранее отдельные индивидуумы встречались в мелких лагунах и соленых прудах вблизи моря [Aladin et al., 1998, Жолдасова и др., 1999, Mirabdullayev, 2004]. Появление артемии в Арале совпало с увеличением солености до 63 г/кг. При солености менее 70 г/кг, популяция артемии обычно не развивается из-за выедания ее рыбами [Van Stappen, 1997]. По-видимому, цисты артемии были принесены в море ветром или водоплавающими птицами [Green et al., 2005].

В 2000-2002 годах в Западном бассейне Арала численность артемии увеличилась в 4 раза, а биомасса варьировала от 0.2 до 0.3 г $м^{-3}$ (рис. 6.4.2а). В течение 2002-2006 гг плотность популяции постепенно росла, в единицах численности от 250 до 1260 инд $м^{-3}$, а в единицах биомассы от 0.3 до 1.3 г $м^{-3}$. Летом 2008 года биомасса достигла 2.9 г $м^{-3}$ (рис. 6.4.2б).

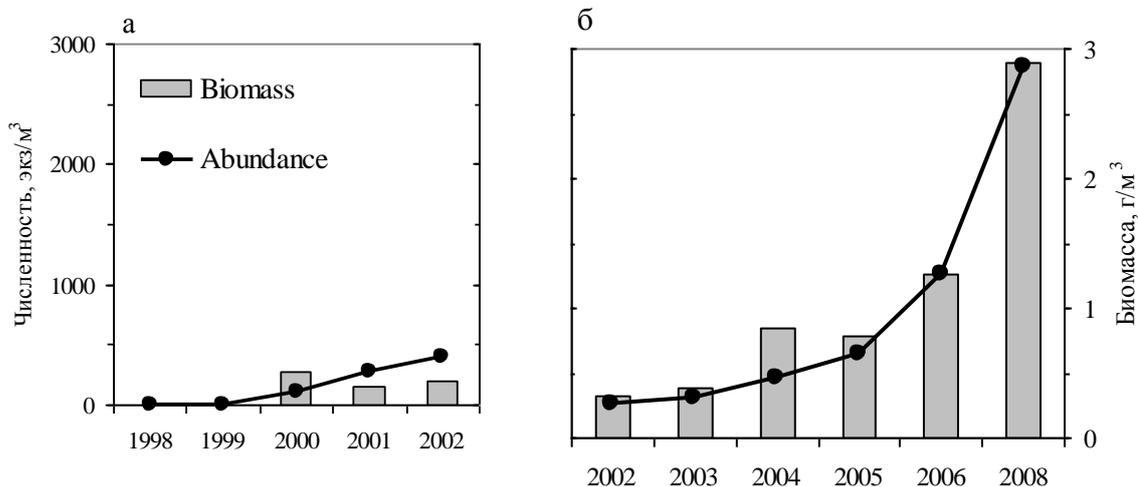


Рис. 6.4.2. Межгодовые изменения численности и биомассы *Artemia* в западном бассейне Большого Арала (а) в 1998-2002 гг по [Мирабдулаев и др., 2006] и (б) в 2002-2008 гг по нашим данным.

Распределение *Artemia* обычно характеризуется высокой степенью пятнистости [Conte, 1988, Lenz, 1987, Van Stappen, 2001]. Однако это, по-видимому, справедливо только для мелководных бассейнов. Высокая вариабельность популяционной плотности наблюдалась в мелком (2-3 м) восточном бассейне и в прибрежном мелководье западного бассейна. В глубоководных центральных частях западного бассейна горизонтальное распределение артемий было, напротив, довольно однородным. В этих частях моря пространственная вариабельность численности и биомассы во все исследованные сезоны была в обычных пределах, характерных для распределения зоопланктона (коэффициент вариации для 2005-2009 гг был 0.3-0.4). Осенью 2005 г в обоих бассейнах заметное увеличение численности популяции наблюдалось у восточных берегов. Такой характер распределения, по-видимому, был обусловлен «сгоном» поверхностной части популяции к востоку под ветровым воздействием. Глубоководная часть популяции не подвергалась воздействию ветра и была распределена равномерно [Arashkevich et al., 2008].

Вертикальное распределение *Artemia*

Вертикальное распределение артемий на глубокой станции в западном бассейне напротив мыса Актумсук в июне 2008г. и в октябре 2005г. показано на рисунке 6.4.3. Вертикальное распределение артемий было ограничено глубиной 15 м. Большая часть популяции, 93% летом и 89% осенью, была обнаружена в этом слое. Такая же картина наблюдалась в октябре 2006 г и в августе 2008 г. В общих чертах, характер распределения определялся гидрофизическими и гидрохимическими параметрами. Дефицит кислорода и низкая температура препятствуют распределению артемий в

более глубокие слои воды. На глубине ниже 20 м артемия практически не встречается. Доля старших стадий в популяции обычно увеличивается с глубиной [Arashkevich et al., 2008]. Мы не обнаружили позитивного фототаксиса у артемий [Lenz, 1987] на основании их вертикального распределения в Аральском море. Концентрация, как младших, так и старших возрастных стадий, была ниже в приповерхностном слое. Только слабая тенденция к увеличению доли младших стадий в общей численности популяции была отмечена в верхних слоях.

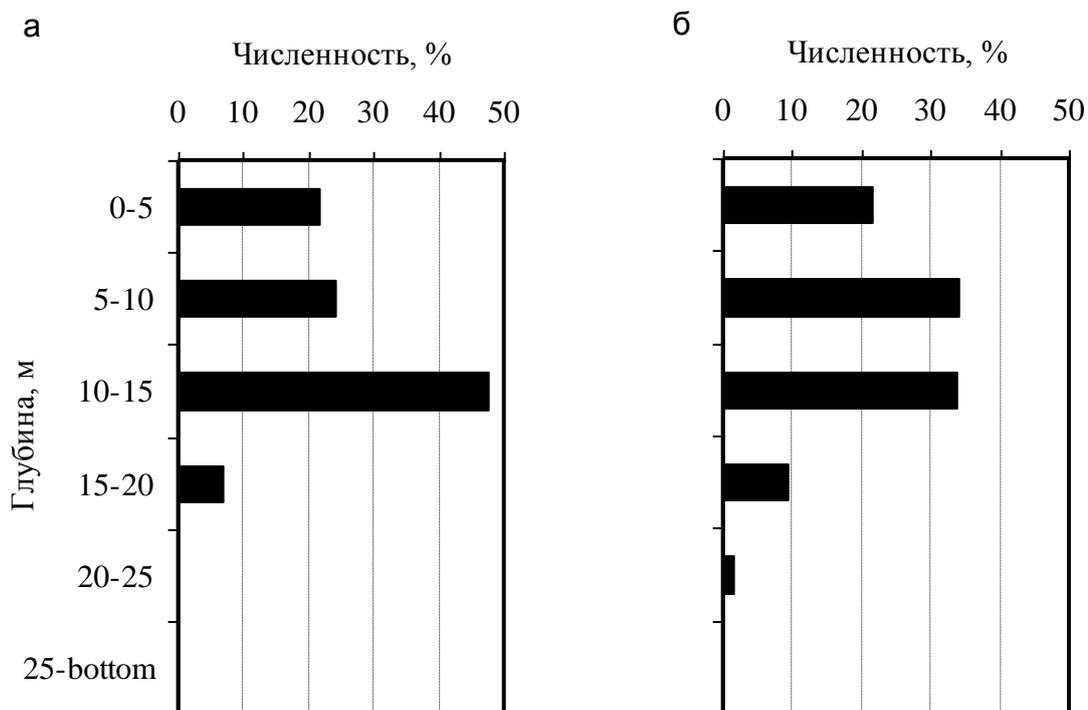


Рис. 6.4.3. Вертикальное распределение *Artemia parthenogenetica* в западном бассейне Большого Арала (а) в июне 2008 г. и (б) в октябре 2005 г.

Питание артемий

По способу питания артемия является типичным фильтратором, потребляющим мелкие частицы из воды с высокой эффективностью. Хотя большое количество лабораторных экспериментов было проведено для измерения скоростей фильтрации и питания у *Artemia* spp. (например, [Sushchenya, 1975]), большая часть из них проводилась при обычной солености в 25-30 г/кг с использованием культур водорослей или дрожжей в качестве пищи. В настоящее время существует очень мало данных о питании артемий в гипергалинных условиях. В экспериментах, проводившихся в июне 2008 года, использовалась природная морская вода с соленостью около 104 г/кг и естественным фитопланктоном. Это позволило нам получить данные по скорости питания артемий в условиях близких природным. Эксперименты по исследованию влияния температуры на скорость питания артемий показали, что при температуре ниже 3°C артемия перестает питаться. Максимальная скорость потребления пищи

наблюдалась при 20°C, заметное снижение активности питания наблюдалось при температуре 26°C. Соотношение между скоростями фильтрации и питания и размером тела артемии показаны на рисунке 6.4.4. Скорость фильтрации возрастала с увеличением веса тела артемии от 100 мл/экз сутки у ранней личиночной стадии до 600-800 мл/экз сутки у взрослых самок (рис. 6.4.4а). Удельная скорость фильтрации была в пять раз выше у младших стадий артемии, чем у старших (рис. 6.4.4б). Полученные результаты могут быть использованы для оценки выедания фитопланктона популяцией артемии в Аральском море.

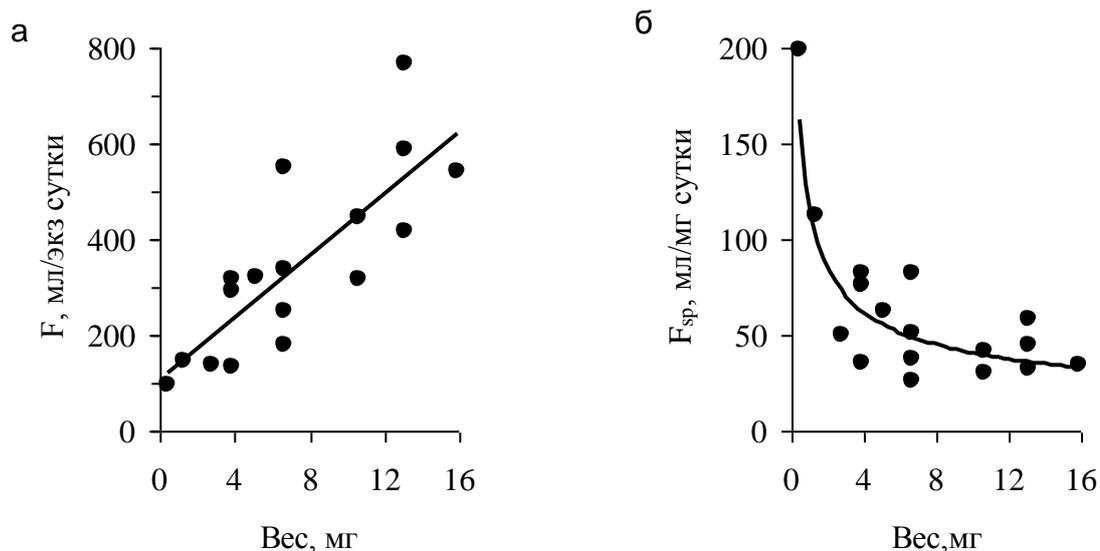


Рис. 6.4.4. Скорость фильтрации (F , мл/экз сутки) (а) и удельная скорость фильтрации (F_{sp} , мл/мг сутки) (б) *Artemia parthenogenetica*.

Репродуктивные характеристики

У артемий существуют две репродуктивные стратегии: яйцеживорождение (продуцирование свободноживущих науплиусов, которые высвобождаются из яйцевой сумки при наступлении благоприятных условий) и откладка яиц (продуцирование покоящихся цист, находящихся в состоянии диапаузы при неблагоприятных условиях). Все виды рода *Artemia* имеют оба типа размножения и могут переключаться с одного типа на другой в ответ на изменения условий окружающей среды [Van Stappen, 1997]. В Аральском море в начале лета все самки артемий размножаются яйцеживорождением. В середине лета они перестраиваются на размножение покоящимися яйцами, и к августу только небольшая доля размножающихся самок (<2%) продуцирует науплиев. Осенью все самки продуцируют только покоящиеся цисты.

У аральской артемии наблюдалась прямая зависимость между размером кладки и длиной тела самки при обоих типах размножения (рис. 6.4.5). При яйцеживорождении численность потомства намного выше (109 ± 22 науплиусов на самку), чем

при откладке покоящихся яиц (33 ± 13 цист на самку). Такие величины продукции хорошо согласуются с данными по размножению артемий в Большом Соленом озере, где средняя численность потомства осенью варьировала от 15 до 30 яиц на самку [Wutsbaugh and Gliwicz, 2001], а также вида *Artemia urmiana* со средним размером кладки 70-80 яиц и максимальным индивидуальным размером кладки равным 269 яиц [Van Stappen, 2001].

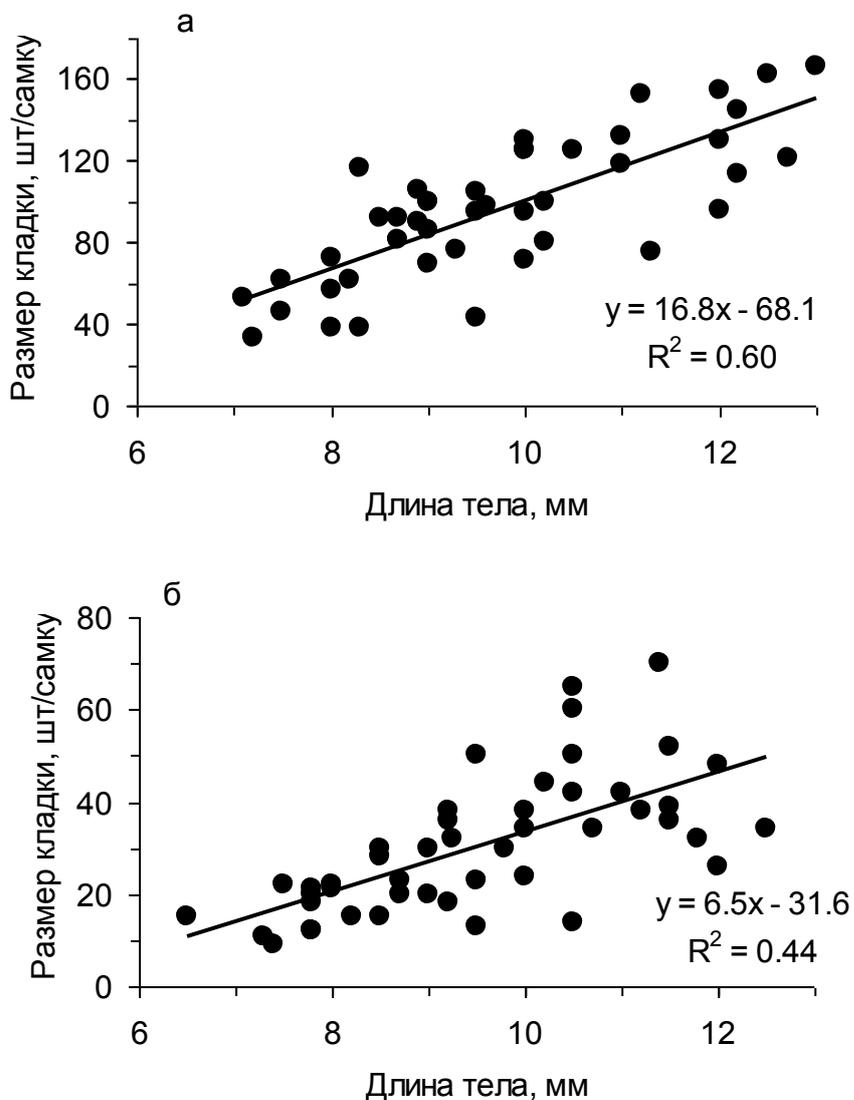


Рис. 6.4.5. Размер кладки в зависимости от размера самок *Artemia* в западном бассейне Большого Арала (а) в июне 2008 г. и (б) в октябре 2005 г.

Процент самок, имеющих яйцевые мешки, меняется в зависимости от сезона. В западном бассейне доля размножающихся самок составляла 90% от всего числа самок в июне, 50% в августе и 65-75% в октябре. Возможно, это связано с сезонными изменениями трофических условий.

Было показано, что температура и соленость сильно влияют на репродуктивный потенциал артемии [Abatzopoulos, 2004, Triantaphyllidis, 1995]. Оптимальная для

артемий соленость варьирует в пределах от 80 до 150 г/кг, в то время как оптимальная температура была определена в 22°C. В восточном бассейне, где соленость превышает 200 г/кг, обе репродуктивные характеристики (размер кладки и процент размножающихся самок) были ниже, чем в западном бассейне. Летом 2008 г только 50% самок имели яйцевые мешки и размер кладки варьировал от 5 до 20 яиц.

Жизненный цикл артемии

Ранней весной первые науплиусы выводятся из перезимовавших цист. Половозрелые особи первого поколения появляются в мае и состоят из яйцеживородящих самок и небольшого числа (менее 1%) самцов. Самцы присутствуют в популяции в течение очень короткого периода времени, а затем исчезают. В течение лета повышение температуры воды и ухудшение пищевых условий стимулируют самок переключаться с яйцеживорождения на продукцию покоящихся яиц. Осенью все самки откладывают только покоящиеся яйца. В зимнее время популяция артемии исчезает из моря.

Покоящиеся яйца (цисты)

Обычно самки артемий вынашивают цисты в яйцевых мешках в течение 4-5 дней, а затем выметывают их в воду. Средний диаметр цист аральской артемии составляет 262 ± 13 мкм.

Осенью артемия полностью переключается на продукцию покоящихся яиц, поэтому в это время их концентрация в море достигает максимальных величин. В сентябре 2006 г. число цист в западном бассейне в среднем равнялось $(3.52 \pm 0.44) \cdot 10^5$ цист/м³. В октябре 2005 года в западном бассейне концентрация цист варьировала в пределах $(0.85-4.3) \cdot 10^5$, а в пятнах скоплений достигала $2 \cdot 10^8$ цист/м². В восточном бассейне в этот же период концентрация цист была значительно ниже – от $0.8 \cdot 10^4$ до $2 \cdot 10^4$ цист/м³ [Arashkevich et al., 2008]. Благодаря положительной плавучести цисты плавают по поверхности и образуют скопления под действием течений и ветра. Однако при солености ниже 150 г/кг, часть из них может находиться в толще воды [Van Stappen, 2001]. В Аральском море цисты были обнаружены в огромных количествах ($7 \cdot 10^5$ цист/м²) на дне. Они могли там накопиться за годы, когда соленость была ниже. Мы не проверяли всхожесть осевших на дно цист и не можем оценить их возможный вклад в развитие популяции. Однако отложение цист в осадках может служить индикатором уровня солености бассейна в палеонтологических исследованиях [Clegg and Jackson, 1997].

ГЛАВА 7. НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ЛАНДШАФТАХ ОСУШИВШЕГОСЯ ДНА МОРЯ

Последствием усыхания Арала, помимо изменений морфометрических, гидрологических и других параметров, было образование на месте осушенного дна огромной пустыни площадью к настоящему времени почти 5 млн. га [Духовный и др., 2008]. Ландшафтно-геоморфологические свойства этой пустыни различны в разных частях бывшей акватории моря и зависят от характера ветровых и иных атмосферных воздействий и других факторов. Они также зависят от того, насколько долго тот или иной участок дна находился в осушенном состоянии, и в какой стадии осолонения находилось море в момент обнажения этого участка.

Автор работы [Рафигов, 1982], выделяет следующие основные типы ландшафтов обсохшего дна :

- 1) слабо наклоненная пляжевая площадь из песков с глубиной грунтовых вод 0 -0,5 м с почвами в виде опесчаненных маршевых солончаков – занимает 3 % площади;
- 2) то же, при глубине грунтовых вод 0,5 ... 2,0 м с почвами в виде луговых опесчаненных солончаков – 22% площади;
- 3) то же, при глубине грунтовых вод 2,0 - 3,0 с песчаными солончаками – 49 % площади;
- 4) перемежающиеся соляные пятна в песках – 3 % площади;
- 5) песчаные барханы, подстилаемые суглинками и супесями при глубине грунтовых вод ниже 5 - 7,0 м – 23 % площади.

Этот обширный круг вопросов не находился в фокусе наших исследований, однако некоторые данные были получены. Несмотря на свою очевидную неполноту, эти данные, с нашей точки зрения, могут представлять интерес, особенно учитывая, что опубликованная ранее информация на эту тему весьма ограничена.

§7.1. Сезонность в изменениях увлажненности и ландшафтов

Для исследований сезонных изменений ландшафтов бывшего дна моря на основе спутниковых изображений на кафедре картографии и геоинформатики Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова была составлена карта природно-территориальных комплексов Приаралья на 2002 г [Кравцова, Мудря, 2004].

По спутниковым снимкам, сделанным в 2002 г, прослежены сезонные изменения ландшафтов и составлена серия карт сезонных изменений состояния природно-территориальных комплексов (см. [Ginzburg et al., 2009]). Эти карты отражают фенологические изменения растительности окружающих пустынь, для которых характерна весенняя и раннелетняя зеленая «волна» растительности и позднелетнее и осеннее выгорание растительного покрова. Карты показывают также асинхронность фенологического развития растительности пустынь и тростниковых зарослей в дельтах рек, возобновляющих вегетацию позже, к лету, и завершающих ее также позже, осенью.

Состояние природно-территориальных комплексов меняется с просыханием грунта после зимне-весеннего увлажнения [Kravtsova, 2006]. Режим засоления территории тесно связан с изменением увлажнения. Весной увлажнена широкая 20–30-километровая зона низких террас вокруг моря. По ее краю, благодаря испарению, образуется солевая корка, окаймляющая увлажненную поверхность террас сплошной полосой шириной 2-10 км.

По мере просыхания территории корка высыхает, эродируется ветром, являясь источником солевых бурь, и постепенно разрушается. Через 2-3 месяца она распадается на отдельные фрагменты и окрестные территории покрываются налетом солей. К концу лета ее остатки полностью исчезают. Параллельно с разрушением первой полосы солевой корки (весенней, наиболее мощной), по мере просыхания низких террас, по краю сужающейся увлажненной полосы образуются новые солевые корки, вначале влажные, а потом высыхающие и испытывающие разрушение дефляционными процессами. Некоторое время существуют одновременно две или даже три полосы солевых корок, каждая из которых находится на разной стадии в цикле формирования по краю увлажненной террасы, высыхания и затем дефляционного разрушения (см. рис. 7.1.1).

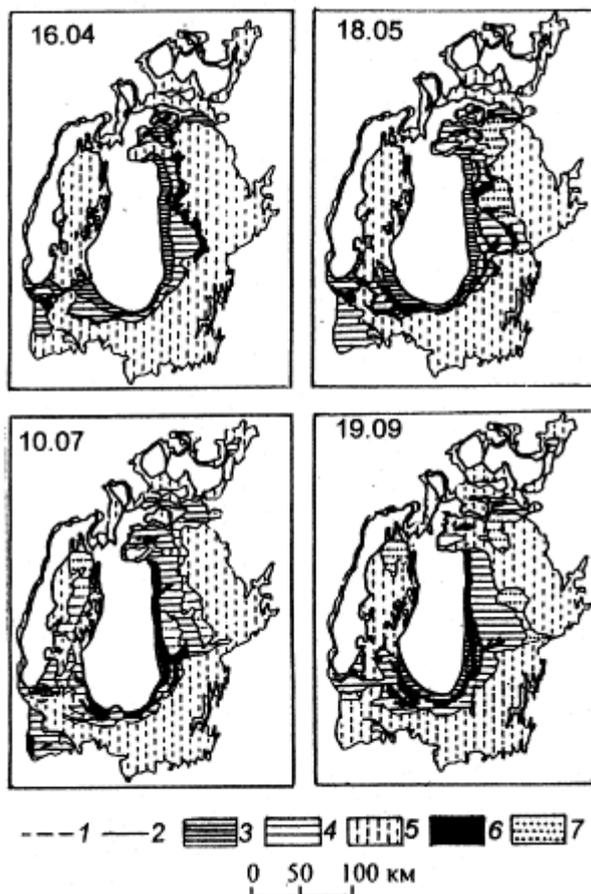


Рис. 7.1.1. Сезонные изменения увлажнения и засоления бывшего морского дна в 2002 г. Береговая линия: 1 – в 1961 г., 2 – в 2002 г. Участки бывшего морского дна: 3 –

сильно увлажненные; 4 – увлажненные; 5- сухие. 6 – солевые корки. 7 – участки выпадения солей в результате разветвления солевых корок.

Таким образом, основные процессы динамики территории бывшего морского дна связаны с режимом ее увлажнения и засоления, просыханием грунта и образованием, а затем разрушением солевых корок по краю сужающейся увлажненной полосы.

§7.2. Западный берег западного бассейна

Экспедиционные исследования почвенно-ландшафтных изменений осушенной части дна моря в сочетании с дистанционными наблюдениями проводятся учеными Узбекистана и Казахстана (см., например, [Духовный и др., 2008]), а также группой авторов этой книги .

В ходе полевых работ 2004-2009 гг было выполнено ландшафтно-геоморфологическое районирование тестовых участков обнажившегося дна в районе мыса Кейинчияк на западном берегу западного бассейна Большого Арала (2004, 2008, 2009 гг) и на западном берегу восточного бассейна Большого Арала в районе бывшего острова Возрождения (2008 г). Хотя полученные данные, конечно, не могут считаться полными по отношению ко всей бывшей акватории моря вследствие их ограниченного пространственно-временного охвата, в этом разделе они приводятся в качестве репрезентативного примера и иллюстрируются фотографиями.

В районе мыса Кейинчяк был выделен тестовый участок общей площадью около 5 км² (рис. 7.2.1).



Рис. 7.2.1. Район наблюдений - западный берег Арала. а) Спутниковое изображение и границы тестового участка; б) Общий панорамный вид

Участок наблюдений четко делится на южную (равнинную) и северную (сложенную неогеновыми известняками сарматского возраста части и имеющую большие уклоны поверхности) части. (рис.7.2.2, 7.2.3)



Рис 7.2.2. Аккумулятивная часть контрольного участка (видна четкая поперечная зональность от уровня 53 м под чинком – до уреза Арала).

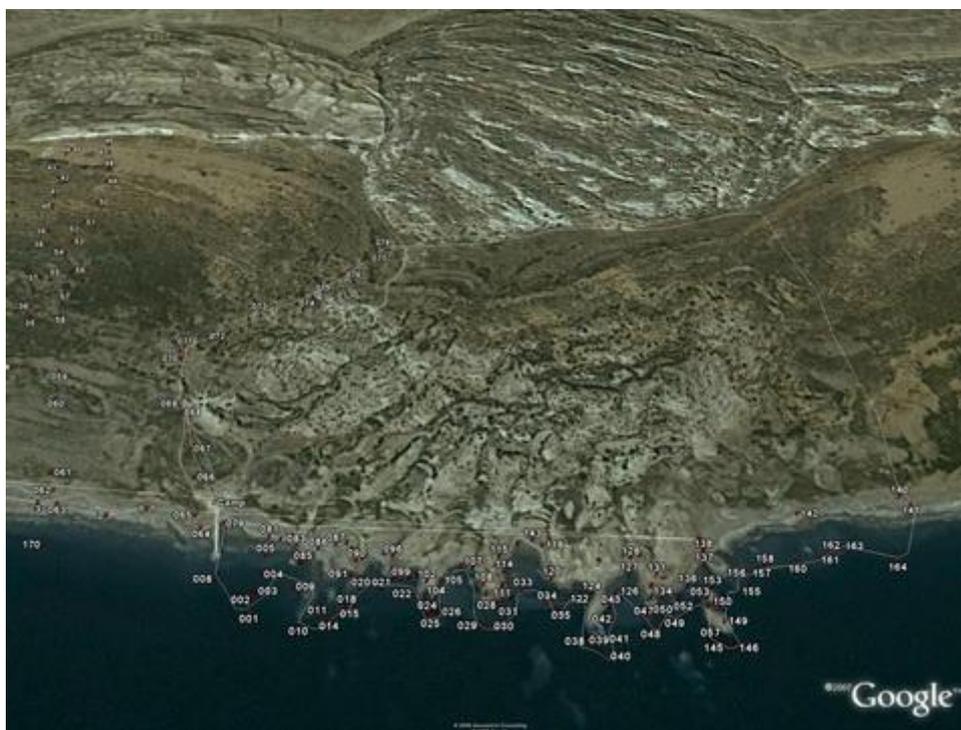


Рис 7.2.3. Абразионная часть контрольного участка (видна четкая унаследованность форм прибрежного рельефа от уреза моря к уровню 53 м)

В пределах южного (аккумулятивного) участка приморские остаточные гидроморфные, а южнее полугидроморфные корковые, корково-пухлые. местами

пухлые солончаками, припесчаненны сверху песками и супесями. Распространены заросли сведы на солончаках и песках. По мере снижения степени засоления территории начинают осваиваться многолетние гидро и мезафиты. Полигональные структуры способствуют усыханию почв, подвергаются воздействию осадков и ветра, заполняются песком, способствуя перемещению солей в микропонижения. Полигональные элементы способствуют прорастанию семян эфемеров и многолетних растений. В зависимости от местоположения контура, механический состав может в значительной степени варьироваться в сторону тяжелых или легких фракций.

Основными структурными единицами в пределах южного участка являются следующие (в порядке удаления от современного уреза воды).

1) Выровненная полого-наклонная равнина с маршевыми солончаками и пионерными группировками мезогалофитов, подверженная периодическому затоплению морскими нагонными водами (рис. 7.2.4);

2) Мелкобугристая супесчано-суглинистая равнина на приморских солончаковых почвах (рис. 7.2.5);

3) Бугристо-ячеистая песчанно-супесчаная солончаковая равнина, с переработанным рельефом в процессе субэрального развития, с разреженным растительным покровом при участии галофильных кустарников на сорových солончаках (рис. 7.2.6);

4) Песчаные бенчи, отмечающие долгие периоды стояния Арала, с раковинами *Cardium Edule* и волноприбойной галькой (рис. 7.2.7).

Ландшафты, соответствующие коренному берегу и уровню начала отступления моря, показаны на рис. 7.2.8.





б)



в)

Рис. 7.2.4. Выровненная полого-наклонная равнина с маршевыми солончаками и пионерными группировками мезогалофитов, подверженная периодическому затоплению морскими нагонными водами. а) – участки, частично покрытые водой; б) - маршевый солончак; в) - зона заплеска, покрытая солевой коркой.



а)



б)

Рис. 7.2.5. Мелкобугристая супесчано-суглинистая равнина на приморских солончаковых почвах: а) с группировками галофитов на приморских солончаковых почвах; б) с присутствием однолетних псаммофитов в группировках галофитов на участках, перекрытых тонким плащом песка на корковых солончаках.



а)



б)



в)

Рис. 7.2.6. Бугристо-ячеистая песчанно-супесчаная солончаковая равнина, с переработанным рельефом в процессе субэрального развития, с разреженным растительным покровом при участии галофильных кустарников на сорových солончаках: а) полого-волнистая с участием сарсазана и тамариксов; б) грядово-бугристая, с участием селитрянки, тамариксов и сарсазана; в) четковидно-бугристая с локальными выходами грунтовых вод, маркируемых тростником, сарсазаном и карабаракom в межбугровых пространствах.



Рис. 7.2.7. Песчаные бенчи, отмечающие долгие периоды стояния Арала, с раковинами *Cardium Edule* и волноприбойной галькой.



Рис. 7.2.8. Уровень 53 м перед чинком Устюрта, от которого началось отступление Арала.

В пределах северного абразионного участка основными структурными единицами являются следующие.

1) Абразионные участки морского берега, состоящего из сарматских известняков, мергелей и красноцветных глин (рис. 7.2.9);

2) Различные формы изрезанности береговой линии (острова, мысы, полуострова, лагуны) – рис. 7.2.10;

3) Ландшафт, сформировавшийся на месте обсохших лагун и заливов (рис. 7.2.11). Необходимо отметить, что в этих изолированных котловинах ландшафтные зоны, растянутые в аккумулятивной зоне на сотни метров, сменяются на масштабах нескольких метров;

4) Участки берега эскарпового типа (рис. 7.2.12);

5) Бугристо-ячеистая супесчано-песчаная равнина с приморскими почвами и чехлом желтых среднезернистых несков, местами с переработанным рельефом (рис 7.2.13).



Рис. 7.2.9. Различные абразионные формы морского берега состоящего из сарматских известняков, мергелей и красноцветных глин.



Рис. 7.2.10. Различные формы изрезанности береговой линии (острова, мысы, полуострова, лагуны).



Рис. 7.2.11. *Ландшафт, сформировавшийся на месте обсохших лагун и заливов.*



Рис. 7.2.12. *Сформировавшиеся ранее берега эскарпового типа.*



Рис. 7.2.13. *Бугристо-ячеистая супесчано-песчаная равнина с приморскими почвами и чехлом желтых среднезернистых несков, местами с переработанным рельефом, представлена разреженными экземплярами жузгуна, тамариксов и черного саксаула на мелкобугристых песках.*

Для абразионной части контрольного участка на первый план выходит геоморфологический принцип унаследованности форм коренного берега. При отступании моря банки превращаются в острова, острова - в мысы, мысы - в возвышенности, бухты и заливы – в лагуны, лагуны - в шоры. Рисунок 7.2.14 хорошо иллюстрирует смену этих формаций.



Рис 7.2.14. Смена унаследованных формаций по мере регрессии Арала.

§7.3. Западный берег восточного бассейна (район острова Возрождения)

В отличие от западного берега западного водоема, на территории, примыкающей к бывшему острову Возрождения (западный берег восточного водоема Арала), границы ландшафтных зон отстоят друг от друга на десятки километров. Уклоны здесь минимальны.

В пределах пройденного тестового участка были выделены следующие структурные единицы:

1) Мелкобугристая супесчано-песчаная равнина со слабо переработанным рельефом и слабо закрепленная растительностью на приморских песчаных почвах (рис. 7.3.1);

- 2) Бугристо-ячеистая супесчано-песчаная равнина с приморскими почвами и чехлом желтых среднезернистых песков, местами с переработанным рельефом (рис. 7.3.2);
- 3) Реликтовые ландшафты морского побережья с фитогенными буграми тамариксов на слабо развитых пустынных песчаных почвах (рис. 7.3.3);
- 4) Сочетание высоких песчаных бугров бывших островов и зарастающих глубоких солончаковых впадин (рис. 7.3.4);
- 5) Участки коренного берега бывшего острова Возрождения сложенные сарматскими известняками (рис. 7.3.5);
- 6) Зона свежей осушки с лужами рапы (рис. 7.3.6).



Рис. 7.3.1. Мелкобугристая супесчано-песчаная равнина со слабо переработанным рельефом, слабо закрепленная растительностью на приморских песчаных почвах



а)



б)

Рис. 7.3.2. Бугристо-ячеистая супесчано-песчаная равнина с приморскими почвами и чехлом желтых среднезернистых песков, местами с переработанным рельефом: а) лишенная растительности на участках остаточных солончаков; б) с разреженными экземплярами жузгуна, тамариксов и черного саксаула на мелкобугристых песках.



Рис. 7.3.3. Реликтовые ландшафты морского побережья с фитогенными буграми тамариксов на слабо развитых пустынных песчаных почвах.



Рис. 7.3.4. Сочетание высоких песчаных бугров бывших островов с деградирующей пустынной растительностью и зарастающих глубоких солончаковых впадин обсохших морских проливов.



Рис. 7.3.5. Участки коренного берега бывшего острова Возрождения сложенные сарматскими известняками.



Рис. 7.3.6. Зона свежей осушки с лужами рапы (соль кристаллизуется прямо в колеях от вездеходов).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К настоящему времени Аральское море потеряло более 90% своего объема в «условно-естественном» состоянии. При этом соленость море увеличилась более чем на порядок (кроме Малого моря, в котором рост солености оказался в конечном счете менее значительным из-за его отделения и искусственного удержания в нем стоков Сырдарьи). В результате Арал вошел в число самых соленых крупных водоемов планеты. Хотя высыхание Аральского моря произошло вследствие антропогенных и климатических воздействий местного уровня, катастрофу Арала можно считать крайним проявлением глобальных тенденций, поскольку многие другие озера, водоемы и даже морские акватории мира испытывали в XX веке и продолжают испытывать на себе воздействия сходной природы. Это выводит усыхание Арала далеко за рамки проблем регионального масштаба и придает Аральскому морю значение своего рода экстремальной природной модели отклика крупного водоема морского типа на антропогенные воздействия и изменения климата.

Обмеление моря и сопряженные с ним изменения его морфометрических характеристик, а главное, катастрофическое осолонение моря привели к глубоким преобразованиям его физического и химического режимов, всех процессов, определяющих его состояние и динамику – от крупномасштабной циркуляции до турбулентного перемешивания и от изменчивости ионно-солевого состава до энергообмена с атмосферой. Аральское море в первом десятилетии XXI века представляло из себя очень специфический, чрезвычайно сложный с гидрологической точки зрения и недостаточно исследованный природный объект, имеющий мало общего с некогда хорошо изученным морем середины XX века. Столь радикальные изменения физического состояния моря не могли не повлечь за собой коренной перестройки его биологических систем и сообществ. Эволюция экосистем под влиянием меняющихся внешних условий происходит повсеместно, но именно недавняя история Аральского моря дает возможность на относительно коротком отрезке времени проследить за откликом гидробионтов на изменения окружающей среды таких масштабов, которые обычно характерны для гораздо более длительных временных интервалов. Вынужденные трансформации биологических сообществ Аральского моря, которые, несмотря на огромные потери биоразнообразия, до сих пор остаются «живыми», являются примером поразительной приспособляемости некоторых организмов к самым неблагоприятным условиям обитания.

С нашей точки зрения, в высыхании Аральского моря до настоящего времени (т.е. с 1961 по 2011 гг) можно выделить три периода. Первый, продлившийся почти три десятилетия с начала 1960-х до конца 1980-х гг, можно назвать начальной стадией высыхания. Для него были характерны постепенно накапливающиеся, относительно медленно и равномерно прогрессирующие изменения физико-химического и биологического состояния моря, протекающие довольно однородно во всех частях моря. На этом этапе термический режим моря, его стратификация оставались сравнительно мало возмущенными по сравнению с условно-естественным периодом и, образно говоря, море не успело еще в полной мере «почувствовать» последствия высыхания. Быстрый переход к качественно иному, второму этапу высыхания, произошел в начале 1990-х. Этот этап начался, когда морфологические изменения акватории (отделение Малого моря, образование западного и восточного бассейнов Большого моря с ограниченным обменом между ними), продолжающиеся обмеление и осолонение моря пересекли некоторую критическую черту и привели в действие мощные обратные связи в системе. Главной характеристикой этого этапа стала чрезвычайно высокая вертикальная халинная и плотностная стратификация, которая, в свою очередь, определила совершенно новые режимы вертикального перемешивания и

вентиляции водной толщи. На этом этапе ключевое значение приобрел водообмен между отдельными частями моря, особенно западным и восточным бассейнами Большого моря, воды которых приобрели к этому времени существенно разные свойства. К этому же периоду относятся и наиболее интенсивная садка минералов на дно из перенасыщенной водной толщи, значительные изменения ионно-солевого состава оставшейся водной массы и базовых физических свойств вод Аральского моря, а также резкое снижение биоразнообразия и наиболее глубокая структурная перестройка биологических сообществ. В целом, этот этап может быть охарактеризован, как катастрофическая стадия высыхания моря. Наконец, к концу первого десятилетия XXI века на смену ему пришел новый этап, который, по нашему мнению, непосредственно предшествует стабилизации моря. Зеркало поверхности моря к этому времени сократилось настолько, что даже существующие небольшие объемы остаточных речных стоков (а также, возможно, существующий в определенном объеме сток в море подземных вод) способны компенсировать испарение. Этот этап будет, по-видимому, характеризоваться большой изменчивостью состояния восточного бассейна Большого моря, который, при сравнительно небольших изменениях поступающих в него стоков, сможет принимать состояния от полного высыхания (что и наблюдалось летом 2010 г) до относительной полноводности, теряя и вновь приобретая связь с западным бассейном. Интересно отметить, что восточный бассейн, с начала 1990-х гг характеризовавшийся соленостью более высокой, чем в западном бассейне, после полного высыхания и повторного частичного наполнения речными стоками в 2010 г, по-видимому, стал относительно пресным (прямых измерений солености восточного бассейна за этот период нет, но спутниковые изображения зимы 2010-2011 гг косвенно подтверждают это, так как восточный бассейн полностью покрылся льдом, а западный – нет). Поскольку восточный бассейн все последние годы служил источником более соленых и плотных вод, проникновение которых в придонные слои западной котловины определяло стратификацию в последней, такого рода резкое снижение солености восточного бассейна должно привести к определенным изменениям режима Большого моря в целом. В целом, можно предположить, что темпы возрастания солености западного бассейна замедлятся, и его биологические системы будут находиться в состоянии, близком к стабильному. Что касается Малого моря, экологическая ситуация в нем, вероятно, продолжит улучшаться.

Таким образом, первое десятилетие XXI века было переходным периодом в новейшей истории Аральского моря и временем важных качественных изменений в состоянии его физических, биологических и химических систем. Некоторые из этих процессов нам удалось наблюдать и по мере возможности документировать.

Опубликование этой информации и являлось главной задачей книги. Надеемся, что мониторинговые исследования современной эволюции систем Аральского моря будут продолжены. Результаты дальнейших исследований будут представлять интерес как при решении практических задач, связанных с аральским кризисом, так и в общем контексте глобальных изменений климата и антропогенных воздействий на окружающую среду.

СПИСОК РИСУНКОВ

Рис. 1.1.1. Батиметрия Аральского моря в 1960 г. Изобаты проведены с интервалами глубины 5 м. Рисунок выполнен по данным исторической карты 1960 г, переведенной в цифровой формат на регулярной сетке размером 560x400 (шаг около 700 м) С.В. Станичным и его сотрудниками.

Рис. 1.1.2. Батиметрия Аральского моря в 1960 г – более детальная развертка наиболее глубокой части моря (центральная часть западной котловины)

Рис. 1.1.3. Распределение солености летом (г/кг), характерное для Аральского моря до начала его высыхания. Продольный вертикальный разрез в западном глубоком бассейне. Распределение построено по данным, опубликованным в работах [Косарев, 1975] и [Бортник, Чистяева, 1990].

Рис. 1.1.4. Распределение поверхностной солености осенью, характерное для Аральского моря до начала его высыхания. Распределение построено по данным, опубликованным в работах [Косарев, 1975] и [Бортник, Чистяева, 1990].

Рис. 1.2.1. Схема Аральского моря (контур примерно соответствует 2002 г) и расположение выполненных в 2002-2010 гг гидрологических станций (черные точки) и заякоренных постановок (белые точки). Многие из указанных точек выполнялись неоднократно.

Рис. 2.1.1. Профили солености (слева) и температуры (справа) в зависимости от глубины, наблюдавшиеся в 2002-2008. Глубочайшая точка западного бассейна и всего моря (Станция А2, 45°05.89'N, 58°23.41'E)

Рис. 2.1.2. Профили солености (слева) и температуры (справа) в августе 2009 г и сентябре 2010 г. Станция А2.

Рис. 2.1.3. Зонально-вертикальное распределение солености (вверху) и температуры (внизу) на поперечном разрезе в центральной части западного бассейна в октябре 2003 г.

Рис. 2.1.4. Зонально-вертикальное распределение солености (вверху) и температуры (внизу) на поперечном разрезе в центральной части западного бассейна в сентябре 2006 г.

Рис. 2.1.5. Распределения солености и температуры на зональном разрезе в центральной части западного бассейна в августе 2010 г.

Рис. 2.1.6. Распределения солености и температуры на зональном разрезе в центральной части западного бассейна в сентябре 2010 г.

Рис. 2.1.7. Распределения солености (вверху) и температуры (внизу) на зональном разрезе в северной части восточного бассейна, от восточной оконечности пролива Куланды до бывшего о-ва Барсакельмес. Октябрь 2005 г, экспедиция 5, полигон 3.

Рис. 2.2.1. TS диаграмма для вод в северной и южной частях западного бассейна. Октябрь 2003 г. Экспедиция 2.

Рис. 2.2.2. TS-диаграмма для вод центральной части западного бассейна. Ноябрь 2002 г, экспедиция 1. Также показаны значения плотности для основных водных типов (измерения ареометрами).

Рис. 2.2.3. T,S-кривые вод Аральского моря: 1 – данные 2009 г, 2 – данные 2010 г.

Рис. 2.2.4. Данные с заякоренной станции, установленной в проливе Куланды в октябре 2005 г, экспедиция 5, полигон 2. Измерители скорости течения и уровня были установлены на глубине 4 м, в 1.5 м над дном, в проливе вблизи его соединения с заливом Чернышева. Метеорологическая станция была установлена на берегу, в 3 км к северу от морской станции. Сверху вниз: атмосферное давление, относительная влажность, зональная и меридиональная компоненты напряжения трения ветра, зональная и меридиональная компоненты скорости течения, аномалия уровня поверхности моря.

Рис. 2.2.5. Коэффициент корреляции между скоростью течения в проливе и касательным напряжением ветра в зависимости от временного сдвига между ними. Как видно, максимум корреляции достигается при запаздывании около 6 час.

Рис. 2.2.6. Батиметрический профиль поперечного сечения пролива между восточным и западным бассейнами моря (координата северной оконечности сечения $45^{\circ}44.82'$ с.ш., $59^{\circ}12.96'$ в.д.). Эхолотная съемка выполнена в октябре 2005 г, экспедиция 5, полигон 2.

Рис. 2.3.1. Данные двух заякоренных станций, установленных в июне 2008 г (экспедиция 9, полигон 1). Одна станция была установлена на западном склоне (точка $45^{\circ}05.21'$ с.ш., $58^{\circ}23.03'$ в.д., глубина 36 м), а другая на восточном склоне (точка $45^{\circ}01.70'$ с.ш., $58^{\circ}30.00'$ в.д., глубина 25 м) западного бассейна. Сверху вниз: напряжение трения ветра, скорость придонного течения на восточной станции, скорость придонного течения на западной станции, аномалия уровня на восточной станции.

Рис. 2.3.2. Данные измерений на заякоренных станциях и метеостанции в августе 2009 г. Векторные диаграммы (сверху вниз): напряжение ветра, поверхностные течения над восточным склоном бассейна, придонные течения у восточного склона бассейна, поверхностные течения над западным склоном бассейна, придонные течения у западного склона бассейна, график колебаний уровня моря над западным склоном.

Рис. 2.3.3. (а) Поле скорости поверхностных течений, полученное в численном эксперименте с моделью РОМ (баротропная и бароклинная моды) для условий равномерного и постоянного во времени северо-северо-восточного ветра после 96 час интегрирования, по [Zavialov, 2005]. В модели задавалась реальная стратификация по данным 2003 г (экспедиция 2). Поверхностные потоки отсутствовали. Отмечено, что

в ветровых условиях, близких к климатическим, поверхностная циркуляция как в западном, так и в восточном бассейнах имеет антициклонический характер. Численные расчеты выполнены В.М. Журбасом.

(б) Меридиональная геострофическая скорость в вертикально-зональном сечении западного бассейна, рассчитанная по данным экспедиции 2009 г. За отсчетный нулевой уровень принималась глубина 20 м. Хорошо виден антициклонический круговорот в приповерхностном слое и циклонический – в придонном слое.

Рис. 2.3.4. Коэффициенты корреляции между северной составляющей напряжения ветра и аномалией уровня моря над западным склоном бассейна (вверху), между восточной составляющей напряжения ветра и уровнем над западным склоном бассейна (внизу) в зависимости от временного сдвига. Уровень 99% значимости коэффициента корреляции отмечен пунктирной линией.

Рис. 2.3.5. Коэффициенты корреляции между компонентами течений, напряжения ветра и уровнем моря в зависимости от временного сдвига. 2009 г. Сверху вниз: уровень моря над западным склоном и северная компонента придонных течений у восточного склона; северная компонента придонного течения над западным склоном и северная компонента придонного течения над восточным склоном; восточная компонента напряжения ветра и северная компонента поверхностного течения над восточным склоном; северная компонента напряжения ветра и восточная компонента поверхностного течения над восточным склоном; восточная компонента поверхностного течения над западным склоном и уровень моря над западным склоном. Уровень 99% значимости коэффициента корреляции отмечен пунктирной линией.

Рис. 2.3.6. Данные заякоренной станции, установленной в точке с координатами $45^{\circ}05.89'$ с.ш., $58^{\circ}23.41'$ в.д. (точка А2) на глубине 40 м, экспедиция 7, 27-30 сентября 2006 г. Вверху: аномалия уровня поверхности моря. Внизу: скорость придонного течения.

Рис. 2.3.7. Вертикальные профили солености в точке А2, измеренные в период с 24 по 30 сентября 2006 г.

Рис. 2.3.8. Зонально-вертикальное распределение солености (вверху) и температуры (внизу) в наиболее глубокой части западного бассейна, по изобате 39 м. Сентябрь 2006 г, экспедиция 7. В пикноклине хорошо видны проявления внутренней волны.

Рис. 2.4.1. Гипсометрические кривые для Аральского моря и отдельных его бассейнов

Рис. 2.4.2. Равновесный объем Аральского моря (км^3) в зависимости от значения компонентов его водного баланса

Рис. 2.4.3. Равновесный объем восточного бассейна Аральского моря (км^3) в зависимости от значения компонентов его водного баланса

Рис. 2.4.4. Время (лет), необходимое для достижения равновесия восточным бассейном в случае его отделения в зависимости от компонентов водного баланса

Рис. 2.4.5. Равновесный объем западного бассейна Аральского моря (км^3) в зависимости от значения компонентов его водного баланса

Рис. 2.4.6. Время (лет), необходимое для достижения равновесия западным бассейном в случае его отделения в зависимости от компонентов водного баланса

Рис. 2.5.1. Изолинии σ_t (кг/м^3) в плоскости соленость-температура, рассчитанные по полученному уравнению состояния

Рис. 2.5.3. Зависимость температуры замерзания воды современного Аральского моря от солености

Рис. 2.5.4. Зависимость электропроводности воды современного Аральского моря при температуре 17°С от солености. Жирная прямая – расчет по уравнению для океана [ссылку надо]; тонкая прямая – регрессия по современным измерениям; пунктирная прямая – расчет по эмпирической формуле, использовавшейся для Аральского моря до начала высыхания [Сопач, 1958]

Рис. 2.6.1. Вертикальные профили зональной скорости ветра, характерные для утренних (толстая кривая) и послеполуденных (тонкая кривая) часов в западном бассейне по данным шаропилотных наблюдений

Рис. 2.6.2. Временные серии температуры воздуха на береговой метеостанции (белые точки) и метеостанции Актумсук.

Рис. 2.6.3. Временные серии скорости (а) и направления (б) ветра для береговой метеостанции (кружки) и метеостанции Актумсук (звездочки).

Рис. 2.6.4. Временные серии относительной влажности воздуха на береговой станции (кружки) и метеостанции Актумсук (звездочки).

Рис. 3.1.1. Спутниковое изображение Аральского моря (2005) и районы отбора проб, использованных в данной главе

Рис. 3.1.2. Относительные содержания основных солеобразующих ионов (% по массе) в воде Аральского моря в 1952 г (по книге [Блинов, 1956]) и в 2008 г.

Рис. 3.1.3. Вертикальные профили солености (г/кг, сплошная кривая), сульфатно-хлоридного массового отношения SO_4^{2-}/Cl (кружки, тонкая кривая); относительного содержания Ca^{2+} (треугольники, толстая кривая). Западный бассейн, октябрь 2005 г.

Рис. 3.2.1. Вертикальные профили концентраций растворенных газов в западном бассейне Аральского моря. Концентрация O_2 – среднее за период с 1960 по 1985 гг, по [Бортник, Чистяева, 1990] – черные кружки (оттененная полоса соответствует среднеквадратичным отклонениям); концентрация O_2 в октябре 2003 г – белые кружки, концентрация H_2S в октябре 2002 г – белые квадратики.

Рис. 3.2.2. Вертикальное распределение концентрации сероводорода в западном бассейне моря осенью 2010 г

Рис. 3.2.3. Положение зоны аноксии и сероводородного заражения в октябре 2003 г (серая штриховка). По осям координат отложены широта и долгота.

Рис. 3.3.1. Рассчитанная по новым данным массовая структура минералов, осевших на дно Аральского моря за весь период его высыхания и осолонения с 1960 по 2008 г.

Рис. 4.1.1. Изображения Аральского моря с орбитальной станции Салют-4 (1975 г.), Ресурс-0/МСУ-СК (1989-1999 гг.), MODIS/Terra (2001-2007 гг.) и MODIS/Aqua (2009 г.): июнь 1975 г. (а), 12 апреля 1989 г. (б), 18 октября 1991 г. (в), 18 июля 1993 г. (г), 3 октября 1996 г. (д), 13 июня 1998 г. (е), 13 октября 2005 г. (ж), 26 ноября 2007 г. (з), 2 сентября 2009 г. (и).

Рис. 4.1.2. Карта изменения береговой линии Аральского моря в период 1957-2008 гг. Цифры в кружках: (1) западная часть Большого Арала, (2) восточная часть Большого Арала, (3) залив Тщebas, отделившийся в 2004 г., (4) Малое море.

Рис. 4.1.3. Образование северо-восточного залива Большого моря к 2000 г. (по изображениям спутника Landsat за 1973 (слева), 1987 (в центре) и 2000 (справа) гг) (http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/1000/1396/landsat_aral_trptych_lrg.jpg).

Рис. 4.2.1. Положения треков спутников Т/Р и J1 (точечные линии), наложенные на спутниковое изображение MODIS для 18 мая 2002 г. [Kougraev et al., 2009]. Положения береговой линии (сплошная белая линия) и рек Амударья и Сырдарья соответствуют 1962 г. Кружками отмечены точки на треках спутника Т/Р, использованные для анализа.

Рис. 4.2.2. Изменения высоты морской поверхности (м) в 1992-2006 гг.: Большого моря (а), Малого моря (б) [Kougraev et al., 2009]. Единицы на вертикальной оси отсчитываются от некоторого условного нулевого уровня, а не от поверхности океана.

Рис. 4.3.1. Сезонные циклы ТПМ Большого моря, осредненные за период 1982-2000 гг.: в западной части (а), в восточной части (б). Толстые (тонкие) сплошные линии соответствуют осреднению за 1994-2000 гг. (1982-1993) гг.; пунктир – сезонные циклы ТПМ в условно-естественный период [Бортник, Чистяева, 1990].

Рис. 4.3.2. Отклонения средних за неделю ТПМ Малого моря (кресты), западной части Большого моря (круги) и восточной части Большого моря (треугольники) от ТПМ, осредненной в пределах всего моря (1982-2000 гг.).

Рис. 4.5.1. Лед в Аральском море зимой 2008 г. (спутниковые изображения MODIS/Terra, комбинация каналов 1 и 2): 23 января (а) – Малое море полностью покрыто льдом и снегом, большая часть Большого моря покрыта льдом; 9 марта (б) – Малое море полностью покрыто льдом, большая часть восточной части Большого Арала и западная часть западной части Большого Арала свободны ото льда, снежный покров на суше полностью отсутствует; 25 марта (в) – лед присутствует только в Малом море и в северо-восточном заливе Большого моря (изображения предоставлены Д.М. Соловьевым, Морской гидрофизический институт НАНУ, Севастополь).

Рис. 4.5.2. Межгодовая изменчивость дат первого появления льда (а) и разрушения ледяного покрова (б), а также продолжительности ледового периода (разности между двумя датами) (в) [Kougraev et al., 2009]. Толстая линия – восточная часть Большого моря, тонкая линия – Малое море.

Рис. 4.6.1. Сгонно-нагонные явления, выявленные при сравнении изображений MODIS/Terra: 21.10.2002 г. и 16.04.2003 г. (а), 16.04.2003 г. и 01.05. 2005 г. (б). 1 – береговая зона, свободная от воды на первую дату и затопленная на вторую (ветровой нагон); 2 – береговая зона, затопленная на первую дату и свободная от воды на вторую (сгон); 3 – водная поверхность; 4 – просматриваемое морское дно; 5 – солевые корки; 6 – пыле-солевые шлейфы.

Рис. 4.6.2. Инфракрасные изображения со спутников NOAA, демонстрирующие апвеллинг вдоль восточного побережья западной части Большого Арала (темный тон соответствует холодным водам): NOAA-16 для 15 мая 2005 г. (а), NOAA-17 для 30 сентября 2005 г. (б) и NOAA-18 для 1 октября 2005 г. (в) (предоставлены Д.М. Соловьевым, Морской гидрофизический институт, НАНУ, Севастополь).

Рис. 4.6.3. Вихревые структуры на фрагментах изображений MODIS/Terra: 12 августа 2005 г. (а), 13 августа 2002 г. (б) и 19 августа 2000 г. (в) (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

Рис. 4.7.1. Пылевые/солевые бури над Аральским морем и Приаральем на изображениях MODIS/Terra и MODIS/Aqua для 17 апреля 2003 г. (а), 7 мая 2007 г. (б), 9 мая 2007 г. (в), 10 апреля 2008 г. (г), 12 апреля 2009 г. (д) и 3 мая 2009 г. (е). Черная линия на рис. 13е показывает береговую линию моря в 1960 г.; черные линии на рис. 13а и 13д - государственные границы между Казахстаном, Узбекистаном и Туркменистаном (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

Рис. 4.7.2. Необычный облачный узор на изображении MODIS/Terra 12 марта 2008 г. (<http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=37626&src=eoa-iotd>).

Рис. 4.8.1. Сток Амударьи в Аральское море (фрагмент изображения MODIS/Terra: 12 августа 2005 г. (<http://earthobservatory.nasa.gov>)).

Рис. 4.8.2. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков над водосбором Амударьи и уровня Большого Арала: количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по спутниковым (GPCP) измерениям (а); количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по данным дождемеров (GPCC) (б); высота Большого моря (м) по альтиметрическим измерениям со спутника (T/P) (в). Пунктир – линия, полученная методом скользящего среднего с осреднением за 1 год (13 точек).

Рис. 4.8.3. Межгодовая изменчивость атмосферных осадков над водосбором Сырдарьи и уровня Малого Арала: количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по спутниковым (GPCP) измерениям (а); количество осадков ($\text{км}^3/\text{мес}$) по данным дождемеров (GPCC) (б); высота Малого моря (м) по альтиметрическим измерениям со спутника (T/P) (в). Пунктир – линия, полученная методом скользящего среднего с осреднением за 1 год (13 точек).

Рис. 4.9.1. Климатические сезонные изменения индекса NDVI (сплошная линия, левая Y-ось) и количества осадков (пунктир, правая Y-ось), осредненные в пределах $35^\circ\text{-}50^\circ\text{с.ш.}$, $55^\circ\text{-}75^\circ\text{в.д.}$ [Nezlin et al., 2005].

Рис. 5.1.1. Изменение численности личинок хирономиды *Baeotendipes postivaga* по глубине обитания в Западном бассейне Аральского моря. По результатам бентосных съемок 2003 и 2004 года.

Рис. 5.1.2. Распределение численности личинок хирономиды *Baeotendipes postivaga* по глубине обитания в разных районах Аральского моря в октябре 2005 года: в центральной части Западного бассейна, в проливе и в северной части Восточного бассейна.

Рис. 5.2.1. Макроколонии диатомеи *Navicula ramosissima*. А – общий вид макроколонии при увеличении 40х, Б – фрагмент колонии – 200х, В – отдельные нити колонии: полимерные трубки, внутри которых параллельными рядами расположены клетки. Западный Арал, ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Рис. 5.2.2. Заросли нитчатой зеленой макрофитной водоросли *Cladophora fracta* в прибрежной зоне Западного Арала. Ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Рис. 5.2.3. А - слоистые напластования глины в ультра-мелководной зоне Западного Арала. Верхний слой покрыт сплошными зарослями макрофитов - «бурый мех». Б - заросли «бурого меха» на камнях в прибрежной зоне. Ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Рис. 5.2.4. Схемы расположения станций отбора проб микрофитобентоса и микроэпифитона на акватории Большого Арала в разные сезоны исследований (2002-09 гг.).

Рис. 5.2.5. Процентное соотношение различных таксономических групп микрофитов, найденных в Большом Арале с ноября 2002 г. по август 2009 г.

Рис. 5.2.6. Число видов и разновидностей микрофитов из разных таксономических групп, найденных в разных частях акватории Большого Арала с ноября 2002 г. по август 2009 г.

Рис. 5.2.7. Реально обнаруженное за весь период наблюдений (S) и ожидаемое (ES (760)) число видов микрофитобентоса для разных частей акватории Большого Арала. Ожидаемое число видов получено с использованием процедуры «Refraction», пакет программ PRIMER 6.

Рис. 5.2.8. Кумулятивные кривые накопления видов микрофитобентоса для Восточного (ЕВ) и Западного (WB) бассейнов, и для соединявшего их пролива (S) в северной части Большого Арала.

Рис. 5.2.9. Результаты ординационного (МДС) анализа: группировка отдельных стадий изменений во флоре акваторий Большого Арала – флористических состояний акваторий – с 2002 по 2009 годы. Анализ выполнен на основе индекса сходства Сьеренсена.

Рис. 5.2.10. Направления адаптивных миграций видов микрофитов по акваториям Большого Арала на этапе позднего переосолонения.

Рис. 5.2.11. А - изменение числа видов микрофитов (общего и таксономически преобладавших групп) донных ценозов Западного Арала с 2002 по 2009 гг. Б - динамика числа исчезающих, вселявшихся и адаптировавшихся видов микрофитов с 2003 по 2009 годы.

Рис. 5.2.12. А - Влияние стадии изменений на видовой состав микрофитобентоса. На каждой последующей стадии растет качественное сходство ценозов. На MDS-диаграмме можно четко выделить две группы точек, обозначающих два этапа: 1 – 2002-03 гг. и 2- 2004-09 гг. Б - Влияние общей минерализации воды на состав микрофитобентоса. Обозначения: 1 – менее 93 г/кг, 2 – свыше 98 и до 110 г/кг включительно, 3 – свыше 110 и до 126,5 г/кг, 4 – начиная от 130 г/кг и выше. MDS-диаграммы получены на основании матрицы сходства, полученной с использованием индекса Сьеренсена.

Рис. 5.2.13. MDS-диаграмма сходства видового состава ценозов микроводорослей на этапе 2002-03 гг. Обозначения соответствуют типам биотопов: **clay** – наилки на линах, **sand-silt** – заиленные пески, **silt** – илы, **salt crusts** – кристаллические соляные корки. Цифрами обозначены интервалы глубин: 1 – от 0 до 1 м включительно, 2 – свыше 1 м и до 9 м, 3 – свыше 9-ти м и до 20 м, 4 – от 20-ти включительно и до 30 м, 6 - начиная с 40 м и глубже.

Рис. 5.2.14. MDS-диаграмма сходства видового состава ценозов микроводорослей на этапе 2004-06 гг. А. Обозначения соответствуют типам биотопов (см. пояснения к рис. 15, а также: **stoums** – наилок на камнях в зоне прибоя, **amorph** – аморфные мирабилитовые отложения). Цифрами обозначены интервалы глубин: 1 – от 0 до 1 м включительно, 2 – свыше 1 м и до 9 м, 3 – свыше 9-ти м и до 20 м, 4 – от 20-ти включительно и до 30 м, 5 – от 30-ти до 40 м.

Рис. 5.2.15. MDS-диаграмма сходства видового состава ценозов микроводорослей на этапе 2007-09 гг. Обозначения соответствуют типам биотопов (см. рис. 15, 16, а также: **sands-shells** – ракушино-песчаные грунты). Цифрами обозначены интервалы глубин: 1 – от 0 до 1 м включительно, 2 – свыше 1 м и до 9 м, 3 – свыше 9-ти м и до 20 м, 4 – от 20-ти включительно и до 30 м, 5 – от 30-ти до 40 м.

Рис. 5.2.16. Средняя встречаемость групп «ранних» и «поздних» видов в Большом Арале на разных стадиях позднего переосолонения. В данном контексте средняя встречаемость – это средняя по группе доля станций, на которых встречались виды этой группы.

Рис. 5.2.17. Средняя встречаемость групп «рапофилов» и «рапофобов» в Большом Арале на разных этапах минерализации (шкала по оси абсцисс выбрана нелинейной).

Рис. 5.2.18. Процентное соотношение групп галобности в совокупной флоре микрофитов Большого Арала на этапе позднего переосолонения (2002-09 гг.).

Рис. 5.2.19. Процентное соотношение олиго-, мезо- и эугалобных микрофитов во флоре акваторий Большого Арала на разных этапах наблюдений (2002-09 гг.). А - западный бассейн, Б – пролив, В - восточный бассейн.

Рис. 5.2.20. Галобность микрофитной флоры некоторых озер и лагун, расположенных в разных частях света.

Рис. 5.2.21. Блок-схема, демонстрирующая воздействие факторов среды (солености (SAL), температуры (T) и глубины (DEPTH)) на разнообразие и выравненность ценозов донных микрофитов Большого Арала (2003-08 гг.).

Рис. 5.2.22. Средние значения разнообразия (H') и выравненности (PIE, E) микрофитобентоса по разным акваториям Большого Арала (2003-08 гг.).

Рис. 5.2.23. Средние показатели ожидаемого числа видов (ES (140)) и разнообразия (H') микрофитобентоса для некоторых краевых морей России и ультрагалинного Большого Арала.

Рис. 5.2.24. Общее число видов микрофитобентоса (S) (A), индексы разнообразия (H') (B) и выравненности (PIE) (B) для разногалинных лагун на побережье Бенгальского залива, лагуны Баландра, Калифорнийский залив, и Большого Арала. Для Арала взяты суммарные числа видов по двум периодам осолонения (2003 г. и 2004-08 гг.), а также PIE и E, осредненные по этим периодам. Для лагуны Баландра были взяты суммарные показатели числа видов по сезонам года (зима – 102 вида, лето – 107).

Рис. 5.2.25. Крупные группировки – или типы - донных диатомовых таксоценов Большого Арала на этапе изменений абиоты 2003-2008 гг. A – сообщества, жившие при минерализации ≤ 93 г/кг, B – таксоцены соляных корок, C – аморфных (мирабилитовых) седиментов и D – сборная группа таксоценов рыхлых осадков.

Рис. 5.2.26. Распределение разновидностей (подтипов) в пределах группировки диатомовых таксоценов рыхлых осадков. Хорошо виден градиентный переход между ценозами, заселявшими разные седименты. Цифрами обозначены: 1 - таксоцены наилков на глинах ультра-мелководной зоны, 2 - ценозы на глубинах 1 - <10 м: на печаных, ракушечно-песчаных и песчано-илистых седиментах и 3 - ценозы глубже 10 м – на илах. Биотопы: clay – наилки на глинах, sands, sands-silt – пески, заиленные пески, sands-shells – песчано-ракушечные отложения, silt – илы.

Рис. 5.2.27. Блок-схема, иллюстрирующая эволюционные изменения диатомовых таксоценов микрофитобентоса Большого Арала на этапе позднего переосолонения (2003-08 гг.). Для каждого таксоцена приведены наборы индикаторных видов с указанием среднего обилия (%).

Рис. 5.2.28. Схема последовательной дифференциации зон преимущественного развития видов («зон влияния») по глубинам и преобладающим типам донных отложений. Большой Арал, 2004-09 гг.

Рис. 5.2.29. Число видов диатомей при различной общей минерализации вод для морских по происхождению водоемов (A), континентальных (B) и Арала на разных стадиях изменений (B). При построении трендов использованы экспоненциальные модели: A - $y = 221,74e^{-0,0153x}$, $R^2 = 0,46$; B - $y = 21,631e^{-0,0011x}$, $R^2 = 0,025$; B - $y = 156,95e^{-0,0069x}$, $R^2 = 0,65$.

Рис. 5.2.30. Общее число видов диатомей в некоторых краевых морях России (Черном, Белом, Каспийском и Балтийском), в прибрежной зоне Азова, в Аральском море в квазистационарный период (1925 г.), в Арале на начальном этапе прогрессирующего осолонения (1967-1974 годы), в Большом Арале на этапе позднего переосолонения (2002-09 годы) и в других соленых водоемах лагунного и озерного типа с минерализацией от 7 г/кг. По материалам Ф.В. Сапожникова (Большой Арал, 2002-2009 гг.) и других авторов (остальные водоемы).

Рис. 5.2.31. MDS-диаграмма, отражающая положение флористических состояний (по диатомеям) разных акваторий Большого Арала (2002-09 гг.) среди других соленых водоемов в разных районах Земного шара

Рис. 5.2.32. MDS-диаграмма сходства водоемов по диатомовой флоре, построенная с учетом разбиения всего набора водоемов на 5 градаций по степени минерализации (объяснения в тексте). Зеленая пунктирная линия условно делит всю область значений диаграммы на зоны повышенной концентрации: «олигогалинную» и «сильно минерализованную».

Рис. 5.2.33. MDS-диаграмма по фактору общей минерализации вод согласно градации, предложенной на Венецианском симпозиуме в 1958-м году.

Рис. 5.2.34. Смешанные пучки *Tabularia fasciculata* и *Nitzschia fruticosa* на поверхности талломов *Cladophora fracta*. Квадратами отмечены микроколонии *N. fruticosa*. Западный Арал, ноябрь 2002 г. Фото Ф.В. Сапожникова.

Рис. 5.2.35. Колониальная форма *Brachysira styriaca* в Большом Арале. А. Колония клеток на поверхности *Cladophora* spp., 2004 г. Б. Образование «многослойного» панциря у клеток при солености в 136 г/кг. В. Деталь структуры «бурого войлока» на поверхности камней в зоне прибоя, 2009 г. Г, Д. Клетки *B. styriaca* на концах полимерных тяжей. Фото Ф.В. Сапожникова

Рис. 5.2.36. Клетки диатомеи *Nitzschia scalpelliformis* в полимерных трубках («тьюбах»). Западный Арал, август 2009 г., соленость 136 г/кг. Фото Ф.В. Сапожникова.

Рис. 5.2.37. Клетки диатомеи *Gyrosigma fenestratum* в полимерной трубке. Западный Арал, август 2009 г. Фото Ф. В. Сапожникова.

Рис. 6.2.1. Доля различных групп в общей численности фитопланктона в Большом Аральском море в июне 2008 г. Cry - Cryptophyta, Din – Dinophyta, Bac - Bacillariophyta, Chl - Chlorophyta, Cyа - Cyanophyta, Fla – Flagellate; а – восточный бассейн; б-е – западный бассейн; б - среднее для всей толщи воды; в – в поверхностном слое; г – на глубине 5-10 м; д - на глубине 20 м; е - на глубине 20 м.

Рис. 6.2.2. Вертикальное распределение биомассы фитопланктона (мкг С/л) в глубоководной части западного бассейна; а – Bacillariophyta, б – Chlorophyta, в - Cryptophyta, г – Dinophyta, д – Flagellate, е – Cyanophyta.

Рис. 6.3.1. Распределение численности (N , кл 10^3 /мл) и биомассы (B , мг С/м³) бактериопланктона в поверхностном слое на разрезе через западный бассейн в июне 2008 г.; а – распределение бактериопланктона; б – схема рельефа дна.

Рис. 6.4.1. Вертикальное распределение численности (N , экз 10^3 /м³) инфузорий *Fabrea salina* в Большом Аральском море в августе 2009 г.

Рис. 6.4.2. Межгодовые изменения численности и биомассы *Artemia* в западном бассейне Большого Арала (а) в 1998-2002 (по [Мирабдулаев и др., 2004]) и (б) в 2002-2008.

Рис. 6.4.3. Вертикальное распределение *Artemia parthenogenetica* в западном бассейне Большого Арала (а) в июне 2008г. и (б) в октябре 2005 г.

Рис. 6.4.4. Скорость фильтрации (F , мл/экз сутки) (а) и удельная скорость фильтрации (F_{sp} , мл/мг сутки) (б) *Artemia parthenogenetica*.

Рис. 6.4.5. Размер кладки в зависимости от размера самок *Artemia* в западном бассейне Большого Арала (а) в июне 2008 г. и (б) в октябре 2005 г.

Рис. 7.1.1. Сезонные изменения увлажнения и засоления бывшего морского дна в 2002 г. Береговая линия: 1 – в 1961 г., 2 – в 2002 г. Участки бывшего морского дна: 3 – сильно увлажненные; 4 – увлажненные; 5- сухие. 6 – солевые корки. 7 – участки выпадения солей в результате развевания солевых корок.

Рис. 7.2.1. Район наблюдений - западный берег Арала. а) Спутниковое изображение и границы тестового участка; б) Общий панорамный вид.

Рис 7.2.2. Аккумулятивная часть контрольного участка (видна четкая поперечная зональность от уровня 53 под чинком – до уреза Арала).

Рис 7.2.3. Абразионная часть контрольного участка (видна четкая унаследованность форм прибрежного рельефа от уреза моря к уровню 53)

Рис. 7.2.4. Выровненная полого-наклонная равнина с маршевыми солончаками и пионерными группировками мезогалофитов, подверженная периодическому затоплению морскими нагонными водами. а) - периодически заливаемые водой; б) - маршевый солончак; в) - зона заплеска, покрытая солевой коркой.

Рис. 7.2.5. Мелкобугристая супесчано-суглинистая равнина на приморских солончаковых почвах: а) с группировками галофитов на приморских солончаковых почвах; б) При участии однолетних псаммофитов в группировках галофитов на участках, перекрытых тонким плащом песка на корковых солончаках.

Рис. 7.2.6. Бугристо-ячеистая песчанно-супесчаная солончаковая равнина, с переработанным рельефом в процессе субэрального развития, с разреженным растительным покровом при участии галофильных кустарников на сорowych солончаках: а) полого-волнистая с участием сарсазана и тамариксов; б) грядово-бугристая, с участием селитрянки, тамариксов и сарсазана; в) четковидно-бугристая с локальными выходами грунтовых вод, маркируемых тростником, сарсазаном и карабараком в межбугровых пространствах.

Рис. 7.2.7. Песчаные бенчи, отмечающие долгие периоды стояния Арала, с раковинами *Cardium Edule* и волноприбойной галькой.

Рис. 7.2.8. Уровень 53 м перед чинком Устюрта, от которого началось отступление Арала.

Рис. 7.2.9. Различные абразионные формы морского берега состоящего из сарматских известняков, мергелей и красноцветных глин.

Рис. 7.2.10. Различные формы изрезанности береговой линии (острова, мысы, полуострова, лагуны).

Рис. 7.2.11. Рельеф сформировавшийся на месте обсохших лагун и заливов.

Рис. 7.2.12. Сформировавшиеся ранее берега эскарпового типа.

Рис. 7.2.13. Бугристо-ячеистая супесчано-песчаная равнина с приморскими почвами и чехлом желтых среднезернистых песков, местами с переработанным рельефом, представлена разреженными экземплярами жузгуна, тамариксов и черного саксаула на мелкобугристых песках.

Рис 7.2.14. Смена унаследованных формаций по мере регрессии Арала.

Рис. 7.3.1. Мелкобугристая супесчано-песчаная равнина со слабо переработанным рельефом и слабо закрепленной растительностью на приморских песчаных почвах при участии единичных экземпляров

Рис. 7.3.2. Бугристо-ячеистая супесчано-песчаная равнина с приморскими почвами и чехлом желтых среднезернистых песков, местами с переработанным рельефом: а) лишенная растительности на участках остаточных солончаков; б) с разреженными экземплярами жузгуна, тамариксов и черного саксаула на мелкобугристых песках.

Рис. 7.3.3. Реликтовые ландшафты морского побережья с фитогенными буграми тамариксов на слабо развитых пустынных песчаных почвах.

Рис. 7.3.4. Сочетание высоких песчаных бугров бывших островов с деградирующей пустынной растительностью и зарастающих глубоких солончаковых впадин обсохших морских проливов.

Рис. 7.3.5. Участки коренного берега бывшего острова Возрождения сложенные сарматскими известняками.

Рис. 7.3.6. Зона свежей осушки с лужами рапы (соль кристаллизуется прямо в колеях от вездеходов).

СПИСОК ТАБЛИЦ

Таблица 1.1.1. Прогрессирующее осолонение Большого Аральского моря. Величины, помеченные одной звездочкой – исторические данные, опубликованные в работе [Мирабдуллаев и др., 2004], двумя звездочками – данные экспедиций ИО РАН

Таблица 1.2.1. Список выполненных экспедиций и измерений, данные которых использованы в этой книге

Таблица 2.1.1. Сводка данных о физическом состоянии моря во время выполненных экспедиций (2002-2010)

Таблица 2.5.1. Ионно-солевой состав пробы, использованной для измерений плотности.

Таблица. 2.5.2. Численные значения коэффициентов в уравнении состояния (1).

Таблица 3.1.1. Абсолютное и относительное содержание основных солеобразующих ионов в воде Аральского моря в условно-естественный период, по [Блинов, 1956].

Таблица 3.1.2. Относительные содержания (% по массе) основных солеобразующих ионов в воде Большого Арала в 1952 г и 2008 г

Таблица 3.1.3. Ионно-солевой состав воды Большого Арала и его частей в разные годы (2002-2010). Для каждого иона приведены следующие данные: абсолютное содержание по массе, относительное содержание (%) по отношению к полной массе солей, относительное содержание по отношению к содержанию хлор-иона.

Таблица 3.1.4. Ионно-солевой состав вод Большого Аральского моря на различных глубинах. Октябрь 2005 г. Для каждого иона приведены следующие данные: абсолютное содержание по массе, относительное содержание (%) по отношению к полной массе солей, относительное содержание по отношению к содержанию хлор-иона.

Таблица 3.2.1. Сводка данных по сероводородной зоне Аральского моря в период с 2002 г по 2010 г.

Таблица 3.3.1. Результаты анализа состава донных отложений (в % по массе). Незаполненные графы означают аналитический ноль.

Таблица 4.1.1. Изменение площади Аральского моря и его частей (км²) в 1957-2008 гг.

Таблица 4.1.2. Изменение основных морфометрических параметров Большого и Малого морей в 1986-2006 гг. (Таблица 2 из [Духовный и др., 2008])

Таблица 4.1.3. Сезонные изменения площади Аральского моря и его частей (км²) в 2002 г.

Таблица 5.2.1. Мера соответствия между различиями проб по видовому составу и различиями по комбинациям факторов среды. Факторы: 1 – глубина, 2- соленость, 3 – температура, 4 – год (стадия изменений).

Таблица 5.2.2. Различия в значениях ранговой корреляции Спирмена для факторов среды без учета влияния времени изменений: 1 – глубина, 2 – соленость, 3 – температура.

Таблица 6.1.1. Состав фитопланктона в июне 2008 г. и августе 2009 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аладин Н.В. Критический характер биологического действия каспийской воды соленостью 7–11 г/кг и аральской воды соленостью 8–13 г/кг // Тр. Зоол. ин-та АН СССР, 1989. – Т. 196. – С. 12–21.
2. Аладин Н.В., Плотников И.С. Современная фауна остаточных водоемов, образовавшихся на месте бывшего Аральского моря, Труды Зоологического Института РАН, том 312, № ½, 2008, с. 145-154.
3. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.ГИМИЗ, 1970, 444 с.
4. Андреев Н.И. Гидрофауна Аральского моря в условиях экологического кризиса. – Омск: Изд-во ОмГПУ, 1999. – 454 с.
5. Андреев Н.И. (1989) Зоопланктон Аральского моря в начальный период его осолонения. Труды Зоол. Инст. АН СССР 199:26-51
6. Андреев Н.И., Андреева С.И. Акклиматизация беспозвоночных в Аральском море // Рукопись деп. в ВИНТИ РАН. 01.08.95. № 2319–В 95. – Омск. – 1995а. – 43 с.
7. Андреев Н.И., Лим Р.М., Ермаханов З. Акклиматизация рыб в Аральском море // Рукопись деп. в ВИНТИ РАН. 01.08.95. № 2318–В 95. – Омск. – 1995. – 51 с.
8. Андреева С.И. Макрозообентос Аральского моря в начальный период его осолонения // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. – 1989. – Т. 199. – С. 53–82.

9. Андреева С.И., Андреев Н.И. Роль соленостных барьеров в формировании эндемичных фаун двустворчатых моллюсков // Рукопись деп. в ВИНТИ РАН. – 24.04.01. № 1078–В 01. – Омск. – 2001б. – 39 с.
10. Арсеньева Н.М., Давыдов Л.К., Дубровина Л.Н., Конкина Н.Г., 1963. Сейши на озерах СССР. Л.: ЛГУ, 184 с.
11. Бадер Ф.Ф. Состав воды Аральского моря // Исследование озер СССР. – 1934. – Вып. 6. – С. 5–12.
12. Берг Л.С., 1908. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ-ва, СПб., Т. 5, Вып. 9, 580 с.
13. Блинов Л.К., 1956. Гидрохимия Аральского моря. Л.: Гидрометеиздат, 152 с.
14. Биология океана / под ред. Виноградова М. Е.. -Москва : Наука. (Океанология) Т. 1 : Биологическая структура океана 1977. - 398 с.
15. Бортник В.Н., Чистяева С.П. (Ред.) Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.7: Аральское море. Л.: Гидрометеиздат, 1990, 196 с.
16. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадконакопления в Аральском море. Тр. Института геол. Наук АН СССР, сер.Геологическая. Вып.115, 1952, с.80-94.
17. Булатов С.А. Структура и состояние диатомовых сообществ высокоминерализованных вод залива Кара-Богаз-Гол// Тезисы докладов VIII школы диатомологов России и стран СНГ. 16-19 сентября 2002 г. Борок, 2002.-С. 11-12.
18. Валеева Э.И. Некоторые сведения об альгофлоре озер юга лесостепной зоны Тюменской области // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. – 2006. – 6: 26 – 34
19. Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я. Позднечетвертичные стадии развития Аральского моря и их связь с изменениями климатических условий этого времени. М., 1979, с.175-181.
20. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А. 2002. Термический режим Аральского моря в современный период (1982-2000 гг.) по спутниковым данным. – Исследование Земли из космоса, № 4, с. 62-69.
21. Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., Лебедев С. А. 2008. Межгодовая изменчивость температуры поверхности и уровня Черного, Мраморного и Эгейского морей (по спутниковым данным). - Программа фундаментальных исследований президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Итоговая конференция. Тезисы докладов. 27-28 ноября 2008 г. Москва, С. 139.
22. Григорьев А. А., Липатов В. Б. 1982. Динамика и очаг пылевых бурь в Приаралье по наблюдениям из космоса. - Известия АН СССР, серия географическая, № 5, с. 93-98.
23. Грузов Л.Н., Алексеева Л.Г. О зависимости между весом и длиной тела у основных групп зоопланктона Экваториальной Атлантики. Тр. АтлантНИРО, 1971, 37, 378-400.
24. Джиноридзе Р.Н. Диатомовые водоросли из донных осадков Белого моря в связи с его историей в голоцене: Авто- реф. дис. ... канд. биол. наук. Л., 1971. 23 с.
25. Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Том 1. Практическое руководство. Редакционная коллегия: З.И.Глезер, А.П.Жузе, И.В.Макарова, А.И.Прошкина-Лавренко (ответственный редактор), В.С.Шешукова-Порецкая. - Л.: Наука, 1974

26. Доброхотова К.В. Некоторые данные о продуктивности гидромакрофитов Аральского моря // Ботан. журн. – 1971. – № 12. – С. 1759–1771.
27. Добрынин Э.Г., Королева Н.Г., Буркова Т.М. Оценка экологического состояния Аральского моря в районе острова Барсакельмес // Труды зоол. ин-та АН СССР. 1990. Т.223. С. 31-35.
28. Духовный В. А., Навратил П., Рузиев И., Стулина Г., Рощенко Е. (ред.). 2008. Комплексные дистанционные и наземные исследования осушенного дна Аральского моря. - Ташкент: НИЦ МКВК, 190 с.
29. Елибаев Н. К вопросу об изменении солености Аральского моря в условиях зарегулированного стока Амударьи и Сырдарьи // Рыбные ресурсы водоемов Казахстана и их использование. – Алма-Ата, Кайнар, 1970. – Вып. 6. – С. 43 – 51.
30. Жданько С.М., 1940. Течения в Аральском море. Метеорология и гидрология, № 1-2, с. 78-82.
31. Жолдасова И.М., Павловская Л.П., Елбаева М.К. (1999) Кардинальные изменения в составе биоты Аральского моря. Узбекский биологический журнал. 5:68-70
32. Завьялов П.О., Андрулионис Е.Е., Арашкевич Е.Г. и др 2008. Экспедиционные исследования в западном бассейне Аральского моря в сентябре 2006 г. Океанология, т. 48, № 4, с. 648-654.
33. Завьялов П. О., Е. Г. Арашкевич, А. В. Грабовский и др. (2006) Квазисиноптические экспедиционные исследования в западном и восточном бассейнах Аральского моря (октябрь 2005 г.) // Океанология, т 46, №6, с. 750-754.
34. Завьялов П. О., Е. Г. Арашкевич, С. Н. Дикарев и др. (2006) Мониторинг состояния физических, химических и биологических систем Аральского моря в условиях экологического кризиса.// Сб. Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем России. (Ред. Г.Г. Матишев), ЮНЦ РАН, Ростов, стр. 529-562.
35. Завьялов П. О., Гинзбург А. И., Сапожников Ф. В., Абдуллаев У. Р., Амбросимов А. К., Андреев Н. И., Валиджанов Р., Ишниязов Д. П., Колдаев А. А., Кудышкин Т. В., Курбаниязов А. К., Ни А. А., Петров М. А., Строганов О. Ю., Томашевская И. Г., Хан В. М. 2004. Комплексные экспедиционные исследования в западной части Аральского моря в октябре 2003 г. – Океанология, т. 44, № 4, с. 632-635.
36. Завьялов П. О., Костяной А. Г., Сапожников Ф. В., Щеглов М. А., Хан В. М., Ни А. А., Кудышкин Т. В., Пинхасов Б. И., Ишниязов Д., Петров М. А., Курбаниязов А. К., Абдуллаев У.Р. 2003. Современное гидрофизическое и гидробиологическое состояние западной части Аральского моря. – Океанология, т. 43, № 2, с. 316-319.
37. Зенкевич Л.А., 1963. Аральское море. В кн.: Биология морей СССР. М.: АН СССР, с. 507–524.
38. Зенкович В.П., 1947. Донные отложения Аральского моря. Бюлл. МОИП, Отд. геол. Т. 22, Вып. 4.
39. Караева Н.И. Диатомовые водоросли бентоса Каспийского моря. – Баку: Элм, 1972. – 258 с.
40. Карпевич А.Ф., 1975. Теория и практика акклиматизации водных организмов. – М.: Пищевая промышленность. – 432 с.
41. Карта динамики Аральского моря с 1957 по 1989 гг. с прогнозом до 2000 г., 1990. М.: ГУГК СССР
42. Каталог наблюдений над уровнем моря. Аральское море. – Алма-Ата: Каз EURC? 1987/ - Вып. 4. – 40 с.

43. Киселев И.А., 1927. Новые данные о водорослях Аральского моря. Изд-во Отд. прикл. ихтиол. и научно-промысл. исследований. Л. Т. V. Вып. 2. с. 270–305.
44. Ковалева Г.В., 2008. Систематический список микроводорослей бентоса и планктона прибрежной части Азовского моря и прилегающих водоемов // Современные проблемы альгологии: Материалы международной научной конференции и VII Школы по морской биологии (9-13 июня 2008 г., г. Ростов-на-Дону). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. с.174–192.
45. Кортунова Т.А., 1970. Некоторые данные по акклиматизированным кормовым беспозвоночным Аральского моря // Тр. ВНИРО. – Т. 76, Вып. 3. – С. 178–184.
46. Косарев А. Н. 1975. Гидрология Каспийского и Аральского морей. - М.: Изд. МГУ, 272 с.
47. Кравцова В. И., Лурье И. К., Марков Д. В. 2001. Картографирование изменений береговой линии Аральского моря по космическим снимкам. - Геодезия и картография, № 4, с. 32-39.
48. Кравцова В. И., Лурье И. К., Мудря Т. М., 2002. Космический мониторинг усыхания Арала. - Геодезия и картография, № 10, с. 46-52.
49. Кравцова В. И., Мудря Т. М. 2004. Сезонные изменения береговой зоны Аральского моря по материалам космической съемки. - Вестн. Моск. ун-та, сер. 5 геогр., № 5, с. 46–53.
50. Лымарев В.И., 1967. Берега Аральского моря – внутреннего водоема аридной зоны. – Л., 252 с.
51. Маев Е.Г. и др., 1983. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря. В сб. Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч.2, МГУ, с.133-144.
52. Маркова Е.Л. Результаты акклиматизационных работ, проведенных в Аральском море за период с 1963 по 1971 гг. // Изв. ГОСНИОРХ. – 1975. – Т. 103. – С. 164–168.
53. Мирабдуллаев И.М., 2004. Развитие артемии в Аральском море. В кн.: Биоразнообразие артемии в странах СНГ: современное состояние ее запасов и их использование. Сб. докладов Международного научно-исследовательского семинара. Под ред. А.И. Литвиненко, Тюмень, с. 51-55.
54. Мирабдуллаев И.М., Жолдасова И.М., Казахбаев С., Любимова С.К., Абдуллаева Л.Н., Туремуратова Г.И., 2001. Современное состояние экосистемы Западной части Аральского моря. В кн.: Проблемы сохранения и рационального использования биологических ресурсов водоемов Узбекистана. Под ред. И.И. Мирабдуллаева, Ташкент, с. 74-78.
55. Мирабдуллаев И.М., Мусаев А., Жуманиезова Н.И., 2006. Новые данные о зоопланктоне Аральского моря // Сборник статей по проблемам рыбного хозяйства Узбекистана. Ташкент: KARRLA, с. 110-115.
56. Михайлов В. Н., Кравцова В. И., Гуров Ф. Н., Марков Д. В., Грегуар Ф. 2001. Оценка современного состояния Аральского моря. - Вестн. Моск. ун-та, сер. 5 геогр., № 6. С. 14-21
57. Можайцева Н.Ф., Некрасова Т.Ф. Метод подсчета ветрового выноса солей с обсохшего дна Аральского моря. В сб. Проблемы освоения пустынь, 1984, №6, с.15-21.
58. Методы анализа рассолов и солей / Под ред. Ю.В. Морачевского, Е.М. Петровой. - М.: Химия, 1964. - 406 с.

59. Мусаев А., Ханкулиев К., Марден Б., Жуманиезова Н.И., Абдуллаева Л.Н., Мирабдуллаев И.М., 2007. Динамика популяции артемии Аральского моря. // В кн.: Биоразнообразие Узбекистана – мониторинг и использование. Ташкент, с. 177-179.
60. Неврова Е. Л., Шадрин Н. В., 2005. Донные диатомовые водоросли соленых озер Крыма // *Morskyji ehkologichnyji zhurnal*, 4(4). p. 61-71.
61. Новожилова М.Н., 1973. Микробиология Аральского моря. Алма-Ата: Наука, 179 с.
62. Новожилова М.И., Березина Ф.С., 1970. Первичная продукция фитопланктона в Аральском море // Биологические процессы в морских и континентальных водоемах: Тез. докл. 2 съезда ВГБО. – Кишнев. – С. 282–283.
63. Околотков Ю.Б. Фитопланктон прибрежных вод о. Барсакельмес (Аральское море) // Труды зоол. ин-та АН СССР. 1989. Т.199. С. 103-109.
64. Песенко Ю.А., 1982. Принципы и методы количественного анализа в фаунистических исследованиях. М.: Наука, 288 с.
65. Пичкилы Л.О. Динамика численности и биомассы фитопланктона Аральского моря // Гидробиол. журн. – 1970. – Т. 6, № 1. – С.31–36.
66. Пичкилы Л.О. Состав и динамика фитопланктона Аральского моря: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. – Л. – 1971. – 20 с.
67. Пичкилы Л.О. Фитопланктона Аральского моря в условиях Антропогенного воздействия // IV съезд Всесоюзн. гидробиол. об-ва: Тез. докл., Киев, 1–4 дек. 1981 г. – Киев: Наук. думка, 1981. – Ч. 1. – С. 142–144.
68. Рафиков А.А., 1982. Природные условия осушающегося южного побережья Аральского моря, Ташкент: ФАН, 148 с.
69. Романова Н.Д., Сажин А.Ф. Взаимосвязь между объемом бактериальной клетки и содержанием в ней углерода. // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 4. С. 1-10.
70. Рубанов И.В., Ишниязов Д.П., Баскакова М.А, Чистяков П.А., 1987. Геология Аральского моря. Ташкент: ФАН, 248 с.
71. Рубанов И.В., Пинхасов Б.И., Курбаниязов А.К., 1998. Процессы соленакопления в акватории Аральского моря. В сб. Проблемы освоения пустынь. №3-4, с.31-37.
72. Рябушко Л.И., 2009. Микрофитобентос Черного моря: Автореф. дис... д-ра биол. наук: 03.00.17-гидробиология, Севастополь, 44 с.
73. Самойленко В. С. 1953. О предстоящих изменениях в температурном режиме Аральского моря. – Тр. ГОИН, вып. 012, с. 130-142.
74. Сигалов В. М. 1986. Динамическое картографирование Аральского моря. - *Геодезия и картография*, № 4, с. 39-42.
75. Симонов А.И., 1954. К вопросу о причинах антициклональной циркуляции вод Аральского моря. *Метеорология и гидрология*, № 2, с. 50-52.
76. Симонов А. И., 1962. Происхождение относительно высокосоленых вод западной впадины Аральского моря. Труды ГОИН, Вып. 68, с 103-107.
77. Складов В. Е. 2008. Апвеллинг в Аральском море. - Программа фундаментальных исследований президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология». Итоговая конференция. Тезисы докладов. 27-28 ноября 2008 г., Москва. С. 165.
78. Сопач Э.Д., 1958. Электропроводность как метод определения солености морских вод. М.: Гидрометеиздат, 139 с.

79. Степанов Н.И. Анализ воды Аральского моря // Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. об-ва. – 1907. – Т. 6, Вып. 7. – С. 39–41.
80. Сулалина А.В., Смуров О.А., 1993. Состояние бактериопланктона Аральского моря в 1992 г. Труды Зоологического института РАН, 250: с. 108-113.
81. Суценыя Л.М. (1975) Количественные характеристики питания ракообразных. Наука и Техника. Минск
82. Успенский А.П. К гидрохимии Аральского моря // Изв. Всесоюзн. географ. об-ва. – 1950. – Т. 82, № 1. – С. 59–64.
83. Федоров К. Н., Гинзбург А. И., 1988. Приповерхностный слой океана. Л.: Гидрометеиздат, 303 с.
84. Хлебович В.В. Критическая соленость биологических процессов. – Л.: Наука. – 1974. – 236 с.
85. Хлебович В.В. Критическая соленость и хорогалиникум: современный анализ понятий // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. – 1989. – Т. 196. – С. 5–11.
86. Хлебович В.В. Особенности состава водной фауны в зависимости от солености среды // Жкрн. общей биологии, 1962, 23, № 2.
87. Хрусталеv Ю.П., Резников С.А., Туровский Д.С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. Ростов на Дону, 1977, 159 с.
88. Численко Л.Л. Номограммы для определения веса водных организмов по размеру и форме тела. Л.: Наука, 1968, 106 с.
89. Численко Л.Л. Положения минимумов и максимумов видов в водах различной солености // Гидробиологический журнал, 1970, т. 6, № 4, с. 65-70
90. Чуб В. Е., 2000. Изменение климата и его влияние на природно-ресурсный потенциал республики Узбекистан. – Ташкент: Среднеазиатский научно-исследовательский гидрометеорологический институт им. В.А. Бугаева, 252 с.
91. Шкудова Г. Я., Ковалев Н. П. Опыт применения гидродинамической стационарной модели для расчета течений в мелком море // Метеорол. и гидрология, 1969, №10, с. 76 - 86.
92. Шнитников А.В. Арал в голоцене и природные тенденции его эволюции.//Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Часть 2, Изд-во МГУ, 1983. С.106-109.
93. Шокальский Ю.М., 1959. Физика моря., Л: Гидрометиздат, 537 с.
94. Яблонская Е.А. К вопросу о значении фитопланктона и фитобентоса в пищевых цепях организмов Аральского моря // Запасы морских растений и их использование. – М.: Наука. – 1964. – С. 71–92.
95. Якушев Е.В., Лукашев Ю.Ф., Часовников В.К., Чжу В.П. Современное представление о вертикальной гидрохимической структуре редокс-зоны Черного моря // Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря / Под ред. Зацепина А.Г., Флинта М.В. М.: Наука, 2002. С. 119–132.
96. Abatzopoulos TJ, El-Bermawi N, Vaskedis C., 2003. Effects of salinity and temperature on reproductive and life span characteristics of clonal *Artemia*. (International Study on *Artemia*. LXVI) *Hydrobiologia* 492:191-199
97. Aladin N., Crétaux J.-F., Plotnikov I. S., Kouraev A. V., Smurov A. O., Cazenave A., Egorov A. N., Papa F. 2005. Modern hydro-biological state of the Small Aral Sea. – *Environmetrics*, V. 16(4): 375. DOI: 10.1002/env.709.
98. Aladin N.V., Filippov A.A., Plotnikov I.S., Orlova M.I., Williams W.D. Changes in the structure and function of biological communities in the Aral Sea, with particular

- reference to the northern part (Small Aral Sea), 1985-1994: A review. *Intern J Salt Lake Res*, 1998, 7, 301-343.
99. Aladin NV and Potts WTW (1992) Changes of the Aral Sea ecosystems during the period 1960–1990. *Hydrobiologia* 237(2):67–79
 100. Ali G. H., 1999. Phytoplankton Activities in Hypersaline, Anoxic Conditions. I. Dynamics of Phytoplankton Succession in the Solar Lake (Taba, Egypt) // *Water Science and Technology*, Vol. 40, No 7, pp. 117–126
 101. Arashkevich EG, Sapozhnikov PV, Soloviov KA T.V. Kudyshkin, and P.O. Zavialov, 2008. *Artemia parthenogenetica* (Branchiopoda: Anostraca) from the Large Aral Sea: Abundance, distribution, population structure and cyst production *J Mar Sys* doi:10.1016/j.jmarsys.2008.03.015
 102. Barinova S. S., Bragina T. M., Nevo E. Algal species diversity of arid region lakes in Kazakhstan and Israel // *Community Ecology*, Volume 10, Number 1/June 2009, pp. 7-16
 103. Blinn, D.W. 1991. The diatom flora of Lake Eyre South: A large episodically filled salt lake in South Australia // *Hydrobiologia* 210:101-104.
 104. Boggs, D.A., Eliot, I. & Knott, B. 2007. Salt lakes of the northern agricultural region, Western Australia // *Hydrobiologia* 576: 49-59.
 105. Browne R.A. and Wanigasekera G., 2000. Combined effects of salinity and temperature on survival and reproduction of five species of *Artemia* *J Exp Mar Biol Ecol* 244:29-44
 106. Campagna V. Limnology and biota of Lake Yindarlgooda - an inland salt lake in Western Australia under stress. *Australasian Digital Theses Program*. 2007
 107. Clegg JS and Jackson SA (1997) Significance of cyst fragments of *Artemia* sp. recovered from a 27,000 year old core taken under the Great Salt Lake, Utah, USA. *Int J Salt Lake Res* 6:207-216
 108. Conte F and Conte P (1988) Abundance and spatial distribution of *Artemia salina* in Lake Abert, Oregon. *Hydrobiologia* 158:167-172
 109. Cook F., Coleman P. Benthic diatoms in the salinas of the Dry Creek saltfields, South Australia // *Hydrobiologia*. – 2007. - Volume 576, № 1: 61-68(8)
 110. Crétaux J.-F., Kouraev A. V., Papa F., Bergé-Nguyen V., Cazenave A., Aladin N., Plotnikov I. S. 2005. Water balance of the Big Aral Sea from satellite remote sensing and in situ observations. - *Journal of Great Lakes Research*, V. 31(4), P. 520-534.
 111. Espinosa, M. A., Hassan, G. S. and Isla, F. I. (2006): Diatom distribution across a temperate micro-tidal marsh, Mar Chiquita Coastal Lagoon, Argentina. *Thalassas. An International Journal of Marine Sciences*. 22 (2): 9-16.
 112. Friedrich, J., and H. Oberhansli, 2004. Hydrochemical properties of the Aral Sea water in summer 2002. *J. Marine Systems*, 47 (2004), 77-88.
 113. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., 2003. Thermal regime of the Aral Sea in the modern period (1982-2000) as revealed by satellite data. – *J. Mar. Syst.*, V. 43, P. 19-30.
 114. Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A. 2009. Satellite monitoring of the Aral Sea region. – In: *The Aral Sea Environment*, (Eds.) A.G. Kostianoy and A.N. Kosarev, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York (in press).
 115. Green AJ, Sanchez ML, Amat F (2005) Dispersal of invasive and native brine shrimps *Artemia* (Anostraca) via waterbirds. *Limn Ocean* 50:737-742
 116. Herbst, D.B. & D.W. Blinn. 1998. Experimental mesocosm studies of salinity effects on the benthic algal community of a saline lake. *Journal of Phycology* 34:772-778.

117. Hillebrand H., Dürselen C.-D., Kirschtel D. et al. Biovolume calculation for pelagic and benthic microalgae // *J. Phycol.* 1999. V.35. № 2. P. 403-424.
118. Hodgson, D.A., W. Vyverman & K. Sabbe (2001) *Limnology and Biology of Saline Lakes in the Rauer Islands, Eastern Antarctica.* *Antarctic Science*, 13: 255-270.
119. Hoff K.A. Total and specific bacterial counts by simultaneous staining with DAPI and flouochrome-labeled antibodies // *Handbook of methods in aquatic microbial ecology / Eds.:P.F. Kemp, B.F. Sherr, E.B. Sherr, and J.J. Cole.* Boca Raton, Fla.: Lewis Publishers.1993. P.149-154.
120. ICES Zooplankton Methodology Manual, 2000. R. Harris, P. Wiebe, J. Lenz, H.R. Skjodal, M. Huntly (Eds) London, Academic Press, 684 p.
121. Kashima K., Matsubana H., Kuzcuođlu C., Karabýyykođlu M., 1997. Diatom Assemblages From Inland Saline Lakes in the Central Part of Turkey-Their Application for Quantitative Reconstructions of Paleosalinity Changes During the Late Quaternary. *Japan Review* 8, 235-249.
122. Kinne O. Salinity: invertebrates // O. Kinne, Ed., *Marine Ecology. Volume 1, Part 2.* Wiley Interscience, London. 1971. P. 821- 996
123. Kirkwood A.E., Henley, W.J. Algal Community dynamics and halotolerance in a terrestrial, hypersaline environment // *Journal of Phycology.* - 2006. - Volume 42, № 3: 537-547(11)
124. Kostianoy A. G., Zavialov P. O., Lebedev S. A., 2004. What do we know about dead, dying and endangered lakes and seas? - In: J. C. J. Nihoul, P. O. Zavialov, P. P. Micklin (eds.) *Dying and Dead Seas. Climatic Versus Anthropic Causes.* NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. V. 36. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht/Boston/London. P. 1-48.
125. Kouraev A. V., Kostianoy A. G., Lebedev S. A. 2009. Aral Sea ice cover and sea level from satellite altimetry and radiometry. – *J. Mar. Syst.*, V. 76, p. 272-
126. Kouraev A. V., Papa F., Buharizin P. I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. 2003. Ice cover variability in the Caspian and Aral seas from active and passive satellite microwave data. - *Polar Research*, V. 22(1), p. 43-50.
127. Kouraev A. V., Papa F., Mognard N. M., Buharizin P. I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. 2004a. Sea ice cover in the Caspian and Aral seas from historical and satellite data. – *J. Mar. Syst.*, V. 47, p. 89-100.
128. Kouraev A. V., Papa F., Mognard N. M., Buharizin P. I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. 2004b. Synergy of active and passive satellite microwave data for the study of first-year sea ice in the Caspian and Aral seas. - *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (TGARS)*, V. 42(10), p. 2170-2176.
129. Kravtsova V. I. 2006. Degradation of the Aral Sea and surrounding territories: specific phenomena observed with satellite images. - In: “Extreme hydrological events in Aral and Caspian Sea region”. The Proceedings of International scientific conference, 19-20 October 2006, Moscow, p. 331-.
130. Lange C.B., Tiffany M.A. The Diatom Flora of the Salton Sea, California // *Hydrobiologia*, V. 473, № 1-3: 179 – 201. 2002.
131. Lange-Bertalot H., Moser G., 1994. *Brachysira – Monographie der Gattung. Wichtige Indicator-Species für das Gewässermonitoring und Naviculadicta nov. gen.* – *Biblioth. Diatomol.* 29: 1-212.
132. Lenz P.H., 1987. Ecological studies on *Artemia*: a review. In: Sorgeloos P, Bengtson DA, Decler W & Jaspers E (Eds.) *Artemia Research and its Applications*, 3. Ecology, Culturing, Use in Aquaculture. pp. 5–18. Univ. Press, Wetteren, Belgium

133. Litvinenko LI, Kozlov AV, Kovalenko AI and Bauer DS (2007) Salinity of water as a factor to determine the development of the brine shrimp *Artemia* populations in Siberian lakes *Hydrobiologia* 576:95-101
134. López Fuerte, F. O. 2004. Estructura de asociaciones de diatomeas en sedimentos del intermareal en la zona noroeste del Sistema lagunar Magdalena-Almejas, B.C.S., México. M.S. thesis. Centro Inter-disciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional, La Paz, B.C.S. México.
135. MacArthur R.H., Wilson E.O. *The Theory of Island Biogeography*. – Princeton, N. J.: Princeton Univ. Press, 1967. – xi, 203 p.
136. Mackas D.L. and Bohrer R.N., 1976. Fluorescence analysis of zooplankton gut contents and investigation of diel feeding patterns. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 25: 77-85
137. Medvedev P. P., Lebedev S. A., Tyupkin Y. S., 1997. An integrated data base of altimetric satellite for Fundamental geosciences research. - In: Proc. First East-European Symp. Advances in Data Bases and Information Systems (ADBIS'97) St.-Petersburg, Russia, September 2-5, 1997. St.-Petersburg, St.-Petersburg University, 2, p 95
138. Medvedev P. P., Tyupkin Y. S., 2005. *IST4Balt News Journal* 1: 39
139. Menden-Deuer S., Lessard D.J. Carbon to volume relationships for dinoflagellates, diatoms and other protist plankton // *Limnol. Oceanogr.* 2000. V. 45. P. 569-579.
140. Micklin P. P. 2004. The Aral Sea crisis. - In: J. C. J. Nihoul, P. O. Zavialov, P. P. Micklin (eds.) *Dying and Dead Seas. Climatic Versus Anthropic Causes*. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. Vol. 36. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht/Boston/London, P. 99-123.
141. Mirabdullaev I.M., Joldasova I.M., Mustafaeva Z.A., et al., 2004. Succession of the ecosystems of the Aral Sea during its transition from oligohaline to polyhaline waterbody. *Journal of Marine Systems*, 47, 1-4, 101-108.
142. Nagasathya, A. and N. Thajuddin, 2008. Diatom diversity in hypersaline environment. *J. Fish. Aquatic Sci.*, 3: 328-333.
143. Nezlin N. P., Kostianoy A. G., Lebedev S. A., 2004. Interannual variations of the discharge of Amu Darya and Syr Darya estimated from global atmospheric precipitation. – *J. Mar. Syst.*, V. 47, p. 67-75.
144. Nezlin N. P., Kostianoy A. G., Li B.-L. 2005. Inter-annual variability and interaction of remote-sensed vegetation index and atmospheric precipitation in the Aral Sea region. – *J. Arid Environments*, V. 62, p. 677-700.
145. Orlova M.I., Aladin N.B., Filippov A.A., Plotnikov I.S., Smurov A.O., Rusacova O.M., Zhakova L.V., Piriulin D.D. Living associations of the Northern part of the Aral Sea in 1993-1995 // *Ecological Research and Monitoring of the Aral Sea Deltas. A basis for restoration*. UNESCO Aral Sea Project. 1992–1996 Final Scientific Report, UNESCO 1998, Paris. – P. 95–139.
146. Peneva E. L., Stanev E. V., Stanychni S. V., Salokhiddinov A., Stulina G. 2004. The recent evolution of the Aral sea level and water properties: Analysis of satellite, gauge and hydro-meteorological data, *J. Mar. Syst.*, V. 47(1-4), p. 11-24.
147. Pora E. Le facteur rapique et le metabolisme mineral // *Rev. Roumaine biol.*, 1966, Ser. Zool., 11, № 2.
148. Řeháková K., Zapomělová E., Prášil O., Veselá J., Medová H., Oren A. Composition changes of phototrophic microbial communities along the salinity gradient in the solar saltern evaporation ponds of Eilat, Israel // *Hydrobiologia* – 2009. – 636: 77-88
149. Resende P., Azeiteiro U. M., Gonçalves F., Pereira M. J. Distribution and ecological preferences of diatoms and dinoflagellates in the west Iberian Coastal zone (North

150. Ressler R., Micklin P. 2004. Morphological changes in the Aral Sea: satellite imagery and water balance model. - In: Nihoul JCJ, Zavialov PO, and Micklin PP (eds) Dying and Dead Seas. NATO Science Series. IV. Earth and Environmental Sciences. V. 36. The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, P. 77-89.
151. Roget, E., M.A. Muniz, and P.O. Zavialov, 2008. Mixing related to internal waves and gyres in the western lobe of the Large Aral Sea. EGU General Assembly, Vienna, Austria, abstract volume.
152. Round F.E. & Mann D.G., 1981. The diatom genus *Brachysira*. I. Typification and separation from *Anomoeoneis*. - Arch. Protistenk. 124: 221-231.
153. Rushforth, S. R. and E. A. Felix, 1982. Biotic adjustments to changing salinities in the Great Salt Lake, Utah, USA. Microb. Ecol. 8: 157-161.
154. Servant-Vildary S., Roux M. Multivariate analysis of diatoms and water chemistry in Bolivian saline lakes. 1990. Hydrobiologia, 197: 267-290.
155. Siqueiros Beltrones D. A., Sanchez Castrejon E. Structure of Benthic Diatom Assemblages from a Mangrove Environment in a Mexican Subtropical Lagoon. BIOTROPICA. 1999. 31(1): 48-70
156. Small E. E., Giorgi F., Sloan L. C., Hostetler S. 2001. The effects of desiccation and climate change on the hydrology of the Aral Sea. - J. Climate, V. 14, p. 300-322.
157. Stanev E. V., Peneva E. L., Mercier F. 2004. Temporal and spatial patterns of sea level in inland basins: Recent events in the Aral Sea. - Geophysical Research Letters, V. 31, L15505, doi: 10.1029/2004GL020478.
158. Stanichny S., Djenidi S., Stanichnaya R., Soloviev D. 2005. Satellite monitoring of the Aral Sea. - Geophysical Research Abstracts. V. 7. SRef-ID:1607-7962/gra/EGU05-A-01163s.
159. Strickland J.D.H., Parsons T.R., 1968, A practical handbook of seawater analysis. Pigment analysis, Bull. Fish. Res. Bd. Can., 167, 1-311.
160. Sylvestre F., Beck-Eichler B., Duleba W., Debenay J.-P. Modern benthic diatom distribution in a hypersaline coastal lagoon: the Lagoa de Araruama (R.J.), Brazil (2001) // Hydrobiologia, Volume 443, Numbers 1-3, pp. 213-231
161. The Illustrated guide to the Protozoa, second edition, edited by John J. Lee et al., printed by Allen Press Inc., Lawrence, USA, 2000.
162. Torrentera L and Dodson SI (2004) Ecology of the brine shrimp *Artemia* in the Yucatan, Mexico, Salterns. Journal of Plankton Research, 26:617-624
163. Triantaphyllidis GV, Pouloupoulou K, Abatzopoulos TJ et al (1995) International study on *Artemia* XLIX. Salinity effects on survival, maturity, growth, biometrics, reproductive and lifespan characteristics of a bisexual and a parthenogenetica population of *Artemia* Hydrobiologia 302:115-227
164. Van Stappen G (1997) *Artemia*. Introduction, biology and ecology of *Artemia*. In: Manual on the production and use of live food for aquaculture. FAO Fisheries Technical Paper. No. 361. pp. 79-106. FAO, Rome
165. Van Stappen G, Fayazi G, Sorgeloos P (2001) International study on *Artemia* LXIII. Field study of the *Artemia urmiana* (Günther, 1890) population in lake Urmiah, Iran. Hydrobiologia 466:133-143
166. Wulff A. Depth distribution of photosynthetic pigments and diatoms in the sediments of a microtidal fjord (2005) // Engelska. Hydrobiologia. - 0018-8158. ; 534:1-3, s. 117-130

167. Wutsbaugh WA and Gliwicz ZM (2001) Limnological control of brine shrimp population dynamics and cyst production in the Great Salt Lake, Utah. *Hydrobiologia* 466:119-132
168. Zavialov P.O., A.A. Ni, T.V. Kudyshkin, A.K. Kurbaniyazov, and S.N. Dikarev, 2008. Five years of field hydrographic research in the Large Aral Sea (2002-2006). *Journal of Marine Systems*, in print.
169. Zavialov, P.O., 2005. *Physical Oceanography of the Dying Aral Sea*. Springer Praxis Books, 146 pp.
170. Zavialov, P.O., A.G. Kostianoy, S.V. Emelianov, A.A. Ni, D. Ishniyazov, 2003. Hydrographic survey in the dying Aral Sea. *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2003GL018265, 30(21), 1-4.
171. Zavialov, P.O., Kostianoy, A.G., Sapozhnikov, Ph.V., Scheglov, M.A., Khan, V.M., Ni, A.A., Kudyshkin, T.V., Pinkhasov, B.I., Ishniyazov, D.P., Petrov, M.A., Kurbaniyazov, A.K., Abdullaev, U.R., 2003b. Modern hydrophysical and hydrobiological state of the western Aral Sea. *Okeanologiya*. V. 43(2), 316-319 [in Russian].
172. Zavialov P.O., Ni A.A., Ishniyazov D.P., Kudyshkin T.V., Kurbaniyazov A.K., and D. Mukhamedzhanova D., 2008. Ongoing changes in salt composition and dissolved gases in the Aral Sea. *Aquatic Geochemistry*, doi: 10.1007/s10498-008-905-79.
173. Zavialov P. O., 2009. Physical oceanography of the Large Aral Sea. – In: *The Aral Sea Environment*, (Eds.) A.G. Kostianoy and A.N. Kosarev, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York
174. Zavialov P. O., Ni A.A. Chemistry of the Large Aral Sea // *The Handbook of Environmental Chemistry*, Volume 7/2010, *The Aral Sea Environment*, ISBN 978-3-540-88276-3, pp. 219-233.
175. Zgrundo A., Dziengo-Czaja M., Bubak I., Bogaczewicz-Adameczak B., 2009. Studies on the biodiversity of contemporary diatom assemblages in the Gulf of Gdańsk, *Oceanol. Hydrobiol. Stud.*, 38(Supl. 2): 139-153

