

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

*На правах рукописи*

**Ткач Алина Алексеевна**

**Палеогеография Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене на  
основе изотопно-кислородного анализа остракод**

1.6.14 — Геоморфология и палеогеография

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
кандидата географических наук

Научный руководитель:  
доктор географических наук,  
доцент Т. А. Янина

Москва — 2023

## Содержание

Введение.....	4
Глава 1. Природные условия региона исследований.....	14
1.1. Геологическое и геоморфологическое строение.....	14
1.2. Климатические, гидрологические и гидрохимические условия.....	16
Глава 2. Современные представления о палеогеографических событиях в Каспийском регионе в конце позднего плейстоцена и голоцене.....	21
2.1. Вторая половина МИС 3 – начало МИС 2.....	21
2.2. МИС 2 – последний ледниковый максимум.....	22
2.3. МИС 2 – деградация оледенения.....	23
2.4. Конец МИС 2 – начало голоцена (МИС 1).....	25
2.5. МИС 1.....	26
Глава 3. Методика и материалы исследования.....	28
3.1. Методы.....	28
3.1.1. Микрофаунистический анализ остракод.....	29
3.1.2. Анализ стабильных изотопов кислорода.....	30
3.1.2.1. Техника измерения стабильных изотопов кислорода.....	31
3.1.2.2. Теоретические и практические аспекты измерения стабильных изотопов кислорода по раковинам остракод в Каспийском бассейне.....	34
Особенности изучения закрытых водоемов.....	34
Обоснование применимости раковин остракод для изотопно-кислородных измерений.....	34
Подходы к пробоподготовке раковин остракод для анализа стабильных изотопов.....	38
3.2. Фактический материал.....	40
3.2.1. Донные пробы.....	42
3.2.2. Материалы бурения.....	44
3.2.3. Литературные данные.....	50
Глава 4. Микрофаунистический состав остракод и стабильные изотопы в донных пробах Каспийского моря.....	55
4.1. Взаимосвязь между $\delta^{18}\text{O}_w$ , температурой и соленостью воды.....	55
4.2. Распространение и экология исследованных остракод.....	59
4.2.1. Мелководье.....	61
4.2.2. Шельф, материковый склон.....	62
4.2.3. Дно котловин.....	63
4.3. Выбор оптимального способа пробоподготовки остракод для изотопно-кислородного анализа.....	63

4.4. Результаты измерения стабильных изотопов в современных донных пробах .....	65
4.5. Оценка видоспецифичного изотопного смещения остракод .....	66
4.6. Связь $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ с температурой, соленостью и $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ .....	72
Глава 5. Биохроностратиграфия и палеоэкология материалов глубоководного бурения Каспия как инструменты создания обобщенной изотопно-кислородной кривой .....	82
5.1. Интерпретация палеоклиматических событий по материалам автора .....	82
5.1.1. Микрофаунистический состав остракод .....	82
5.1.2. Изотопно-кислородный состав остракод материалов бурения .....	85
5.2. Интерпретация палеоклиматических событий по литературным данным .....	91
5.2.1. Возрастное моделирование .....	91
5.2.2. Поиск стратиграфических маркеров .....	101
5.3. Построение обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспийского моря и ее палеоклиматическая интерпретация .....	118
5.3.1. Поздний валдай, последний ледниковый максимум (МИС 2, LGM) .....	121
5.3.2. Позднеледниковье (Termination 1) .....	124
5.3.3. Голоцен (МИС 1) .....	129
5.4. Региональная корреляция, проверка обобщенной изотопно-кислородной кривой .....	134
Заключение .....	140
Литература .....	144
Приложение 1. Местоположение изученных донных проб и материалов бурения .....	168
Приложение 2. Физико-географические характеристики Каспийского моря в точках отбора донных проб .....	169
Приложение 3. Физико-географические характеристики Каспия в точках бурения .....	173
Приложение 4. Результаты измерения стабильных изотопов кислорода и углерода по донным пробам с поправкой на видоспецифичное изотопное смещение .....	174
Приложение 5. Результаты измерения стабильных изотопов кислорода и углерода по материалам бурения .....	178

## Введение

**Актуальность работы.** Каспийское море является крупнейшим изолированным водоемом в мире. В его акватории происходили изменения, отражающие как региональные, так и глобальные климатические события. Несмотря на длительную историю изучения Каспия, многие вопросы эволюции бассейна, за исключением существования хрестоматийных крупных трансгрессивно-регрессивных стадий, остаются дискуссионными.

Среди них большое количество приходится на выбранный для изучения в рамках диссертационного исследования временной интервал – конец позднего плейстоцена и голоцен, когда изменения климата становились двигателем процессов, приводящих к изменению ландшафтной обстановки и, конечно, колебаниям уровня Каспийского моря. В настоящее время не существует четко разработанной, достоверно датированной событийной хронологии Каспия, принятой большинством исследователей. Актуальность и необходимость построения обобщенной изотопно-кислородной шкалы для Каспийского моря исходит из потребности разрешить основные вопросы его палеогеографии и выявить климатический отклик в изменениях его уровня во времени. Проблема разномасштабных колебаний уровня Каспия особенно актуальна в современных условиях изменений климата.

Важно отметить, что современные представления о развитии Каспия основаны преимущественно на геоморфологическом анализе морских террас и датировании их отложений, а также на материалах прибрежных исследований, либо посвящены детальному рассмотрению отдельных районов Каспийского моря. Для подробных и достоверных реконструкций недостаточно обращаться лишь к изучению наземных и мелководных природных архивов, необходимо иметь непрерывную летопись осадконакопления – осадки как трансгрессивных, так и регрессивных фаз, которые возможно извлечь лишь из глубоководных областей Каспия, которым посвящена основная часть диссертации.

Относительно систематики остракод Каспийского моря также нет единства мнений. Два фактора затрудняют палеогеографическую интерпретацию результатов изучения каспийских остракод. Во-первых, многие виды географически ограничены современным Понто-Каспийским регионом. Во-вторых, существует нехватка подробных исследований живых таксонов и исчерпывающих данных о среде их обитания. Выполненное исследование призвано внести вклад в разработку этой проблемы, а также дополнить сведения об условиях обитания различных видов каспийских остракод.

Стабильные изотопы кислорода являются важным инструментом познания физико-географических и палеогеографических закономерностей. Применительно к озерам и внутренним морям, они предоставляют уникальную, детальную запись истории водоема,

которую порой невозможно получить иным путем. Тем не менее, изучение сложной истории развития Каспийского моря с точки зрения анализа стабильных изотопов не получило широкого распространения до настоящего времени. Специальные палеогеографические изотопные исследования Каспийского моря немногочисленны, что, вероятно, объясняется сложностью изучения изолированных водоемов в целом и сложностью динамики Каспия как такового. В контексте диссертационной работы, несомненно, нужно отметить отсутствие работ по изучению изотопного состава современных каспийских остракод, необходимых для надежных палеореконструкций. К сожалению, труднодоступность глубоководных регионов для исследования без снаряжения крупных междисциплинарных экспедиций, закрытость и разрозненность имеющихся материалов бурения в силу разных причин, будь то реализация коммерческих проектов, поиск полезных ископаемых, конфликт интересов разных стран Каспийского региона, по сей день сковывают работы в этом направлении, в особенности, для малых исследовательских групп. В представленном исследовании предпринята попытка внести посильный вклад в разработку проблемы изотопно-кислородной шкалы для важного с точки зрения палеогеографии отрезка времени – конца позднего плейстоцена и голоцена.

**Цель** исследования – установление палеогеографической связи между изотопно-кислородной летописью Каспия, его трансгрессивно-регрессивной ритмикой и климатическими изменениями в Северном полушарии в конце позднего плейстоцена и в голоцене на основе изучения микрофауны остракод.

**Основные задачи:**

1) выделение и описание микрофаунистических комплексов остракод, изучение их географического распространения в акватории современного Каспия по материалам донных проб; биостратиграфическое расчленение колонок и керна буровых скважин Среднего и Южного Каспия;

2) выбор оптимального метода пробоподготовки раковин остракод для анализа стабильных изотопов; измерение изотопно-кислородного состава остракод;

3) оценка видоспецифичного изотопного смещения изученных таксонов; анализ влияния физико-географических факторов на формирование изотопно-кислородного состава раковин остракод в современных условиях;

4) построение изотопно-кислородных кривых по изученным материалам, возрастное моделирование, корреляция отложений;

5) создание обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспийского моря для конца позднего плейстоцена - голоцена, палеогеографическая и палеоклиматическая интерпретация изотопной летописи.

**Объектом** исследования является современная и ископаемая микрофауна остракод Каспийского моря. **Предметом** исследования служит летопись стабильных изотопов кислорода, заключенная в раковинах остракод.

**Фактический материал, личный вклад автора.** В основу работы положено изучение материалов трех палеонтологических коллекций, содержащих раковины и створки остракод из донных колонок и буровых скважин: коллекция Е.А. Гофман, хранящаяся в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена (Географический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова) и содержащая современную и ископаемую микрофауну со всей акватории Каспия; коллекция А. Джавадовой, переданная лично автору работы для написания диссертационного исследования и содержащая остракоды из буровых скважин из Азербайджанского (Бакинского и Апшеронского участков) и Иранского секторов Каспийского моря; коллекция М.А. Зениной, также переданная автору и содержащая современные образцы остракод из донных проб Северного Каспия. Диссертантом выполнен комплекс исследований, включающий микрофаунистический и изотопно-кислородный анализы остракод, а также обобщены литературные материалы, связанные с изученными объектами, с целью создания единой, непротиворечивой картины палеогеографических изменений, которая стала основой построения первой обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспийского моря для конца позднего плейстоцена и голоцена. Систематический анализ остракод (более 15 тысяч экземпляров) выполнен при консультации ведущего специалиста по четвертичным каспийским остракодам – к.б.н. М.А. Зениной. Лабораторные измерения стабильных изотопов проведены для 258 образцов в Центре исследований океана GEOMAR (Helmholtz Centre for Ocean Research, Киль, Германия) и в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, Россия). Анализ и обобщение полученных данных выполнены лично автором диссертации. Диссертантом также собраны и унифицированы данные о радиоуглеродном возрасте осадков, вмещающих изученную фауну остракод: проведена калибровка дат и возрастное моделирование. Для сопряженного палеогеографического анализа на завершающей стадии исследования автором подобраны и изучены различные палеогеографические архивы (морские, озерные и ледниковые керны, спелеотемы), изотопная запись которых доступна для региональной корреляции (все источники информации указаны в тексте диссертации). В результате выявлен отклик Каспийского моря на изменения локальных, региональных и глобальных факторов со времени последнего ледникового максимума.

**Методология и методика.** С методологической точки зрения исследование основывается на общей концепции палеогеографии – системе представлений о закономерностях пространственно-временных изменений природы, метакронности, неразрывной связи временных и пространственных свойств природы, находящейся в постоянном движении и развитии. В

работе автор придерживается концепции климатической обусловленности изменений уровня Каспийского моря в позднем плейстоцене и голоцене. Трансгрессивно-регрессивные события в Каспийском море, рассматриваемые в данной работе, как и образование и деградация ледниковых покровов, являются результатом глобальных и региональных климатических процессов.

Главным методом воссоздания палеогеографической картины позднего плейстоцена и голоцена Каспия в рамках данной работы является комплексный (сопряженный) палеогеографический анализ. Используя результаты различных анализов, он позволяет их контролировать, проводить реконструкцию и корреляцию событий, нивелируя возможные ошибки отдельных методов. Основой диссертационного исследования стали микрофаунистический метод изучения остракод, реализованный в рамках концепции региональной обусловленности реконструкций температуры и солености, и изотопно-кислородный метод, в рамках которого проведена корреляция изотопно-кислородных данных с ледниково-межледниковой ритмикой и региональными климатическими особенностями позднего плейстоцена и голоцена. Тем самым обосновывается выделение важнейших и переломных этапов истории Каспийского моря.

**Научная новизна работы.** В диссертационной работе автором проведено микрофаунистическое описание исследованных образцов, уточнение ряда морфологических признаков строения раковин, специфических для тех или иных условий, и впервые применен анализ стабильных изотопов к образцам коллекции – тем самым реализован палеогеографический аспект исследования и внесен существенный вклад в работу над палеонтологическими коллекциями. Особое внимание уделено методическому аспекту анализа стабильных изотопов по раковинам остракод, что также составляет новизну работы, так как подобные исследования ранее не проводились. Перед автором стояла первоочередная задача, состоящая в экспериментальном подтверждении законов, распространяющихся на изотопные реконструкции, выявлении наиболее подходящего способа пробоподготовки, выяснении биотических и абиотических факторов, влияющих на изотопно-кислородный состав на примере донных проб, для которых известны необходимые физико-географические параметры водной среды. Такая работа была необходима для обоснования палеогеографических выводов, сделанных по изотопным построениям в регионе. Сбор и обобщение изотопно-кислородных данных по материалам бурения в Каспийского моря (сведения единичны и отрывочны) также выполнен впервые. Автором получены изотопно-кислородные кривые по девяти новым колонкам, которые наряду с ранее опубликованными данными стали основой обобщенной изотопной кривой, построенной для Каспийского моря впервые автором диссертационного исследования.

**Теоретическая и практическая значимость исследования.** Ход обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспийского моря подтверждает чувствительность Каспия к пространственно-временным климатическим сигналам, тем самым позволяя проводить корреляции в пределах региона. Результаты диссертационной работы могут быть использованы как при составлении единой стратиграфической и палеогеографической схемы Северной Евразии для позднего плейстоцена и голоцена, так и в образовательных целях – в лекционных курсах по палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Методические разработки автора применимы в изотопных исследованиях Каспийского моря и других природных архивов, содержащих аналогичную изученной микрофауну остракод.

**Предмет защиты. Основные защищаемые положения.**

1. Изученные палеосообщества остракод подчиняются закономерностям, установленным для современных каспийских комплексов остракод – их состав диктуется географией и экологией видов и напрямую связан с геоморфологическими и гидрологическими условиями, как в количественном, так и в качественном отношении.

2. Важнейшим фактором, определяющим изотопно-кислородный состав каспийских остракод, является видоспецифичное изотопное смещение. Введение соответствующей поправки позволяет успешно идентифицировать свойства водной массы, в которой происходило формирование раковины, что дает основание для надежных изотопных палеогеографических реконструкций.

3. Во временном интервале последний ледниковый максимум – начало голоцена в Каспийском регионе развивалась единая хвалынская трансгрессия, за которой последовала мангышлакская регрессия: поднятие уровня моря в позднеледниковье сменилось устойчивым регрессивным трендом, осложненным незначительными осцилляциями и фазами стабилизации уровня, нашедшими отражение в пульсационном характере изотопно-кислородной кривой.

4. Периодические изменения климата подчиняют изотопную летопись Каспия глобальному климатическому сигналу. Периоды относительной стабилизации климата позволяют выйти на передний план локальным (внутренним) механизмам – изменению составляющих водного баланса, определяющим изотопно-кислородный состав каспийских вод.

**Степень достоверности.** Лаборатории, осуществлявшие измерения стабильных изотопов, являются аккредитированными лидирующими мировыми организациями, специализированными на анализе четвертичных карбонатных материалов. Проверка достоверности полученных результатов осуществлялась путем повторных измерений образцов, а высокая степень достоверности выводов обеспечена обширным фактическим материалом и консультациями с ведущими специалистами в соответствующих областях знаний. Обращение к эталонным изотопно-кислородным кривым позволяет проследить степень обусловленности хода

обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспия климатическими изменениями. Сравнение с региональными природными архивами убеждает в надежности палеоклиматической реконструкции. Высокая степень сходимости микрофаунистических и изотопно-кислородных результатов автора с данными, полученными с помощью других методов, как по аналогичным материалам, так и по другим участкам Каспия, подтверждают релевантность интерпретации палеогеографических событий.

**Апробация работы.** Результаты исследования и основные положения диссертации представлены автором на российских и международных научных форумах: Международная конференция PRIDE-RCMNS (Тбилиси, Грузия, 2018), Международные конференции INQUA ROCAS (Анталья, Турция, 2018; Тегеран, Иран, 2019), Международный конгресс INQUA (Дублин, Ирландия, 2019), Всероссийская конференция с международным участием «Марковские чтения» (Москва, Россия, 2020), Международный симпозиум The Palaeontological Association Annual Meeting (Оксфорд, Великобритания, 2020), Всероссийская конференция с международным участием ЭКЗОЛИТ (Москва, Россия, 2021, 2022), Всероссийская конференция «Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии», посвященная памяти В.Г. Очева (Тольятти, Россия, 2021), Международная конференция Annual Meeting of the Geological Society of America (Портленд, США, 2021), Всероссийская конференция с международным участием «Пути эволюционной географии», посвященная 90-летию А.А.Величко (Москва, Россия, 2021), XXIV Международная научная конференция (Школа) по морской геологии (Москва, Россия, 2022), Международная конференция PAGES (Агадир, Марокко, 2022), Международная конференция The 5th International Conference "Paleolimnology of Northern Eurasia" (Санкт-Петербург, Россия, 2022), Международная конференция IAL IPA (Сан-Карлос-де-Барилоче, Аргентина, 2022).

**Публикации.** По теме диссертации опубликовано 44 научные работы, из них 5 статей в рецензируемых изданиях (журналах) из списка Scopus, WoS и RSCI (3 статьи в зарубежных журналах), 29 статей в сборниках и материалах всероссийских и международных конференций и 8 тезисов докладов. Во всех работах вклад автора является определяющим. Постановка научных задач, проведение исследований, анализ и интерпретация полученных результатов, предоставление их в печать осуществлялось непосредственно соискателем. Также опубликована коллективная монография, один раздел которой подготовлен диссертантом.

Публикации в журналах Scopus, WoS, RSCI, а также в изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ по специальности 1.6.14:

**Berdnikova** (Ткач) А., Lysenko E., Makshaev R., Zenina M., Yanina T. Multidisciplinary Study of the Rybachya Core in the North Caspian Sea during the Holocene // Diversity. — 2023. — 15, №150. — DOI: 10.3390/d15020150 (5-летний импакт-фактор 2,5).

**Бердникова** (Ткач) А.А., Джавадова А. Методика подготовки остракод для изотопно-кислородного анализа в Каспийском регионе // *Естественные и технические науки*. — 2022. — 11, №17(174). — С. 162-166. — DOI: 10.25633/ETN.2022.11.15 (*5-летний импакт-фактор РИНЦ 0,336*).

**Бердникова** (Ткач) А.А. Проблемы изотопной палеотермометрии для Каспийского моря // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5 Геогр.* — 2021. — 6. — С. 51–61. (*5-летний импакт-фактор РИНЦ: 1,146*).

Yanina T., Bolikhovskaya N., Sorokin V., Romanyuk B., **Berdnikova** (Ткач) А., Tkach N. Paleogeography of the Atelian regression in the Caspian Sea (based on drilling data) // *Quaternary International*. — 2021. — 590. — P. 73-84. — DOI: 10.1016/j.quaint.2020.07.023 (*5-летний импакт-фактор 2,223*).

Янина Т.А., **Бердникова** (Ткач) А.А., Ткач Н.Т. Малакофауна Иранского побережья Каспия в голоцене // *Естественные и технические науки*. — 2020. — 3. — С. 143-150 (*5-летний импакт-фактор РИНЦ 0,336*).

Главы в монографиях:

**Бердникова** (Ткач) А.А. К вопросу об изотопной палеотермометрии Каспийского моря // *Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К.К. Маркова*. (Под ред. Т.А. Яниной, Н.С. Болиховской, Е.И. Поляковой, Т.С. Ключиткиной, Р.Н. Курбанова). — М.: Географический факультет МГУ Москва, 2020. — С. 358-364.

Публикации в материалах конференций (основные):

**Berdnikova** (Ткач) А.А., Tkach N.T. Post-LGM Caspian Sea paleogeography in the prospect of stable oxygen record // *PAGES AGADIR 2022 6th Open Science Meeting "Learning from the past for a sustainable future"* — Agadir, Morocco, 2022. — С. 103-104.

Tkach N., **Berdnikova** (Ткач) А., Makshaev R., Yanina T. Stable isotope geochemistry for the modern ostracods in the Caspian Sea // *IAL IPA 2022 Lagos, Memorias del Territorio (Lakes, Memories of the Landscape)* — Bariloche, Argentina, 2022. — С. 109.

**Berdnikova** (Ткач) А., Makshaev R., Tkach N., Yanina T. Stable oxygen and carbon geochemistry for the first Caspian Sea stack // *IAL IPA 2022 Lagos, Memorias del Territorio (Lakes, Memories of the Landscape)* — Bariloche, Argentina, 2022. — С. 101.

**Бердникова** (Ткач) А.А., Зенина М.А., Макшаев Р.Р., Штыркова Е.И., Янина Т.А. Новые данные о развитии шельфа Северного Каспия в голоцене по материалам изучения структуры Рыбачья // *Экзолит - 2022. Годичное собрание (научные чтения)*. Москва, 15-16 июня 2022 г.: Сборник материалов. — ООО "МАКС Пресс" (Москва), 2022. — С. 22-24.

Sorokin V., Yanina T., Bolikhovskaya N., **Berdnikova** (Ткач) A., Tkach N. Late Quaternary regressions in the Caspian Sea // Geological Society of America Abstracts with Programs. Vol 53, No. 6, ISSN 0016-7592. — United States, 2021. — DOI: 10.1130/abs/2021AM-364725.

**Berdnikova** (Ткач) A. Stable oxygen isotope method restrictions for paleotemperature reconstructions in the Caspian Sea // Geological Society of America Abstracts with Programs. Vol 53, No. 6, ISSN 0016-7592. — United States, 2021. — DOI: 10.1130/abs/2021AM-365208.

**Бердникова** (Ткач) А.А., Зенина М.А., Янина Т.А., Чеховская М.П. Изменение условий среды в голоцене на северном шельфе Каспийского моря // Геология морей и океанов: Материалы XXIV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. — Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (Москва), том 1, 2021. — С. 26-29.

**Бердникова** (Ткач) А.А., Янина Т.А., Зенина М.А., Сорокин В.М. Изотопная палеогеография бассейнов Понто-Каспия в конце плейстоцена - начале голоцена // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора В.Г. Очева. — Самара, 2021.

**Бердникова** (Ткач) А.А., Янина Т.А., Сорокин В.М., Романюк Б.Ф. Корреляция бассейнов Понто-Каспия в позднем квартере (по материалам бурения) // Пути эволюционной географии – 2021. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22-25 ноября 2021 г.). — ФГБУН ИГ РАН, том 2, 2021. — С. 471-475.

**Бердникова** (Ткач) А.А. Ограничения использования изотопно-кислородного метода в качестве палеотермометра в Каспийском море // Экзолит – 2021. Годичное собрание (научные чтения). Москва, 25-26 мая 2021 г.: сборник научных материалов. — ООО "МАКС Пресс" (Москва), 2021. — С. 73-75.

**Бердникова** (Ткач) А.А., Янина Т.А., Зенина М.А., Сорокин В.М. Бассейны Понто-Каспия в условиях последней ледниковой эпохи // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием Марковские чтения 2020 года. Отв. редакторы Н. С. Болиховская, Т. С. Ключевиткина, Т. А. Янина. — Географический факультет МГУ (Москва), 2020. — С. 54-57.

**Бердникова** (Ткач) А.А., Янина Т.А., Зенина М.А., Сорокин В.М. Первые результаты изучения осадочной толщи Чёрного и Каспийского морей времени последней ледниковой эпохи // Экзолит – 2020. Годичное собрание (научные чтения), посвященные 215-летию основания Московского общества природы. Москва, 25-26 мая 2020 г. Сборник научных материалов. — ООО "МАКС Пресс" (Москва), 2020. — С. 95-97.

**Berdnikova** (Ткач) А.А., Yanina T.A., Zenina M.A., Sorokin V.M. Correlation of the Ponto-Caspian basins during the MIS2 based on stable oxygen isotope analysis // Proceeding of 3d plenary

meeting and field trip of INQUA IFG 1709F POCAS, 11-18 October 2019. — Iranian National Institute for Oceanography and Atmospheric Science, 2019. — С. 14-17.

**Berdnikova** (Ткач) А., Garova E.S., Wesselingh F.P., Yanina T.A., Stoica M., van de Velde S. First results of stable oxygen isotope analysis of Late Pleistocene sediments in the North Caspian basin // Proceedings of UNESCO-IUGS-IGCP 610 and INQUA POCAS Joint Plenary Conference and Field Trip, October 14-21, 2018, Antalya, Turkey. — Dokuman Evi, Avcilar Istanbul, 2018. — С. 34-36.

**Структура и объем работы.** Помимо Введения и Заключения, диссертационная работа состоит из пяти глав, включающих 35 рисунков и 4 таблицы. Объем диссертации составляет 191 страницу, основной текст изложен на 143 страницах. В работе содержится 5 приложений. Список литературы включает 289 источников (в том числе 199 на иностранных языках).

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.г.н., профессору кафедры геоморфологии и палеогеографии, заведующему НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Т.А. Яниной за неоценимую организационную и научную помощь в работе, обеспечение фактическим материалом и непрерывную, безграничную поддержку. Автор искренне благодарна к.б.н. М.А. Зениной и к.г.-м.н. А. Джавадовой за обеспечение фактическим материалом, обучение и помощь в проведении микрофаунистического анализа. Особая признательность диссертанта д.г.н. С.Д. Николаеву за помощь в освоении анализа стабильных изотопов кислорода, д.г.-м.н. В.М. Сорокину, к.г.-м.н. А.Ю. Юрченко и иностранным коллегам за ценный методический опыт, обучение и возможность самостоятельного проведения изотопно-кислородного анализа. Автор выражает глубокую благодарность к.г.н. Е.Е. Талденковой и иностранным коллегам, к.г.-м.н. Т.А. Веливецкой, д.г.-м.н. С.А. Горбаренко и коллективу ДВГИ ДВО РАН за направление и помощь в организации и проведении лабораторных анализов. Автор безмерно благодарна всем исследователям, чьи работы позволили создать обобщение, представленное в диссертационной работе. Диссертант искренне благодарит д.г.н. Н.С. Болиховскую за помощь в анализе палинологических данных и ценные советы в работе над диссертацией. Автор выражает глубокую благодарность д.г.н., профессору А.В. Бредихину, д.г.н., профессору С.И. Большову за конструктивную критику и ценные советы в работе над диссертацией, д.г.н. В.В. Мацковскому за помощь в составлении обобщенной изотопно-кислородной кривой, к.г.н. Р.Р. Макшаеву за совместные полевые исследования, ценный опыт, всеобъемлющую поддержку, помощь и критику в работе над диссертацией. Автор выражает особую признательность Н.Т. Ткачу, к.х.н. Л.П. Бердниковой, Е.В. Терещенко, Н.С. Сычеву, В.А. Блинчевскому и К.Т. Янбухтиной за безграничную отзывчивость, всеобъемлющую поддержку, помощь и критику в работе над диссертацией, помощь в организации проведения лабораторных анализов. Диссертант благодарит коллективы кафедры геоморфологии и палеогеографии и НИЛ новейших отложений и палеогеографии

плейстоцена за направление, творческую атмосферу, понимание, поддержку, конструктивную критику и ценные советы.

Диссертационная работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 20-35-90020.

## Глава 1. Природные условия региона исследований

Каспий представляет собой крупнейший в мире, как по площади, так и по объему, бессточный водоем, физико-географическое положение которого во многом предопределило особенности его развития. В настоящее время это закрытое, не связанное с Мировым океаном (внутреннее), озеро. Однако геологическое прошлое, значительные размеры, солоноватые воды и режим, сходный с морским, неоднократная в геологической истории связь с Мировым океаном сформировали традиционное отношение к Каспию как к морскому бассейну. Важно отметить: в представленной работе в свете изотопно-кислородных исследований позднего плейстоцена и голоцена Каспий рассматривается именно как закрытый внутриконтинентальный водоем озерного типа.

Физико-географическая и геологическая обстановки Каспийского региона и самого Каспия обстоятельно описаны во многих трудах, поэтому в разделе представлена краткая характеристика природы Каспийского моря – приведены лишь сведения, на фоне которых в диссертационной работе рассматриваются палеогеографические аспекты, соответствующие цели и задачам исследования.

### 1.1. Геологическое и геоморфологическое строение

По морфологическим и физико-географическим особенностям в Каспийском море выделяются три зоны: северная, средняя и южная. Глубина моря нарастает в том же порядке. Большая меридиональная протяженность наряду с величиной водоема, характером окружающего рельефа и наличием климатической зональности определяют разнообразие физико-географических условий Каспия.

Северный Каспий – наиболее мелководная акватория, характеризуется высокоамплитудными изменениями температуры воды в течение года, а также значительными изменениями солености и других параметров водной среды в пространственном отношении. Поскольку данная территория претерпевала существенную смену палеогеографических условий, в частности, осушалась во время регрессий Каспийского моря, ее изучение комплексом методов, используемых в диссертационной работе, представляет особую сложность и зачастую нецелесообразно. Поэтому в палеогеографической реконструкции позднего плейстоцена и голоцена на основании изотопно-кислородного метода материалы бурения из Северного Каспия исключены, однако учтены при изучении современных донных проб, без чего было бы невозможно получение целостной картины водных условий Каспийского моря. Условной границей между Северным и Средним (или Центральным) Каспием является линия, простирающаяся от о. Чечень на западе до мыса Тюб-Караган на востоке, проходящая по

морфологической границе Мангышлакского порога, который в рельефе отражается в виде мелководья. Глубины здесь в среднем составляют 10–15 м, до 20 м в самой южной части Северного Каспия. Согласно М.В. Болгову и др. [2007], средняя глубина моря в Северном Каспии составляет порядка 4.4 м, при этом глубины до 100 м занимают более 60% площади всего Каспия, им соответствует более 25% объема его воды.

Центральная котловина имеет площадь 138000 км<sup>2</sup>, среднюю глубину около 175–190 м [Каспийское море..., 1986], максимальную глубину 788 м и содержит 22% всей воды моря. Западный склон депрессии более крутой (до 6°), чем восточный (0.5°–1°). Дно впадины образовано равниной, углубляющейся к западу. Северную и восточную части можно рассматривать как выположенное подножье северо-западного и восточного склонов котловины, постепенно сливающейся с ложем. К крутому западному склону, практически лишенному подножья, примыкает плоская субгоризонтальная равнина, Дербентская впадина, где отмечаются максимальные глубины Среднего Каспия. Таким образом, глубоководная котловина Среднего Каспия смещена к западному берегу, вдоль которого континентальный склон имеет больший и более резкий перепад глубин. Выположенность дна обусловлена деятельностью подводных оползней и суспензионных потоков, которые, эродировав склоны, заполняли осадками ложе котловины [Леонтьев и др., 1977].

С юга граница Среднего Каспия проходит по Апшеронскому порогу, подводной возвышенности, простирающейся от Апшеронского полуострова на западе до мыса Куули на востоке. Апшеронский порог, имеющий тектоническое происхождение, как и котловины Среднего и Южного Каспия, с полосой отмелей и островов, отмечает переход к самому большому по площади (168000 км<sup>2</sup>) Южному бассейну. Связь морфологии с геологической структурой земной коры здесь проявляется особенно ярко. Из-за интенсивного водообмена, осуществляющегося через Апшеронский порог, между Средним и Южным Каспием, он представляет собой слаборасчлененную однообразную поверхность выравнивания, так называемый стримфлет [Леонтьев и др., 1977], покрытый железистой корой.

Наиболее сложная картина рельефа дна характерна для Южного Каспия. Средняя глубина Южного Каспия составляет около 325 м, максимальная глубина 1024 м. Южный бассейн вмещает 77% воды Каспийского моря и представляет собой впадину, окаймленную узкой полосой шельфа на западе и на юге, расширяющейся к востоку. Северный склон наиболее пологий, постепенно переходящий в абиссальную равнину ложа впадины. В верхней части он расчленен многочисленными долинами эрозионной природы, обусловленными деятельностью суспензионных потоков. Западный и южный склоны несколько круче северного и восточного – до 10°, осложнены валообразными поднятиями со следами подводно-оползневых процессов и конусами грязевых вулканов. Геофизическими исследованиями доказано наличие разломных

нарушений [Маев, 1962]. Западная часть дна Южного Каспия представлена серией меридиональных гряд, имеющих высоты около 200–300 м и несколько загибающихся к востоку на севере и на юге [Соловьев и др., 1960]. Подножие материкового склона лежит на глубинах около 700 м. Дно впадины представляет собой абиссальную равнину: на западе – плоскую, в юго-восточной части – наклонную, в центре, где отмечаются максимальные глубины, – вновь плоскую. Наиболее резкий перепад глубин наблюдается от 200 до 800 м, на меньших глубинах и в восточной части моря он более постепенный. Е.Г. Маевым [1962] установлено, что осадки, слагающие южную котловину, сформировались как в ходе нормальной седиментации, так и путем перемещения материала с прилегающих склонов.

Четвертичные отложения на дне Каспийского моря развиты почти повсеместно, за исключением участков современного размыва. Четвертичные отложения подразделены на четыре яруса, соответствующие трансгрессиям Каспия: бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский [Федоров, 1957].

## 1.2. Климатические, гидрологические и гидрохимические условия

Каспийское море расположено в пределах нескольких климатических зон. В полосе континентального умеренного климата расположены Северный и Средний Каспий, в то время как Южный Каспий находится в зоне субтропического климата. Большую часть года основными преобладающими направлениями ветров являются СЗ (а также С, СВ) и ЮВ, что предопределено характером циркуляции атмосферы, рельефом берегов и температурным полем. А.А. Свиточ [1991] отмечает, что холодные массы полярного воздуха наряду с атлантическими влажными морскими, сухими континентальными среднеазиатскими и теплыми тропическими ирано-средиземноморскими оказывают определяющее влияние на климат Каспийского региона. Резкая контрастность климата и физико-географические особенности северной, средней и южной частей моря являются причинами существенных различий их гидрологического режима.

Температурный режим каспийских вод неоднороден, сезонным колебаниям подвержена толща воды до 350 м, глубже температура воды колеблется от  $+3.80^{\circ}\text{C}$  до  $+5.35^{\circ}\text{C}$ , в среднем соответствуя отметкам  $+4.5^{\circ}\text{C}$  [Каспийское море..., 1986]. Наиболее сильным сезонным колебаниям подвержены верхняя 100-метровая толща воды: мелководье летом прогревается до  $25 - 26^{\circ}\text{C}$  как в северной, так и в южной акваториях, зимой Северный Каспий частично замерзает. Т.И. Фурман [1961] рассчитал среднегодовую температуру толщи воды, ее понижение характерно для восточного берега Среднего Каспия и района Апшерона. Величина объема воды в глубоководных районах Каспия летом способствует накоплению тепла, расход которого влияет на распределение температуры зимой.

Солевой состав Каспийского моря отличается от состава солей Мирового океана. Существенным сезонным изменениям подвергаются, в основном, поверхностные слои, однако на основании многолетних наблюдений Гидрометеообсерватории, доказано, что в течение года соленость изменяется во всей толще воды, в том числе в придонных слоях, но не в существенном для палеореконовструкций диапазоне [Гофман, 1964]. Наибольшей соленостью до 13.5‰ (не беря в расчет Кара-Богаз-Гол) характеризуются воды вдоль восточного побережья средней и южной части моря. Понижения солености связаны с близостью устьев крупных рек: в Южном Каспии отмечается опресняющее воздействие Куры, в Среднем – рек Самура, Сулака и других. Средняя соленость глубоководной части моря колеблется от 12.5‰ до 13‰, может опускаться до 11.5‰ летом вблизи берега. К северу от границы между Средним и Северным Каспием соленость понижается вплоть до полного опреснения в приустьевом участке Волги. В восточной зоне Северного Каспия опреснение также значительно благодаря стоку Урала. В целом, измерения солености Северного Каспия затруднены, так как большая часть акватории замерзает в холодный сезон.

Согласно данным некоторых исследователей [Ferronsky et al., 2014; Clauer et al., 1995], средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  придонных вод Центрального и Южного Каспия достигают -1.7‰, -1.5‰.

Водный баланс Каспия имеет устойчивую концентрацию солей в условиях относительно стабильного уровня моря. Средняя величина содержания хлора для Среднего Каспия – 5.36 г/кг, для южного – 5.38 г/кг, а в целом для Каспия (без учета Кара-Богаз-Гола) – 5.37 г/кг. Каспий является областью карбонатного осадкообразования, так как его воды перенасыщены карбонатом кальция. По величине концентрации водородных ионов (рН) Каспийское море имеет значительно более щелочную реакцию, чем Мировой Океан. На глубинах более 500 м значение рН постоянно и достигает 7.7 в течение всего года. Выше наблюдаются вариации рН, связанные с изменением температур, так, например, понижение характерно для восточного берега Среднего Каспия [Гофман, 1964]. Эта информация важна для понимания протекания реакции изотопного обмена, происходящей между кислородом воды и кислородом карбонатного или бикарбонатного иона (раковины, находящейся в этой воде). В кислой или нейтральной среде преобладает бикарбонатный ион  $\text{HCO}_3^-$ , в щелочной – карбонатный  $\text{CO}_3^{2-}$ , а в случае бикарбонатного иона изотопное равновесие устанавливается быстрее [Николаев, 1995]. Высокие величины рН на границе Северного и Среднего Каспия объясняются влиянием поступающего сюда волжского стока. В Южном Каспии повышение рН прослеживается вблизи устьевого взморья Куры, а также в восточных районах, где оно связано с интенсивным испарением и высокими температурами воды, приводящими к хемогенному осаждению здесь кальцита [Бруевич, 1937]. Западному побережью Среднего Каспия, в зоне переноса опресненных северокаспийских вод и вод Терека, Сулака и Самура, а также вблизи устьевого взморья Куры, также свойственны высокие значения

pH (8.50). Самые низкие величины pH были отмечены в центральных областях моря (до 8.30). С глубиной величина pH уменьшалась и в придонном слое Среднего Каспия достигала минимальных величин – 8.06, Южного Каспия – 7.98 [Каспийское море..., 1986].

Распределение кислорода также связано с температурной динамикой – в более теплых водах кислорода меньше, соответственно, в зимний период воды более насыщены кислородом, чем летом. Кроме того, содержание кислорода падает с глубиной, особенно заметна эта тенденция на глубинах свыше 600 м. Полное отсутствие кислорода наблюдается крайне редко, на глубинах свыше 900 м в Южном Каспии. Сероводород присутствует на незначительных участках в глубоководных впадинах, но даже на больших глубинах не наблюдается повсеместно.

В Каспийском море господствуют ветровые течения. Условия формирования ветроволнового режима глубоководной части моря при колебаниях уровня остаются практически без изменения. Наряду с ветрами основными факторами, формирующими режим течений, являются: пространственная неоднородность плотности воды, конфигурация береговой линии и рельеф дна, а также речной сток, влиянию которого особенно подвержен мелководный Северный Каспий. Сложность и разнообразие факторов, определяющих систему течений Северного Каспия и ее изменчивость, недостаточная изученность течений Среднего и Южного Каспия, связанная с малым количеством долговременных инструментальных измерений привели к тому, что в последние годы большое значение приобретает исследование режима течений Каспия путем численного моделирования, результаты которого обстоятельно описаны в работе С.А. Лебедева с коллегами [2015]. Общая картина течений представляет собой круговорот против часовой стрелки: от устьев Волги вдоль западного берега на юг, поворачивая у берегов Ирана на восток, и, наконец, вдоль восточного берега вновь на север. Возможен круговорот и по часовой стрелке, но такое явление наблюдается значительно реже. Движение против часовой стрелки объясняется [Михалевский, 1931] притоком большого количества воды в Северный Каспий и сильным испарением над южной акваторией. На границе Среднего и Южного Каспия поверхностный (30 м в летний сезон и 100 м в зимний сезон) и придонный слои воды движутся диаметрально противоположно: поверхностный – на север, а придонный – на юг [Штокман, 1936].

Циркуляция, охватывающая всю глубоководную часть моря, состоит из двух циклонических круговоротов в Среднем и Южном Каспии [Лебедев и др., 2015]. Для Южного Каспия свойственен сложный характер циркуляции при наличии двух антициклонических и одного циклонического круговоротов. Центр циклонического круговорота в Среднем Каспии расположен над самым глубоким местом этого района в северо-западной части, он образует систему с антициклоническим вихрем в юго-восточной части. Сезонная изменчивость циркуляции состоит в изменчивости пространственного положения и интенсивности вихрей [Trukhchev et. al, 1995; Тужилкин и др., 1997].

Северные ветра, дующие вдоль восточного побережья Каспия, и антициклоническая циркуляция в средней части акватории способствуют распространению теплых вод из Северного Каспия струйным потоком по западному побережью п-ова Тюб-Караган приблизительно до  $\sim 43^\circ$  с.ш. Ветры восточных румбов, более частые в августе-октябре, способствуют распространению теплых вод из Южного в Средний Каспий в виде струйных потоков от  $39-40^\circ$  до  $41^\circ 30'-42^\circ$  с.ш. в пределах 50-метровой изобаты [Лебедев и др., 2015]

У западного и восточного берегов наблюдается апвеллинг. В отличие от апвеллинга у западного побережья Среднего Каспия с эпизодическими выходами холодных вод на поверхность (подчиняющимися пластике береговой линии и донной топографии, преобладающим локальным направлениям ветра и интенсивному юго-восточному течению у западного побережья), апвеллинг у его восточного побережья имеет сезонный характер, обусловленный преобладающими северо-западными ветрами в летний сезон (с мая по октябрь), в целом по направлению совпадающими с линией берега [Косарев, 1975; Гинзбург и др., 2005].

Процессы перемешивания также являются важным фактором гидрологического режима. Благодаря активно развитым процессам конвекции, охватывающим всю толщу Каспия, осуществляется интенсивный водообмен глубоководной части и верхних слоев [Каспийское море..., 1986]. Зимой течения сходятся на границе между глубокой и мелководной частями моря, образуя зону конвергенции, где происходит погружение воды ее в глубинные слои, тем быстрее, чем ниже ее температура, то есть быстрее опускаются более охлажденные воды прибрежной полосы моря. Кроме того, в средней и южной частях моря, благодаря конвекции и опусканию уплотнившихся при охлаждении в Северном Каспии и вблизи побережья в других частях моря вод, происходит образование глубинных вод, интенсивность перемешивания которых зависит от степени их охлаждения [Шлямин, 1954]. Чем ниже температура воздуха и чем сильнее зимние муссонные ветры, тем на большую глубину опускаются плотные холодные воды. Особенность вертикальной гидрологической структуры Каспия такова, что в нем не образуется холодного промежуточного слоя.

На уровне Каспия напрямую отражается разность приходной и расходной составляющих водного баланса моря. Среднемноголетние годовые значения общего водного баланса определены как  $-9/2$  [Каспийское море..., 1986]. Речной сток оказывает существенное влияние как на водный баланс Каспия, так и на его химический состав, гидрологию. Реки Волга, Урал и Терек впадают в Северную часть Каспийского моря, их совокупный годовой сток составляет более 80% всей воды, поступающей в море [Froehlich et. al., 1999], для отдельных этапов до 90% речного стока формируется Волгой [Кислов, Морозова, 2021]. Реки Сулак, Самур, Кура и ряд более мелких рек ориентировочно составляют около 7% стока, остальная часть (по крайней мере менее 10%) приходится на поступление вод из рек Иранского сектора [Rodionov, 1994].

Приходной составляющей водного баланса также являются атмосферные осадки, выпадение которых на поверхность водоема отличается крайней неравномерностью. В открытом море выпадает 180–200 мм/год, на западном побережье – 300–400 мм/год, а в юго-западной части – даже до 1700 мм/год. На восточном побережье количество осадков редко превышает 100 мм/год. На вклад подземных вод приходится не более 3% приходной составляющей [Chalié et al., 1997]. Расходная часть складывается из стока в залив Кара-Богаз-Гол (от 2 до 5% [Chalié et al., 1997]) и испарения. Величина испарения осадков в год достигает 910 мм. Море отдает в атмосферу в среднем в год в 5 раз больше осадков, чем оттуда получает. Залив Кара-Богаз-Гол служит одним из своеобразных сглаживающих многолетние колебания уровня моря [Брегман, 1936] естественных регуляторов, к числу которых относятся и обширные мелководья Северного Каспия. При изменениях уровня моря происходит затопление или осушение этих мелководий, что приводит к росту или уменьшению испарения за счет изменения площади испаряющейся акватории [Воробьева, 1962]. Например, повышение уровня относительно современного состояния ведет к росту площади мелководных участков, что, в свою очередь, приводит к росту испарения. Однако анализ [Кислов, Морозова, 2021] показывает, что этот эффект вносит существенный вклад только при условии превышения уровня  $\geq 10$  м по сравнению с современными значениями. Если же диапазон колебаний уровня не так велик, то эта обратная связь не важна. При изменении фоновых значений компонентов водного баланса море имеет тенденцию к установлению нового равновесного уровня и площади [Богословский, 1960]. Работа [Кислов, Морозова, 2021] демонстрирует, что аномалии уровня моря появляются за счет последовательного накопления относительных аномалий речного стока и видимого испарения. Разумеется, компоненты водного баланса Каспия, как и его уровень, менялись в палеовремени, этому вопросу посвящена существенная часть данной работы.

## **Глава 2. Современные представления о палеогеографических событиях в Каспийском регионе в конце позднего плейстоцена и голоцене**

В настоящее время не существует четко разработанной, достоверно датированной событийной хронологии Каспийского моря, принятой большинством исследователей. В контексте работы для удобства изложения и корреляции событий используется временное разделение на интервалы, соответствующие морским изотопным стадиям (Marine Isotope Stages, MIS или МИС), установленным по данным стабильных изотопов кислорода и отражающим чередующиеся теплые и холодные палеоклиматические эпизоды в истории Земли [Shackleton, Ордуке 1973]. Некоторые стадии (этапы), в частности, рассматриваемые в работе стадии 2 и 3, разделены на подэтапы, согласно соответствующим им палеогеографическим событиям в Каспийском регионе.

Палеогеографический анализ в диссертационной работе сосредоточен на заключительной части последнего климатического макроцикла во временном интервале, включающем МИС 3 (вторая половина) и МИС 2, а также на голоцене (МИС 1). В этот интервал входят несколько глобальных климатических явлений, различных по величине и влиянию, включая ледниковый и межледниковый периоды и их отдельные стадии, а также несколько фаз развития и функционирования Каспийского бассейна. Результаты современных палеогеографических исследований и огромный объем информации, накопленной за многие десятилетия изучения Каспийского региона [Федоров, 1957; Рычагов, 1977, 1997; Квасов, 1975; Свиточ, 1991; Маев, 1994; Свиточ, Янина, 1997; Безродных и др., 2015; Чепалыга, 2004; Янина, 2012; Макшаев, Ткач, 2023; Cheralyga et al., 2008, 2009; Yanina 2012, 2014, 2018; Krijgsman et al., 2019; Kurbanov et al., 2022 и др.], дают основания утверждать, что в позднеледниковье, как и в течение всей валдайской ледниковой эпохи, амплитуда колебаний уровня Каспия составляла десятки метров, что существенно превышает колебания уровня моря в голоцене. Ограниченность рассматриваемого временного интервала, в первую очередь, предопределена ограниченностью фактического материала, на котором построена данная работа. В распоряжении автора имелись материалы глубоководного бурения с непрерывной летописью палеогеографических событий, охватывающих последние 30-25 тысяч лет.

### **2.1. Вторая половина МИС 3 – начало МИС 2**

Трансгрессивные события валдайской ледниковой эпохи в Каспийском море традиционно представляются раннехвалынской и позднехвалынской трансгрессиями. Единства мнений об отнесении ранней и поздней стадий хвалынской трансгрессии к ранней (калининская) или поздней (осташковская) стадии этой ледниковой эпохи нет [Рычагов, 1997; Свиточ, Янина, 1997;

Леонов и др., 2002; Безродных и др., 2015; Свиточ, 2007; Чепалыга, 2004; Янина, 2012; Cheralyga et al., 2008, 2009; Янина и др., 2017]. В последние годы впервые выполнено датирование хвалынских отложений методом оптически стимулированной люминесценции, его многочисленные результаты подтвердили данные радиоуглеродного и ионий-уранового методов о развитии хвалынской трансгрессии в позднюю стадию (МИС 2) ледниковой эпохи [Янина и др., 2017; Kurbanov et al., 2021; Butuzova et al., 2022; Taratunina et al., 2022; Семиколенных и др., 2022]. Материалы бурения выявили самую раннюю фазу развития трансгрессии во вторую половину межстадиального потепления МИС 3 [Безродных и др., 2015; Yanina et al., 2018] и регрессивную фазу, совпадающую по времени с последним ледниковым максимумом. В то же время обострилась дискуссионность вопроса о временном интервале развития и статусе позднихвалынского бассейна [Butuzova et al., 2022; Макшаев, Ткач, 2023]. В данной работе автор отказалась от подразделения хвалынской трансгрессии на раннюю и позднюю стадии (в силу дискуссионности проблемы), заменив их указанием фаз с разными уровнями стояния бассейна.

Во второй половине интервала, отвечающего МИС 3, при приближении к стадии 2, результатом нарастающего похолодания и одновременного сохранения влажности климата в переходную эпоху от внутривалдайского межстадиала к поздневалдайскому оледенению выступило уменьшение расходной составляющей водного баланса (в большей степени испарения), что дало толчок началу первой фазы раннехвалынской трансгрессии Каспия около 35 тыс. л.н. [Yanina, 2012, 2014; Безродных и др., 2015]. В отложениях, соответствующих данной фазе, встречается раннехвалынское сообщество моллюсков, видовой состав и облик (сравнительно толстостворчатые раковины) которого свидетельствует, по-видимому, об умеренно тепловодном бассейне с соленостью, близкой солености современного Среднего Каспия.

В это же время можно предположить существование Манычского пролива, по которому мог происходить сброс каспийских вод в черноморский (сурожский) бассейн, или ингрессионного залива, глубоко вдающегося в сушу по Манычской депрессии [Попов, 1983; Yanina et al., 2018; Сорокин и др., 2023]. Однако к настоящему моменту этот вопрос остается открытым.

## 2.2. МИС 2 – последний ледниковый максимум

В максимальную стадию развития оледенения Каспий находился в регрессивной фазе своего развития [Янина, 2012; Yanina, 2014; Krijgsman et al., 2019 и др.]. Однако мнения исследователей о том, что это была за регрессия (ательская, эльтонская или енотаевская), разнятся. Согласно представлениям А.Л. Чепалыги и др. [2006], Ю.А. Лаврушина и др. [2014], это была ательская регрессия. Согласно выводам Г.И. Рычагова [1997], – енотаевская регрессия

между ранней и поздней стадиями хвалынской трансгрессии. По представлениям Т.А. Яниной [Yanina, 2014; Yanina et al., 2018], эта регрессия отвечает снижению уровня между двумя фазами раннехвалынского бассейна (эльтонская регрессия, названная так Ю.М. Васильевым [1961]). Суровость климата привела к отрицательному водному балансу, что вызвало понижение уровня, сменившее первую фазу трансгрессии. Масштаб снижения уровня не реконструирован. В последние годы появились публикации, основанные на данных абсолютного датирования, о высоком стоянии уровня Каспия в эпоху последнего ледникового максимума [Kurbanov et al., 2022; Макшаев, Ткач, 2023]. Манычская депрессия находилась в это время в континентальной фазе развития.

### 2.3. МИС 2 – деградация оледенения

Потепление, последовавшее за последним ледниковым максимумом, привело к началу деградации ледяного покрова. Результатом стало общее смягчение климата, повышение положительной составляющей водного баланса и, соответственно, новая трансгрессивная фаза Каспия – с небольшой задержкой от начала интенсификации таяния льда, около 16 тыс.  $^{14}\text{C}$  л.н. начался подъем уровня. Этот процесс был неоднородным и носил осцилляционный характер: например, Г.И. Рычаговым [1977] было выделено 5 трансгрессивных фаз только внутри раннехвалынского этапа.

В фазу, следующую за деградацией поздневалдайского ледника, по мнению исследователей [Arslanov et al., 2016; Kurbanov et al., 2021], Каспийское море достигло максимальных отметок уровня около +50 м, однако возраст этой фазы к настоящему моменту установить не удалось. Берега хвалынского моря по большей части были абразионными [Леонтьев и др., 1977]. В Манычской депрессии для этого времени предполагается эрозионный этап в результате сброса вод хвалынского моря в новоэвксинский бассейн.

Наибольший массив дат получен по трансгрессивной фазе, достигавшей уровня +20 – +22 м (буйнакская по [Федоров, 1957]) около 14 тыс. кал. л.н. [Янина, 2012]. Сходный возраст 11–12 тыс. кал. л.н. [Свиточ и др., 2010] получен по отложениям в Манычской депрессии, распространенным между грядами и образующим прислоненные террасы, что позволяет предположить в эту фазу повторный сброс каспийских вод через пролив в новоэвксинский бассейн и аккумулятивный этап в развитии Маныча. Столь заметное повышение уровня могло быть обусловлено рядом причин. В первую очередь, в результате сильного обводнения рек усилился сток воды [Панин и др., 2005]. Помимо этого, повышение уровня могло быть связано и с обильным таянием мерзлоты в перигляциальной зоне [Makshaev, Svitoch, 2016], а также со смягчением климата в условиях продолжавшейся ледниковой эпохи. В научной литературе также существует точка зрения о сбросе приледниковых озер Сибири [Grosswald, 1998]. Д.Д. Квасов

[1975] считал фактор перестройки гидрографической сети Европы главным в развитии хвалынской трансгрессии.

Трактовка хвалынского этапа по материалам разрезов Нижней Волги осложняется тем, что, очевидно, не все трансгрессивно-регрессивные этапы нашли отражение в их строении. Наиболее ярко выделяются такие отложения хвалынской трансгрессии, как шоколадные глины, не имеющие аналогов среди более древних трансгрессивных отложений. Их генезис вызывает разногласия среди исследователей Нижнего Поволжья. По данному вопросу автор придерживается позиции, изложенной в работах последних лет, посвященных целенаправленному и детальному изучению шоколадных глин [Свиточ и др., 2017; Makshaev, Svitoch, 2016]. Она также подкрепляется собственными полевыми наблюдениями.

Характерными особенностями шоколадных глин можно считать:

- 1) невыдержанность по высоте в разрезах;
- 2) залегание в палеодепрессиях дохвалынского возраста;
- 3) линзовидное залегание, как нетипичный для морских осадков признак;
- 4) ленточность глин – свидетельство перигляциальных условий [Москвитин, 1962];
- 5) отсутствие малакофауны, указывающее на повышенную мутность и слабую аэрацию водоема;
- 6) следы размыва в кровле шоколадных глин – возможное свидетельство начала обмеления водоема в ходе регрессивной фазы (в то время как в основании шоколадные глины плавно переходят в нижележащие слои, как правило, пески).
- 7) внедрения мерзлотных клиньев в толщу шоколадных глин, свидетельствующие о том, что период их накопления предшествовал значительному похолоданию.

Данные признаки указывают на периодичное поступление тонкого материала – взвеси, осаждающегося в водоеме, схожем с глубоким эстуарием или лиманами, во время господства на прилегающей территории перигляциальных условий. Полученные датировки свидетельствуют, что шоколадные глины накапливались в интервале с  $14409 \pm 357$  до  $13251 \pm 274$  кал. л.н. [Makshaev, Svitoch, 2016; Макшаев, Ткач, 2023], что позволяет предположить их накопление во время интерстадиалов бёллинг и аллерёд (потепление бёллинг 14700–14000 кал. л.н. ( $12750-12250$   $^{14}\text{C}$  л.н.) и аллерёд 13600–12900 кал. л.н. ( $11800-11000$   $^{14}\text{C}$  л.н. [Walker et al., 1999]), и сопоставить с трансгрессивной фазой в Каспии с отметками уровня на высоте +20–22 м. Выше по разрезам с разной детальностью фиксируются осцилляции на фоне регрессии.

Помимо двух основных, исследователями Каспийского региона выделяется ряд дополнительных уровней – древних береговых линий, фиксирующих другие хвалынские фазы: +34–36 м талгинская [Рычагов, 1970]; +28–30 м [Рычагов, 1997]; +14–15 м туркменская [Федоров, 1957], +4–6 м [Рычагов, 1997]. Каждая последующая фаза фиксировалась на более низком

гипсографическом уровне и отделялась от предыдущей регрессией [Рычагов, 1970; Чепалыга, 2006]. Другого мнения о природе формирования береговых линий на этих отметках придерживался П. В. Федоров [1957], допускавший возможность временных задержек уровня моря на фоне общего регрессивного тренда.

Вероятно, эти события могли быть связаны с нарастанием сухости, а значит, и испарения (как отрицательной составляющей водного баланса) так же, как с уменьшением стока вслед за изменениями климата, что в конечном счете привело к регрессии, предположительно енотаевской. О глубине падения уровня моря в это время, также как о возрасте енотаевской регрессии, среди исследователей каспийского региона нет единого мнения. Последние данные, полученные в результате изучения верхнехвалынских отложений и шоколадных глин, в частности, наличие в них мерзлотных клиньев [Makshaev, Svitoch, 2016], позволяют предположить, что енотаевская регрессия была вызвана суровым похолоданием во время позднего дриаса (Younger Dryas – YD, 12.8 – 11.7 тыс. кал. л.н.) [Muscheler et al., 2008].

По имеющимся в настоящее время геолого–геоморфологическим и палеонтологическим материалам предполагается окончательное прекращение функционирования Манычского пролива после падения уровня Каспия ниже 22 м [Янина, 2012].

#### 2.4. Конец МИС 2 – начало голоцена (МИС 1)

К концу временного интервала, отвечающего второй изотопно-кислородной стадии, в Каспийском море на смену енотаевской регрессии пришла следующая фаза хвалынской трансгрессии, традиционно именуемая позднехвалынской. Общепринято, что уровень моря в этот период не поднимался выше 0 м, причиной его повышения можно считать общее смягчение климата на фоне перехода к современному межледниковью. О том, что бассейн был более тепловодным и солоноватоводным (в среднем по морю 11–14‰, в Северном Каспии до 3 – 4‰), чем раннехвалынский, свидетельствуют данные многих исследователей [Абрамова, 1974; Яхимович и др., 1986; Янко, 1989; Янина, 2012]. Необходимо обратить внимание, что в данной работе автор вслед за А.А. Свиточем [Свиточ, Янина, 1997] и Т.А. Яниной [Янина, 2012] придерживается точки зрения о молодом – околголоценовом возрасте позднехвалынской фазы. Берега позднехвалынского моря в своем большинстве имели абразионный характер, исключение составляли некоторые районы восточного побережья [Леонтьев и др., 1977]. В ходе позднехвалынской фазы, помимо максимального уровня на высоте около 0 м, так же формировалось несколько более гипсографически низких береговых уровней на фоне регрессивного тренда: –3 – –4 м самурская [Леонтьев, Федоров, 1953]; –5 – –6 м кумская [Леонтьев и др., 1977]; –10 – –12 м сартасская [Федоров, 1957]; –16 – –18 м дагестанская [Леонтьев и др., 1977], впоследствии отнесенная к голоценовой [Рычагов, 1977; Янина, 1981].

## 2.5. МИС 1

В голоцене Каспий продолжил свое развитие как озерный бассейн, чутко реагируя на изменения климата. Конец хвалынского этапа развития Каспия завершился регрессией моря, названной мангышлакской. В эту фазу, в целом, реконструируется повышение и температуры, и солености воды на фоне общепланетарного потепления в голоцене. Однако величина снижения уровня моря оценивается разными исследователями по-разному: от –50 м [Леонтьев, 1968 и др.] до –90 м ближе к концу регрессии [Маев, 1994]. По положению палеоавандельты на современных глубинах 45–60 м автором предполагается снижение уровня Каспия как минимум до этих отметок. Отступанию моря сопутствовало формирование речных врезов и замкнутых, как правило, вытянутых в одном направлении понижений, которые в настоящее время представляют собой палеодепрессии. Эти реликтовые понижения в рельефе по своей морфологии и положению сходны с ильменями дельты Волги, существующими в настоящее время. Мангышлакская регрессия датируется в интервале около 11.5–8 тыс. кал. л.н. [Актуальные проблемы..., 2020].

Ландшафтная обстановка мангышлакской регрессии соответствует длительному иссушению климата в раннем голоцене. Для данного этапа по палинологическим данным отмечено господство ксерофитов [Leroу et al., 2004] и реконструировано [Новенко, 2016] снижение среднегодового количества осадков относительно современных значений в бассейне Волги. Резкое кратковременное похолодание, получившее в мире название события 8200, с одновременным усилением аридности климата [Новенко, 2016], вероятно, привело к максимальной фазе мангышлакской регрессии Каспия [Актуальные проблемы..., 2020].

Следующим этапом стала новокаспийская трансгрессия, ход которой осложнен рядом осцилляций. К атлантическому периоду (8.2–5.6 тыс. л.н.), вероятно, приурочен максимальный в голоцене подъем уровня Каспия до отметок –20 м. Эта новокаспийская трансгрессивная фаза развивалась на фоне теплого и влажного климата [Болиховская, 2011; Новенко, 2016]. На смену подъему уровня моря пришло его падение приблизительно на 8 м во временном интервале 5.6–3.7 тыс. л.н. [Актуальные проблемы..., 2020], связанное с иссушением климата [Болиховская, 2011] и низкой флювиальной активностью на территории бассейна Волги [Panin, Matlakhova, 2015] во время суббореального термического максимума голоцена [Хотинский, 1977]. В эпоху поздне-суббореального похолодания [Хотинский, 1977] во многих работах реконструируется повышение увлажненности [Болиховская, 2011; Panin, Matlakhova, 2015], которое могло послужить триггерным фактором для развития следующего повышения уровня Каспийского моря около 3.6–3.4 тыс. л.н. На смену ему пришла регрессивная фаза (3.08–2.3 тыс. л.н. [Актуальные проблемы..., 2020]), в ходе которой уровень бассейна опустился на 6–8 м. Заключительным трансгрессивным новокаспийским этапом предлагается считать поднятие

уровня моря, начавшееся после 2.3 тыс. кал. л.н. [Актуальные проблемы..., 2020], прерывавшееся в теплый сухой период средневекового климатического максимума.

В целом, в голоцене Каспий представлял собой тепловодный солоноватоводный бассейн. Регрессивные фазы, разделявшие новокаспийскую трансгрессию, можно охарактеризовать как отклик Каспийского моря на потепление в регионе и сокращение количества осадков в бассейне Волги, а также снижение флювиальной активности. В свою очередь, повышение уровня новокаспийского бассейна происходило согласно изменениям климата противоположной направленности [Янина, 2012].

## Глава 3. Методика и материалы исследования

### 3.1. Методы

Основным методом воссоздания палеогеографической картины позднего плейстоцена и голоцена Каспия в рамках диссертационной работы является комплексный (сопряженный) палеогеографический анализ. Он одновременно является как основой любых реконструкций, так и их завершающей, обобщающей и подводящей итог стадией. Объединяя результаты различных анализов, он позволяет контролировать результаты, полученные каждым методом по отдельности, проводить корреляцию событий, тем самым давая возможность исключить возможные ошибки.

Использование комплекса методов должно быть обосновано и рационально. В рассматриваемом промежутке времени изменения климата становились двигателем процессов, приводящих к трансформации земной поверхности, изменению ландшафтной обстановки. В связи с этим, в представленной работе использованы методы, учитывающие факторы, на которые оказывали влияние изменения климата и по которым можно восстановить условия в акватории Каспия.

Микрофаунистический анализ остракод подразумевает изучение биологического фактора – всевозможных изменений, которым была подвержена фауна остракод, непосредственно под влиянием изменений климата. С ним тесно связан анализ стабильных изотопов кислорода, который позволяет изучить особенности развития водоемов и, кроме того, может быть реализован на материалах фауны остракод.

Использование в данной работе сопряженного толкования результатов позволяет наиболее полно и разносторонне обосновать полученные палеогеографические выводы. Для статистического анализа и иллюстрации его результатов в диссертационном исследовании использованы ПО STATISTICA, MS Excel и PAST (ПО для статистического анализа палеонтологических материалов). Изображения колонок и скважин выполнены в программе Golden Software Strater. Картографические материалы подготовлены в Golden Software Surfer. Калибровка радиоуглеродных датировок проведена по кривой Marine20 с помощью программы CALIB. Последующее возрастное моделирование выполнено в программе RStudio с помощью пакета «rbacon». Обработка данных для составления обобщенной изотопно-кислородной кривой, само ее построение и визуализация выполнены в программе Matlab. Наборы корреляционных изотопно-кислородных данных по различным природным архивам получены с сайта NOAA и визуализированы с помощью RStudio.

### 3.1.1. Микрофаунистический анализ остракод

В основе микрофаунистического анализа лежит изучение палеонтологических остатков микроскопических животных, сохранившихся в геологической летописи благодаря наличию у них твердого внешнего или внутреннего скелета. Остракоды являются мелкими ракообразными и занимают практически все водные местообитания на Земле, демонстрируя высокое разнообразие не только в морских и солоноватых, но и в пресных водах [Шорников, Зенина, 2014]. Насчитывается более 20000 современных видов [Horne et al., 2002]. Остракоды являются одним из наиболее важных компонентов мейобентоса и основной группой организмов, используемой в данной работе. Панцирь, состоящий из двух обызвествленных хитиновых створок, покрывает все тело и обладает высокой сохранностью. Известно, что остракоды линяют до девяти раз, прежде чем достигнут зрелости [Kesling, 1951; Sohn, 1958]. Иными словами, выделяется до девяти возрастных стадий, которые сопровождаются линькой с полной регенерацией раковины в течение короткого периода времени. Взрослая особь, как правило, имеет размер от 0.5 до 2 мм. Кроме того, у остракод ярко выражен половой диморфизм.

Микрофауна из донных проб, отобранная в коллекции, собрана преимущественно дночерпателями или грунтовыми ударными трубками. Дночерпателем отбирались верхние 5 см осадка. В грунтовых колонках, где верхние 5 см жидкого осадка обычно разбрызгиваются при ударе трубки о грунт, были использованы верхние 10-15 см, включая 5 см жидкого ила. Е.Г. Маевым в Южном Каспии [1962] в процессе бурения было отмечено, что осадок первых 15-20 см однороден по всем колонкам, поэтому такой отбор не искажает картину существования остракод. Образцы из материалов бурения отбирались непрерывно, как правило, с шагом 2 см (в некоторых колонках 5 см). Дальнейшая пробоподготовка была реализована в соответствии с общепринятыми этапами, согласно которым после взвешивания образца осуществляется промывка на ситах 0.063  $\mu$  (микрона) в лаборатории для того, чтобы удалить частицы алевритовой размерности. Полученный осадок полностью высушивается. Из сухого образца методом просеивания выделяются фракции: крупнее 0.5; 0.5-0.25 и 0.25-0.1  $\mu$ , так как именно в этих диапазонах, как правило, колеблется размерность остракод разных морфологических типов. Далее для каждой фракции проводится отбор фауны остракод. При высоком содержании остракод в образце и/или большом объеме самого образца просматривается 1/16 или 1/32 часть навески, в обратном случае – при низком содержании остракод, образец изучается целиком. Как правило, донные пробы насыщены микрофауной, в то время как в некоторых интервалах материалов бурения раковин зачастую не содержится вовсе. Этим объясняется несплошной отбор проб для дальнейшего измерения стабильных изотопов кислорода. После завершения всех подготовительных операций экземпляры остракод хранятся в закрытых камерах Кранца (Krantz-Cells, microcells).

Микрофаунистический анализ Е.А. Гофман проводила на 100 г сухого осадка. В случаях, когда навеска по какой-либо причине отличалась, производился перерасчет на 100 г. К сожалению, не весь исходный материал, с которым она работала, вошел в коллекцию и имелся в распоряжении автора диссертации. По коллекции А. Джавадовой этого рода информация также отсутствует. В связи с этим, подсчет экземпляров не производился и оперировать количественными характеристиками в данной работе нет достаточных оснований.

Для таксономического анализа в данной работе в большей степени использовались раковины взрослых особей, так как они позволяют провести наиболее надежное видовое определение (что важно для изотопно-кислородных работ впоследствии), а также реконструировать природную среду времени их обитания. Помимо фаунистических выводов как таковых, анализ остракод позволил сделать выводы о вариациях изотопного состава воды Каспийского моря в прошлом посредством анализа состава стабильных изотопов их раковин.

Таким образом, микрофаунистический анализ в рамках данной работы выступает и в качестве независимого, самодостаточного источника информации о природной среде Каспия, и как биостратиграфический инструмент для подкрепления выводов по анализу стабильных изотопов кислорода.

На всех этапах микрофаунистического анализа проводились совместные работы и консультации с ведущим специалистом по четвертичным остракодам Понто-Каспийского региона – к.б.н. М.А. Зениной.

### 3.1.2. Анализ стабильных изотопов кислорода

Изотопно-кислородный метод используется в рамках данной работы с целью определения изотопного состава раковин остракод, который формируется в условиях непрерывного протекания реакции изотопного обмена с каспийскими водами. В процессе реакции происходит перераспределение изотопов между реагирующими веществами без изменения их концентраций. Соответственно, зная изотопный состав раковин остракод, можно делать выводы об изотопном составе вод Каспия.

Изучение стабильных изотопов кислорода в морских карбонатах получило широкое распространение с тех пор, как впервые было предложено Г.К. Юри в 1947 г. [Urey, 1947], с момента первопроходческих исследований Ч. Эмилиани [Emiliani, 1955], С. Эпштейна с коллегами [Epstein et al., 1951, 1953], Дж. М. МакКрея [McCrea, 1950], П. Фрица с коллегами [Fritz et al., 1974, 1975] и М. Стайвера [Stuiver 1968, 1970]. В сочетании с изучением ледниковых кернов изучение морских карбонатов для изотопных исследований дало бесценную информацию о климате прошлого, об изменениях уровня моря и о природных условиях в целом.

На основании метода масс-спектрометрии для измерения различий изотопных составов природных соединений и расчетов термодинамических свойств и фракционирования изотопов Г.К. Юри [Urey, 1947] была разработана методика использования изотопного состава кислорода кальцита в качестве палеотермометра [Epstein et al., 1953] – изотопно-кислородный метод стал рассматриваться, как палеотемпературный, а для расчетов были выведены различные формулы. Ч. Эмилиани был первым, кто использовал метод для реконструкции характеристик ледниково-межледниковых циклов в позднем плейстоцене, используя раковины ископаемых фораминифер из глубоководных осадков [Emiliani, 1955]. Более поздние работы скорректировали представления Ч. Эмилиани и подтвердили мнение о том, что вариации изотопов кислорода в раковинах фораминифер, указывающие на смену ледниковых и межледниковых эпох, в первую очередь, зависели от изменений изотопного состава кислорода в морской воде, а не от температуры. В последующие годы выделение морских изотопных стадий (Marine isotope stages – сокращенно MIS, МИС) стало важным стратиграфическим инструментом [Shackleton, Opdyke, 1973]. Именно эти работы позволили развить фундаментальные концепции изотопно-кислородного метода, которые мы можем использовать в настоящее время для восстановления климатических условий прошлого в Каспийском регионе.

Измерение изотопных соотношений производится на масс-спектрометре, после чего трансформируется в величину  $\delta$ , которая в данной работе рассчитывается в промилле (‰). Ее значение показывает отклонение изотопного состава исследуемого образца  $R_{обр}$  от стандарта  $R_{станд}$ . Существует несколько видов стандартов, при необходимости можно перейти от одного стандарта к другому, используя специальные формулы, однако для удобства принято пересчитывать результаты на международный стандарт (например, SMOW – дословно: «стандартная средняя океаническая вода», PDB – по названию формации Пи-Ди Би мелового возраста в Южной Каролине, из белемнитов которой получили стандарт, и др.).

Для выражения изотопного состава образца используется формула:

$$\delta = ((R_{обр}-R_{ст})/R_{ст}) * 1000‰ \quad (1)$$

Отрицательное значение  $\delta$  свидетельствует о более низком содержании тяжелого изотопа в образце, нежели в стандарте, в то время как положительное значение  $\delta$  – о более высоком.

### 3.1.2.1. Техника измерения стабильных изотопов кислорода

Наиболее широко используемая методика реализации анализа в настоящее время – магнитная масс-спектрометрия с ионизацией электронным ударом в условиях высокого вакуума.

Анализ изотопных отношений в карбонатах (наряду с соотношением  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , измеряется  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) основан на методе выделения  $\text{CO}_2$  из карбоната при взаимодействии с фосфорной кислотой. В рамках данной работы для построения палеоклиматической реконструкции по раковинам остракод, извлеченных из палеонтологической коллекции, изотопный анализ требует

определения  $\delta^{18}\text{O}$  с воспроизводимостью не хуже 0.05‰ для малых навесок (которые были в распоряжении автора) – порядка 1 мг и менее (до 30, реже 10 мкг). Измерение донных образцов остракод из северокаспийского сектора проводилось в Центре исследований океана GEOMAR (Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany) на масс-спектрометре Thermo Scientific MAT 253 с автоматическим устройством подготовки Kiel IV. Для калибровки использованы международный стандарт NBS-19 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = +1.95\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -2.2\text{‰}$ ) [Coplen et al., 2006] и лабораторный стандарт “Standard Bremen” [Nürnberg et al., 2022], полученный из молотого и просеянного юрского известняка с юга Германии (известняк Зольнхофен или Золенхофен; англ. Solnhofen limestone, известный как Plattenkalk на немецком языке) и откалиброванный относительно стандарта NBS-19. Воспроизводимость, в среднем, составила  $\pm 0.04\text{‰}$ .

Остальные измерения (то есть измерения основной части проб) проводились в Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, Россия) на масс-спектрометре Finnigan MAT 252 (ThermoFinnigan, Bremen, Germany) под управлением программы Finnigan Isotope Data acquisition (ISODAT) с использованием международных стандартов NBS-18 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -5.01\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -23.0\text{‰}$ ), NBS-19 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = +1.95\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -2.2\text{‰}$ ) [Coplen et al., 2006] и лабораторного стандарта Coral-1 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} = -0.28\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} = -3.69\text{‰}$ ) [Velivetskaya et al., 2009], полученного из арагонита современного коралла *Porites lutea* (Новая Каледония), калиброванного по международным стандартам NBS-18, NBS-19 и CO-8 при использовании традиционной техники выделения  $\text{CO}_2$  в фосфорной кислоте при 25 °C и измерения на двойной системе напуска масс-спектрометра MAT 252. В указанной лаборатории результаты  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  для международных и лабораторного стандартов имели одинаково хорошую воспроизводимость  $\leq \pm 0.05\text{‰}$ . Для измерения применялась технология, описанная в работе сотрудников центра [Velivetskaya et al., 2009], соединяющая в себе классические принципы выделения  $\text{CO}_2$  из карбонатов в вакуумных условиях и современную технику измерения малого количества газа в постоянном (непрерывном) потоке гелия (continuous-flow isotope ratio mass spectrometry (CF-IRMS)) [Matthews, Hayes, 1978], подразумевающая ряд технических модификаций, направленных на улучшение воспроизводимости результатов анализа микрограммовых количеств карбоната. Возможность метода проводить высокоточные изотопные измерения позволяет выявить индивидуальные нюансы в записях  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  остракод. Для подготовки проб использована автоматизированная система GasBench II (ThermoFinnigan, Bremen, Germany).

Карбонатные пробы (раковины остракод) загружались в пробирки, уплотненные септой из бутиловой резины. Пробирки с образцами помещались в термостатированный алюминиевый держатель образцов. Удаление атмосферного воздуха из пробирок происходило путем автоматической продувки пробирок гелием с помощью специализированных игл, которые вводят

в пробирки через септы. Обычно на эту процедуру отводится по 5-10 минут для каждого образца. После продувки в каждую пробирку вводят фосфорную кислоту (0.1 мл). Использование фосфорной кислоты для изотопного анализа предпочтительно другим кислотам, поскольку для разложения карбоната необходимы малолетучие кислоты [Тейс, Найдин, 1973], кроме того, продукт реакции CO<sub>2</sub> не обменивается изотопами кислорода с фосфорной кислотой [Velivetskaya et al., 2009]. Происходит реакция:



После завершения реакции иглы вновь вводят в пробирки для выдувания потоком гелия смеси выделившихся газов в систему очистки и ввода газа в масс-спектрометр для последующего изотопного измерения. В процессе вода удаляется из потока гелия на осушителе, а углекислый газ отделяется от других газов на хроматографической колонке, где сепарация происходит в соответствии со временем удерживания молекул. Подключается система ввода газа сравнения, которая позволяет точно соотносить каждый образец изотопным стандартам. После чего, в том же потоке гелия углекислый газ начинает поступать в масс-спектрометр через систему открытого делителя потока газа (или «open split» систему) и, в виде короткого импульса, проходит в источник ионов масс-спектрометра. Здесь вещество ионизируется поперечным потоком электронов и фокусируется электростатическими полями, а на выходе из источника ускоряется и поступает в масс-спектрометр. Ионы при этом поступают в масс-спектрометр непрерывным потоком, чем и обусловлено название используемого для измерения типа масс-анализатора – непрерывный. В данном исследовании использовался магнитный масс-анализатор. Это устройство для пространственного и временного разделения ионов с различными значениями отношения массы к заряду с помощью магнитного поля. Согласно закону Лоренца, траектория заряженных частиц в магнитном поле искривляется, в свою очередь радиус кривизны зависит от массы частиц. Таким образом, единый поток ионов, попадающих в магнитное поле электромагнита, расщепляется, и ионы начинают двигаться по радиусам в соответствии с их атомным весом.

Последним звеном является детектор, в котором ионы регистрируются путем последовательного сканирования. Соотношение силы токов различных пучков пропорционально распространенности изотопов измеряемого элемента. Измерить истинное соотношение изотопов в веществе практически невозможно (в основном из-за наличия преимущества у более легких изотопов при поступлении в ионизатор и сложности учета фракционирования в нем изотопов). Поэтому измеряется обогащение или обеднение образца относительно стандартов методом их поочередного напуска. Результаты измерений выражаются в промилле, так как получаемая разница, как правило, невелика.

Всего изотопно-кислородный состав остракод измерен в 258 образцах, среди них 105 донных образцов и 153 образца из колонок. Многие измерения дублировались, некоторые пробы измерялись трижды (Приложения 4 – 5).

3.1.2.2. Теоретические и практические аспекты измерения стабильных изотопов кислорода по раковинам остракод в Каспийском бассейне

**Особенности изучения закрытых водоемов.** Изотопный анализ в целях палеогеографических реконструкций применительно к изолированным водоемам несколько осложнен по сравнению с изучением открытых морей и океанов. В первую очередь, проблема связана со сложностью динамики самого водоема: так, например, уровень может поддерживаться переменным количеством грунтовых и поверхностных вод, размеры водоема могут варьироваться в широком диапазоне, в ходе эволюции могут устанавливаться и исчезать связи с другими водоемами или океаном. В связи с этим изменения изотопного состава закрытого водоема подчиняются гораздо более сложным тенденциям, нежели океан, и требуют детального изучения всех факторов, которые могут оказывать на них влияние. Кроме того, изотопный состав кислорода воды в таких водоемах заметно изменялся во времени. Этим объясняется более сложная интерпретация результатов и более редкое использование изотопно-кислородного метода для водоемов, в той или иной мере изолированных от океана. В этом отношении изучение сложной истории развития Каспийского моря с точки зрения анализа стабильных изотопов вызывает немалые затруднения, чем, вероятно, объясняется небольшое количество исследований, посвященных данной теме. Однако, обособленность Каспийского моря от Мирового Океана может считаться и выгодным преимуществом для изучения его изотопно-кислородной летописи – сформировавшийся в виде отдельного бассейна с конца плиоцена, Каспий имеет длительную историю самостоятельного развития, представляющую большой научный интерес.

**Обоснование применимости раковин остракод для изотопно-кислородных измерений.** Как было упомянуто выше, стабильные изотопы кислорода морских карбонатных микрофоссилий – в первую очередь, бентосных (а также планктонных) фораминифер – широко используются для выявления изменений глобального объема льда, циркуляции океана и температуры [Shackleton, 1974; Lisiecki, Raymo, 2005]. В то же время острагоды, мелкие двустворчатые ракообразные, в контексте изотопно-кислородных исследований остаются несколько в стороне несмотря на то, что их изотопно-кислородный состав ведет себя сходным с бентосными фораминиферами образом [Didie, Bauch, 2002]. Идея использования остракод для изотопно-кислородных исследований в данной работе, в первую очередь, объясняется широкой встречаемостью их раковин и створок в четвертичных осадках Каспийского моря. Фораминиферы (по крайней мере в изученных автором скважинах) гораздо более редки, что не

позволяет проследить непрерывное изменение изотопно-кислородного состава по материалам бурения.

Изотопный состав раковины формируется во время кальцификации в соответствии с изотопным составом воды, в которой живет организм [Turpen, Angell, 1971]. Формирование раковины моллюсков и фораминифер происходит непрерывно в течение всей жизни организма, а у планктонных видов, к тому же, на разной глубине. В свою очередь, секреция раковины остракоды происходит быстро, в течение нескольких часов [Turpen, Angell, 1971] или нескольких дней [Peuroquet et al., 1988; Chivas et al., 1983; Roca, Wansard, 1997]. Таким образом, значения  $\delta^{18}\text{O}$  кальцита их раковин (здесь и далее  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ ) обеспечивают «моментальную» запись состояния воды конкретного времени – времени кальцификации [Holmes, DeDecker, 2012]. Минеральный состав раковин остракод определен, однороден и стабилен – раковина состоит из богатого хитиноидным веществом низкомагнезиального кальцита, что в работе позволяет избежать осложнений, связанных со сложной минералогией. Среди других преимуществ [Бердникова, 2021] использования остракод в качестве материала для изотопно-кислородных измерений стоит отметить тот факт, что створки легко выделить из отложений, они обладают хорошей сохранностью, характеризуются высокой частотой встречаемости по сравнению с макрофауной, что особенно важно при работе с керном скважин. Развитие организма на каждой возрастной стадии сопровождается линькой с полной регенерацией раковины в течение короткого времени. При этом кальций в  $\text{CaCO}_3$  раковины полностью усваивается из окружающей воды, поэтому раковина отражает дискретные палеоэкологические условия [Turpen, Angell, 1971]. Остракоды расселяются независимо от донных течений и, являясь весьма тонкими биоиндикаторами, хорошо реагируют изменениями своего состава и внешнего облика даже на незначительные вариации состояния водной среды. От других представителей мейобентоса, имеющих раковину, остракоды выгодно отличаются тем, что они имеют различные экологические особенности распространения, что позволяет успешно применять их при фаціальном анализе. Остракоды также характеризуются высокими темпами эволюции, что является важнейшим условием для детальных стратиграфических исследований. В данной работе изучены морские виды, которые не дышат атмосферным воздухом, то есть не обогащаются за его счет изотопом  $^{18}\text{O}$ . Для измерений использованы раковины взрослых особей, так как скорость кальцификации, которая выше для ранневозрастных стадий, также может влиять на фракционирование изотопов кислорода [Chivas et al., 1983]. В целом, остракоды считаются одним из наиболее надежных индикаторов палеоэкологических параметров, и благодаря всем указанным свойствам их раковины могут быть использованы для изотопно-кислородных реконструкций. Кроме того, изучение остракод позволяет не допустить ошибки, связанной с переотложением материала, так как в таком случае хорошо прослеживаются вторичные изменения раковин [De Deckker, 2002],

например, ожелезнение (оксиды Fe-Mn являются основными загрязнителями, что делает такие раковины непригодными для анализа).

В карбонатах кальция  $\delta^{18}\text{O}$  определяется несколькими факторами. Важнейшие из них: температура окружающей среды, в данном случае, каспийской воды, и ее изотопный состав [Urey, 1947; Epstein et al., 1951, 1953]. Немаловажную роль играют также минеральный состав раковин и возможные метаболические эффекты самих организмов. Рассмотрим эти факторы подробнее.

Термодинамически изотоп  $^{18}\text{O}$  находится в более выгодном положении при образовании кальцита, чем более легкий  $^{16}\text{O}$  [Urey, 1947]. С. Эпштейн с коллегами [Epstein et al., 1953] по раковинам моллюсков установили температурную зависимость: изменения  $\delta^{18}\text{O}$  примерно на 0.2‰ эквивалентны изменению на 1°C. Эта закономерность, в целом, выполняется и для других карбонатных организмов в случае, если кальцит осаждается в изотопном равновесии с водой [Bemis et al., 1998; Shackleton, 1974]. Важно отметить, что в целом для изотопно-кислородных измерений можно использовать только те организмы, которые формируют свою раковину с соблюдением термодинамического равновесия с водой. Таковыми являются большинство двустворчатых моллюсков, брахиоподы, некоторые виды фораминифер, а также остракоды [Xia et al., 1997; von Grafenstein et al., 1999]. Однако, важно понимать, что это равновесие все же условно, так как не существует организмов, изотопный состав которых не несет в себе следов метаболических эффектов. Такие эффекты («vital», то есть связанные с жизненным циклом организма, метаболически обусловленные) еще больше осложняют изотопный состав, и без того подверженный температурному влиянию, провоцируя смещения в ожидаемом фракционировании изотопов кислорода между  $\text{CaCO}_3$  и водой [Epstein et al., 1953]. Это неравновесное фракционирование приводит к отклонениям от ожидаемого значения. У остракод видоспецифичные (то есть зависящие от видовой принадлежности организма) смещения, относительно ожидаемого равновесного осаждения, в силу метаболических эффектов могут достигать нескольких промилле (‰) или десятых долей промилле. Согласно литературным данным, остракоды, как правило, демонстрируют смещения в сторону утяжеления изотопного состава [Xia et al., 1997a; von Grafenstein et al., 1999; Simstich et al., 2004]. Влияние метаболических эффектов на фракционирование изотопов кислорода известно для многих видов остракод. Согласно выводам предыдущих исследований [Gemery et al., 2022], значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ , как правило, отражают средние летние свойства водной массы (в том числе, значения  $\delta^{18}\text{O}$  воды), то есть периода, на который приходится достижение организмами зрелости и пик их продуктивности. Для использования результатов изотопно-кислородного анализа изотопные смещения, обусловленные метаболическими эффектами, должны быть предварительно установлены – этой работе, во многом, посвящена следующая глава диссертационного

исследования. Более того, полученные данные могут в дальнейшем найти применение в работах по другим регионам, где обнаружены исследуемые виды остракод.

Изучение кернов скважин предполагает выделение нескольких сменяющих друг друга этапов осадконакопления, соответствующих разным стадиям развития Каспийского моря в палеовремени. Вместе со сменой бассейнов происходила и смена фаунистических комплексов, поэтому изотопные данные не могли быть получены на основании использования лишь одного, единого для всего керна вида фауны или микрофауны, однако по возможности, автор стремилась использовать близкородственных остракод. Необходимости в изотопно-кислородном анализе ранневозрастных стадий (ювенильных особей) не было.

Для изучения голоцена выборка была увеличена (изучались первые десятки раковин остракод из одного образца), так как некоторые исследования демонстрируют большую изменчивость между современными раковинами [Heaton et al., 1995]. Причинами могут быть как кратковременная изменчивость температуры и состава воды, так и физиологические отличия в кальцификации раковин на фоне разных скоростей роста или ошибки в проведении аналитических процедур [Holmes, 2008]. Такая изменчивость не должна рассматриваться, как негативная особенность исследования – вариации значений стабильных изотопов могут помочь в выявлении краткосрочных (сезонных или межгодовых) колебаний различных параметров, например, влажности. Увеличив объем выборки для выполнения анализа, эту проблему удалось эффективно обойти. Кроме того, необходимо было сравнить и выбрать наиболее подходящий метод очистки на современных образцах, что и было реализовано в процессе исследования.

При интерпретации результатов изотопно-кислородного анализа важно было учитывать, что  $\delta^{18}\text{O}$  может также корректироваться в зависимости от солености морской воды. Этот факт имеет особую значимость в контексте палеогеографии Каспийского моря, так как неоднократные, порой драматичные изменения конфигурации самого бассейна приводили к перестройке гидрометеорологических процессов в акватории. Так, например, в ходе трансгрессивного этапа должно было происходить улучшение водообмена между Северным и Средним Каспием [Николаев, 1995] как следствие поднятия уровня моря. В результате более активной циркуляции и смешивания вод соленость Северного Каспия возрастала, что неизбежно оказывало влияние на утяжеление изотопно-кислородного состава. Эксперименты над остракодами *in vitro* [Chivas et al., 2001] показали, что при различных температурах отклонение от кислородно-изотопного равновесия различалось у образцов, которые росли в условиях разной солености. При создании палеогеографической реконструкции такое изменение хода кривой крайне важно было отличать от изменения, вызванного увеличением испарения, как компоненты водного баланса. По опыту предыдущих изотопно-кислородных исследований автора в Северном Каспии неоднородный, скачкообразный ход кривой вместе с литофациальными

характеристиками, указывающими на спокойное приглубое осадконакопление, указывают на важный вклад изменения уровня солености в колебания изотопно-кислородной кривой.

**Подходы к пробоподготовке раковин остракод для анализа стабильных изотопов.** К процессу очищения раковин остракод перед проведением анализа стабильных изотопов существует несколько подходов, так как эта процедура крайне важна для получения достоверного результата при измерении. Створки и раковины могут содержать налипшие частицы, остатки мягких частей тела и другие посторонние «загрязняющие» элементы, наличие которых вносит ошибку в изотопные измерения. Хотя некоторые авторы пытались установить стандартизированную процедуру, единого правила или метода очистки не существует. Важно отметить, что связь предварительной химической обработки с искажениями изотопных данных во многих случаях полностью не понята и до конца не установлены, поэтому такие процедуры не рекомендуются к использованию.

Среди опубликованной литературы в хронологическом порядке встречаются следующие методики очистки как ископаемых, так и живых экземпляров остракод.

Xia с соавторами [1997] раковины взрослых особей отделяли от мягких тканей рассекающей иглой, очищали в течение 15 мин в 5% -ной деионизированной водой при 80°C, промывали трижды дистиллированной водой на поликарбонатном мембранном фильтре и высушивали на воздухе в ламинарном вытяжном шкафу (закрытом, с вертикальным потоком воздуха). Сообщалось о небольших (0.1–0.3‰) и несистематических сдвигах. В работе также изучались различия в соотношении стабильных изотопов створок остракод, которые были высушены в печи после промывки в водопроводной воде и в этаноле. Обнаружены существенные различия – которые для значений  $\delta^{18}\text{O}$  составляли до 3‰ (в среднем 1‰), а для значений  $\delta^{13}\text{C}$  – до 1.6‰ (в среднем 0.5‰). Авторы не рекомендуют промывать образцы в проточной воде, поскольку это может повлечь осаждение кристаллов кальцита на раковинах остракод и значительно изменить изотопную картину.

В более поздней работе [Xia et al., 1997b] образцы хранились в 100% этаноле. Раковины отделялись от мягких тканей с помощью рассекающей иглы, очищались в 5%  $\text{H}_2\text{O}_2$  при 80°C в течение 10 минут, промывались трижды дистиллированной водой и сушились на поликарбонатном мембранном фильтре на воздухе в ламинарном вытяжном шкафу.

В работе [von Grafenstein et al., 1999] образцы кипятились в деионизированной воде в течение одного часа и хранились в этаноле.

В работе [Keatings et al., 2002] применялся метод физического удаления прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой, намоченной в деионизированной воде.

Той же группой исследователей проводился анализ живых остракод – мягкие части отделялись с использованием деионизированной воды, тонких щеток-кисточек и

энтомологических игл, затем створки замачивались в 5%-ном растворе гипохлорита натрия на протяжении 4 часов при комнатной температуре и осматривались визуально. В более поздней работе створки так же отбирали тонкой кистью, смоченной в деионизированной воде, после чего прилипшие отложения удалялись с использованием деионизированной воды, тонких игл и кистей без замачивания.

Существует способ, при котором 1 кг высушенного на воздухе осадка замачивают в 3.5% растворе перекиси водорода, затем выбирают в пробирку чистые и хорошо сохранившиеся створки, заливают водой и очищают в ультразвуковой ванне от 3 до 5 раз примерно по 1 секунде в каждый подход, после чего образцы несколько раз промываются дистиллированной водой.

Другой подход заключается в попытке установления стандартного метода очистки, проверяя его анализом микроэлементов. В качестве наиболее эффективного метода удаления налипших отложений предлагается использовать ультразвуковую очистку в метаноле с последующей обработкой деионизированной водой (для удаления оставшегося метанола), а в завершение – механическую (ручную) очистку щеткой-кисточкой. Чтобы снизить риск загрязнения некарбонатными частицами предлагается использовать центрифугирование (500 об/мин в течение 5 минут). Иногда створки остракод первоначально очищаются с помощью щетки-кисточка, смоченной в деионизированной воде, а затем повторяется процедура, описанная ранее.

Стоит упомянуть также очищение ультразвуком в дистиллированной воде, промывку этанолом в ультразвуковой ванне и высушивание, дезагрегацию в 10%-ном растворе  $H_2O_2$ , просеивание во влажном состоянии через сито 125  $\mu$  и промывку в этаноле, после чего высушивание. Впоследствии створки отбираются и механически очищаются. Однако в рамках данной работы, легкого физического воздействия оказалось достаточно для полной очистки раковин, необходимость обращаться к методам кипячения [Xia et. al., 1997; 1997b; von Grafenstein et al., 1999], ультразвуковой очистки, как и к применению деионизированной воды [Xia et. al., 1997] или перекиси водорода отсутствовала. Кроме того, ультразвуковая очистка может легко повредить и привести в негодность хрупкую створку или раковину остракоды. По той же причине автор не использует при работе с ископаемыми четвертичными остракодами энтомологические иглы.

Анализ литературных источников позволил выявить общие закономерности изменения состава стабильных изотопов кислорода в раковинах остракод в зависимости от способа пробоподготовки. Однако для Каспийского региона сведений о методике подготовки образцов на анализ стабильных изотопов кислорода на момент написания диссертации опубликовано не было. В рамках подготовки работы автор опубликовала статью о поисках оптимального способа пробоподготовки для остракод из Каспийского моря [Бердникова, Джавадова, 2022]. Обобщив

приведенную информацию, можно выделить 5 основных, наиболее применимых техник пробоподготовки, которые и применялись в рамках данного исследования для работы с современными остракодами:

1) физическое удаление прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой, намоченной в дистиллированной воде по образцу [Keatings et al., 2002] с последующим высушиванием;

2) предварительное замачивание створок в 10%-ном растворе  $H_2O_2$  без нагревания, физическое удаление прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой и высушивание;

3) предварительное замачивание створок в 10%-ном растворе  $H_2O_2$  без нагревания, физическое удаление прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой, промывание в дистиллированной воде и высушивание;

4) отмачивание створок в этаноле, физическое удаление прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой и высушивание;

5) отмачивание створок в этаноле, физическое удаление прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой, промывание в дистиллированной воде и высушивание.

Для сравнения измерений, полученных в результате реализации разных подходов к пробоподготовке, использовался наиболее встречающийся в поверхностных образцах вид *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis* (Dubowsky, 1926). Для измерения требовалось около 30  $\mu g$ , что при среднем размере взрослых особей равном 1 мм составляет приблизительно 2–4 створки. Точки отбора проб для сравнительного анализа расположены в западной части Южного Каспия к северу от впадения Куры, недалеко друг от друга.

При изучении ископаемых остракод автор, как правило, пользовалась методом физического удаления прилипшего к створкам материала тонкой щеткой-кисточкой, намоченной в дистиллированной воде по образцу [Keatings et al., 2002], изредка в этаноле. Похожую процедуру – очищение створок этанолом и дистиллированной водой с помощью тонкой щетки-кисточка, использовали и другие авторы [Anadon et al., 2002].

### 3.2. Фактический материал

В основу работы положено изучение материалов трех палеонтологических коллекций, содержащих раковины и створки остракод.

Коллекция Е.А. Гофман хранится в НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена (Географический факультет, МГУ им. М.В. Ломоносова). Она является результатом, или продуктом, работ автора, посвященных изучению экологии остракод и фораминифер

солончатководных и пресноводных бассейнов в Каспийском море, возглавляемых Институтом геологии и разработки горючих ископаемых. В связи с изменением тематики работ Е.А. Гофман была вынуждена приступить к изучению стратиграфии юрских отложений Мангышлака, раньше времени закончив работу и предоставив отчет [Гофман, 1964], сфокусированный на выявлении условий, являющихся наиболее благоприятными для расселения того или иного вида, определении ареалов обитания различных видов остракод. Однако в нем автору «... из-за недостатка времени не удалось остановиться на анализе палеогеографических условий ..., основываясь на полученных данных по эколого-морфологическим признакам остракод.» [Гофман, 1964, стр. 5]. В результате, работа с уникальным материалом бурения Каспия не была полностью завершена, осталась коллекция, которая нуждалась в дополнительной проработке, так как многие аспекты палеогеографии Каспия остались не освещены. Кроме того, прошло уже более 50 лет с публикации отчета Е.А. Гофман, за это время были накоплены обширные знания о Каспийском море в целом, а также получены новые данные, которые могут быть использованы при палеогеографических построениях. В представленной работе диссертант осуществила или дополнила микрофаунистическое описание всех исследованных ею скважин, уточнила ряд морфологических признаков строения раковин, специфических для тех или иных условий, и впервые применила анализ стабильных изотопов к образцам коллекции, тем самым реализовав палеогеографический аспект исследования и внося существенный вклад в работу над коллекцией. Основой работы является именно коллекция Е.А. Гофман, охватывающая донные пробы по всей акватории Каспия, а также материалы бурения его глубоководных районов.

Палеонтологическая коллекция А. Джавадовой была передана автору работы для написания диссертационного исследования. В нее вошла микрофауна из материалов бурения Азербайджанского сектора Каспийского моря – Бакинского и Апшеронского участков, а также скважина в Иранском секторе Каспия. Над этими материалами автором и владельцем коллекции ведется совместная научная работа по сей день. В диссертацию целесообразно включить только микрофаунистический анализ коллекции А. Джавадовой, построенный на таксономическом описании коллекции, так как с точки зрения изучения стабильных изотопов, материал слишком разрознен и усреднен: скважины, из которых отобраны образцы для коллекции А. Джавадовой, геологические, они были пробурены с целью поиска полезных ископаемых, поэтому пробы отобраны из крупных интервалов и с широким шагом. По этой же причине в работе не указано точное местоположение (координаты) изученных скважин, тем не менее, они показаны на картографических материалах (например, Приложение 1). В работе результаты, полученные по коллекции А. Джавадовой, использованы в качестве вспомогательного материала для подтверждения или опровержения тех или иных палеогеографических выводов.

Палеонтологическая коллекция М.А. Зениной также передана автору работы для написания диссертационного исследования и совместной научной работы. Она охватывает только донные пробы из Северного Каспия и используется в соответствующих разделах диссертационной работы.

Помимо материала, над которым автор диссертации лично работала в лабораторных условиях, проводя микрофаунистический и изотопно-кислородный анализы, в представленной работе широко используется литературный материал, связанный с темой диссертационного исследования. Главным образом, он представляет собой данные по радиоуглеродному датированию, измерению стабильных изотопов кислорода в карбонатах (морских, озерных, наземных – спелеотемах) и другим геохимическим измерениям, которые были необходимы для построения обобщенной изотопно-кислородной кривой для Каспийского моря, проверки этой кривой, сопоставления с близлежащими регионами и более проработанной палеогеографической реконструкции. По этой причине после описания личных материалов приведены сведения обо всех дополнительных данных, опубликованных другими исследователями, которые использовались при построении обобщенной изотопно-кислородной кривой.

### 3.2.1. Донные пробы

Важную роль в работе играют палеоэкологические исследования, заключающиеся в изучении взаимоотношений между миром организмов геологического прошлого, средой их обитания [Гофман, 1962] и их изотопно-кислородным составом. Без этого невозможны дальнейшие детальные палеогеографические и палеоклиматологические построения, поскольку таких работ для Каспийского бассейна до настоящего времени не проводилось. Основа палеоэкологических исследований остракод Каспия была заложена и, во многом, реализована неоднократно упоминавшейся Е.А. Гофман [1964], в данном исследовании детализируются сведения о глубоководной части моря, так как учет экологии видов необходим для стратиграфических построений и корреляции отложений.

Под донными (так же в работе они называются современными) пробами автором подразумевается микрофауна, сохранившаяся в палеонтологической коллекции, промытая из осадка, отобранного с поверхности дна Каспийского моря на разных глубинах. Отбор проводился в начале 60-х годов прошлого столетия, поэтому в палеогеографическом аспекте времени эти пробы рассматриваются как современные. На карте (Рисунок 1) приведено местоположение точек отбора проб.

Для выяснения закономерностей состава стабильных изотопов раковин современных остракод крайне важно иметь представление об условиях, в которых они жили и в которых в процессе линьки или отмирания организмов откладывались их створки. Важнейшими гидрометеорологическими показателями, характеризующими такие условия можно считать

среднегодовые температуру и соленость воды в придонном слое (Приложение 2). Важно было использовать информацию, хронологически соответствующую времени отбора образцов, поэтому приводятся параллельные отбору проб гидрометеорологические измерения: показателей 60-тых годов прошлого столетия для коллекции Е.А. Гофман [Фурман, 1961; Гофман, 1962, 1964], 2013 – 2014 г.г. для коллекции М.А. Зениной.

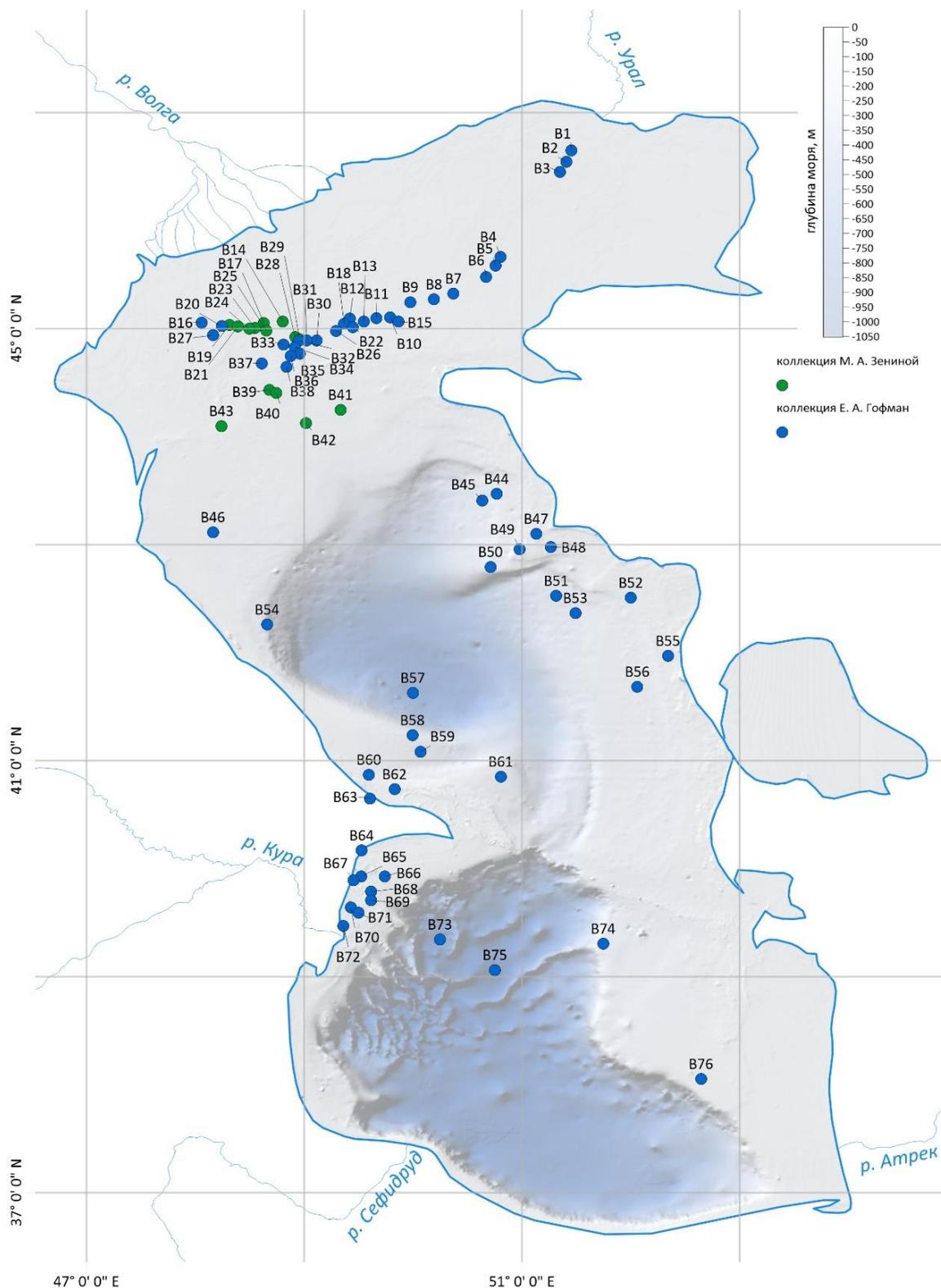


Рисунок 1. Местоположение изученных донных проб.

Состав микрофаунистического комплекса зависит также от глубины моря и от характера (типа) грунта. Для удобства сравнения результатов с первоисточником в данной работе при наименовании грунтов используется та же терминология, что и в оригинальном исследовании [Гофман, 1964]: ил (осадки, содержащие от 30% и более фракции 0.01 мм), песчанистый ил, песок, ракуша, ил с ракушей и песок с ракушей. Такое выделение оказалось крайне удачным, так как каждая указанная разность характеризуется своеобразным микрофаунистическим комплексом. Подробная информация по точкам отбора проб приведена в Приложении 2. Несмотря на то, что диссертационная работа, в целом, посвящена изучению глубоководной части Каспия, анализ донных проб проведен по всей акватории моря (Рисунок 1). Такая работа обусловлена необходимостью собрать максимально обширный материал о формировании изотопных соотношений в раковинах каспийских остракод, живших при известных параметрах водной толщи (в частности, в зависимости от глубины, температуры воды и солености).

Кроме того, для анализа и интерпретации современных значений в работу включены верхние пробы буровых колонок, изучаемых в данной работе (информация о них приведена ниже, а также включена в Приложение 2). Все поверхностные пробы пронумерованы в едином стиле – название начинается с латинской буквы В (соответствующей английскому слову «bottom»).

### 3.2.2. Материалы бурения

Местоположение изученных в рамках данной работы колонок и скважин отражено на Рисунке 2. Сводная таблица, посвященная материалам бурения, приведена в Приложении 3. Для удобства изложения информации в диссертационном исследовании все используемые материалы бурения пронумерованы в едином стиле – латинская буква С соответствует английскому слову керн («core»), после чего следует порядковый номер той или иной точки. Список открывается колонками, образцы которых составляют основу данной работы из коллекции Е.А. Гофман; после чего следуют колонки, рассмотренные в литературных материалах, используемые автором как непосредственно для палеореконструкции, так и в качестве корреляционного материала; завершают список скважины, образцы из которых вошли в коллекцию А. Джавадовой, поскольку в работе они используются лишь в качестве дополнительного материала.

Для ясности сопоставления в Таблице 1 приведены оригинальные наименования колонок и скважин в первоисточниках, даны координаты каждой точки (за исключением скважин из коллекции А. Джавадовой), а также приведены основные работы, посвященные исследованию тех или иных материалов бурения, к которым автор наиболее часто обращается в рамках диссертации.

Обобщенная картина расположения всех рассмотренных в диссертационном исследовании поверхностных проб и точек бурения приведена в Приложении 1. В данной работе не рассматривались колонки и скважины, пробуренные в зонах ограниченного и нулевого осадконакопления [по Лебедев и др., 1973] вне зависимости от причин образования этих зон. Характеристика осадков, из которых отобраны остракоды для коллекции Е.А. Гофман, приводится по монографии Л.И. Лебедева с коллегами [1973], которые изучали те же буровые материалы, что Е.А. Гофман. Характеристика осадков, из которых отобраны остракоды для коллекции А. Джавадовой, предоставлена ею самой.

Таблица 1. Таблица соответствия наименований материалов бурения в диссертационном исследовании и в первоисточниках.

Тип	Название в диссертации	Наименование в источнике	Основные источники	Долгота, °в.д.	Широта, °с.ш.
Колонка	C1	202	Гофман, 1964	49.611	41.689
Колонка	C2	203	Гофман, 1964	49.998	41.627
Колонка	C3	218	Гофман, 1964	50.068	41.082
Колонка	C4	210	Гофман, 1964	50.806	40.851
Колонка	C5	62	Гофман, 1964	50.248	39.344
Колонка	C6	54	Гофман, 1964	51.747	39.305
Колонка	C7	42	Гофман, 1964	50.753	39.061
Колонка	C8	46	Гофман, 1964	52.645	38.053
Колонка	C9	GS18 (GS20)	Boomer et al., 2005; Leroy et al., 2014; Tudryn et al., 2014	51.101	41.548
Колонка	C10	GS19	Феронский и др., 1999; Куприн и др., 2003	51.102	41.544
Колонка	C11	GS05	Chalié et al., 1997; Escudié et al., 1998; Jelinowska et al., 1998; Феронский и др., 1999; Куприн и др., 2003; Leroy et al., 2007; Pierret et al., 2012; Leroy et al., 2013	51.538	38.761
Колонка	C12	GS04	Феронский и др., 1999; Куприн и др., 2003; Куприн, Рыбакова, 2003; Куприн, Пирумова, 2002	51.610	38.694
Скважина	C13	Арзу	По названию одноименной геологической структуры. Неопубликованные данные	x	x
Скважина	C14	Огуз		x	x
Скважина	C15	Аран-Дениз		x	x

Скважина	C16	Инам		x	x
Скважина	C17	Ленкорань		x	x
Скважина	C18	Хазар		x	x

В Среднем Каспии с севера на юг изучены четыре колонки и одна скважина, расположенные на разных глубинах вдоль западного побережья и в Центральной котловине, по [Леонтьев, 1977] их геоморфологическая позиция соответствует: C1 – C2 субгоризонтальным равнинам днищ шельфовых впадин, C3 – C4 волнистым и наклонным шельфовым равнинам и C13 равнинам прибрежной отмели. В восточной области Среднего Каспия новокаспийские и современные осадки либо полностью размыты и отсутствуют, либо имеют малую мощность (не более 5–10 см) [Лебедев и др., 1973] и представлены ракушей – типом грунта, в котором распространено малое количество видов остракод. Из данной зоны в коллекцию вошли лишь донные пробы, описанные в предыдущем разделе.

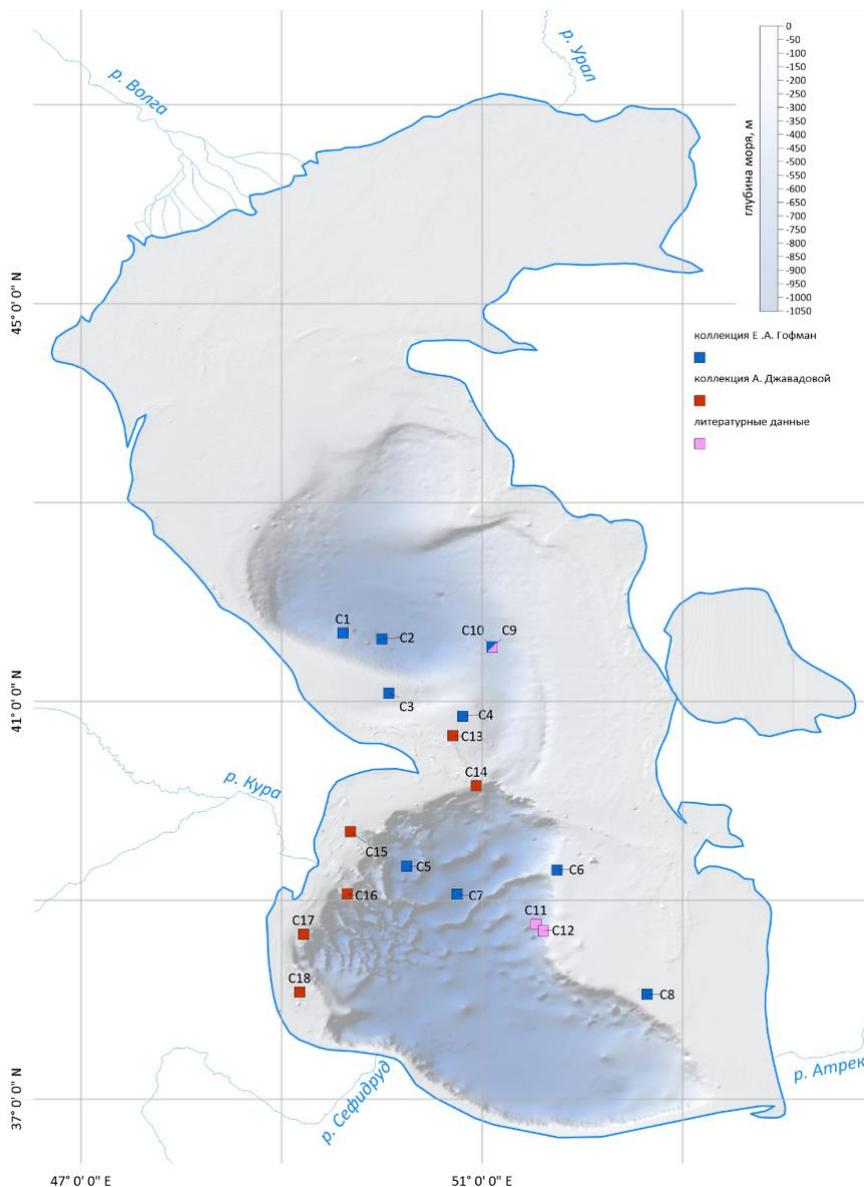


Рисунок 2. Местоположение изученных буровых материалов.

Колонка C2 (Рисунок 2; 15) расположена на глубине моря 780 м на дне глубоководной котловины Среднего Каспия. С поверхности (0–43 см) сложена глинистым илом серого цвета, который ниже становится буровато-серым, с примесью алевритового материала. На глубинах 69–72 см – прослой мелкоалевритового темно-серого ила. Ниже, на глубине 73 см, с резкой границей залегает серый глинистый ил, становящийся буроватым на глубине 86 см, после чего, в интервале 106–107 см отмечается прослой мелкозернистого алеврита. С глубины 150 см – серый глинистый ил с небольшим

количеством мелкого алеврита. Ниже до забоя на глубине 237 см вскрыты слабокарбонатные алевритово-глинистые илы.

Согласно Л.И. Лебедеву с коллегами [1973], довольно широко распространена зона нулевой седиментации и на северо-западе Среднего Каспия, параллельно северному обрамлению Дербентской котловины вдоль края шельфа вниз по склону почти до 600 м, вследствие чего авторами был сделан вывод о развитии оползневых процессов. Эти данные подтверждаются имеющейся в распоряжении автора колонкой С1 с глубины моря 550 м, где изучался только нижний метр, начиная с глубины 158 см. Верхняя часть колонки не была отправлена на измерение стабильных изотопов кислорода и углерода, так как микрофаунистический комплекс был представлен крайне бедной и экологически несовместимой между собой смесью каспийских видов остракод, имеющих крайне плотную раковину, во многих интервалах остракоды вовсе отсутствовали, что характерно, в том числе, для оползневой толщи. Нижележащие осадки с глубины с 158 см оказались практически идентичны описанным из колонки С2 (Рисунок 14).

Колонка С3, с глубины моря около 300 м сложена в верхней части буровато-желтым – зеленовато-серым глинистым илом, ниже становящимся светло-серым с нечеткой границей. В этой точке вскрыты только верхние 84 см осадка (Рисунок 16).

Осадки верхней части западного материкового склона (на глубине моря около 100 м) в южной части Среднего Каспия из колонки С4 (Рисунок 17) и С13 сложены серыми и зеленовато-серыми алевритово-глинистыми и глинистыми илами с значительной примесью алеврита.

В Южном Каспии изучены 4 колонки и 5 скважин, две колонки (С5 и С7) расположены непосредственно в котловине, две другие (С6 и С8) – на восточном шельфе Южного Каспия. Согласно [Леонтьев, 1977], их геоморфологическая позиция соответствует: С5, С7 субгоризонтальным плоским абиссальным равнинам, С6, С17 наклонным равнинам, С16 валам, С8, С13 – С15, С18 равнинам прибрежной отмели. Помимо того, что эти материалы уникальны сами по себе и практически не имеют аналогов, колонка С8 оказалась крайне представительна с микрофаунистической точки зрения, а также послужила детальным измерениям стабильных изотопов кислорода и углерода. Скважинный материал предоставил возможность изучить главным образом строение западной части шельфа Южного Каспия (с севера на юг изучены скважины С14, С15, С16, С17). Кроме того, изучено и южное обрамление глубоководной котловины Южного Каспия по материалам скважины С18.

В глубоководной котловине Южного Каспия с глубины 750 м изучена колонка С7, в целом, ее строение (Рисунок 11) похоже на строение колонки С5 (Рисунок 10) с глубины моря 690 м – с поверхности в обеих точках залегают глинистые илы серого цвета, которые постепенно светлеют вниз по колонкам. Отмечена слоистость илов более светлого и более темного оттенков серого до глубины около 60 см, где проходит четкая граница следующего горизонта. В колонке

С7 он представлен бурым глинистым илом, а в колонке С5 алевроитово-глинистым илом темно-серого цвета. Нижняя граница этого горизонта также четкая по цвету на глубине приблизительно 140 см. В целом, для всех глубоководных колонок как в Южном, так и в Среднем Каспии характерно наличие микрослоистости, при которой друг друга поочередно сменяют светлые (до белого) слои известкового глинистого ила около 0.05 мм толщиной и более темные, серые слои слабоизвесткового глинистого ила толщиной около 0.1 мм и более [Лебедев и др., 1973]. Ниже до забоя 325 см в колонке С7 и 170 см в колонке С5 вскрыты слабокарбонатные алевроитово-глинистые илы.

Обращает на себя внимание сходство строения шельфовых отложений в западной части Среднего и Южного Каспия. Основная масса обломочного материала, поступающего в Южный Каспий, осаждается в западной его части. Общая картина строения скважин здесь заключается в следующем: верхняя полуметровая илистая толща темно-серого цвета содержит многочисленные прослой алевроитового и песчаного материала, а также битой ракушки мощностью до 5 мм. В скважине С17 отмечаются также прослой слабоизвестковых алевроитово-глинистых илов серого цвета. Гранулометрический состав в целом более грубый, нежели в центральной части моря. Ниже осадки сложены однородными алевроитово-глинистыми илами более светлого серого цвета. Можно отметить тенденцию изменения характера осадконакопления при движении от внешней части шельфа к мелководью (от скважины С14 на глубине около 170 м к скважинам С17, С16 на глубине около 100 м и, наконец, скважине С15 на глубине около 60 м) – строение скважины тем проще, а обстановка осадконакопления тем более устойчива, чем больше глубина точки в пределах шельфа. Сходное строение имеет и скважина С18 на южном обрамлении центральной котловины Южного Каспия на глубине 80 м. Главное отличие – большая опесчаненность скважины по сравнению с западной частью шельфа Южного Каспия.

Восточная часть шельфа Южного Каспия удалена ото всех основных источников терригенного материала. С поверхности в колонке С6 (Рисунок 12) с глубины около 150 м, как и в колонке С8 (Рисунок 13) с глубины 25 м залегают светлые, почти белые тонкозернистые известковые илы, в которых карбонатная часть составляет до 80–90% [Лебедев и др., 1973]. На глубине около 22 см в колонке С8 и 25 см в колонке С6 отложения становятся темнее, серого оттенка.

В составе микрофаунистической коллекции Е.А. Гофман имелись образцы фауны и микрофауны из керна колонки С10, пробуренной в рамках совместной морской российско-французской экспедиции в 1994 году. Многие результаты изучения керна этой колонки опубликованы [Куприн и др., 2003], в частности работы [Ферронский и др., 1999] посвящены изучению стабильных изотопов кислорода и углерода валовых карбонатов, выделенных из

образцов осадков по разрезу керна. В данной работе проведено измерение изотопно-кислородного соотношения по раковинам остракод, использование которых для палеогеографических интерпретаций имеет ряд преимуществ (такие измерения более точны и надежны). Таким образом, по указанной колонке имеется две изотопно-кислородных кривых – автора диссертации (по раковинам остракод) и группы исследователей, возглавляемых В.И. Ферронским (по валовым карбонатам). Их совокупность представляет собой бесценный материал для корреляции и более глубоко изучения изотопов кислорода в разных материалах из одних и тех же осадков.

Колонка C10 (Рисунок 2), в литературе также именуется GS19, пробурена на наклонной равнине шельфовых впадин Среднего Каспия [Леонтьев, 1977] на глубине моря 478 м. Координаты станции отбора 41°32'39" с.ш., 51°06'06" в.д. Длина керна 935 см [Ферронский и др., 1999] или 925 см [Куприн и др., 2003].

Поскольку нижний образец коллекции имеет глубину 935 см, автор придерживается описания строения колонки, приведенного в работе [Ферронский и др., 1999]. Оно составлено на основании данных визуального изучения бурового материала, определения гранулометрического состава осадков и анализа глинистых минералов методом рентгено-дифрактометрического анализа. Состав осадков исследовался в лабораториях морской геологии и инженерной геологии геологического факультета МГУ. Подробная методика работы изложена в работе [Куприн и др., 2003].

Нижняя часть керна колонки сложена зеленоватыми глинами со слоями карбонатного песка (844 – 890 см), переходящими в темно-серые глины с песком (890 см – до забоя колонки). Выше до глубины 790 см глины приобретают более светлый оттенок (до бурого), отмечаются тонкие прослойки песчаного материала. Их перекрывают темно-серые глины со слойками песка и, выше 775 см, включениями фауны моллюсков, отсутствующей в нижней части интервала. Верхняя граница этой толщи определена на глубине 643 см. Вышележащая толща в интервале 643 – 400 см представляет собой последовательное переслаивание зеленоватых гидротроилитовых глин и светло-серых и бурых глин с прослоями песка, мощность прослоев колеблется от 20 до 55 см. Интервал 400 – 325 см охарактеризован как глины сапропелевые, нижние 40 см этого интервала представляют собой глины темно-серые со слойками песка. Выше, до глубины 175 см, залегают зеленоватые троилитовые илы. С глубины 237 см их цвет начинает меняться до светло-серого и бурого, и до 325 см в глинах отмечаются прослойки песка. Интервал 100 – 175 см представлен переслаиванием зеленоватых гидротроилитовых глин и глин сапропелевых. Верхние 100 см представлены глинистыми сапропелевыми илами.

В осадках колонки преобладает глинистая фракция, содержание которой достигает 60%. Алевритовая компонента доминирует в интервале от 640 до 660 см, а на глубине 800 и 880 см

достигает значений глинистой фракции. Содержание песка в целом по колонке не превышает 1%, за исключением отметок 140, 530, 650 и 880 см, где оно увеличивается до 5%.

Пробы для анализов (в частности, изотопно-кислородного) отбирались непрерывно по длине керна путем вырезания образцов сантиметрового размера [Ферронский и др., 1999]. Однако в коллекцию вошли не все интервалы – в силу отсутствия микрофауны или утери некоторых образцов. Поэтому в диссертации проанализированы только имеющиеся в распоряжении автора интервалы колонки, и образцы, в которых имелось достаточное для анализа количество раковин и створок остракод.

Другие материалы, извлеченные со дна моря в ходе российско-французской экспедиции, были опубликованы в целом ряде работ и также использованы диссертантом для корреляции и составления обобщенной изотопно-кислородной кривой. Остановимся на этих данных более подробно.

### 3.2.3. Литературные данные

Для построения обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспийского моря необходимы материалы бурения, содержащие непрерывную геологическую летопись, без перерывов в осадконакоплении. Несмотря на существование довольно большого количества работ, посвященных Каспийскому морю в целом, и продолжительную историю его изучения, глубоководным бурением охвачена лишь малая его часть. Еще меньше сведений имеется о палеогеографических условиях накопления осадков в Среднем и Южном Каспии, что, разумеется, накладывает ограничения в вопросах реконструкции природной среды. Среди литературных материалов использованы опубликованные результаты совместной российско-французской морской экспедиции 1994 года в рамках междисциплинарного исследования палеолимнологии Каспия. По словам В.И. Ферронского [1999, стр. 653]: «французские ученые (климатологи из Парижского университета и из некоторых других организаций) проявили интерес к каспийской проблеме в связи с перспективностью этого объекта для изучения региональных и глобальных палеоклиматических изменений». С французской стороны исследование было проведено в рамках европейского контракта INCO-Copernicus «Понимание колебаний Каспийского моря» (“Understanding the Caspian Sea erratic fluctuations”) № IC15-CT96-0112. Финансирование осуществлялось Национальным центром научных исследований в рамках программы INSUDYTEC (DYnamique de la Terre et du Climat) (Франция). Оборудование для бурения также предоставлялось французской стороной и состояло из трубки Кулленберга (Kullenberg core), оборудованной поршневой системой. «На верхнем крае 25-метровой колонны труб монтировали балластный груз весом 1.5 т. Колонну опускали на лебедке за борт корабля. С высоты около 100 м от дна моря трос лебедки освобождался для свободного падения всего

устройства в точке отбора керна. Затем колонну поднимали на борт» [Ферронский и др., 1999, стр. 653]. Диаметр извлекаемого керна составлял около 90 мм, его разрезали на секции, закрывали и маркировали, после чего доставляли в лаборатории.

Наряду с описанным выше керном колонки С10 всестороннему изучению подвергались и другие материалы бурения Каспия. Основными из них являются следующие три колонки:

Колонка С12 (GS04 в литературе), пробуренная на наклонной равнине Южного Каспия [Леонтьев, 1977] на глубине моря 405 м (Рисунок 2). Координаты станции отбора 38°41'39" с.ш., 51°36'36" в.д. Длина керна 787 см.

Согласно данным В.И. Ферронского с коллегами [1999], характер залегания осадков и изменения гранулометрического состава отложений по глубине указывает на смену гидрологических условий в течение охваченного колонкой периода осадконакопления. Вся нижняя часть керна колонки с глубины 389 см до забоя (787 см) представляет собой последовательное переслаивание гидротроилитовых глин зеленоватого оттенка, содержащих небольшое количество песка, и глин, не содержащих песка. Мощность этих прослоев колеблется от 5 до 65 см. При движении вверх по керну до глубины 368 см осадки охарактеризованы как глины гидротроилитовые, их цвет при движении вверх по керну меняется от темно-серого до зеленоватого, в нижней части встречаются прослойки песка. Интервал 260 – 307 см представлен глинами зеленоватого оттенка с прослоями карбонатного песка. Выше, с 260 см до глубины порядка 200 см, залегают глины буроватого оттенка, встречаются прослойки песка. С глубины 196 см до 169 см их цвет становится светло-серым. Верхние 77 см керна колонки сложены темно-серыми глинистыми илами, переходящими в более светлые сильно карбонатные серые илы.

В разрезе керна преобладает алевроитовая фракция, её содержание превышает 50% объема осадков. В нескольких интервалах (а именно: 0 – 60 см, 520 – 570 см, 700 – 820 см) доминирует глинистая фракция. В верхней толще керна колонки содержание карбонатной составляющей достигает 60%. Содержание песка в интервалах 0 – 50 см, 220 – 300 см, а также 320 – 420 см составляет порядка 5 – 10%, в нижней же части керна (начиная с 420 см) содержание песчаной фракции не превышает 3%.

Для корреляции с данными, полученными автором диссертационной работы, используются изотопно-кислородные измерения валовых карбонатов, выполненные по стандартной [Ферронский и др., 1999] методике с погрешностью  $\pm 0.1\%$ . К сожалению, получить оригинальные значения, полученные при измерении изотопных соотношений, не удалось – все показатели  $\delta^{18}\text{O}$  как для колонки С10, так и для колонки С12, являются данными, полученными при оцифровке графиков, опубликованных в работе [Ферронский и др., 1999]. Важно отметить существенный недостаток опубликованных кривых, который заключается в их сглаживании – отсутствие четко определяемых пиков облегчения или утяжеления изотопно-кислородного

состава существенно осложняет и интерпретацию, и корреляцию данных. В диссертационном исследовании автор также использует радиоуглеродные датировки, определенные по валовому содержанию углерода в карбонатных минералах колонок C10 и C12 [Ферронский и др., 1999] сцинтилляционным методом. Для удобства изложения данные о радиоуглеродном возрасте приведены в разделе диссертации, посвященном построению возрастных моделей (п. 5.2.1.), а данные  $\delta^{18}\text{O}$  – в разделе о создании единой изотопно-кислородной кривой Каспийского моря для конца позднего плейстоцена и голоцена (п. 5.2.2.).

Другие керны (описанные ниже) анализировались французскими коллегами «по согласованной с российской стороной программе» [Ферронский и др., 1999]. Такое дублирование исследований имело целью контроль воспроизводимости наиболее важных результатов и взаимное дополнение данными различных анализов.

Колонка C11 (в литературе также именуемая, как GS05, SR01-GS9405 [Escudie et al., 1998] и SR-9402 GS05 [Jelinowska et al., 1998]), пробурена на наклонной равнине Южного Каспия [Леонтьев, 1977] на глубине моря 518 м (Рисунок 2). Координаты станции отбора  $38^{\circ}45'39''$  с.ш.,  $51^{\circ}32'16''$  в.д. Длина керна 998 см [Chalié et al., 1997; Escudie et al., 1998; Jelinowska et al., 1998], или 986 см [Куприн и др., 2003], или 957 см [Pierret et al., 2012; Leroy et al., 2014]. Литологическое описание колонки, основанное на визуальных наблюдениях, сопровождаемое геохимическим анализом, подробно представлено в работах [Chalié et al., 1997; Escudie et al., 1998; Jelinowska et al., 1998; Pierret et al., 2012].

Согласно данным [Leroy et al., 2013], нижняя часть керна (с глубины 111 см до забоя) представляет собой осадок богатый детритом с регулярным (~ каждые 8 см) переслаиванием коричнево-серого и темного прослоев. Карбонатность данного интервала низка (около 21-25%), в нем практически отсутствуют аутигенные органические остатки. Наклонная слоистость, отмеченная ориентировочно со 121 до 118 см, позволяет предположить некоторую деформацию нижней части керна, для которой, кроме того, характерно изменение показателей магнитной восприимчивости в широком диапазоне. Вероятно, это связано с повышенным содержанием в отложениях грейгита. Вышележащий горизонт подразделен авторами на две составляющие – с глубины 111 см по 94 см залегают светлые илы с тонким, практически неопределимым переслаиванием, в которых выше с глубины 94 см вновь явно начинают проявляться темные прослои. На глубине 86 см граница с вышележащим горизонтом четкая, осадок представляет собой темно-серые карбонатные (49-63%) глинистые илы, переслаивание практически незаметно до глубины 44 см. Выше карбонатность осадка несколько снижается, он приобретает черты большей однородности, отмечается появление в нем диатомей, которые практически полностью отсутствуют в осадках керна колонки.

Согласно данным [Chalié et al., 1997; Escudié et al., 1998], нижняя толща с глубины 998 см по 120 см представляет собой переслаивание коричнево-серого и темно-коричневого тонкозернистого материала (из-за окисления при подъеме керна оно перестало быть видимым невооруженным глазом), насыщенного детритом. Глубины керна 120 – 103 см сложены более светлым алевритовым материалом, после чего в интервале глубин 103 – 95 см вновь проявляются более темные слои. Верхняя толща 95 – 0 см охарактеризована как светлые, коричнево-серые глинистые илы, обогащенные карбонатом, до глубины 53 см отмечается тонкая слоистость.

Описания керна колонки по содержанию отличаются не принципиально, однако интервалы глубин, приведенные для тех или иных слоев, заметно разнятся. Диссертант приводит оба варианта для того, чтобы подчеркнуть неоднозначность интерпретации результатов анализа данной колонки, а также с целью дальнейшего выяснения надежности стратиграфического подразделения колонки в разделе диссертации, посвященном поиску стратиграфических реперов и рассмотрению результатов комплексного анализа материалов бурения.

Колонка C9 (в литературе также именуемая, как GS18 [Leroy et al., 2014], GS20 [Boomer et al., 2005; Tudryn et al., 2014] и SR-9418 [Tudryn et al., 2014]) пробурена на глубине моря 479 м в Среднем Каспии (Рисунок 2). В вышеуказанных публикациях местоположение колонки на картах отмечено в разных точках, однако точные координаты 41°32'53'' с.ш., 51°06'04'' в.д. приведены только в [Leroy et al., 2014; Tudryn et al., 2014] и 41°32'55'' с.ш., 51°06'04'' в.д. в [Куприн и др., 2003], поэтому в диссертационном исследовании приняты именно они. Вероятно, разрозненность сведений о местоположении скважин обусловлены плохими погодными условиями, упоминаемыми [Leroy et al., 2013]. Геоморфологическая позиция [по Леонтьев, 1977] соответствует наклонным равнинам шельфовых впадин.

Длина керна, в основном сложенного материалом глинисто-алевритовой размерности со включениями детрита, составляет около 10 м – 995 см [Куприн и др., 2003; Leroy et al., 2014] или 999 см [Boomer et al., 2005]. Зарубежными коллегами [Boomer et al., 2005] по керну выделено три основных литологических единицы. Интервал 995 – 820 см сложен темно-бежевыми карбонатными глинами. Отмечено содержание карбонатов около 10%, а также частое переслаивание более темного (мощность прослоев около 2 мм) и более светлого (мощность прослоев около 3.5 мм) материала. Детальное изучение этой слоистой толщи сначала по колонкам из Южного Каспия [Jelinowska et al., 1998, 1999]. а затем и из Среднего, в частности, колонки C9 [Tudryn et al., 2014] позволило установить, что оно объясняется повышенным содержанием в более темных прослоях грейгита ( $Fe_3S_4$ ) из-за бескислородных условий раннего диагенеза. В то же время в работе, посвященной анализу остракод [Boomer et al., 2005], подчеркивается наличие фауны в описываемых отложениях, которая не могла бы пережить бескислородные условия, и делается заключение о достаточно хороших условиях насыщения

кислородом. Авторы предлагают другую трактовку возникновения рассматриваемой слоистости – постседиментационные преобразования. Вышележащий интервал 820 – 552.5 см сложен светло-бежевыми глинами, в которых содержание карбонатов вырастает до 14%. Осадок также сильнослоистый, за исключением интервала глубин 752 – 704 см. Авторами [Boomer et al., 2005] отмечается вероятность присутствия и более тонкого переслаивания, которое невозможно зафиксировать невооруженным глазом. Карбонатность отложений стремительно возрастает до 30% на глубине 569 см, и 35% на глубине 552.5 см, где выделяется начало следующего илистого слоя, разделенного авторами [Boomer et al., 2005] на два подслоя: а – до глубины 326 см, и б – выше до поверхности. Цвет толщи изменяется от серого до зеленоватого, карбонатность постепенно снижается до 10%, отмечается большее содержание обломочных частиц. В верхних 5 м керна вообще, и особенно в нижележащем подслое (а) переслаивание практически отсутствует. Выше, в интервалах глубин от 263 до 250 см и от 145 до 103 см, прослой заметны, но часто плохо различимы, их мощность существенно меньше, чем в нижней части керна (до 0.2 см). Основное изменение описано на глубинах 580 – 569 см по значительному росту карбонатности отложений [Leroy et al., 2014] и исчезновению видимого переслаивания.

Описания, составленные разными исследователями, разумеется, отличаются и несут в себе следы индивидуального подхода авторов. Это справедливо в отношении определения цветовых характеристик осадков, детальности изложения информации и подхода к описанию в целом. Поэтому представляется целесообразным выделить общие черты в строении кернов рассмотренных колонок, тем самым обобщив имеющую информацию. Кроме того, в дальнейшем это поспособствует составлению обобщенной изотопно-кислородной кривой и созданию палеорекострукции. Основными единицами при движении снизу вверх по кернам скважин можно назвать – переслаивающуюся глинистую толщу, как правило состоящую из более темных и более светлых (зеленоватых, серо-коричневых) прослоев, в которых нередки включения песка. Выше залегают глины и илы более светлого цвета (до бурого), главной отличительной чертой этих отложений является их высокая карбонатность. Верхняя единица, как правило, представляет собой глинисто-илистую толщу вновь более темного цвета, зачастую исследователи вновь отмечают в ней слоистость, содержание карбонатов по сравнению с нижележащим горизонтом в ней снижается. Очевидно, описанный всеми исследователями более светлый оттенок осадок приобретает в результате повышения карбонатности. По мнению одной группы авторов [Ферронский и др., 1999; Куприн и др., 2003], наиболее темные прослой обязаны своим появлением продуктам бактериальной сульфатредукции, которые фиксируются в осадках в виде темноокрашенных гидротроилитовых прослоев. В то же время, согласно другому мнению [Boomer et al., 2005], наличие фауны остракод в этих отложениях указывает на достаточно хорошие условия насыщения воды кислородом.

## Глава 4. Микрофаунистический состав остракод и их стабильные изотопы из донных проб Каспийского моря

### 4.1. Взаимосвязь между $\delta^{18}\text{O}_w$ , температурой и соленостью воды

Перед тем как обратиться непосредственно к результатам измерения изотопно-кислородного состава остракод, рассмотрим связи между основными гидрологическими показателями воды, в которой остракоды формируют свои раковины, а именно между  $\delta^{18}\text{O}$  придонного слоя воды (здесь и далее  $\delta^{18}\text{O}_w$ ), его температурой (Т) и соленостью (S).

Изотопный состав воды закрытого водоема, который в конечном счете отражает изотопный состав карбонатов – раковин остракод, зависит от процессов двух групп. Первые контролируют изотопный состав осадков на водосборе, в то время как вторые влияют на изотопный состав в самом бассейне. Исключив из данной работы Северный Каспий, можно пренебречь рассмотрением «эффекта водосбора», то есть дополнительным анализом химических и биологических процессов на водосборе, которые вносят вклад в изотопный сигнал, ограничившись рассмотрением второй группы факторов. Ведущую роль среди них играют испарение, которое изменяется с относительной влажностью, температура, соленость, содержание кислорода в воде и отношение площади поверхности озера к объему и времени пребывания в таком состоянии. Оценка последнего из перечисленных факторов в палеовремени сводится к предположению времени развития той или иной трансгрессивной или регрессивной стадии Каспия и оценке ее продолжительности, чему посвящена заключительная глава работы.

Отметим, что изменчивость температуры воды (как, например, и содержания кислорода) зависит прежде всего от суровости зимы (так как в суровые зимы приток кислорода из атмосферы и его растворимость в море заметно повышается, к тому же, благодаря интенсивной конвекции улучшается аэрация глубинных вод), а солености – от величины притока речной воды, то есть от внешних факторов, которые слабо коррелируют между собой. Кроме того, несмотря на то, что данные о температуре и солености воды, измеренные одновременно с отбором проб, имеются для большинства точек (Приложение 2), информация об изотопно-кислородном составе воды (а именно глубинные профили распределения  $\delta^{18}\text{O}_w$ ) опубликованы только для акваторий Среднего и Южного Каспия [Горбаренко, 1972; Froehlich et al., 1999], что является еще одной причиной того, что изучение взаимосвязей перечисленных выше показателей в данной работе ограничено глубоководными частями моря. Сезонные измерения, проводившиеся на протяжении 1994–1996 годов в ходе русско-французской экспедиции в Каспийском море, отражают динамику изменения изотопно-кислородного состава воды Каспия с глубиной.

Все изученные донные пробы были условно подразделены на несколько групп в соответствии с характеристиками преобладающих водных масс, которые оказывают решающее

воздействие на формирование изотопно-кислородного состава в каждой конкретной точке исследования (Рисунок 3, Приложение 2).

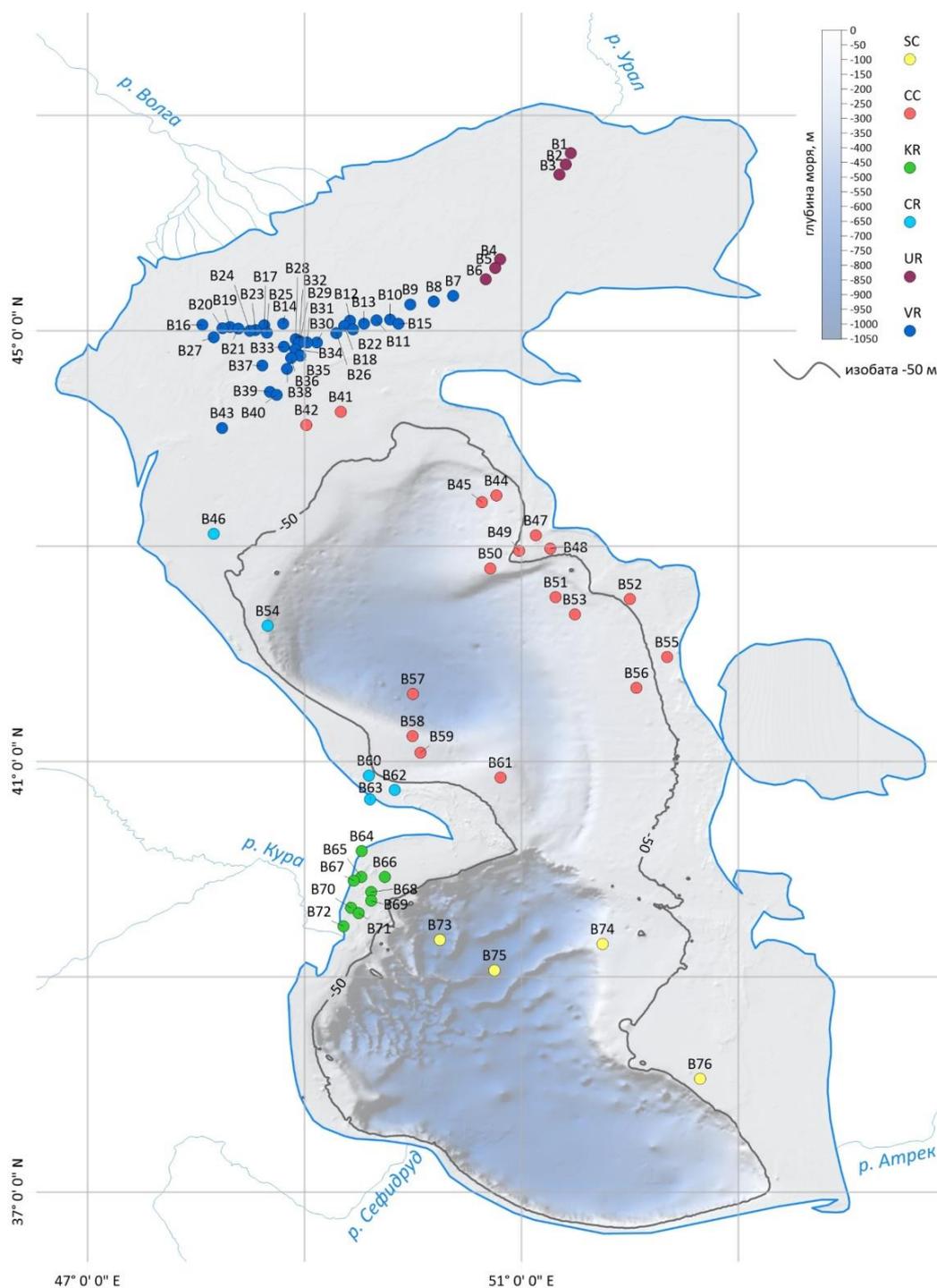


Рисунок 3. Группировка исследуемых образцов по типу водных масс. Расшифровка буквенного обозначения типов водных масс приведена в тексте.

В основе подразделения лежит общегеографический фактор, учитывающий Т – S –  $H_{абс.}$  условия, придонные течения, близость к берегу и местам впадения крупных рек и проч. Всего выделено шесть типов водных масс: VR (Volga River) – соответствует участку в Северном Каспии, который подвержен доминирующему влиянию волжских вод; а UR (Ural River) и CR

(Caucasus Rivers) – вод реки Урал и вод кавказских рек российского сектора, соответственно; KR (Kura River) – участок в устьевой зоне Куры; CC (Central Caspian) и SC (South Caspian) – соответствуют удаленным от берега глубоководным зонам Среднего и Южного Каспия, соответственно. За неимением данных о  $\delta^{18}\text{O}_w$  для VR и UR, они были исключены из изучения взаимосвязей (Рисунок 4).

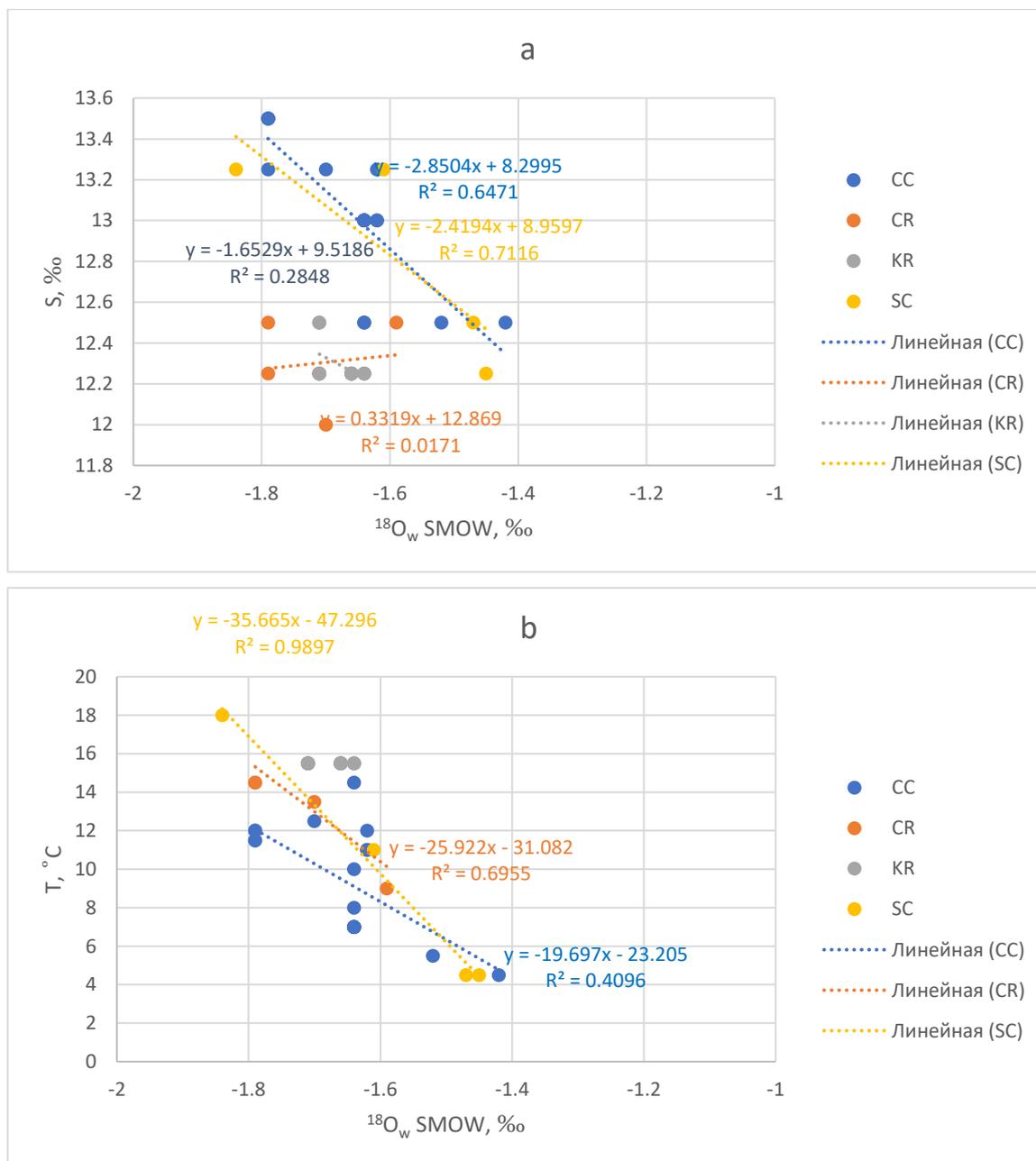


Рисунок 4. Взаимосвязь  $\delta^{18}\text{O}_w$  со среднегодовой соленостью (S) придонного слоя воды (а) и его среднегодовой температурой (Т) (б).

Помимо того, что в общем случае  $\delta^{18}\text{O}_w$  непрерывно меняется под воздействием испарения и конденсации, регрессионный анализ изученных параметров демонстрирует существование тесной связи  $\delta^{18}\text{O}_w$  с температурой и соленостью, которая особенно велика для центральных зон Южного и, в меньшей степени, Среднего Каспия. Согласно Рисунку 4 (б), для

всех выделенных типов водных масс характерна закономерность:  $\delta^{18}\text{O}_w$  повышается (или утяжеляется) с уменьшением температуры – эта зависимость описывается простой линейной функцией. Температура воды, в свою очередь, уменьшается с глубиной, коэффициент корреляции этих показателей очень высок (-0.76).

В Каспийском море в распределение солености определяющий вклад вносит наличие речного стока – в море с относительно тяжелым изотопным составом впадают мощные поверхностные водотоки с резко отличающейся в меньшую сторону концентрацией тяжелого изотопа. В большей степени это утверждение, разумеется, касается северной части Каспия, однако и в приустьевых участках других районов моря также имеет место простое смешение вод с различной концентрацией стабильных изотопов. В рамках данной работы этот факт особенно хорошо прослеживается на мелководье у западного берега Южного Каспия к северу от устья Куры, где соленость понижается до 12‰ в области максимальной концентрации точек отбора донных проб. Однако ожидаемая линейная зависимость между соленостью и  $\delta^{18}\text{O}_w$ , которая объяснялась бы тем, что процессы, следствием которых является увеличение или снижение значений  $\delta^{18}\text{O}_w$  (например, интенсификация испарения, выпадения атмосферных осадков, таяния льда, речного стока и т.д.), таким же образом влияют на изменение солености воды [Epstein et al., 1951; LeGrande, Schmidt, 2006] не нашла подтверждения (Рисунок 4, а). Если в глобальном масштабе на каждую единицу снижения солености ожидается соответствующее уменьшение значения  $\delta^{18}\text{O}_w$  на 0.6‰ [Craig, Gordon, 1965], то, согласно полученным результатам, в Каспийском море на участках, не подверженных опресняющему воздействию впадающих рек, можно ожидать увеличение  $\delta^{18}\text{O}_w$  на 0.4‰ на каждую единицу снижения солености – то есть  $\delta^{18}\text{O}_w$  выше в воде с меньшей соленостью. Такой вывод противоречит общегеографической логике и действительным наблюдениям и побуждает искать причину неудовлетворительного результата. В данном случае, смещение в сторону утяжеления изотопного состава связано с увеличением глубины отбора образцов в пределах одного и того же типа водных масс. Тренд наиболее заметен в СС и SC, где перепад глубин максимален и составляет несколько сотен метров, в то время как линейная зависимость между соленостью и  $\delta^{18}\text{O}_w$  для CR соответствует ожиданию.

В анализе данных с целью дальнейшей палеорекострукции, как и в любом другом анализе, крайне важно создать модель, описывающую систему максимально близко к реальности. Часто бывает так, что признаки довольно сильно зависят друг от друга и их одновременное наличие сглаживает сигнал. Так, на примере изучения взаимосвязи между  $\delta^{18}\text{O}_w$ , температурой и соленостью воды, явно проявляется определяющее влияние, которое оказывает на результат глубина моря (наряду с близостью рек). Дополнительный вклад может вносить сезонность изменения характеристик водных масс. Все это указывает на существование гораздо

более сложных связей и факторов, обуславливающих в конечном итоге измеряемый в лаборатории результат. Без их учета и, что не менее важно, без учета их изменчивости во времени, можно получить иррелевантные выводы, ведь в природе вообще довольно редко встречаются водные объекты, постоянно находящиеся в стационарном состоянии. Закрытые водные системы озерного типа, к которым можно отнести Каспийское море, изменчивы не только вследствие действия случайных процессов – им присущи закономерные связи со множественными изменениями: например, изотопного состава приходящего поверхностного стока или атмосферной влаги, соотношения между расходной и приходной составляющими водного баланса и т.д. Иногда включение изменчивости входных данных в анализ возможных ошибок становилось причиной пессимистичных оценок возможностей палеореконструкций, основанных на изотопно-кислородном методе при изучении озер [Lewis, 1979; Zimmerman, Ehhalt, 1970]. Однако сама чувствительность изотопного состава водоема к изменениям окружающей среды и вариациям гидрологического режима позволяет использовать измерение изотопии кислорода как ценный инструмент равно как для наблюдения за сиюминутными экологическими и гидрологическими изменениями, так и для палеореконструкций [Stuiver 1970; Lemeille et al. 1983; Talbot 1990].

Еще Gat J.R. [1995] писал, что учет комплекса факторов требует пересмотра подходов к палеореконструкциям – в данном исследовании диссертант не стремится избежать существующей проблемы, пытаясь извлечь информацию из изотопного состава водоема на основе стационарных принципов и решений. Тем более, простые модели не применимы к Каспийскому морю, история которого богата на разнонаправленные и высокоамплитудные изменения его уровня. Для надёжности итоговой палеогеографической реконструкции и извлечения максимального количества информации из проведенных измерений обратимся к рассмотрению прочих аспектов, которые удалось охватить в рамках диссертационной работы.

#### 4.2. Распространение и экология исследованных остракод

Микрофаунистический состав Каспийского моря весьма эндемичен. Несмотря на высокоамплитудные изменения уровня Каспийского моря в палеовремени, его глубоководные районы – Средний и Южный Каспий сохраняли определенный объем воды даже в периоды самых глубоких регрессий, тем самым выступая в роли рефугиумов [Boomer, 2012]. В периоды высокого стояния уровня Каспия происходил обмен фауной – например, в результате установления связи с Чёрным морем по Манычскому проливу [Jones, Simmons, 1996, 1997; Popov et al., 2006; Rögl, 1999].

Относительно систематики остракод Каспийского моря нет единства мнений [Гофман, 1964; Yassini, 1986; Boomer et al., 2005; Schornikov, 2011]. Кроме того, некоторые исследователи

[Leroy et al., 2018] ввиду отсутствия иллюстраций в публикациях Е.А. Гофман [1962, 1964] выказывают обеспокоенность правильностью её идентификации остракод, даже ставя под сомнение научную ценность этой работы [Boomer et al., 2005]. Между тем, публикация Е.А. Гофман, задуманная изначально как краткий научный отчет, представляет собой ценный источник подробной информации, снабженный общей характеристикой фауны остракод Каспийского моря, данными о распространении и экологических особенностях отдельных видов, а также, о закономерностях появления различных морфологических признаков строения раковин остракод в зависимости от условий их существования. После выхода на русском языке, работа не была переведена автором на английский, что ограничило доступ к ней иностранных коллег, однако, другая публикация [Yassini, 1986] по существу является тем самым недостающим переводом работы Е.А. Гофман с важными дополнениями, полученными по результатам изучения Южной акватории Каспия.

Согласно [Boomer, 2012], два фактора затрудняют палеогеографическую интерпретацию результатов изучения каспийских остракод. Во-первых, многие виды географически ограничены современным Понто-Каспийским регионом. Во-вторых, существует нехватка подробных исследований живых таксонов и исчерпывающих данных о среде их обитания. В контексте диссертационной работы, несомненно, нужно отметить отсутствие работ по изучению изотопного состава современных каспийских остракод, необходимых для надежных палеореконструкций. Данная глава призвана внести вклад в разработку этой проблемы, а также дополнить сведения об условиях обитания различных видов каспийских остракод. Определение видовой принадлежности остракод автором диссертации проводилось при постоянных консультациях с ведущим специалистом по четвертичным каспийским остракодам – к.б.н. М.А. Зениной. Помимо упомянутых, для идентификации остракод оказались крайне полезны такие опубликованные работы, как [Агаларова и др., 1961; Мандельштам и др., 1962; Шорников, 1969; Чеховская и др., 2014, 2018]. Характеристика изученных материалов выполнена, исходя из интересов палеогеографических реконструкций, в связи с этим, приводить в рамках данной работы полное палеонтологическое описание каждого изученного образца представляется нецелесообразным. При первом упоминании вида остракод приводится его полное название и, согласно палеонтологическим правилам, в круглых скобках указание автора и года первого описания вида. При повторном упоминании допускаются сокращения. В случае возникновения сомнений в отношении определения видовой или родовой принадлежности особи рода автор следовала рекомендациям [Bengtson, 1988].

Современный состав фауны остракод изменяется по мере удаления от берега с возрастанием глубин. В соответствии с геоморфологическими и гидродинамическими

условиями, а также с отсылкой к зонированию Е.А. Гофман (для единства системы при анализе результатов) условно выделены следующие зоны.

#### 4.2.1. Мелководье

Участкам небольших глубин свойственны более резкие сезонные колебания и песчаный характер грунта. На западном побережье велико влияние рек, поэтому наряду с широко распространенным на глубинах 3–5 м видом *Cyprideis torosa* (Jones, 1850) часто встречается *Darvinula stevensoni* (Brady et Robertson, 1870), вид, который обитает на глубине до 6 м при солености от 2.5 до 7‰ [Гофман, 1964], и так же, как *C. torosa*, переносит большие перепады солености, но исчезает у восточного берега, где отмечается более высокое среднее значение солености. В данной работе, как богато представленный в коллекциях вид, *C. torosa*, часто использовался для изотопных измерений. Среди таких же распространенных видов стоит отметить *Tyrrhenocythere amnicola donetziensis* (Dubowsky, 1926). Вид, который чаще всего встречается на глубинах от 10 до 20 м, вплоть до 30 м. Соленость воды придонных слоев в ареалах обитания вида колеблется от 4 до 13.25‰, преимущественно 12–13.25‰ [Гофман, 1964; Чеховская и др., 2014], а иногда и выше – до 13,56‰ в Северном Каспии [Чеховская и др., 2018]. *Euxinocythere virgata* (Schneider, 1962) не менее часто использовалась для измерений в пробах с мелководья Среднего Каспия, где распространена массово (как и на мелководье Северного Каспия). Этот вид толерантен к изменению солености в широком диапазоне – способен обитать как в типичных морских условиях, так и при крайне низкой солености, например, он встречается в лиманах при солености до 5‰ в ассоциации с пресноводными видами. Также вид хорошо приспособляется к изменениям температурного режима, что и позволяет ему обитать на мелководье. На илистых осадках, как правило, немногочисленен, преобладает на песчаных субстратах. Распространены также представители рода *Loxosoncha*, не опускающиеся на глубину.

В зоне волнового воздействия (с 5–10 м) вдоль западного побережья Среднего Каспия по материалам обеих коллекций отмечены виды с уплотненной, толстой раковиной, практически не скульптурированной, что может указывать на кальцификацию, интенсивное придонное движение воды (течение), а также на частые сильные шторма в этом регионе. На переходе к Южной акватории – к югу от Баку и на восток от Апшеронского полуострова – описан типичный современный каспийский комплекс остракод, характерный для открытого моря. Такая тенденция легко объясняется отсутствием крупных рек, несущих пресные воды, и меньшим волновым воздействием. В пользовании диссертанта оказалось гораздо меньшее количество материала из восточной части моря, однако, в целом стоит отметить тенденцию к заметному уплотнению и утолщению раковин, вероятно, объяснимую более низкими температурами и более грубым

составом донных отложений. Важно упомянуть об исчезновении остракод с плотной толстой раковиной с нарастанием глубины – уже на отметках около 100 м *Cryptocyprideis bogatschovi* (Livental, 1929) встречается редко, ниже – практически единично, вплоть до полного исчезновения.

#### 4.2.2. Шельф, материковый склон

Среди типичных видов, маркирующих шельф Каспийского моря и глубины 50-200 м, стоит выделить *Bacunella dorsoarcuata* (Zalany, 1929), *Camptocypria gracilis* (Livental, 1929), *Caspiolla acronasuta* (Livental, 1929), которые в данной работе были широко использованы для измерения стабильных изотопов кислорода и углерода. Перечисленные виды имеют широкое вертикальное распространение и, как правило, не встречаются в мелководных районах Северного Каспия [Berdnikova et al., 2023]. Так, *B. dorsoarcuata* встречается в Среднем и Южном Каспии в диапазоне глубин от 62 до 875 м [Boomer et al., 2005], *C. gracilis* от 15 до 800 м, а *C. acronasuta* с 6 до 880 м, но наиболее многочисленны поселения на шельфе от 50 до 200 м, причем, по нашим данным, количество экземпляров увеличивается согласно глубине в указанном диапазоне, а *B. dorsoarcuata* до глубины 50 м в глубоководных областях Каспия не встречается вовсе. Кроме того, эти виды предпочитают соленость от 11-11.5‰ до 13‰ [Гофман, 1964], поэтому их исчезновение может трактоваться, в том числе, как признак изменения солености водоема в палеовремени. Виды могут жить в довольно широком диапазоне температурных условий (от 4.5 до 18°C), *C. gracilis* наиболее многочисленна при 12–14°C [Гофман, 1964]. *Candona shweieri* (Baird, 1845) принято считать довольно холодолюбивым видом [М.А. Зенина, устное сообщение], который не обитает на мелководье. В хвалынское время он переселился в Черное море, при осолонении которого вымирал одним из последних в силу толерантности к изменениям солености. Обычно обитает на илистых осадках. В ассоциации с уже приведенными видами на глубинах свыше 20-30 м нередко находки *Paracyprideis? naphtatscholana* (Livental, 1929), не обнаруженной в современных и новокаспийских осадках Северного Каспия ни диссертантом, ни другими исследователями [Чеховская и др., 2014]. Этот вид также относится к стеногалинным, встречается на разных типах грунтов в водах с высокой для Каспийского моря соленостью 12.5–13.25‰ [Гофман, 1964]. Он использовался для изотопии, главным образом, при изучении колонок в Среднем Каспии. Многочисленны представители *Leptocythere*, однако в силу хрупкости раковины и связанных с этим трудностей очистки они также не отбирались для измерения изотопного состава. В целом стоит отметить, что именно глубины 50 – 200 м наиболее населены остракодами.

#### 4.2.3. Дно котловин

С глубины около 200 м микрофаунистический состав существенно сокращается как в количественном, так и в качественном отношении. Однако главным характерным признаком является изменение внешнего облика остракод – начинается проявляться шиповатая, бугорчатая скульптура раковин.

В целом большие глубины бедны микрофауной. Образцы коллекции с глубин свыше 300 – 400 м содержат в основном *Graviocypris elongata* (Schweyer, 1949), *Loxococoncha petasa* (Livental, 1929), *Euxinocythere baquana* (Livental, 1938). Эти данные согласуются с Е.А. Гофман, которая отводила перечисленным видам большую роль и указывала на встречаемость некоторых других видов, которые не были встречены при работе с коллекцией. Вид *G. elongata* обитает на глубинах до 800 м, встречается довольно редко, но становится заметен именно на больших глубинах, где другие виды исчезают. Обитают на илистых грунтах в водах с соленостью 12–13.25‰ при температурах от 4.5 до 15.5°C [Гофман, 1964] в зависимости от глубины. Для анализа стабильных изотопов на больших глубинах использовался эврибатиальный вид *L. petasa*, который существует на дне Каспийского моря повсеместно, способен переносить изменения температуры от 4.4 до 10.5°C и предпочтительно обитает при солености от 11.5 до 12‰ (иногда до 13.5‰) [Гофман, 1964]. Встречаются единичные экземпляры типичных представителей шельфовой зоны Каспия. Большинство изученных глубоководных остракод несет признаки угнетения – имеют тонкую, иногда прозрачную раковину.

Приведенные результаты демонстрируют, что анализ многочисленных проб из коллекции Е.А. Гофман позволяет выявить изменения в составе микрофаунистических комплексов остракод по мере удаления от берега с возрастанием глубины. Это не позволяет согласиться с заключением исследователей [Boomer, 2012 со ссылкой на Boomer et al., 2005], основанным на анализе верхних проб из девяти кернов Среднего и Южного Каспия, о том, что за исключением отчетливо выделяющегося мелководного комплекса (на глубинах менее 60 м) глубинная стратификация комплексов остракод в Каспийском море отсутствует. Вероятно, более обширный материал коллекции Е.А. Гофман позволяет проследить эти изменения вслед за автором [1962, 1964] более детально. К похожему выводу приходят и другие исследователи [Leroy et al., 2018].

#### 4.3. Выбор оптимального способа пробоподготовки остракод для изотопно-кислородного анализа

Для сравнения измерений, полученных в результате реализации разных подходов к пробоподготовке, использовался наиболее встречающийся в поверхностных образцах вид *T. amnicola donetziensis*. Результаты выбора оптимального способа пробоподготовки приведены на примере двух точек (двух экспериментов), расположенных в западной части Южного Каспия к

северу от впадения Куры, недалеко друг от друга. Из поверхностных проб в этих точках отобрано по 5 образцов для осуществления 5 техник очистки, описанных в Главе 3. Результаты измерений приведены в Таблице 2.

Таблица 2. Сравнительная таблица измерения стабильных изотопов кислорода в поверхностных пробах *T. amnicola donetziensis* при разных техниках пробоподготовки ( $\delta^{18}\text{O}$  VPDB, ‰). Номер техники соответствует порядку, в котором они перечислены в п. 3.1.2.2.).

№ эксперимента	1	2	3	4	5	Среднее
Эксперимент 1	-3.15	-2.14	-1.75	-1.79	-1.59	-2.08
Эксперимент 2	-2.26	-2.73	-2.14	-2.21	-2.33	-2.33

Более наглядно результаты продемонстрированы на графике (Рисунок 5). При измерении изотопов кислорода в Эксперименте 1 максимальные (изотопно более тяжелые) значения получены в результате отмывки дистиллированной водой после отмачивания створок в этаноле и их физического очищения. В то время как минимальные – без какой-либо обработки кроме очищения щеткой-кисточкой. Минимальное значение в Эксперименте 1 наиболее существенно отклоняется от среднего по результатам всех пяти измерений, эта разница составляет 1.07‰, в то время как в Эксперименте 2 все значения оказались гораздо более близки между собой.

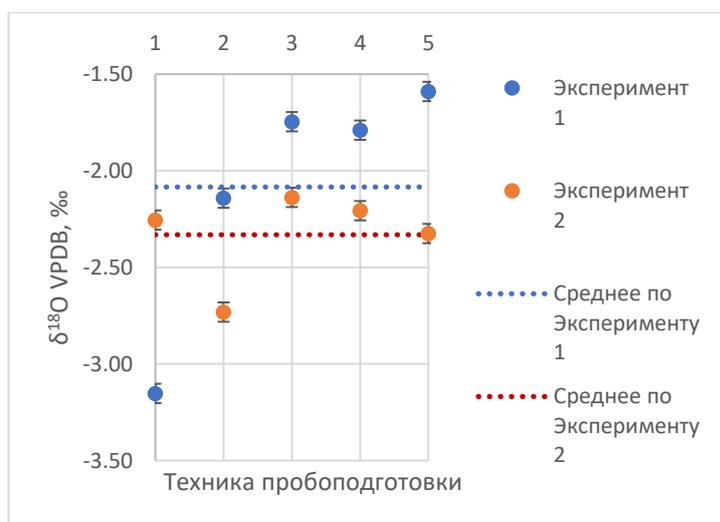


Рисунок 5. Результаты измерения стабильных изотопов кислорода в поверхностных пробах *T. amnicola donetziensis* при разных техниках пробоподготовки (номер техники соответствует порядку, в котором они перечислены в п. 3.1.2.2.).

отмывании образца после пероксида водорода в обоих случаях отмечается более изотопно тяжелые показатели, чем без использования на заключительном этапе дистиллированной воды. При отмывке после этанола в Эксперименте 1 значение  $\delta^{18}\text{O}$  становится тяжелее, как в случае с  $\text{H}_2\text{O}_2$ , а в Эксперименте 2 дельта кислорода облегчается. Отметим, что диапазон измеренных

Наибольшее отклонение демонстрирует образец, который предварительно замачивался в перексиде водорода и не промывался после этого дистиллированной водой. Разница измерений между максимальным и минимальным значением для кислорода в Эксперименте 2 составила 0.59‰. В целом она меньше, чем в Эксперименте 1. Без предварительной обработки результат в Эксперименте 2 оказался практически идентичным среднему по совокупности пяти измерений. Интересно, что при

значений в первом Эксперименте больше не только для  $\delta^{18}\text{O}$ , но и для  $\delta^{13}\text{C}$ . Здесь разница между максимальным и минимальным значением для кислорода оказалась 1.56‰, а для углерода 1.62‰. Наиболее тяжелый состав был получен по образцу, который подвергался обработке в 10%-ным раствором  $\text{H}_2\text{O}_2$ , а наиболее легкий – после нахождения в этаноле, в обоих случаях образец не отмывался в дистиллированной воде на заключительных этапах пробоподготовки.

Необходимо отметить, что средняя разница между измерениями, выполненными по одной и той же пробе, подготовленной по одной и той же технике по совокупности всех измеренных видов остракод среди поверхностных образцов, составляет 0.24‰. Та же разница для разных способов пробоподготовки в Эксперименте 1 составила 0.29‰ по кислороду. В Эксперименте 2 показатель еще ниже и составляет 0.10‰. Важно отметить, что погрешность измерения в данной работе, как правило, составляет 0.05‰ [Velivetskaya et al., 2009], в оригинальном методе МакКри [1950] при навеске карбонатов до 100 мг точность анализа составляла 0.1‰, в то время как при уменьшении навески измерения проводились с точностью до 3.0‰ для  $\delta^{18}\text{O}$ .

Различия полученных результатов при разных способах пробоподготовки оказались несущественными – для  $\delta^{18}\text{O}$  около 0.2‰. Поскольку эти результаты позволяют утверждать, что предварительная обработка не оказывает заметного влияния на изотопный состав створок остракод, автор полагает, что помимо физического очищения налипшего на створки и раковины материала никакой предварительной обработки для остракод в хорошем состоянии сохранности не требуется. Поэтому она не проводилась для дальнейших измерений по материалам бурения и остальных поверхностных проб. Работа по такой системе имеет значительные преимущества: во-первых, исключается потеря проб и повторное загрязнение на этапе предварительной обработки; во-вторых, снижается рабочая нагрузка и значительно упрощается подготовка проб.

#### 4.4. Результаты измерения стабильных изотопов в современных донных пробах

Для измерения стабильных изотопов кислорода (здесь и далее  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ ) использовались наиболее часто встречаемые в образцах виды остракод. Автор исходит из того, что температура и соленость морской воды, измеренные во время отбора проб (Приложение 2), лучше всего соответствуют условиям окружающей среды, в которых большинство изученных остракод достигло половозрелости и сформировало раковину.

В настоящий момент среди исследователей стабильных изотопов кислорода в остракодах нет единства мнений о согласованности значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  в створках молодых (ювенильных) и взрослых особей. Так, например, [Mazzini, 2005] обнаружил между ними значимые расхождения, а [Bornemann et al., 2012] отмечают, что изменчивость  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  увеличивалась, когда в анализ включалась молодь. В то же время [Didie, Bauch, 2002] свидетельствуют об отсутствии существенных различий между результатами измерения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  раковин разных возрастных

стадий. В более поздней работе [Gemery et al., 2021] обнаружено, что среди некоторых арктических видов (*N. leioderma* и *P. pseudopunctillata*) средняя разница смещения между молодыми и взрослыми особями составляет 0.2‰ и 0.1‰ соответственно, то есть находится в пределах погрешности измерения. Для других видов она увеличивается до 0.6‰. Исследования неморских остракод показывают, что разница  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  у ювенильных и взрослых особей одного и того же вида может быть связана с отличиями в процессе кальцификации [Xia et al., 1997b; Keatings et al., 2002] и в скорости метаболизма [Xia и др., 1997a]. Поскольку для каспийских видов остракод (видов, изучаемых в данной работе) таких исследований до настоящего проведено не было, раковины ювенильных особей необходимо было исключить из анализа для достоверности интерпретации данных. Изучение изменений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  в раковинах остракод в зависимости от возрастной стадии является задачей будущих исследований автора. В диссертационной работе изучены раковины взрослых остракод, не несущие следов переотложения или каких-либо деформаций.

Формирование раковин остракод – быстрый процесс, на который требуется от нескольких часов до нескольких дней [Turpen, Angell, 1971; Chivas et al., 1983; Roca, Wansard, 1997], однако до сих пор неизвестно, в какой степени такие факторы, как температура, соленость, щелочность или pH воды влияют на скорость осаждения кальцита. Так, например, [Chivas et al., 1983] для *Mytilocypris henricae* определено, что для полного обызвествления створок взрослых особей требуется  $13 \pm 4$  (1 $\sigma$ ) дня при 15°C и  $7 \pm 3$  (1 $\sigma$ ) дня при 25°C. Из-за быстрого образования створок измеренный геохимический сигнал дает только временную картину преобладающих гидрологических условий. Для определения диапазона изменчивости полученных значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  измерения дублировались для одного и того же вида в одном и том же образце (Приложение 4). Ожидается, что множественные измерения отдельных экземпляров продемонстрируют гораздо более высокую изменчивость, но в то же время их осреднение позволит получить более полную картину сезонных изменений.

Ввиду большого объема данных результаты измерений представлены вне основного текста диссертации в Приложении 4. В случае, когда измерение по одному образцу проводилось неоднократно, строка, содержащая дополнительную информацию о номере, виде и местоположении точки, а также глубине моря, дублирована, и приведены данные по второму измерению или измерению по другому виду остракод.

#### 4.5. Оценка видоспецифичного изотопного смещения остракод

Многими исследователями значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  считаются идеальным инструментом палеореконструкций морских и озерных систем [Fritz et al., 1975; Xia et al., 1997a,b; Schwab, 2003; von Grafenstein et al., 1999; Keatings et al., 2002; von Grafenstein, 1999; Decrouy et al., 2011a,b и др.]. Хотя острагоды относятся к группе организмов, образующих свои раковины (карбонат

кальция), в целом с соблюдением условий изотопного равновесия они, как и другие организмы, имеют разную продолжительность жизни, их активность отличается по сезонам года, во время которых происходит смена условий окружающей их среды. На фоне таких изменений установить соответствие изотопного состава раковины равновесным значениям бывает затруднительно. Даже такие классические объекты анализа стабильных изотопов, как моллюски и фораминиферы, несут следы метаболических эффектов – эффектов, связанных с жизненным циклом, метаболизмом остракод. Поэтому одним из важнейших факторов, определяющих  $\delta^{18}\text{O}$  в морских карбонатах, являются возможные метаболические или жизненные эффекты (так называемые, «vital effects»). Считается, что влияние метаболических эффектов на фракционирование изотопов кислорода зависит от рода, однако до сих пор остается нерешенным вопрос, в какой степени значения стабильных изотопов ими контролируются [Xia et al., 1997a,b; von Grafenstein et al., 1999; Holmes, Keatings et al., 2002; Simstich et al., 2004; Decrouy et al., 2011b].

В современных пробах возможно изучить эффект изотопного смещения в раковинах остракод благодаря тому, что известна температура и  $\delta^{18}\text{O}_w$  в точках отбора этих проб и измерены величины  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ .

Поскольку  $\delta^{18}\text{O}_w$  измеряется относительно Венского стандарта SMOW (VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water, стандарт средней океанической воды), для дальнейших расчетов необходимо было перейти от значений  $\delta^{18}\text{O}_w$  VSMOW к значениям относительно Венского стандарта PDB. Для этого использовалось уравнение [Hut, 1987]:

$$\delta^{18}\text{O}_w, \text{VPDB} = 0,99973 * \delta^{18}\text{O}_w, \text{VSMOW} - 0.27 \quad (3)$$

Разница ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ожидаемая}}$ ) между  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  и средним ожидаемым значением  $\delta^{18}\text{O}$  равновесного кальцита ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{ожидаемая}}$ ) представляет собой видоспецифичное изотопное смещение. Среднее ожидаемое значение  $\delta^{18}\text{O}$  равновесного кальцита (образовавшегося в изотопном равновесии с водой) можно определить по уравнению [O'Neil et al., 1969]:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{ожидаемая}}, \text{VPDB} = [21.9 - 3.16 * (31.061 + T)^{0.5}] + \delta^{18}\text{O}_w, \text{VPDB} \quad (4)$$

Полученные автором диссертации результаты подтвердили, что изученные остракоды несут следы метаболических эффектов – положительное смещение составляет около 1‰. Это хорошо согласуется с данными, установленными другими исследователями, которые в среднем варьируются от +2‰ до +0.5‰ [Xia et al., 1997a, b; von Grafenstein et al., 1999; Didie, Bauch, 2002; Simstich et al., 2004; Gemery et al., 2021].

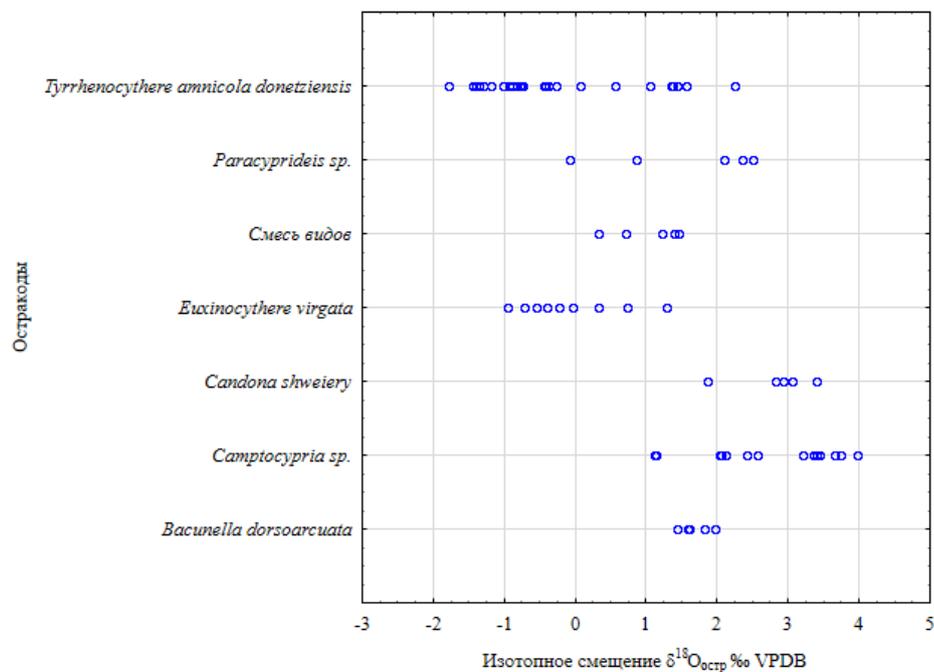
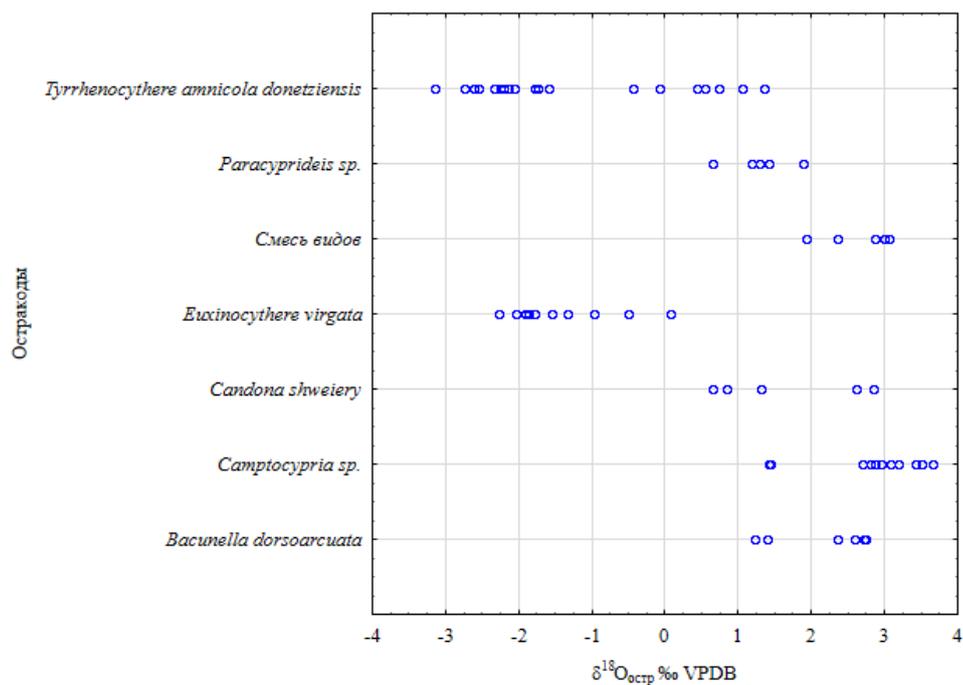
Согласно литературным данным, значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ , как правило, отражают средние летние свойства воды (главным образом температуры) – периода, на который приходится достижение организмами зрелости и пик их продуктивности [Horne, 1983; Gemery et al., 2021]. Результаты, полученные в рамках данной работы (Приложение 4), напротив, указывают на существование более тесной связи  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  с зимними температурами: средняя разница ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{ожидаемая}}$ )

оказалась наименьшей при расчетах  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ожидаемая}}$  по средним температурам воды зимних месяцев и составила +0.98‰, в то время как для летних месяцев средняя разница достигает +3.16‰. Среднее изотопное смещение, рассчитанное по среднегодовым температурам воды Каспийского моря (для поля, по которому имеются данные о  $\delta^{18}\text{O}_w$ ), близко к таковому для зимних месяцев и составляет +0.99‰.

Важно отметить, что для точек отбора проб, расположенных на больших глубинах, где сезонные перепады температуры невелики, изотопное смещение также постоянно – в среднем около +1‰, в то время как на мелководье, где вода летом прогревается до 20 – 25 °С, а зимой опускается до 4 °С, разница вычисленного изотопного смещения для летних и зимних месяцев может достигать 4.5‰. Эти выводы согласуются с наблюдениями других исследователей [Erlenkeuser, von Grafenstein, 1999; Simstich et al., 2004], которые заметили, что более высокая гидрологическая изменчивость на малых глубинах вызывает более заметные отклонения значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  от равновесия.

Для оценки всего многообразия факторов, которые могут быть причиной отклонения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  от равновесного, сначала необходимо более подробно обсудить видоспецифичность метаболических эффектов. В целом механизмы, вызывающие изотопные смещения, обусловленные жизненным циклом остракод, изучены недостаточно [Gemery et al., 2021]. Предполагается [Kim, O'Neil, 1997], что они связаны с фракционированием изотопов в результате биологических процессов [Decrouy, 2012]. Согласно мнению [Xia et al., 1997a], этому фракционированию способствуют физиологические факторы (например, скорость метаболизма, количество пищи, проникновение света сквозь водную толщу); [Decrouy, Vennemann, 2013] предположили, что обусловленные жизненными эффектами изотопные смещения в пределах таксона (ими изучены пресноводные и солоноватоводные) из разных мест отбора могут быть связаны с различиями в химическом составе воды: солёности, щёлочности, Mg/Ca, а также степени насыщения воды кальцитом (концентрации ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  в воде). О роли щёлочности воды и степени насыщения кальцитом также писали [Decrouy, 2012; Devriendt et al., 2017]. Представленные наблюдения подкрепляют вывод о том, что необходимо изучать комплекс факторов, чтобы найти объяснение видоспецифичным смещениям.

В диссертационной работе исследования видоспецифичности изотопного смещения (Рисунок б) проведено на примере шести наиболее часто встречающихся видов остракод: *E. virgata* и *T. amnicola donetziensis*, живущих на мелководье; и более глубоководных видов – *C. shweieri*, *Paracyprideis sp.*, *B. dorsoarcuata* и *Camptocypria sp.* Эти же виды наравне с пробами смешанного состава использованы в дальнейшей работе при измерении стабильных изотопов по материалам бурения.



Остракоды	Кол-во наблюдений	Среднее смещение	Минимум	Максимум	Стандартное отклонение
<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	25	-0.25	-1.78	2.24	1.14
<i>Euxinocythere virgata</i>	10	-0.11	-0.96	1.29	0.70
<i>Paracyprideis sp.</i>	5	1.55	-0.09	2.50	1.12
<i>Camptocypria sp.</i>	14	2.73	1.12	3.97	0.95
<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	7	1.77	1.43	1.98	0.22
<i>Candona shweieri</i>	5	2.81	1.87	3.39	0.57
Смесь видов	5	1.03	0.34	1.46	0.49

Рисунок 6. Видоспецифичность изотопного смещения изученных видов остракоды.

Для *B. dorsoarcuata*, изотопное смещение которой составляет в среднем +1.77‰, стандартное отклонение составило всего 0.22‰. Наибольшее утяжеление изотопного состава в связи с жизненными эффектами зарегистрировано для *C. shweiry* (+2.81‰), однако стандартное отклонение для вида составило всего 0.57‰ (Рисунок 6). Этот факт позволяет утверждать, что несмотря на высокий показатель смещения, такой результат стабильно демонстрируют большинство изученных остракод этого вида, а значит, с точки зрения палеогеографических реконструкций, вид хорошо подходит для измерения и изучения наряду с *B. dorsoarcuata*.

Для *Camptocypria* sp. зарегистрировано высокое изотопное смещение (2.73‰), степень отклонения также выше и составляет 0.95‰. Аналогичная картина наблюдается и для *Paracyprideis* sp., несмотря на относительно невысокое смещение (+1.55‰), разброс значений велик (стандартное отклонение достигает 1.12‰ – выше оно только для *T. amnicola donetziensis* (1.14‰).

Пожалуй, одним из важнейших наблюдений стало изотопное смещение по смешанному комплексу остракод, которое оказалось эквивалентно среднему изотопному смещению, рассчитанному по среднегодовым и зимним температурам воды Каспия. Оно составляет +1‰ ( $\pm 0.5$ ). Для сравнения, этот показатель составляет -2.25‰ в раковинах моллюсков *Cardium edule* и *Didacna trigonoides* и -3.27‰ в карбонатных илах [Ферронский и др., 1999]. Можно заключить, что использованием в одном измерении раковин нескольких видов, можно добиться сглаживания сигнала, вызванного жизненными эффектами остракод. Значит, в случае, когда невозможно отобрать один и тот же вид для исследования – например, при работе с материалами бурения, допустимо отбирать для анализа стабильных изотопов разные виды остракод, желательны близкородственные.

Интересно отметить, что у изученных мелководных видов *E. virgata* и *T. amnicola donetziensis* метаболические эффекты приводят к облегчению изотопно-кислородного состава, то есть величина изотопного смещения характеризуется не просто наименьшими, но отрицательными значениями (-0.11‰ и -0.25‰, соответственно). Наибольшее стандартное отклонение метаболических эффектов также зарегистрировано для *T. amnicola donetziensis* (1.14‰), довольно велико оно и для *E. virgata*. (0.7‰). Такая закономерность легко объяснима местоположением исследуемых образцов, многие из которых были отобраны вблизи впадения Куры, в то время как оставшиеся были удалены от подобных источников пресной изотопно-облегченной воды. Более того, глубина моря в точках отбора данных проб не превышала 33 м, между тем известно, что бентосные и более глубоководные остракоды, как правило, демонстрируют смещения в сторону утяжеления изотопного состава [Xia et al., 1997a; von Grafenstein et al., 1999; Simstich et al., 2004], в то время как за счет высокой гидрологической изменчивости на мелководье изотопно-кислородный состав остракод подвержен большому

изменению. Так, например, различия солености (равно как и температур) в придонном слое в глубоководной части моря гораздо более сглажены, чем на мелководье. Чтобы исключить (или по меньшей мере снизить) изотопный сигнал этой гидрологической изменчивости и точнее оценить видоспецифичные метаболические эффекты некоторые исследователи [Simstich et al., 2004; Gemery et al., 2021] используют в своих работах только образцы, отобранные с глубины более 40 – 50 м.

Придерживаясь аналогичной стратегии, можно исключить из рассмотрения все образцы, отобранные из зоны мелководья, выделенной в п. 4.2. Тогда в исследуемую выборку войдет гораздо более ограниченное количество точек исследования, что проиллюстрировано на Рисунке 3. В частности, полностью исключаются из рассмотрения виды *E. virgata* и *T. amnicola donetziensis*, не обитающие на глубинах больше 50 м. Для *B. dorsoarcuata* показатель изотопного смещения, тем не менее, не изменится, поскольку все пробы отобраны на глубинах порядка 150 м – это, в первую очередь, объясняется тем, что данный вид не живет на мелководье. Аналогичная ситуация описывает *Paracyprideis* sp. и комплекс смешанных видов остракод. Для *C. shweieri* изотопное смещение оказалось чуть больше (+2.94‰), однако стандартное отклонение для вида составило всего 0.16‰, что существенно ниже такового по полной выборке. Для *Camptocypria* sp. зарегистрированное изотопное смещение снизилось до +2.45‰, в то время как разброс значений сохранился приблизительно на том же уровне – чуть меньше 1‰.

Отметим также, что по показателям  $\delta^{13}\text{C}$  в кальците всех исследованных видов остракод прослеживается более существенное влияние метаболических эффектов. Разница между изотопным составом углерода раковин не только видоспецифична, но и непостоянная для каждого отдельно взятого вида, поэтому изучение изотопов углерода требует отдельного полноценного изучения, не предусмотренного данной работой. Связь изменения  $\delta^{13}\text{C}$  и глубины моря также не очевидна. Принято считать, что по мере увеличения глубины значения  $\delta^{13}\text{C}$  падают до глубины 1 км [Николаев, 1995], что объясняется активным потреблением легкого изотопа углерода живыми организмами, наиболее развитыми в верхнем фотическом слое. Однако по мере отмирания организмов и их опускания на дно моря происходит разложение и поступление легкого изотопа углерода в нижние слои, где деструкция и окисление органического вещества приводят к усиленному поглощению кислорода [Kroopnick, 1980]. Отсюда вытекает четкая корреляция между  $\delta^{13}\text{C}$ , количеством растворенного  $\text{O}_2$  и  $\delta^{18}\text{O}$ . Изотопный состав углерода карбонатов, вообще, в основном контролируется составом растворенного неорганического углерода (DIC) воды, в которой происходит формирование раковины. Изотопный состав DIC, в свою очередь, является сложной функцией изотопного состава приходящих в бассейн вод, изотопного обмена с атмосферным  $\text{CO}_2$ , скорости фотосинтеза, а также скорости и типа органического (бактериального) распада и др. Более детальный разбор закономерностей

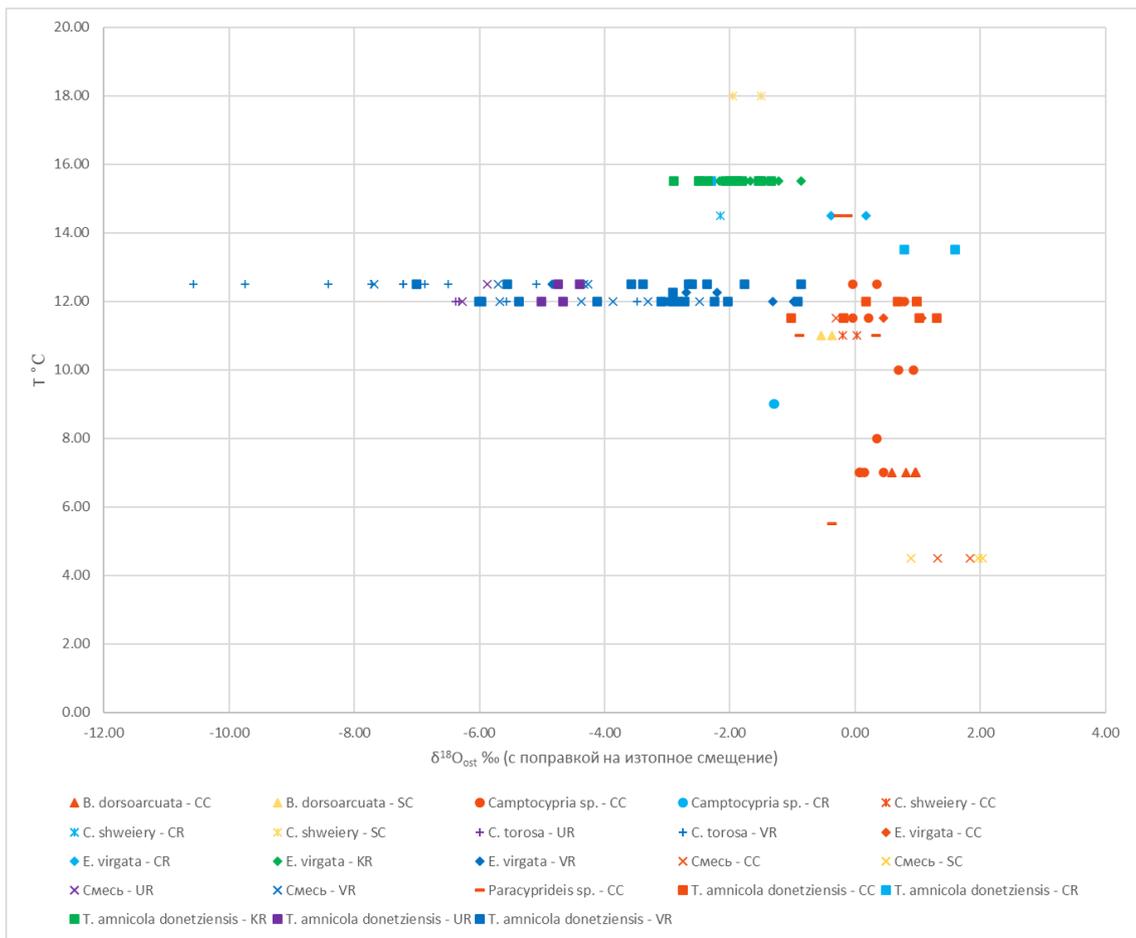
формирования изотопно-углеродного состава и применение этих выводов для палеогеографических реконструкций является предметом будущих работ.

#### 4.6. Связь $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ с температурой, соленостью и $\delta^{18}\text{O}_w$

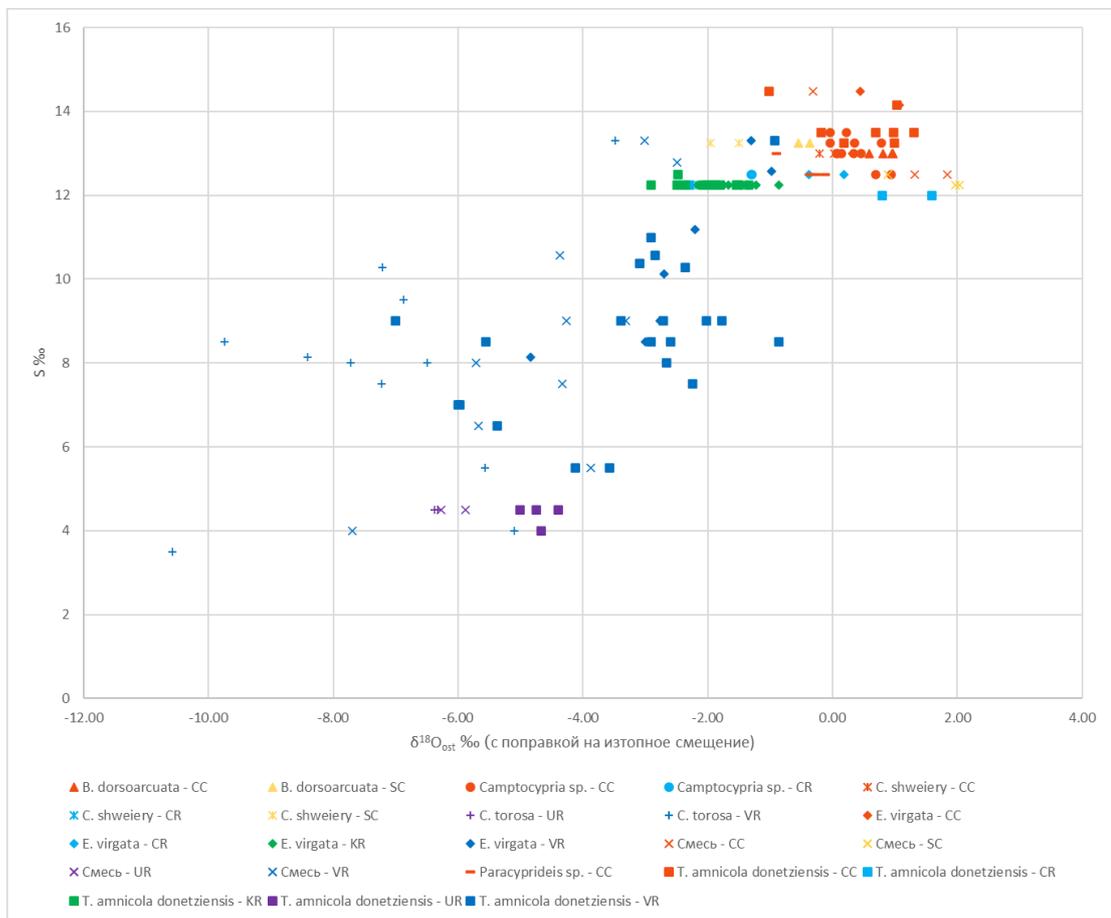
Не все вариации значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  могут быть объяснены жизненными эффектами. В одном и том же месте отбора проб сосуществующие остракоды могут иметь разные значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ , поскольку перекрывающиеся поколения достигают зрелости в разное время. Тем самым они несут в своих раковинах следы разных условий окружающей среды. Такой картины можно ожидать, например, в случае, если особь сформировала взрослую раковину ранней весной, перезимовав в предвзрослом состоянии (А-1, зачастую трудно отличимом от взрослого при небольшой выборке в коллекции); или если она достигла зрелости поздней осенью, сохранила взрослую раковину до следующего года и была отобрана в летний сезон. Кроме того, можно ожидать, что значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  будет более или менее обогащено тяжелыми изотопами в зависимости от сезонных колебаний  $\delta^{18}\text{O}_w$ , температуры воды и солености в то время, когда остракода сформировала свою взрослую раковину. Поскольку на предыдущем этапе работы (п. 4.5.) выяснены особенности фракционирования изотопов кислорода в связи с жизненными эффектами изученных видов остракод, обратимся к рассмотрению связи  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  с учетом видоспецифичного изотопного смещения (с поправкой на него) и среднегодовой температуры, солености и  $\delta^{18}\text{O}_w$  (Рисунок 7).

Группировка изученных остракод на Рисунке 7 проведена исходя из их видовой принадлежности (которая отражена типом значка) и с учетом принадлежности к тому или иному типу водных масс (показана цветом значка).

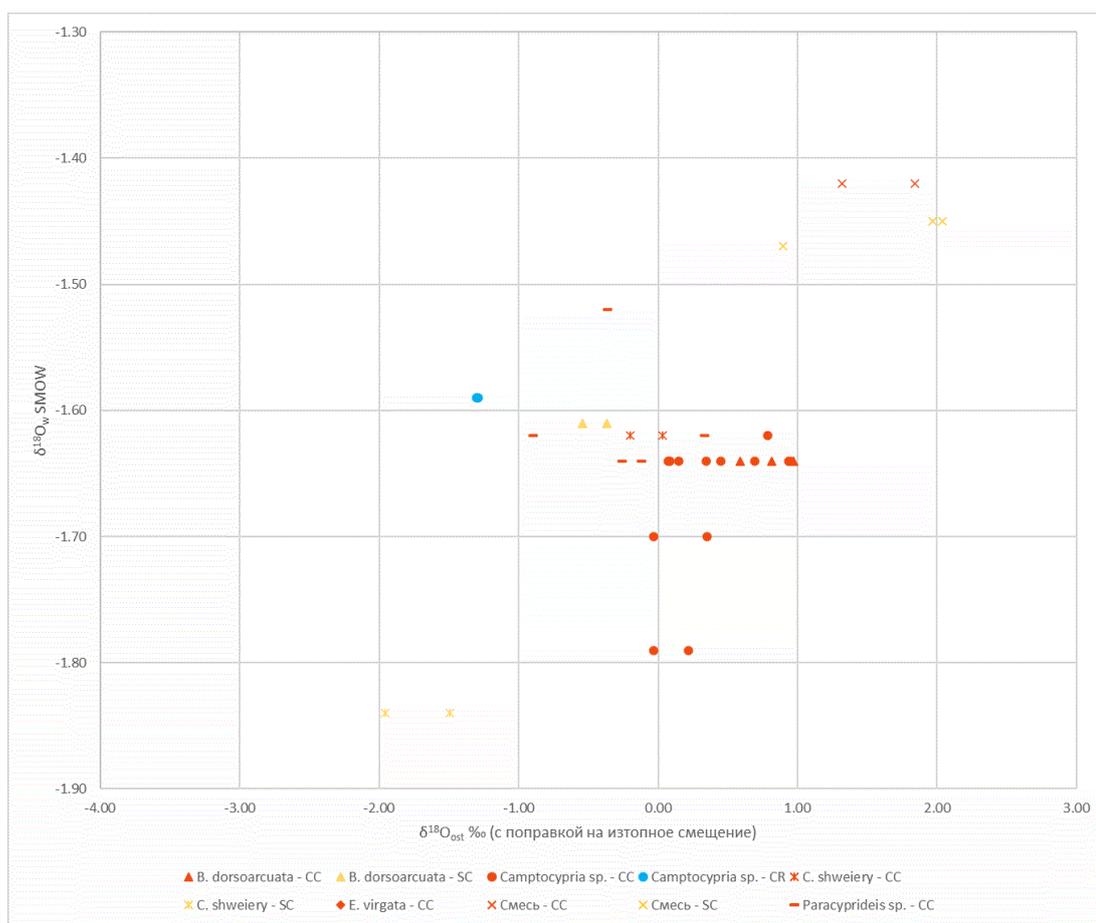
Наиболее очевидна линейная связь  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  со среднегодовой соленостью придонного слоя воды (Рисунок 7, б) – изотопно-кислородный состав остракод в целом выше у тех экземпляров, которые формировали свою раковину в более соленой воде. Вероятно, таксономическая принадлежность остракод в данном случае не играет существенной роли – так, например, *T. amnicola donetziensis* отобранная вблизи впадения р. Урал демонстрирует гораздо более облегченные в изотопном отношении результаты, нежели *T. amnicola donetziensis* из Центрального Каспия. То есть воды разного генезиса занимают разные участки на графике.



a)



b)



с)

Рисунок 7. Связь  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  с температурой, соленостью и  $\delta^{18}\text{O}_w$ .

Наибольший разброс значений характерен для группы остракод, отобранных в зоне влияния волжской воды. Рисунок 7 наглядно демонстрирует уменьшение опресняющего воздействия Волги при удалении точек отбора проб от ее дельты. Интенсивное испарение (в летний и осенний сезоны в современном Каспии) сопровождается увеличением объема вод с повышенной соленостью, однако различия солености в придонном слое в глубоководной части моря в целом гораздо более сглажены, чем на мелководье. Этим объясняется плотная концентрация точек, отобранных в Среднем и Южном Каспии на одном участке графика (Рисунок 7, б). Западный Каспий, в противоположность восточному, в значительной мере подвержен опреснению речными водами (этим, в частности, оправдывается выделение отдельного типа водных масс – CR), поэтому среднее распределение солености Каспийского моря характеризуется ее увеличением при движении от западного побережья к восточному [Горбаренко, 1974], та же динамика свойственна и изменению показателя  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ , исходя из которого четко выделяется приустьевой участок Куры с наименьшими показателями и солености, и изотопно-кислородного состава, в то время как восточная провинция отличается большей соленостью и, как правило, более тяжелым изотопно-кислородным составом раковин остракод.

Изменчивость изотопно-кислородного состава остракод на мелководье (Рисунок 7, а) объясняется высокоамплитудным перепадом температур в течение года, между тем как на глубине почти круглый год сохраняются гомотермические условия и такие контрасты оказываются сглажены. Убедиться в роли изменения глубины моря позволяет Рисунок 8, согласно которому, факт изотопного утяжеления с ростом глубины полностью подтверждается и согласуется с итогами работ [Xia et al., 1997a; von Grafenstein et al., 1999; Simstich et al., 2004], где доказано, что остракоды, живущие на больших глубинах, демонстрируют смещения в сторону утяжеления изотопного состава.

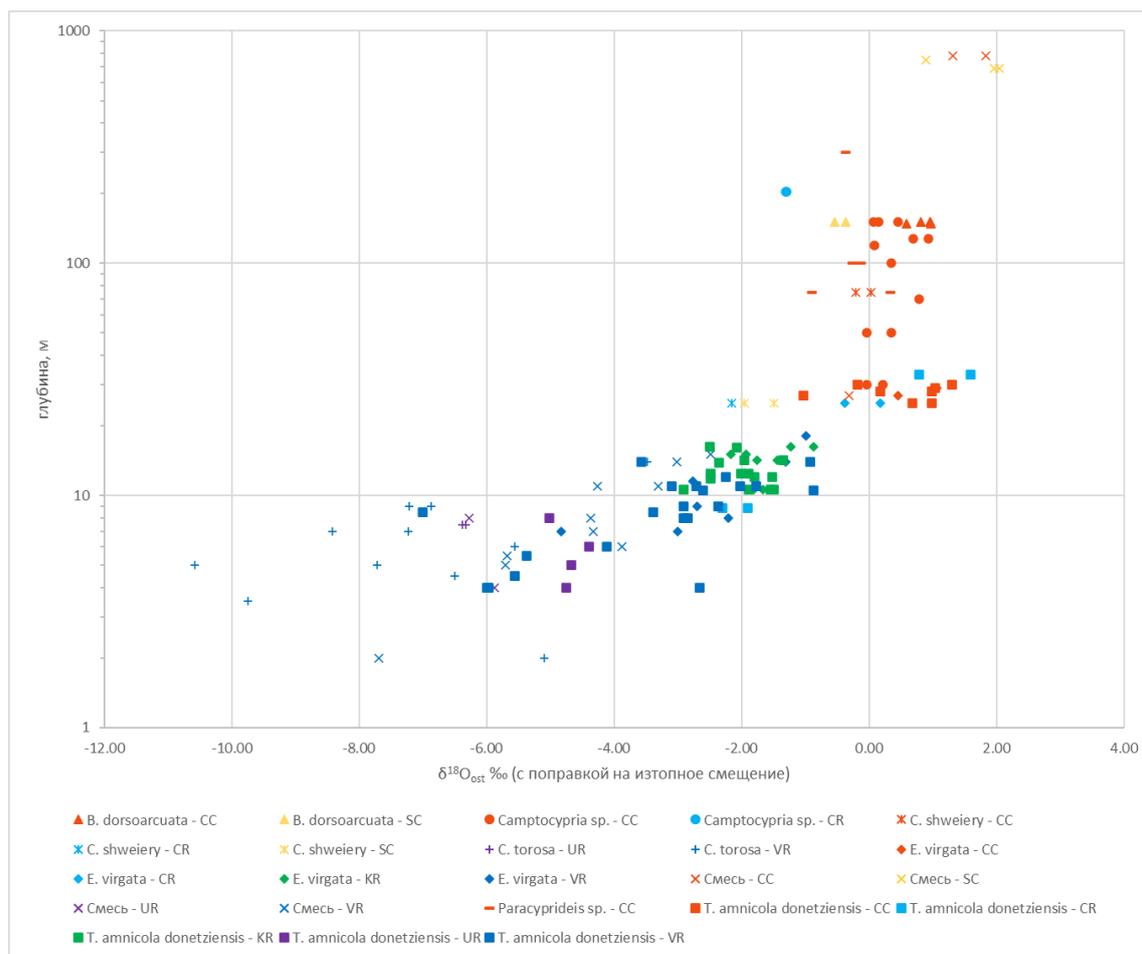


Рисунок 8. Связь глубины Каспийского моря с  $\delta^{18}O_{ost}$  (с поправкой на изотопное смещение).

Крайне важно пояснить, что утяжеление  $\delta^{18}O_{ost}$  при уменьшении температур на самом деле связано лишь с увеличением глубины моря, поскольку температура воды уменьшается с глубиной. На данный момент в Каспийском море на одних и тех же глубинах сохраняются одинаковые температурные условия, вследствие чего нет возможности сравнить измерения изотопно-кислородного состава раковин, сформировавшихся на одних и тех же глубинах, но при разных температурных условиях. Только такая работа позволила бы выявить истинный температурный сигнал. Другими словами, фактор глубины в современных пробах скрадывает

климатический – температурный сигнал. В работах, где анализировались похожие паттерны [Simstich et al., 2004; Gemery et al., 2021] вследствие океанической или морской циркуляции выделяемые типы водных масс зависели, главным образом, от холодных и теплых течений, а не от глубинной стратификации вод, как в случае с Каспийским морем. То есть образцы, отобранные на одной и той же глубине демонстрировали различия  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ , отражая тем самым различия в параметрах водной среды, в частности – в температуре. В п. 4.1. была рассмотрена закономерность, согласно которой  $\delta^{18}\text{O}_w$  также повышается (или утяжеляется) с уменьшением температуры для всех выделенных типов водных масс. Между тем, изотопно-кислородный состав остракод должен в значительной степени диктоваться именно  $\delta^{18}\text{O}_w$ , что, в целом наблюдается на Рисунке 7 (с). Отметим, что в то время, как изотопно-кислородный состав воды от точки к точке изменяется всего на 0.4‰, диапазон изменения температуры и солености воды в местах отбора проб гораздо шире, благодаря чему влияние  $\delta^{18}\text{O}_w$  несколько скрадывается на их фоне.

Оценка влияния физико-географических факторов на состав стабильных изотопов кислорода в раковинах остракод позволяет заключить, что в целом изотопный состав остракод определяет принадлежность к типу водных масс. При этом по своей сути водные массы являются собирательным образом, отражающим основные географические закономерности – то есть в это понятие включена комплексная оценка и температуры, и глубины, и солености, и, разумеется, зависящего от них показателя  $\delta^{18}\text{O}_w$ .

Как было проиллюстрировано в п. 4.1., в то время как одни параметры (например, температура и соленость воды) зависят скорее от внешних факторов, которые слабо коррелируют между собой, другие (например, температура и глубина), определяющие изотопно-кислородный состав, могут довольно сильно зависеть друг от друга, причем эти зависимости довольно часто проявляются не вполне явно и выполняются не столь строго. Для того, чтобы выразить максимальное количество информации в минимальном количестве переменных особо ценным является метод главных компонент (МГК). Он заключается в переходе к новым переменным с целью выявления максимально изменчивых из них (а значит, сильнее всего влияющих на зависимую переменную). Главное, что МГК позволяет сделать – это визуализировать сложный набор данных, оставив наиболее информативные факторы, и перейти к некоррелированным переменным (что автоматически означает отсутствие какой бы то ни было мультиколлинеарности, иначе говоря корреляции независимых, объясняющих переменных, которая затрудняет оценку и анализ общего результата). Первая главная компонента (Рисунок 9), выраженная как линейная комбинация исходных регрессоров, имеет максимальную выборочную дисперсию: алгоритм так подбирает веса, чтобы разброс первой главной компоненты был максимально возможным. Последующие главные компоненты (вторая, третья и т.д.)

подбираются так, чтобы они были некоррелированы с первой компонентой и друг с другом и тоже имели максимально возможную дисперсию. Поскольку главные компоненты подбираются так, чтобы выборочная дисперсия каждой главной компоненты была максимально возможной (при условии, что они независимы друг от друга), а суммарный разброс всех исходных регрессоров равен суммарному разбросу всех главных компонент, зачастую получается, что первая главная компонента, ее выборочная дисперсия вбирает в себя существенную часть суммарного разброса – суммарной дисперсии всех исходных переменных. То есть можно заменить все исходные переменные на одну искусственно созданную (первую) главную компоненту, которая несет в себе почти всю информацию, которая содержится в исходном наборе данных (Рисунок 9).

С целью изучения влияния температуры, солености и  $\delta^{18}\text{O}_w$  во время секреции раковины, изученные пробы вновь были отсортированы по видам остракод и типам водных масс. Поскольку исходные переменные измеряются в разных единицах измерения, они были предварительно нормированы, после чего, с помощью МГК, оценено многообразие факторов, влияющих на изотопно-кислородный состав.

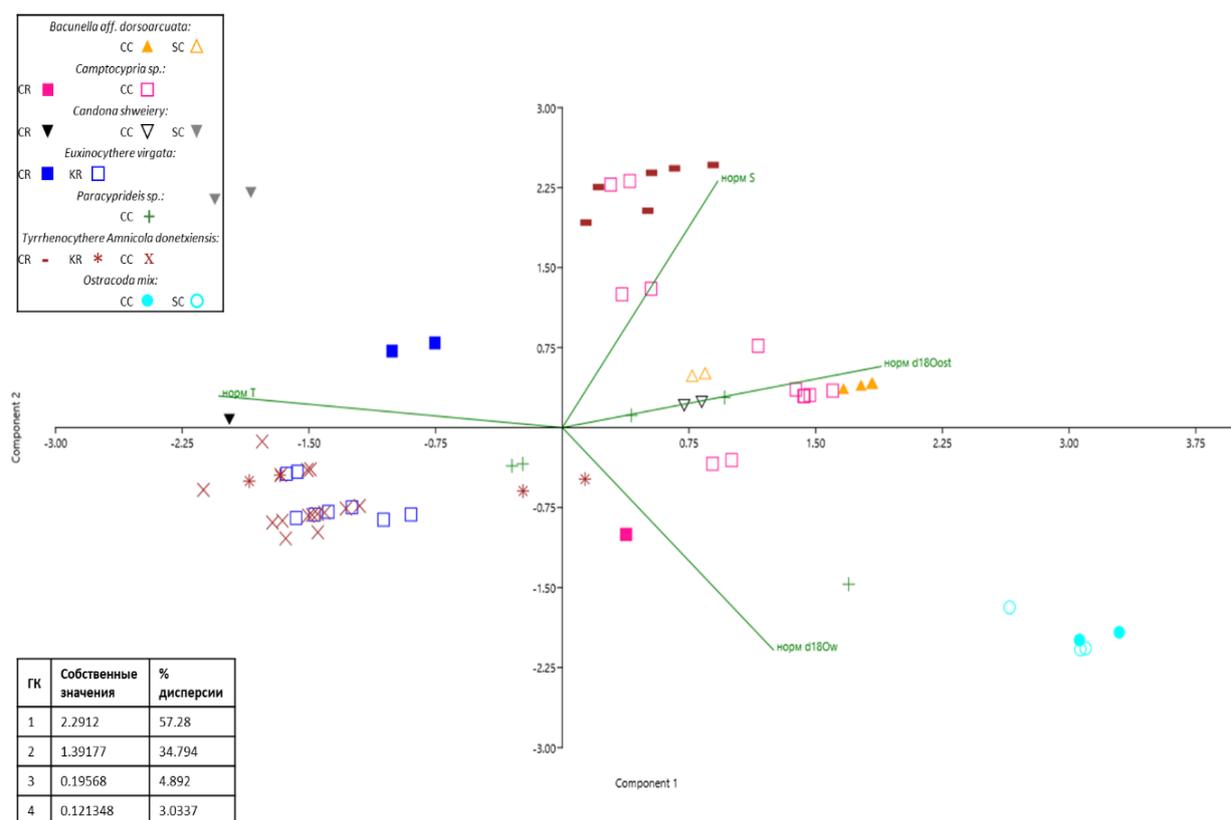


Рисунок 9. Результаты метода главных компонент для факторов, включающих температуру, соленость,  $\delta^{18}\text{O}_w$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ .

Результаты МГК подтверждают, что пробы разделяются по географическому признаку. Для остракод, живущих на большей глубине, первоочередным становится показатель солености

воды и её  $\delta^{18}\text{O}_w$ . В эту группу, например, входят остракоды из CC и SC. Как правило, по придонной температуре соответствующей водной массы разделяются образцы в зоне влияния рек (водные массы типа KR). Наиболее сложные видоспецифичные связи отмечены для *T. amnicola donetziensis*, поскольку этот вид был изучен из максимального количества местообитаний на малых глубинах. Иными словами, исследованные раковины этого вида претерпевали изменения тех или иных параметров водной среды в широком диапазоне в зависимости от точки отбора. При перемещении на более глубокие участки моря, где T – S условия среды стабильны, роль  $\delta^{18}\text{O}_w$  становится определяющей. Этим характеризуются водные массы типа CC и SC, что особенно заметно по осредненным пробам смешанного состава остракод.

Результаты МГК согласуются с возможностью идентификации свойств водной массы по значениям  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ . Температурный сигнал оказывается противопоставлен остальным параметрам, в первую очередь, ввиду его обратной зависимости от глубины моря в то время, как для остальных факторов эта зависимость прямая. Из этого можно заключить, что наряду с близостью рек, глубинная стратификация вод играет крайне важную роль в современном распределении измеренных  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  в Каспийском море.

Измеряемый изотопный состав кислорода карбонатной раковины является функцией двух переменных – температуры воды и ее изотопного состава. Это утверждение лежит в основе исследований изотопного равновесия в системах карбонат кальция раковины – вода, начатых Г. Юри, который теоретически обосновал, что вариации температуры осаждения карбоната кальция из воды должны приводить к заметным колебаниям отношения более тяжелого  $^{18}\text{O}$  к более легкому  $^{16}\text{O}$  в раковине. Опираясь на его работы, было выведено уравнение палеотемпературной шкалы и проведены многочисленные его уточнения. Если бы изотопный состав воды был неизменен, с помощью этого уравнения можно было бы получить довольно точный (до долей градуса) палеотермометр, так как уменьшение температуры на  $1^\circ\text{C}$  привело бы к смещению изотопного равновесия и образованию карбоната кальция на  $0.23\text{--}0.26\text{‰}$  изотопно тяжелее (таково зависимое от температуры фракционирование кислорода между водой и кальцитом на градус Цельсия [Craig 1965]).

Установленные закономерности позволяют дать оценку возможности палеотемпературных реконструкций. Для этого использованы четыре основных вида остракод (*C. shweileri*, *B. dorsoarcuata*, *Camptocypria* sp. и *Paracyprideis* sp.) и образцы, состоящие из смеси видов. После вычитания изученного жизненного смещения из действительных измерений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  значение  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  было близко к ожидаемым значениям равновесного кальцита. Чтобы проверить, насколько правдоподобно можно предсказать температуру воды, в которой происходило формирование раковины, использовано уравнение палеотемпературы [Epstein et al., 1951, 1953;

модифицированное Craig, 1965], которое было откалибровано для биогенных карбонатов в диапазоне температур от ~7 до 29 °C:

$$T = 16.9 - 4.2 * (\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}}) + (\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}})^2 \quad (5)$$

(Примечание: уравнение было стандартизировано с использованием CO<sub>2</sub>, полученного из PDB, поэтому необходимо было преобразование  $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$  VSMOW в VPDB)

Уравнение было решено для температуры с использованием измеренных значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$  и значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  (с поправкой на жизненные эффекты) для образцов, отобранных с глубины моря больше 50 м. Прогнозируемая температура усреднялась по виду (Таблица 3). По всей выборке в среднем вычисленная температура превышала фактически измеренную всего на 0.45 °C. Наиболее велика разница между измеренной температурой и вычисленной для образцов, состоящих из смеси видов, она составляет -1.72 °C. Тем не менее даже этот показатель эквивалентен средней разницей по всем видам, исследованным в работе [Gemery et al, 2021]. Для *B. dorsoarcuata* составила -0.51 °C, в то время как остальные виды демонстрируют гораздо более близкие к реальным показатели – так, для *Camptocypria* sp. разница составляет -0.25 °C, для *C. shweieri* 0.24 °C, а для *Paracyprideis* sp. лишь -0.20 °C. Таким образом, можно утверждать, что предсказанные температуры соответствуют фактическим в точках отбора проб, а изотопный состав кислорода изученных видов может быть достоверным индикатором температуры воды времени, соответствующего времени кальцификации раковины.

Таблица 3. Сравнительная таблица прогнозируемой и фактической температуры воды в точках отбора донных проб на глубинах выше 50 м.

Точка отбора	Остракоды - Водные массы	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ ‰ VPDB ±0.05	$\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ ‰ VPDB	Изотопное смещение (среднее по виду)	Глубина моря, м	T <sub>ср.г.</sub> °C	T <sub>лето</sub> °C	T <sub>зима</sub> °C	T <sub>вычисл.</sub> °C	Разница между T <sub>ср.г.</sub> и T <sub>вычисл.</sub> °C	Разница средняя по виду
B51	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> - CC	2.74	-1.91	1.77	148	7.00	8.0	6.0	6.82	0.18	-0.51
B51	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> - CC	2.36	-1.91	1.77	148	7.00	8.0	6.0	8.18	-1.18	
B45	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> - CC	2.73	-1.91	1.77	150	7.00	10.0	4.0	6.85	0.15	
B50	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> - CC	2.73	-1.91	1.77	150	7.00	8.0	6.0	6.87	0.13	
B50	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> - CC	2.59	-1.91	1.77	150	7.00	8.0	6.0	7.37	-0.37	
B74	<i>Bacunella dorsoarcuata</i> - SC	1.40	-1.88	1.77	150	11.00	11.0	11.0	11.89	-0.89	

B74	Bacunella dorsoarcuata - SC	1.23	-1.88	1.77	150	11.00	11.0	11.0	12.56	-1.56	
B48	Camptocypria sp. - CC	3.52	-1.89	2.73	70	12.00	19.0	5.0	7.55	4.45	-0.25
B44	Camptocypria sp. - CC	3.07	-1.91	2.73	100	8.00	23.0	4.0	9.08	-1.08	
B53	Camptocypria sp. - CC	2.81	-1.91	2.73	119	7.00	8.0	6.0	10.04	-3.04	
B58	Camptocypria sp. - CC	3.42	-1.91	2.73	127	10.00	14.0	6.0	7.82	2.18	
B58	Camptocypria sp. - CC	3.67	-1.91	2.73	127	10.00	14.0	6.0	6.94	3.06	
B45	Camptocypria sp. - CC	2.88	-1.91	2.73	150	7.00	10.0	4.0	9.80	-2.80	
B45	Camptocypria sp. - CC	2.80	-1.91	2.73	150	7.00	10.0	4.0	10.09	-3.09	
B50	Camptocypria sp. - CC	3.18	-1.91	2.73	150	7.00	8.0	6.0	8.68	-1.68	
B56	Candona shweiry - CC	2.61	-1.89	2.81	75	11.00	16.0	6.0	11.20	-0.20	0.24
B56	Candona shweiry - CC	2.84	-1.89	2.81	75	11.00	16.0	6.0	10.32	0.68	
B57	Ostracoda mix - CC	2.35	-1.69	1.03	780	4.50	4.5	4.5	6.37	-1.87	-1.72
B57	Ostracoda mix - CC	2.87	-1.69	1.03	780	4.50	4.5	4.5	4.59	-0.09	
B75	Ostracoda mix - SC	1.92	-1.74	1.03	750	4.50	4.5	4.5	7.70	-3.20	
B56	Paracyprideis sp. - CC	0.66	-1.89	1.55	75	11.00	16.0	6.0	13.92	-2.92	-0.20
B56	Paracyprideis sp. - CC	1.88	-1.89	1.55	75	11.00	16.0	6.0	9.20	1.80	
B61	Paracyprideis sp. - CC	1.43	-1.91	1.55	100	14.50	21.0	8.0	10.82	3.68	
B61	Paracyprideis sp. - CC	1.29	-1.91	1.55	100	14.50	21.0	8.0	11.34	3.16	
B59	Paracyprideis sp. - CC	1.19	-1.79	1.55	300	5.50	6.0	5.0	12.22	-6.72	

В случаях, для которых предсказанные температуры оказались ниже зарегистрированных, вполне вероятно, остракоды формировали раковины в начале сезона (при более низких температурах), до момента отбора проб. В то же время близость к берегу могла оказывать противоположный эффект в силу возможного быстрого повышения температуры летом, часть которого могла распространяться и на более глубокие участки. Крайне важно оговорить, что палеотемпературное уравнение и его вариации применимы для водоема в стационарном состоянии. Это связано с тем, что неопределенность изотопного состава воды прошлого является главной проблемой изотопной палеотермометрии. Изученный в современных пробах эффект изотопного смещения в раковинах остракод и известная температура в точках отбора проб позволяют оценить связь  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ , однако она будет выполняться лишь до смены внешних факторов. Иными словами, изотопный состав воды не остается постоянным во времени. Этот

эффект еще более сильно выражен в закрытых водоемах, каковым является Каспийское море, в первую очередь, за счет влияния метеорных вод и речного стока. К примеру, интенсификация поступления облегченных в изотопном отношении талых вод приведет к снижению  $\delta^{18}\text{O}_w$  – этот сигнал крайне сложно оценить в динамике, приняв в расчет одновременное изменение температур. То есть в контексте изменений, которые Каспийское море претерпевало, в частности в позднеледниковье, которому посвящена значительная часть данной диссертационной работы, подобные попытки расчета палеотемператур могут дать ложные результаты.

## Глава 5. Биохроностратиграфия и палеоэкология материалов глубоководного бурения Каспия как инструменты создания обобщенной изотопно-кислородной кривой

Для получения единой, непротиворечивой палеогеографической картины в целях создания обобщенной изотопно-кислородной кривой в главе подробно рассматриваются и обобщаются данные автора в совокупности с результатами работ других исследователей Каспийского региона по колонкам из Среднего и Южного Каспия. Обсуждаются вопросы построения возрастных моделей, поиска стратиграфических границ, корреляции отложений и интерпретации палеоклиматических событий.

### 5.1. Интерпретация палеоклиматических событий по материалам автора

#### 5.1.1. Микрофаунистический состав остракод

В **Среднем Каспии** автором изучены материалы бурения вдоль западного побережья и из Дербентской котловины. По мере возрастания глубин изменяется и характер фауны.

Колонки С3, С4 и скважина С13 схожи по выделенным фаунистическим комплексам. В менее глубоководной колонке С4 (современная глубина моря около 100 м) в верхнем горизонте массовое развитие имеют *L. petasa* и *B. dorsoarcuata*. Немногочисленны находки *Amnicythere striatocostata* (Schweyer, 1949), которая не наблюдается ниже. В современных условиях этот вид достигает наибольшей концентрации в достаточно тепловодных условиях – при температуре воды от 14 до 16°C и солености от 12 до 13‰, хотя встречается и на больших глубинах (до 730 м), где температура воды, разумеется, значительно ниже. Не встречаются на песчаных грунтах, предпочитая им мягкие илистые осадки. Отличие колонки С3 заключается в том, что здесь в верхнем горизонте массово представлена *E. bacuana*, а ассоциацию с *L. petasa* образуют *B. dorsoarcuata* и *C. gracilis*. *E. bacuana* также многочисленна в верхнем горизонте скважины С13, наряду с *Loxocaspia gibboides* (Liventall in Schweyer, 1949), которая в современном Каспии живет на всех обследованных глубинах [Гофман, 1964], является стеногалинным видом, предпочитая соленость в диапазоне от 11.5 до 13‰ и мягкие илистые грунты. Как и в колонке С4 здесь встречается *A. striatocostata*, но спорадически. Ниже отмечается господство *B. dorsoarcuata* вплоть до окончания колонки С3 на 0.84 м.

В средней части колонки С4 также наибольшим распространением пользуется *B. dorsoarcuata*.

Ниже, ей на смену приходит *Leptocythere multituberculata* (Liventall, 1928), стеногалинный вид (11.5–13.5‰), встреченный Е.А. Гофман [1964] на всех обследованных глубинах. Хотя вид в целом не избирателен к грунтам, чаще он встречается на илистых осадках до 100 м глубины при температурах от 8 до 18°C. Внизу этой зоны отмечено появление *Loxocconcha tamarindus* (Jones, 1850). Этот вид наиболее многочисленен в хорошо прогретых водах с температурой 12–15.5°C

на глубинах до 25 м и при солености 12.25 – 12.75‰, хотя может опускаться до 350-400 м (очень редко до 700 м).

Ниже следует горизонт, резко обедненный фауной, наблюдаются единичные *P.? Naphtatscholana*, а также *L. gibboides* – вид, характерный для небольших глубин и мелководья, предпочитающий грубые грунты, соленость 10.5–13.5‰ и температуры от 4.5 до 15°C, выдерживающий динамичные гидрологические условия и опреснение до 7‰ [Гофман, 1964]. Раковины очень мелкие, угнетенного облика. Е.А. Гофман [1964] отмечала такую же закономерность в колонке С3 для нижних 50 см, к сожалению, этот материал не вошел в коллекцию и у автора не было возможности его изучить.

В нижних 0.5 м колонки С4 снова наблюдается появление *B. dorsoarcuata*.

Колонка С2 имеет практически идентичную структуру выделенных микрофаунистических комплексов – в верхнем горизонте доминируют *L. petasa*, *B. dorsoarcuata* и *C. gracilis*. В отличие от более мелководных колонок С3 и С4, здесь не обнаружено экземпляров *A. striatocostata*.

Ниже зона с преобладанием *B. dorsoarcuata* довольно резко сменяется *L. multituberculata*.

После чего по аналогии с более мелководными точками, встречены хрупкие, истонченные раковины *Leptocythere* с ячеистой скульптурой (*L.? minima* и *L.? subalveolata*). Эти данные подтверждаются результатами изучения колонки С1, где в распоряжении автора имелся лишь интервал с 1.5 до 2.3 м.

В нижнем горизонте отмечается увеличение числа *B. dorsoarcuata*.

Скважина С13 несколько сложнее поддается расчленению, здесь время накопления 1 см осадка ниже, а частота отбора проб реже. Поэтому помимо верхней зоны с *P.? naphtatscholana*, *C. gracilis*, *C. acronasuta*, *L. gibboides*, а также *Amnicythere quinquetuberculata* (Schweyer, 1949) – теплолюбивого вида, предпочитающего воды с температурой 14 – 18°C – удалось выделить еще одну, лежащую ниже зону. Ее отличие состоит в появлении более холодолюбивых видов, истончении некоторых раковин, исчезновении или сокращении числа видов, обитающих на глубинах, не превышающих 50–100 м.

**В Южном Каспии** удалось изучить и глубоководную котловину как таковую, и ее обрамление с запада, юга и востока. Рассмотрим их в порядке уменьшения глубины моря.

Колонка С5 и С7 в целом демонстрируют крайне схожую с точки зрения состава остракод картину. В верхнем горизонте, представленном илом, нами встречены *L. petasa*, *C. gracilis*, *B. dorsoarcuata* без следов переотложения. Интересно массовое скопление *Euxinocythere bosqueti* (Livental, 1929), вида, который согласно Е.А. Гофман [1964], обитает на глубинах до 300 м, хотя выдерживает изменение температуры воды в широком диапазоне (от 5.5 до 16°C). Возможно, их находки являются результатом перемещения осадка из более мелководных участков моря,

которое довольно плотные раковины *E. bosqueti* могли бы выдержать, однако видимых следов переотложения не наблюдается. Кроме того, в тех же осадках встречены гораздо более хрупкие ячеистые *Leptocythere* (*L. ? cellula*) с буграми и ребристостью разной степени выраженности. Они стеногалинны, характерны в том числе для больших глубин (до 880 м [Гофман, 1964]) Каспия. Скульптурирование раковины само по себе характерно для обитателей типичных морских бассейнов.

Ниже в составе отложений сразу же преобладают крупные *L. multituberculata*. Еще ниже начинается глинистый горизонт бурого цвета с преобладанием в обедненном комплексе остракод *L. tamarindus*, а также *Cyprideis* sp.

В нижнем горизонте отмечается вновь увеличение числа более глубоководных видов, в числе которых важную роль занимает *B. dorsoarcuata*.

Колонка С6 и скважина С16 схожи по характеру своего микрофаунистического наполнения. В поверхностных слоях наиболее многочисленны *P. ? naphtatscholana*. Интересно отметить, что количество *B. dorsoarcuata* и *L. multituberculata* очень сокращено, они не формируют последовательно сменяющих друг друга зон, как это было описано прежде. Нижние 1.2 м (в колонке 54) и 2.5 (в скважине С16), представленные тонким переслаиванием илов и мелкозернистого песка с хрупкими остракодами, угнетенного облика с *Leptocythere* и *Loxosconcha*, сопоставляются с аналогичной по микрофауне зоной в глубоководной части Южного Каспия. Еще Е.А. Гофман отмечала, что вмещающие отложения имеют более древний возраст, чем вышележащие новокаспийские.

В целом вся группа более мелководных скважин западной части Южного Каспия (С14, С15, и С17) демонстрирует сходный состав и между собой, и с колонкой С6, и со скважиной С16. Наиболее заметное отличие заключается в том, что в поверхностной толще удалось обнаружить виды, предпочитающие небольшие глубины, например, *C. bogatschovi*.

Особенно представительна оказалась колонка С8 из восточной части шельфа Южного Каспия, которая по микрофаунистическому составу оказалась схожа со скважиной С18, самой южной точкой среди изученных. Сообщество, описанное из верхних 25 см – современное каспийское – характерно для глубин 25–50 м (*L. multituberculata*, *C. torosa*, *Amnicythere longa* (Negadaev, 1955), *Amnicythere martha* (Livental in Agalarova et al., 1940), *Amnicythere resupina* (Stepanaitys in Mandelstam et al., 1962), *A. striatocostata*, *A. quinquetuberculata*, *A. hilda*, *Loxosconcha* и др.). Интересны частые находки *C. shweieri*, которая считается довольно холодолюбивым видом, не обитающим на мелководье. Вероятно, его существование в самых прогретых участках акватории Каспия объясняется толерантностью к изменениям солености, которая в этой части моря также высока. Известно [Zenina et al., 2017], что при осолонении Черного моря этот вид вымирал одним из последних.

Ниже происходит замещение *Amnicythere* сначала на *C. bogatschovi* и *P. naphaticholana*, после чего к глубине 150 см – на *B. dorsoarcuata* и *C. gracilis*. Значительно увеличивается видовое разнообразие.

Ниже, на глубине 2 м в колонке С8 и 3 м в скважине С18, снова отмечается смена микрофаунистических комплексов, которая предваряется увеличением встречаемости створок ранневозрастных стадий. Для этого комплекса характерно появление деформированных (с отверстиями) раковин *Cyprideis*. Факт парной встречаемости *Cyprideis* и *Camptocypria* указывает на уменьшение глубины моря. К тому же появляются мелководные виды вроде *A. martha*, способные переносить опреснение.

Можно утверждать, что микрофаунистический состав проанализированных автором диссертации материалов бурения Среднего и Южного Каспия позволяет сформировать целостную картину смены палеогеографических условий без внутренних противоречий. Состав верхней зоны варьирует в разных колонках и скважинах – наблюдаются различия в доминирующих видах, что объясняется разным положением рассматриваемых колонок: различными гидрометеорологическими особенностями, глубинами, грунтами и т.д. Ниже последовательно сменяются зоны, выделяемые по наличию или преобладанию *B. dorsoarcuata*, затем *L. multituberculata* (порой довольно крупных), и в самой нижней части – *L. gibboides*. По характеру микрофауны остракод и ее экологическим особенностям можно сделать вывод о постепенном увеличении уровня моря на протяжении времени накопления осадков, вмещающих нижний фаунистический комплекс – то есть трансгрессию моря. Толщи, содержащие *L. gibboides*, несомненно, отлагались на меньших глубинах, чем в настоящее время. Не противоречит этому и литологический состав вмещающих отложений, благодаря чему предполагается понижение уровня моря, которому соответствует более теплолюбивая микрофауна остракод с представителями, выдерживающими повышенную соленость воды. Выше его сменяет заключительный комплекс, представленный современными видами, типичными для Каспия, сопоставляемый с трансгрессией моря. В результате выделено три стратиграфических горизонта, соответствующих хвалынской трансгрессивной эпохе (нижний комплекс, представленный более холододобивыми видами, предпочитающими большую глубину), мангышлакской регрессии (повышение солености и понижение уровня моря) и новокаспийской трансгрессии (условия близки к современным). Полученные выводы в дальнейшем используются для сопоставления выявленных стратиграфических горизонтов и корреляции изотопно-кислородных данных, полученных по этим материалам бурения.

#### 5.1.2. Изотопно-кислородный состав остракод материалов бурения

Для измерения стабильных изотопов главным образом использовались изученные в Главе 4 виды остракод, а также пробы смешанного состава. В случаях, когда оказывалось

невозможным отобрать один и тот же вид по всей протяженности колонки, отбирался близкородственный вид или смесь. В некоторых случаях измерено несколько видов из одного и того же образца для проверки полученного результата. Также с целью проверки многие измерения дублировались. Результаты измерений по материалам бурения приведены в Приложении 5.

Обратимся к изотопным кривым, полученным по Южному Каспию, в совокупности с основными выводами, сформулированными по результатам микрофаунистического анализа остракод. Наиболее подробные измерения по глубине удалось получить по колонке С7 – из котловины южной части моря (Рисунок 11), и колонке С8 (Рисунок 13) с восточного шельфа.

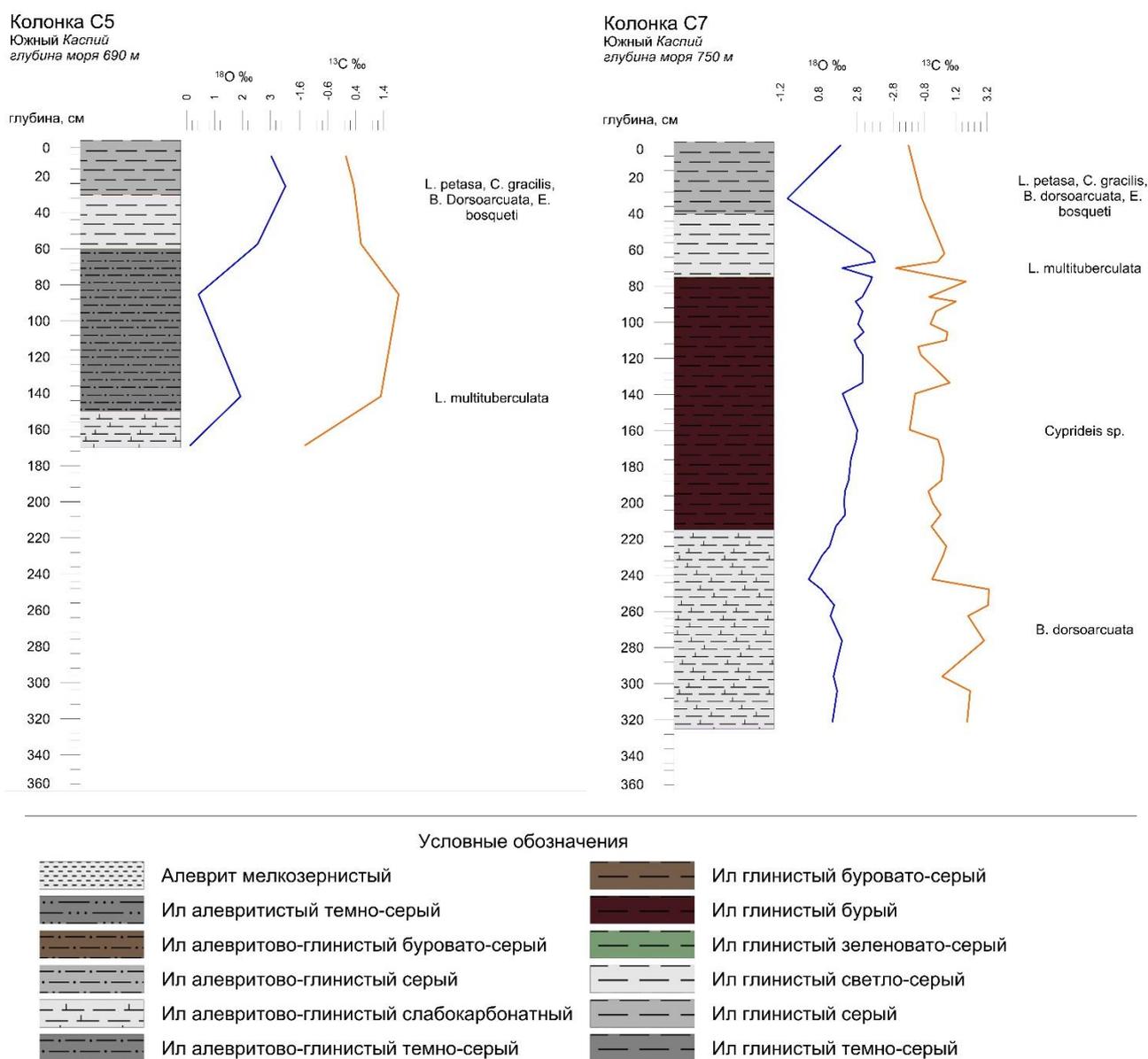


Рисунок 10. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие виды в колонке С5 и условные обозначения для Рисунков 10 – 17.

Рисунок 11. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие виды в колонке С7.

Отметим синхронные изменения изотопно-кислородного и изотопно-углеродного состава в двух этих колонках, а также хорошую реакцию изотопного состава карбонатов на изменения условий среды. Напротив, в колонках С5 и С6 явно прослеживается изменение  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в противофазе. Расположение этих колонок и в глубоководной, и в шельфовой зоне Южного Каспия, соответственно, не позволяет объяснить такую динамику кривых. На Рисунках 11 и 13 отчетливо видны три участка – две зоны пониженного изотопно-кислородного состава, разделенные зоной изотопного утяжеления. По микрофаунистическому составу в котловине Южного Каспия также выделены три крупных зоны, последовательно сменяющиеся сверху вниз. Состав верхней зоны варьирует в разных колонках – наблюдаются различия в доминирующих видах, что объясняется отличием в их местоположении, глубинах, грунтах и т.д. Все определенные виды живут в современном Каспии и обнаружены в колонках в соответствии со своей экологией. Изотопный состав верхней толщи также отвечает современному Каспийскому морю.

Средняя зона выделяется по преобладанию видов, живущих на меньшей глубине (таких как *P. naphhtatscholana* или *L. multituberculata*). Микрофаунистический состав фиксирует переход от более глубоководных условий к понижению уровня в точности согласный со смещением изотопно-кислородной кривой в сторону больших значений. Несомненно, в изученных отложениях запечатлена регрессивная стадия Каспийского моря. Не противоречит этому и литологический состав вмещающих отложений, сложенный более грубозернистым материалом.

Отложения мангышлакского горизонта описывались [Лебедев, 1973; Артамонов, Маев, 1979] как бурые глины, несущие следы ожелезнения, что соответствует отложениям, вскрытым изученными колонками. Кроме того, в колонке С7 на уровне 15-20 см обнаружено большое количество *Cyprideis*. Факт парной встречаемости *Cyprideis* и *Camptocypria* подтверждает существенное снижение уровня моря. К тому же появляются мелководные виды, способные переносить осолонение. Колонка С5 охватывает только окончание этой регрессивной фазы, в то время как летопись колонки С6 (Рисунок 12) простирается вплоть до максимальной фазы этого этапа низкого стояния уровня моря.

В нижнем горизонте колонок С7 и С8, подстилающем регрессивные осадки, наблюдается последовательное облегчение изотопно-кислородного состава раковин остракод, здесь также отмечается рост численности *B. dorsoarcuata* – индикатора глубоководных морских условий. Опесчаненность этого горизонта указывает на динамику не свойственную типично морскому осадконакоплению на больших глубинах, что позволяет предположить переходный этап при все еще довольно высоком положении уровня моря.

Колонка С6  
Южный Каспий  
глубина моря 150 м

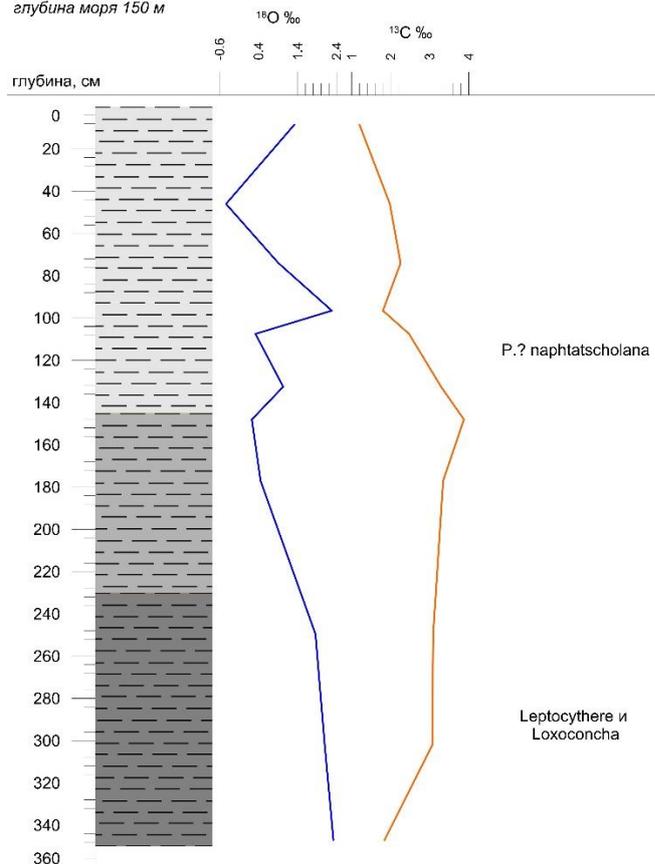


Рисунок 12. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие виды в колонке С6.

Колонка С8  
Южный Каспий  
глубина моря 25 м

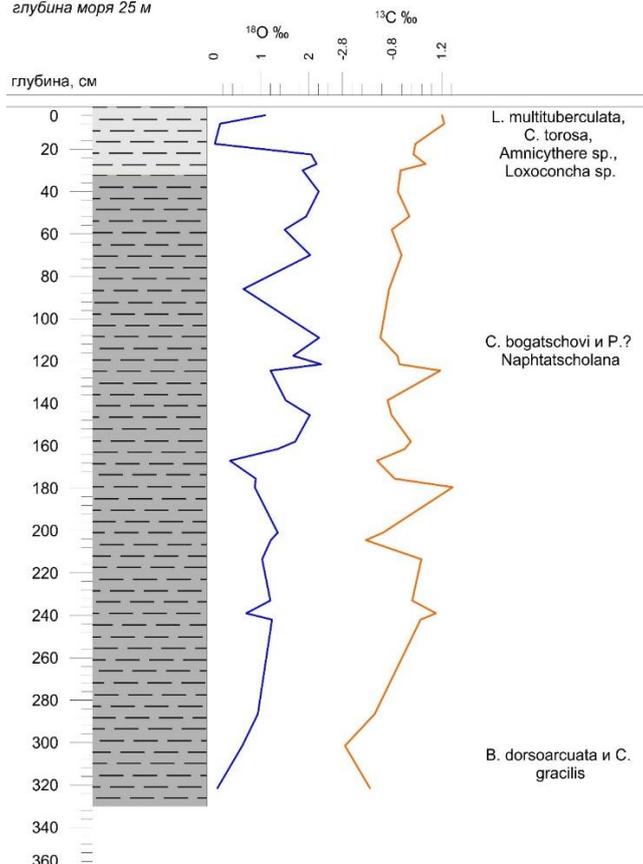


Рисунок 13. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие виды в колонке С8.

Приведенные данные позволяют реконструировать постепенное углубление моря, сменившееся регрессивным трендом, которое сопровождалось осцилляциями уровня моря. Впоследствии продолжался период низкого стояния уровня, сменившийся заключительной трансгрессивной (относительно предыдущего положения) стадией.

Хотя материал из Среднего Каспия в целом представлен несколько беднее, удается проследить похожую палеогеографическую динамику и в Центральной акватории (Рисунки 14 – 17).

Для наиболее представительной среди всех колонок Среднего Каспия колонки С4 прослеживается одинаковый ход изменения изотопно-кислородного и изотопно-углеродного состава (Рисунок 17), что свидетельствует об изолированности Каспия на протяжении всего времени накопления изученной толщи осадков. На основании изотопно-кислородного состава остракод нижнего горизонта предполагается, что колонка С4 отражает события окончания трансгрессии по аналогии с вышеописанной колонкой С7. Здесь так же ведущую роль играет *B. dorsoarcuata*, а заметная опесчаненность свидетельствует об интенсификации гидродинамики водоема.

Регрессивные отложения хорошо охарактеризованы материалами колонок С1 и С2. Наиболее низкому уровню Каспия соответствует накопление отложений, богатых лишь хрупкими, истонченными *Leptocythere*. Этому горизонту свойственен характерный для мангышлакских осадков бурый окрас. Сложная внутренняя динамика водоема наглядно передается колебаниями изотопно-кислородной кривой, в целом смещенной в сторону более тяжелых значений, что, вероятно, связано с ростом испарения над обмелевшим Каспием, повышением его солености и сокращением стока рек.

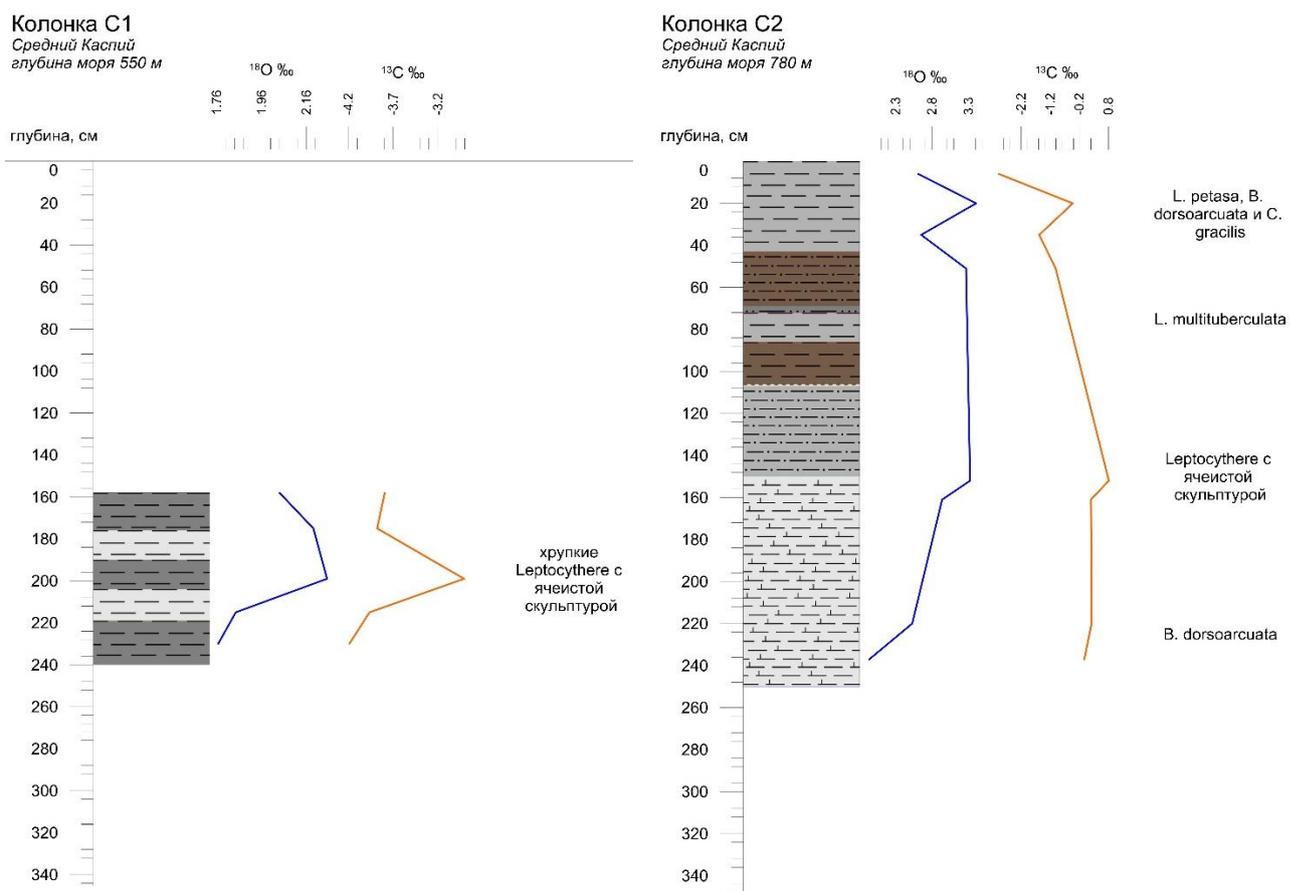


Рисунок 14. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и Рисунок 15. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие руководящие виды в колонке С1. виды в колонке С2.

Вышележащие слои говорят о постепенном нарастании уровня моря, его вхождении в трансгрессивную фазу – этот переход засвидетельствован сменой микрофаунистической зоны с преобладанием *L. multituberculata* на доминирование *B. dorsoarcuata*. Наиболее четко этот переход заметен в колонке С3. По характеру изотопно-кислородной кривой, микрофауны и ее экологическим особенностям можно сделать вывод о постепенном углублении моря, прерываемым более низким стоянием уровня в новокаспийское время.

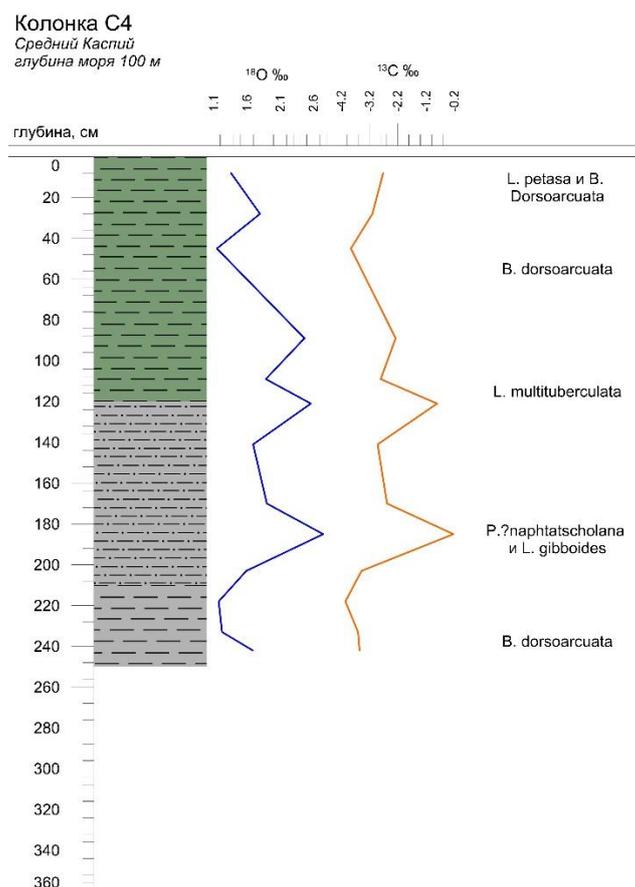
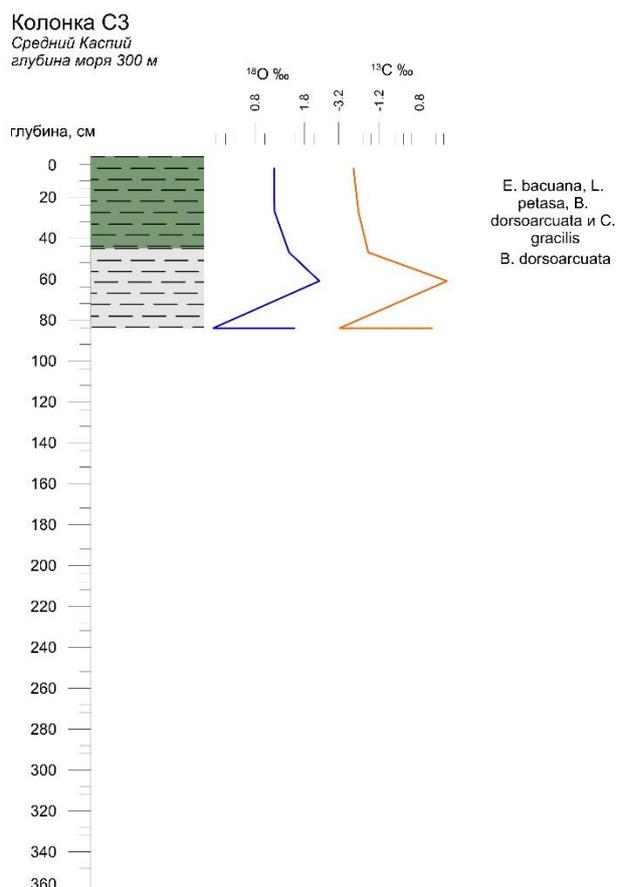


Рисунок 16. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие виды в колонке С3.

Рисунок 17. Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  и руководящие виды в колонке С4.

По совокупности результатов реконструируются три фазы развития Каспийского моря с конца позднего плейстоцена по настоящее время. Первая фаза, соответствующая нижним вскрытым горизонтам, сопоставляется с трансгрессивной эпохой (вероятно, её окончанием). При этом утверждать, была ли это самостоятельная трансгрессивная фаза или же постепенное снижение уровня, по приведенным данным затруднительно. Обычно ее отложения представлены серовато-коричневыми алевритисто-глинистыми илами с характерной глубоководной и холодолюбивой микрофауной. Следующая за ней фаза – падение уровня моря, сопоставляющееся с регрессивной стадией, осадки которой залегают с размывом на нижележащих, характеризуются утяжелением изотопного состава и ростом солености. И последняя фаза – трансгрессия, внутри которой прослеживается как минимум один этап более высокого положения уровня моря, чем в настоящее время. Соответствующие ей отложения имеют более тонкий гранулометрический состав, как правило, серый цвет [Лебедев, 1973] и содержат характерную современную каспийскую фауну.

## 5.2. Интерпретация палеоклиматических событий по литературным данным

### 5.2.1. Возрастное моделирование

Одним из наиболее важных аспектов использования литературных данных в рамках диссертации является анализ представленных в них результатов абсолютного датирования. По всем четырем колонкам (C9 – C12) имеются сведения об измеренном возрасте отложений, что существенно обогащает палеореконструкцию, позволяя не только осуществить возрастную привязку трансгрессивно-регрессивных событий в регионе, но и оценить продолжительность климатических событий, оказавших решающее влияние на колебания уровня Каспийского моря, и тем самым обосновать построение обобщенной изотопно-кислородной кривой. Более того, при её построении без возрастного моделирования невозможно осуществить переход от шкалы глубин к шкале возраста.

Абсолютный возраст отложений, опубликованный в работах [Chalié et al., 1997; Ферронский и др., 1999; Boomer et al., 2005; Leroy et al., 2013; Tudryn et al., 2013] (Таблица 4) лег в основу возрастного моделирования, реализованного в данном исследовании. Автор была вынуждена отказаться от калиброванных возрастов, опубликованных по колонкам, поскольку многие из них были получены с помощью калибровочных кривых IntCal, которые, как правило, используются при работе с наземными (континентальными) образцами, в то время как для калибровки проб морского генезиса во внеполярной зоне предназначена калибровочная кривая Marine. Кроме того, к результатам датирования разных колонок предыдущими исследователями применялся различный резервуарный эффект.

Таблица 4. Радиоуглеродный возраст исследуемых осадков.

Автор	Лаборатория	Лабораторный номер	Название в публикации	Название в диссертации	Глубина, см	Датируемый материал	14C AMS	14Cсцинтилляционный	±14C	Калиброванный возраст	±1σ
Tudryn et. Al, 2014	Poznan Radiocarbon Laboratory, Poland	Poz16737	GS18/GS20	C9	69.5	Остракоды	3550		35	3279	77
Boomer et al., 2005	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	GifA100565	GS20	C9	424.5	Остракоды	8300		140	8648.5	196.5
Boomer et al., 2005	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	GifA100566	GS20	C9	535.5	Остракоды	9960		120	10845.5	192.5
Boomer et al., 2005	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	GifA100567	GS20	C9	595	Остракоды	10610		130	11722	232
Tudryn et. Al, 2014	Poznan Radiocarbon	Poz16738	GS18/GS20	C9	725	Остракоды	11330		60	12675.5	71.5

	Laborator y, Poland										
Tudryn et. Al., 2014	Poznan Radiocarbon Laborator y, Poland	Poz16739	GS18/ GS20	C9	852.5	Остракоды	12260		60	13606	102
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS19	C10	70	Общий карбонат		6100	140	6337	166
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS19	C10	245	Общий карбонат		8160	330	8531.5	395
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS19	C10	280	Общий карбонат		7400	590	7710	630
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS19	C10	395	Общий карбонат		8860	140	9350	174
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS19	C10	410	Общий карбонат		8761	260	9210	333
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS19	C10	470	Общий карбонат		9600	280	10310	401
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS19	C10	600	Общий карбонат		11298	560	12541	680
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS19	C10	710	Общий карбонат		23905	890	27231.5	905.5
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS19	C10	750	Общий карбонат		22337	670	25685.5	717.5
Chalie et. Al., 1997	Парижский университет	H994	GS05	C11	2.5	Общий карбонат		5400	80	9	110
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1596	GS05	C11	18.5	Общий карбонат		7281	90	7565	102
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1597	GS05	C11	28.5	Общий карбонат		8252	80	8564	129
Chalie et. Al., 1997	Парижский университет	H1527	GS05	C11	35.75	Общий карбонат		9106	100	9644	149
Chalie et. Al., 1997	Парижский университет	H1083	GS05	C11	50.5	Общий карбонат		9930	90	10806	170
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1293	GS05	C11	56	Общий карбонат		10533	120	11603	208
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1294	GS05	C11	66	Общий карбонат		10968	110	12286	182
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1299	GS05	C11	75.5	Общий карбонат		11181	120	12558	135
Leroy et al., 2013	CEA Saclay,	H1300	GS05	C11	85.5	Общий карбонат		11674	140	12985	153

	Gif-sur-Yvette										
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1465	GS05	C11	91.25	Общий карбонат		12993	110	14715	224
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1486	GS05	C11	94.25	Общий карбонат		15484	80	17952	140
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1301	GS05	C11	95.5	Общий карбонат		18841	290	21871	361
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1319	GS05	C11	100.5	Общий карбонат		19254	260	22345	298
Leroy et al., 2013	CEA Saclay, Gif-sur-Yvette	H1487	GS05	C11	104.25	Общий карбонат		18143	90	20990	164
Chalie et. Al., 1997	Парижский университет	H1308	GS05	C11	106	Общий карбонат		16050	220	18513	245
Chalie et. Al., 1997	Парижский университет	H1318	GS05	C11	111	Общий карбонат		16577	190	19106	237
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS04	C12	10	Общий карбонат		6230	370	6486	412
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS04	C12	15	Общий карбонат		9053	540	9626	702
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS04	C12	80	Общий карбонат		9100	803	9662	1031
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS04	C12	225	Общий карбонат		17600	700	20343	859
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS04	C12	230	Общий карбонат		18104	540	21002	665
Ферронский и др., 1999	Институт геологии Литвы, Вильнюс		GS04	C12	295	Общий карбонат		21200	1130	24468	1204
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS04	C12	400	Общий карбонат		22334	1100	25718	1155
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS04	C12	500	Общий карбонат		21957	1050	25232	1114
Ферронский и др., 1999	МАГАТЭ		GS04	C12	700	Общий карбонат		22735	680	26188	696

Авторы [Ферронский и др., 1999; Куприн и др., 2003, Pierret et al., 2012, ссылаясь на Chalié et al., 1997; Escudie et al., 1998] широко применяют поправки на возраст, достигающие иногда 20% и зачастую позволяющие скорректировать инверсии, однако четкое обоснование их использования, к сожалению, отсутствует в публикациях, в результате чего не удастся воспроизвести результаты таких калибровочных работ. Таким образом, для построения

возрастных моделей использован радиоуглеродный возраст отложений, опубликованный в работах [Boomer et al., 2005; Tudryn et al., 2014 – колонка C9; Ферронский и др., 1999 – колонки C10 и C12; Chalié et al., 1997; Leroy et al., 2013 – колонка C11] (Таблица 4). Калибровка радиоуглеродного возраста проводилась с использованием программы CALIB на основании наиболее современной калибровочной кривой Marine20 [Heaton et al., 2020]. Реализация такой работы продиктована, в первую очередь, необходимостью привести все опубликованные данные, связанные с возрастом, к единому формату.

Данные о возрасте не включают в себя поправку на изотопное фракционирование, поэтому автор диссертационного исследования опирается на концепцию, предложенную Ю.А. Карпычевым [Karpytchev, 1993], заключающуюся в том, что резервуарный эффект для Каспийского моря, оцененный по раковинам моллюсков и костным остаткам тюленей, составляет около 380 – 440 лет [Kuzmin et al., 2007]. Величина  $\delta^{13}\text{C}$ , необходимая для поправок на изотопное фракционирование раковин каспийских моллюсков, изменяется в диапазоне от – 2.5‰ до 0‰. Поправка на изотопное фракционирование необходима в случае, если оно отличается от венского стандарта PDB (–25‰). Значение 1‰ соответствует 16 радиоуглеродным годам. Прибавляя к радиоуглеродному возрасту значение поправки на изотопное фракционирование (около 360–410 лет для каспийских раковин), необходимо также вычесть величину резервуарного эффекта, которая составляет около 380–440 лет. Таким образом, можно предположить, что величина поправки на изотопное фракционирование и резервуарный эффект уравниваются друг друга. Этот факт позволяет не применять в работе поправки на резервуарный эффект и использовать калибровочную кривую Marine20.

На основании значения калиброванного возраста с помощью программного обеспечения RStudio с использованием пакета инструментов «rbacon», который использует байесовское моделирование для интерполяции датировок, для каждой колонки построены возрастные модели, охватывающие всю верхнюю часть колонок до глубины, которой соответствует нижняя (наиболее ранняя) дата. Иными словами, полученные возрастные модели охватывают лишь те интервалы кернов колонок, для которых доподлинно известен возраст – таким образом, в качестве рубежей выступают верхняя и нижняя даты. При этом, к входным данным каждой модели (дата + соответствующая ей глубина + ошибка измерения) добавлена точка нулевой глубины (вершины или устья керна), которой присвоен нулевой возраст. Такой подход допускает интерполяцию возраста в диапазоне керна, охваченном радиоуглеродным датированием, но исключает экстраполяцию результатов ниже, поскольку она могла бы привести к неправильной интерпретации результатов датирования. Для приблизительной оценки возраста недатированных (нижележащих) отложений для каждой колонки рассчитана средняя скорость осадконакопления. Разумеется, такой подход дает представление лишь о примерном возрасте событий, нашедших

отражение в изотопно-кислородной летописи осадков и не охваченных радиоуглеродным датированием. Тем не менее, эти сведения играют важную роль в реконструкции и позволяют дополнить палеогеографическую картину важными сравнительными данными.

Отношение приращения мощности осадка по глубине колонки к соответствующему ему приращению времени накопления осадка здесь и далее отражает скорость осадконакопления. Специфика пакета «gbascon» заключается в том, что результаты возрастного моделирования выражаются в  $\text{yr/cm}$  (лет/см, «accumulation rate» на Рисунках 18 – 21). При их описании диссертант использует понятие времени накопления 1 см осадка (в англоязычной литературе в подобных случаях зачастую используется термин «deposition times»).

На основе моделей для каждой колонки также построен график времени накопления 1 см осадка. После чего каждому сантиметру колонки было присвоено значение возраста. Используя полученные данные, в дальнейшем стало возможным построить изотопно-кислородные кривые каждой колонки не по глубине, а по возрасту.

Остановимся на возрастном моделировании каждой отдельно взятой колонки более подробно, начав рассмотрение с Южного Каспия.

Колонка C11. Большая часть радиоуглеродных дат по колонке C11 была опубликована в работе [Chalié, 1997], все они получены по валовому содержанию углерода в карбонатных минералах Французской комиссией по альтернативным источникам энергии и атомной энергии (CEA Saclay, Gif-sur-Yvette). Более поздние работы [Leroy et al., 2007, 2013] дополнили данные значениями возраста, измеренными по раковинам остракод, тем не менее надежно датированными оказались лишь верхние 120 см керна, в то время как длина всего керна составляет почти 10 м. Вышеупомянутые авторы отмечают, что установление хронологических рамок для колонки C11 оказалось сложной задачей, поскольку подходящий для датирования материал встречался редко. Кроме того, в своих палеореконструкциях ими приведен возраст, коррекция которого осуществлялась, следуя процедуре, описанной в [Fontes et al., 1993]. В рамках данного исследования в интересах прозрачности и воспроизводимости результатов, а также корреляции осадков, вскрытых разными колонками, такая коррекция не рассматривается.

В первую очередь, обращают на себя внимание инверсии дат, полученных по нижним 20 см датированной 120-ти сантиметровой толщии керна колонки C11, а также величины ошибок датирования (Рисунок 18). Согласно построенной возрастной модели, толща осадков до глубины около 100 см накапливалась с довольно быстро, после чего, на рубеже около 19 тыс. кал. л.н. время накопления 1 см осадка резко увеличилось до 1000 лет/см (то есть в ходе этого периода, продолжившегося вплоть до 14 тыс. кал. л.н., осадок накапливался медленнее всего). Возраст порядка 14 тыс. кал. л.н. соответствует глубине керна 90 см, которая знаменует начало следующего этапа осадконакопления в интервале глубин 90 – 45 см, когда время накопления 1 см

осадка понизилось до 100 лет/см. Началу голоцена (11 – 10 тыс. кал. л.н.) по возрастной модели соответствуют глубины 45 – 40 см, время накопления 1 см осадка несколько увеличивается с глубины около 20 см или с 8.5 – 8 тыс. кал. л.н.

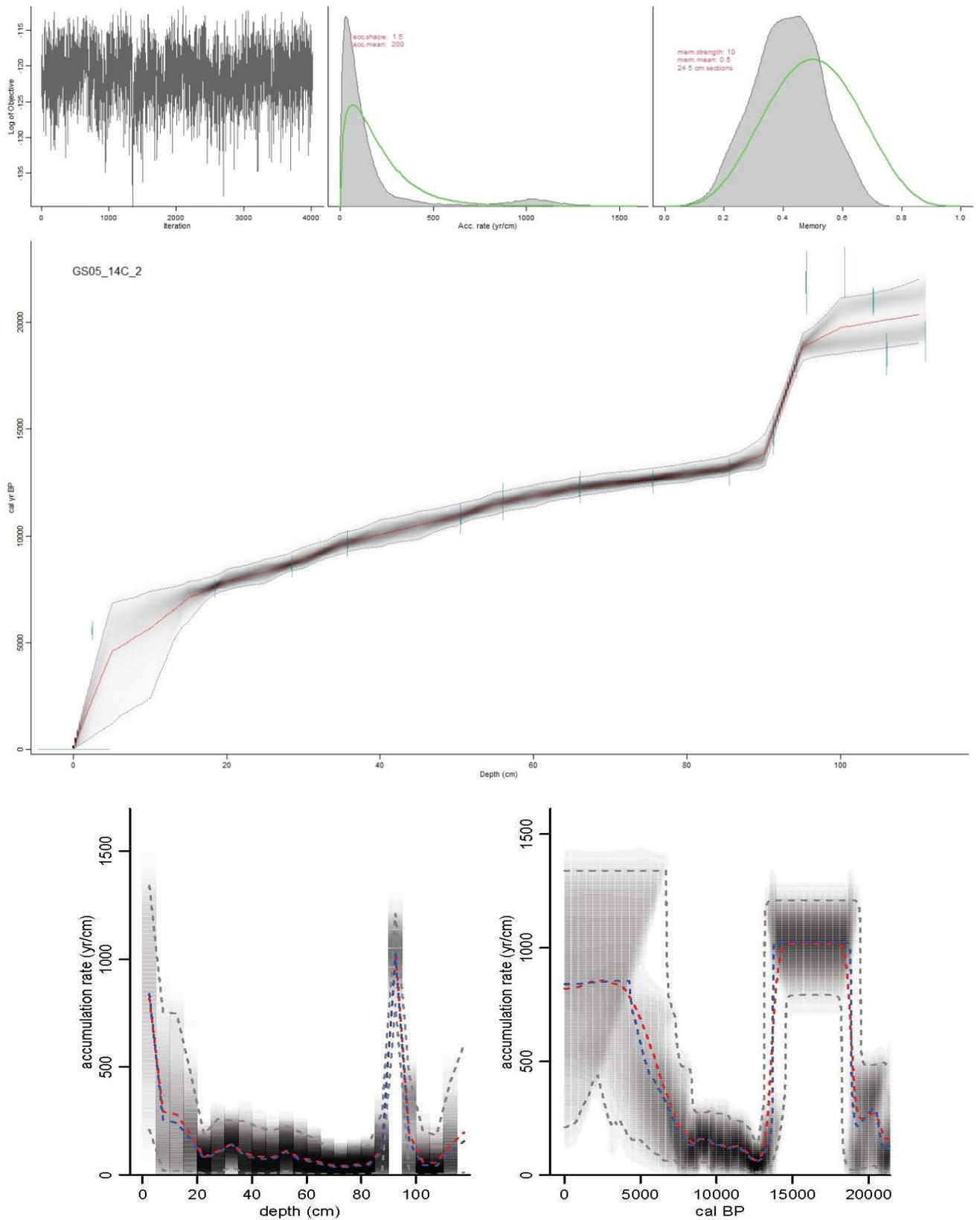


Рисунок 18. Возрастная модель колонки C11.

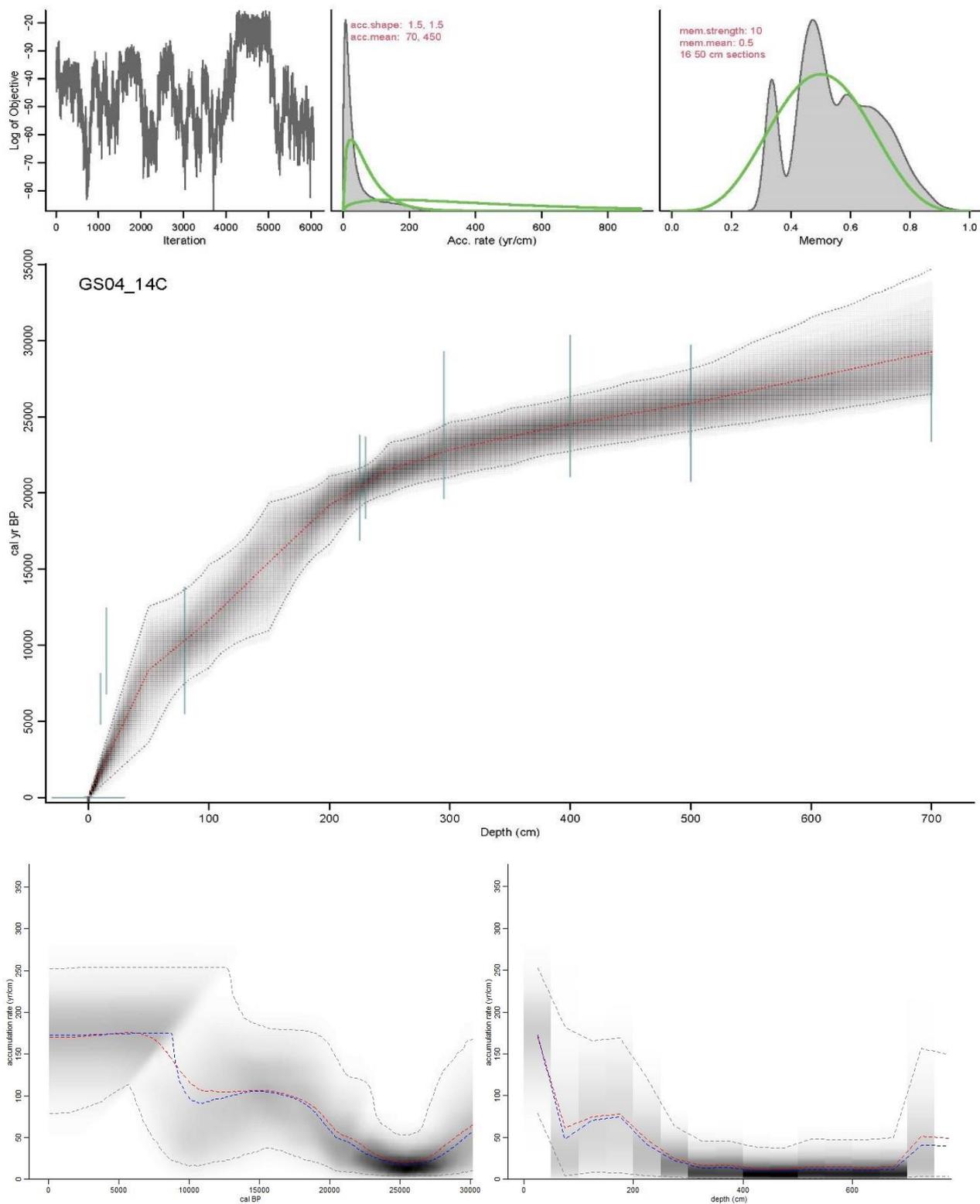


Рисунок 19. Возрастная модель колонки C12.

Колонка C12. Радиоуглеродный возраст осадков колонки C12 определен по валовому содержанию углерода в карбонатных минералах частично в литовском Институте геологии, частично в МАГАТЭ. В работе [Ферронский и др., 1999], где были впервые опубликованы эти даты, авторы отмечают низкое качество полученного возраста изученных осадков.

Действительно, согласно возрастной модели (Рисунок 19), колонка С12 охватывает последние 25 – 30 тыс. лет, однако ошибка датирования для радиоуглеродного метода велика (до 11%). Помимо заметной на глубине 500 см инверсии, для колонки С12 в целом характерно увеличение времени накопления 1 см осадка. Основываясь на возрастной модели, можно заключить, что нижняя толща осадков до глубины 300 – 250 см накапливалась достаточно быстро вплоть до Последнего Ледникового Максимум (LGM) (около 22 – 21 тыс. кал. л.н.), после чего время накопления 1 см осадка постепенно увеличивается до глубины 200 – 180 см, что соответствует возрастному рубежу около 18 – 17.5 тыс. кал. л.н. В дальнейшем до начала голоцена (11 – 10 тыс. кал. л.н.) время накопления 1 см осадка остается стабильным и составляет около 100 лет/см. В течение следующих 3 тысяч лет время накопления 1 см осадка увеличивается еще сильнее, достигая 170 лет/см на глубине 50 см, что соответствует возрасту около 8.5 тыс. кал. л.н., после чего до вершины колонки время накопления 1 см осадка остается постоянным.

Сравнение возрастных моделей двух колонок из акватории Южного Каспия позволяет сделать вывод о гораздо больших показателях времени накопления 1 см осадка в колонке С11, несмотря на относительную близость их местоположения. Оба керна охватывают временной интервал с поздневалдайского оледенения до голоцена.

Колонка С10. Радиоуглеродный возраст осадков колонки С10 так же, как и колонки С12, определен [Ферронский и др., 1999] по валовому содержанию углерода в карбонатных минералах в лаборатории МАГАТЭ и в Институте геологии Литвы. Девять дат, измеренных по керну, охватывают около 30 тыс. лет (Рисунок 20). Даты, полученные по нижней части керна, демонстрируют небольшую инверсию. Ошибка определения возраста для более древних отложений заметно выше, чем для более молодых. Ярко выделяются четыре этапа: два периода с низкими показателями времени накопления 1 см осадка, и два – с высокими. Периоды низких показателей времени накопления 1 см осадка зарегистрированы на глубинах от забоя керна до 700 см, что соответствует времени более 25 тыс. к.л.н., и от 600 до 100 см – в интервале, который соответствует продолжительному отрезку времени 14.5 – 8.5 тыс. кал. л.н. Высокие значения времени накопления 1 см осадка наблюдаются по керну колонки с 700 до 600 см, иначе говоря с 24 до 14.5 тыс. к.л.н., а также после 5 тыс. кал. л.н. При более детальном рассмотрении (Рисунок 20) можно отметить, что согласно возрастной модели до 25 тыс. кал. л.н. время накопления 1 см осадка достигало 25 лет/см. Его резкое увеличение с 24 тыс. кал. л.н. до максимума около 19 тыс. к.л.н., сменилось вновь сокращением времени накопления 1 см осадка, особенно заметно начавшимся с 14.5 тыс. к.л.н., что соответствует глубине около 600 см. С 13.5 тыс. кал. л.н. до начала голоцена время накопления 1 см осадка достигает наименьших значений: менее 20 лет/см. Такие показатели сохраняются некоторое время, начиная незначительно увеличиваться с 8 тыс.

кал. л.н. и резко возрастают с 6 до 5 тыс. кал. л.н., после чего остаются постоянными на уровне около 125 лет/см.

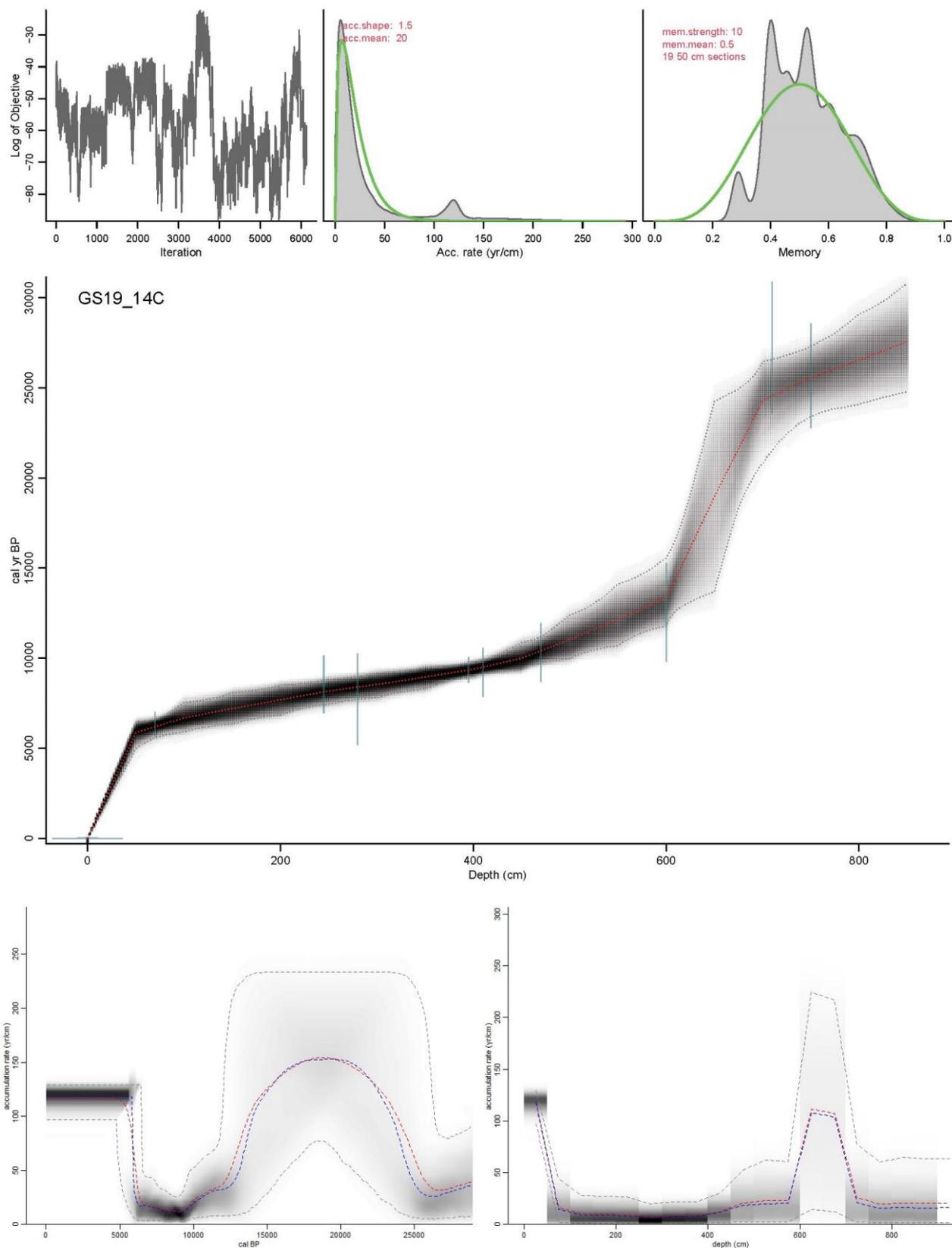


Рисунок 20. Возрастная модель колонки C10.

Колонка С9. В первом исследовании, посвященном колонке С9 [Boomer et al., 2005], стратиграфическое расчленение, основанное на микрофаунистическом анализе остракод, дополняется тремя радиоуглеродными датами, полученными Французской комиссией по альтернативным источникам энергии и атомной энергии (CEA Saclay, Gif-sur-Yvette). В более поздних работах [Leroy et al., 2014; Tudryn et al., 2014] количество радиоуглеродных датировок увеличилось до шести.

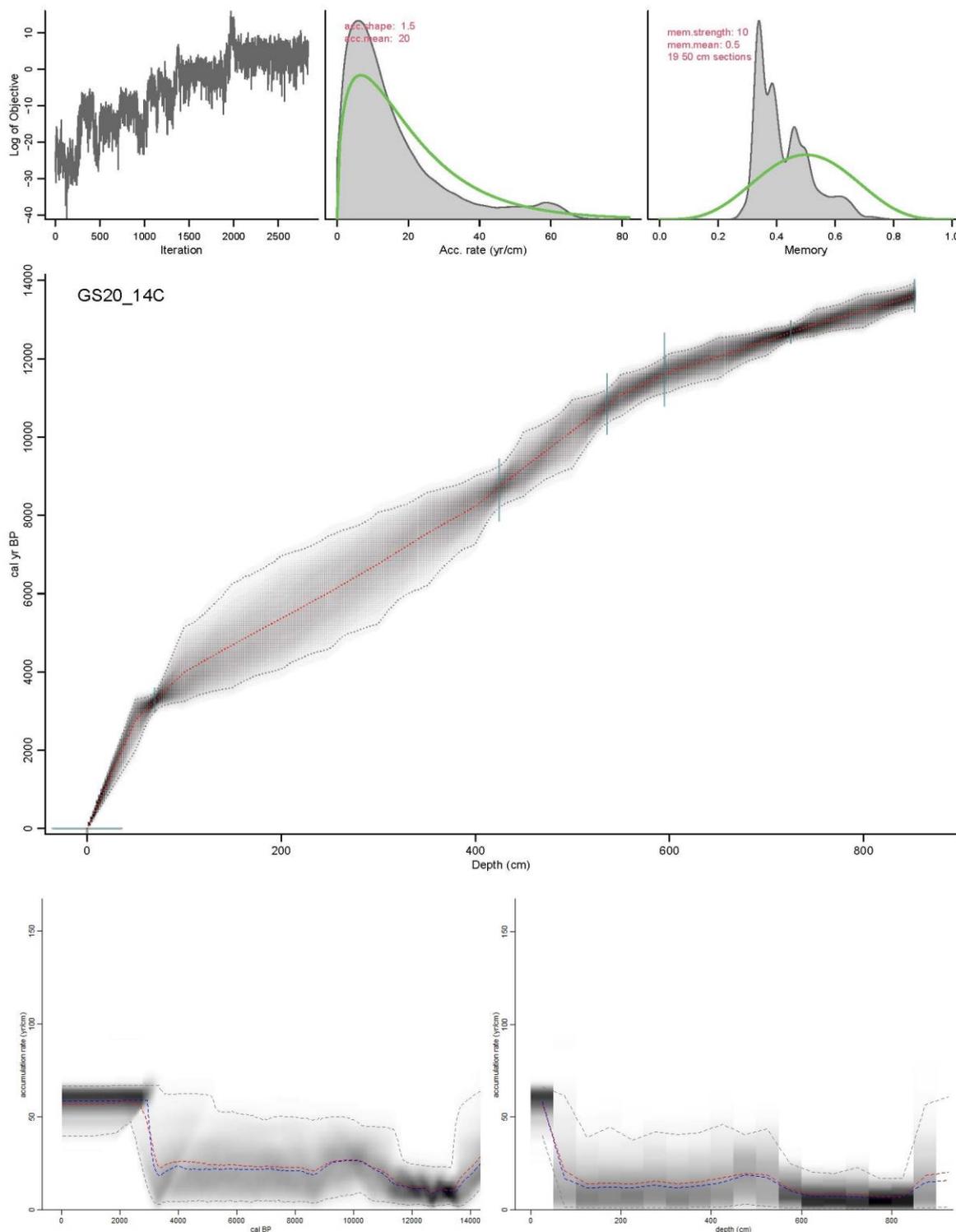


Рисунок 21. Возрастная модель колонки С9.

Это единственная колонка, для которой все даты получены методом радиоуглеродного AMS-датирования. Кроме того, в качестве датируемого материала на обоих этапах работы с керном колонки были использованы исключительно раковины остракод [Leroy et al., 2014]. Все результаты датирования, приведенные наряду с другими используемыми в диссертационном исследовании абсолютными датами, представлены в Таблице 4. На их основании построена возрастная модель, временной охват которой оказался существенно меньше, чем описанных ранее колонок – он составил лишь последние 14 тыс. кал. л.н.

Главным недостатком является отсутствие дат в интервале глубин с 400 см до 70 см. Таким образом, недатированным остается период приблизительно с 8.6 тыс. кал. л.н. до 3.2 тыс. кал. л.н., что негативно сказывается на качестве возрастной модели (Рисунок 21). Отметим, что время накопления 1 см осадка, реконструируемое по колонке С9, является минимальным среди всех рассмотренных случаев, причем оно остается таковым практически на всем протяжении керна, становясь лишь немногим выше 50 лет/см после 3 тыс. кал. л.н.

Следуя данным возрастного моделирования, можно утверждать, что период накопления нижней толщи осадков – от забоя керна до глубины 600 см характеризуется наименьшим временем накопления 1 см осадка, что соответствует времени около 11.5 тыс. кал. л.н. Затем наблюдается скачок увеличения времени накопления 1 см осадка до 25 лет/см и глубины чуть менее 500 см или 10 тыс. кал. л.н., которое сохраняется постоянным до 4 тыс. кал. л.н. и глубины около 100 см, знаменующей еще более заметное увеличение до 60 лет/см. Такие показатели оставались стабильными на протяжении последних 4 – 3 тысяч лет, зарегистрированных в керне колонки С9. Похожее постепенное увеличение времени накопления 1 см осадка наблюдалось в колонке С12.

#### 5.2.2. Поиск стратиграфических маркеров

Начальным этапом создания обобщенной изотопно-кислородной кривой, как правило, является визуальное сопоставление данных, полученных по серии кернов. Выделив таким образом наиболее схожие черты, необходимо приступить к обоснованному выделению горизонтов, накапливавшихся в одно и то же время. Это возможно сделать лишь прибегнув к комплексному рассмотрению результатов, полученных разными методами по одним и тем же керновым материалам. Другими словами, для построения надежной обобщенной изотопно-кислородной кривой необходимо выделить стратиграфические реперы и найти подтверждение обоснованности их выделения. К сожалению, одних лишь изученных непосредственно диссертантом материалов для этого недостаточно, в первую очередь, из-за отсутствия абсолютных датировок по большинству колонок. Дополнительно привлеченные материалы, опубликованные по данной проблеме другими исследователями, а именно результаты анализов

колонок из глубоководной части Каспийского моря, значительно способствует достижению цели, поэтому более подробно остановимся на основных опубликованных результатах и выводах.

Начать рассмотрение целесообразно с колонки, изученной целым рядом палеогеографических методов, а именно с колонки C11.

Колонка C11. Результаты гранулометрического анализа [Chalié et al., 1997] позволяют разделить керн колонки на верхний 142 – 0 см и нижний 305 – 142 см интервалы. Средний размер частиц в верхней части варьируется в пределах 10 – 15  $\mu\text{m}$ , с пиком накопления наиболее тонких осадков (5  $\mu\text{m}$ ) на глубине около 50 см. В нижнем интервале керна колонки эти вариации, как правило, находятся в пределах 20 – 25  $\mu\text{m}$ . На глубинах 260 и 145 см отмечаются пики существенного увеличения среднего размера частиц до 60 и 50  $\mu\text{m}$  соответственно.

Значительный рост карбонатности осадков наблюдается с глубины около 110 – 100 см, достигая максимума на глубине 61 см (по графикам в работе [Chalié et al., 1997]) или 80 – 65 см (по тексту в работе [Chalié et al., 1997]), после чего на глубине 25 см наблюдается относительное понижение карбонатности, вновь сменяющееся ее увеличением до глубины 0 см.

Вся нижняя часть керна колонки до глубины около 95 см, описана как переслаивание более светлого и более темного материала, содержащего грейгит. В целом, образование аутигенных сульфидов железа, среди которых наиболее устойчивым является пирит ( $\text{FeS}_2$ ), как правило, характерно для ранних стадий диагенеза и связано с бактериальным окислением органического материала в бескислородных средах с достаточным количеством  $\text{H}_2\text{S}$  и растворенного железа [Berner, 1980; Roberts, Turner, 1993]. Эти реакции носят ступенчатый характер. Первоначально образуются гидроксид-сульфиды (фазы - предшественники), трансформирующиеся в обычные сульфиды (конечные фазы) по мере старения осадка. Фазой-предшественником в поле образования дисульфидов является гидротроилит ( $\text{FeS} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). В условиях низкого содержания органического вещества и/или низкой солености образование сульфидов железа будет ограничено скрытокристаллическим FeS или грейгитом [Berner 1981]. Следовательно, присутствие грейгита в отложениях с постоянным содержанием железа может выступать в качестве индикатора палеосолености. Грейгит также может образовываться вследствие бактериальной деятельности. Некоторые виды бактерий обладают магнитотаксисом – поэтому их называют магнитотактическими. У таких бактерий есть маленькие органеллы – магнитосомы, для которых характерна крайне хорошая сортировка однодоменных зерен [Fassbinder, Stanjek 1994]. Распределение размеров зерен и отсутствие цепочек магнитосом грейгита в образцах из колонки C11 позволили [Jelinowska et al., 1998] предположить его неорганическое происхождение. Сульфид железа может образовываться из придонных вод [Jelinowska et al., 1998], маркером такого способа его формирования, как правило, выступает отсутствие биотурбаций [Berner 1981]. Авторы [Jelinowska et al., 1998] сообщают об отсутствии

следов разрушения осадка живыми организмами, хотя не вполне ясно, насколько отчетливо такие изменения были бы видны в керне колонки. Кроме того, отмечено исчезновение явной слоистости на открытом воздухе, что позволило им сделать вывод о том, что переслаивание связано лишь с разной концентрацией содержания в осадках сульфидов железа, что, в свою очередь, свидетельствует в пользу диагенетического, а не осадочного способа возникновения неустойчивого (лабильного) сульфида железа в осадке. Исследователи [Jelinowska et al., 1998] находят подтверждение своим выводам в работах российских авторов [Маев и др., 1989; Куприн Багиров, 1971].

Грейгит сильно магнитен, этим объясняются высокие показатели магнитной восприимчивости в нижней части керна колонки [Chalié et al., 1997], которые резко падают на глубине около 90 см. Вышележащие отложения практически не содержат сульфидов железа, зато часто встречается магнетит, что может указывать на улучшение условий глубоководной вентиляции. Поскольку известно, что глубоководная вентиляция ухудшается во время высокого стояния уровня Каспийского моря в ответ на понижение солености и проводимости вод [Kosarev, Yablonskaya, 1994], можно предположить, что условия накопления нижней толщи были близки к восстановительным. Содержание общего органического вещества также было низко. Вероятно, осадки до глубины 90 см накапливались в условиях высокого стояния уровня Каспийского моря и пониженной солености, после чего уровень моря начинал снижаться, а соленость возрастать.

По спорово-пыльцевым данным реконструируется [Leroу et al., 2013] несколько этапов. Так как надежные датировки охватывают лишь верхнюю 120-сантиметровую толщу керна, остановимся более подробно на ней, упомянув, что нижележащая толща, практически не содержащая пыльцы деревьев (за исключением пыльцы березы), содержит пыльцу галофитов и засухоустойчивых растений, аналоги которых распространены сегодня в самых засушливых областях каспийского побережья. Высокая концентрация зеленых водорослей *Pterosperma* связывается указанными авторами с сильными ветрами, переносящими пыльцу вглубь Каспийского бассейна, а большое количество детритов и аномальные радиоуглеродные датировки – с «чрезвычайно высокими» скоростями осадконакопления. Увеличение роли кустарников исследователями соотносится с аллерёдом (начало которого приурочено к глубинам 135 – 140 см), а период широкого распространения пустынно-степной растительности – с поздним дриасом (YD, выделяемым в интервале 115 – 80 см). Для этого стадиала отмечаются максимальная концентрации пыльцы полыни (более 42%), минимум кустарниковой растительности и сухость климата. Авторы [Leroу et al., 2013] отмечают, что на пыльцевых диаграммах по Мраморному морю [Valsecchi et al., 2012] и восточной акватории Черного моря [Shumilovskikh et al., 2012] период, предшествовавший потеплению бёллинг – аллерёд, характеризуется открытыми ландшафтами с *Hippophae* и *Ephedra*, а последующее похолодание

(YD) также выделяется по увеличению роли полыни и сокращению пыльцы лиственных деревьев. В районе Иранского нагорья [Bottema, 1995] поздний дриас аналогичным образом выделяется благодаря нарастанию аридности климата. Начало голоцена авторами реконструируется по появлению теплолюбивых деревьев (клен, граб), сокращению доли галофитов и широкому распространению кустарников в интервале глубин 79.75 – 34.75 см. Особое внимание уделяется возникновению *Parrotia persica* – представителя гирканской растительности гор Эльбурса с глубины около 30 – 35 см, его распространение наряду с прочей древесной растительностью, согласно мнению авторов [Leroy et al., 2013], знаменует вторую – древесную – фазу голоцена, пришедшую на смену кустарниковой. В целом более широкое распространение кустарниковой растительности связывается авторами с более теплым и влажным климатом интерстадиальных потеплений и голоцена. Главным стратиграфическим репером исследователи называют изменение в пыльцевых спектрах, соответствующее глубине около 80 см.

Результаты изучения диноцист [Leroy et al., 2013] позволили выделить исследователям два этапа высокого стояния уровня Каспийского моря – на глубинах 305 – 94.25 см, и 70.75 – 0 см. Исследователи отмечают, что для первого периода многочисленны виды, предпочитающие прохладную воду и соленость порядка 7‰ и ниже наряду с эврибионтами, хотя нехватка современных аналогов существенно затрудняет палеореконструкцию. Интервал глубин 94.25 – 70.75 см накапливался в условиях регрессии моря (мангышлакской, согласно данным авторов), накопление осадков проходило в условиях максимальной солености (возможно даже выше, чем в современном Каспии). Низкое содержание диноцист, а также освоение растительностью участков в относительной близости к местоположению точки бурения колонки указывают на регрессивную фазу Каспийского моря с соленостью порядка 13‰. Для второго этапа высокого стояния уровня реконструированы в целом опресненные, но более теплые условия, чем для первого этапа. Отмечается присутствие как эвригалинных видов, так и видов, приспособляющихся к существенным сезонным температурным контрастам [Marret, Zonneveld, 2003], часто встречающихся в голоценовых осадках Каспия, согласно [Leroy et al., 2007].

Как было отмечено в Главе 3 данного исследования, разные авторы используют несколько отличные друг от друга интервалы глубин при описании одних и тех же стратиграфических единиц. Как правило, более поздние работы [Pierret et al., 2012; Leroy et al., 2014] демонстрируют смещение приблизительно на 10 см. Вероятно, это связано с тем, что несмотря на наличие данных только с глубины около 10 см, в указанных работах начало измерений принято за ноль. Такая трактовка могла бы также объяснить различия в длине керна колонки C11 по данным разных исследователей – так, в самых ранних работах она составляет 998 см [Chalié et al., 1997; Escudie

et al., 1998; Jelinowska et al., 1998]. Авторы [Chalié et al., 1997; Escudie et al., 1998] упоминают о том, верхняя часть керна колонки была утеряна, однако, какая именно – не указано. По рисункам и графикам из упомянутых работ можно сделать вывод, что утеряно около 10 верхних см. В более поздней работе [Куприн и др., 2003], где данные по колонке C11 фигурируют лишь косвенно, упоминается о длине керна около 986 см. В самых поздних работах [Pierret et al., 2012; Leroy et al., 2014] длина керна составляет всего 957 см, к тому же в работе [Pierret et al., 2012] сказано, что «после удаления небольших пробелов в осадках колонки ее длина стала составлять 957 см» (*переведено с англ. – «the ... core ... is 957 cm long after removal of small gaps in the sediment column»*), а «верхняя часть колонки, отражающая летопись последних тысячелетий, была потеряна при извлечении керна (*переведено с англ. – «the uppermost soft sediment with the record of the last millennia was lost during core penetration»*), что в целом характерно для пробоотборника Кулленберга.

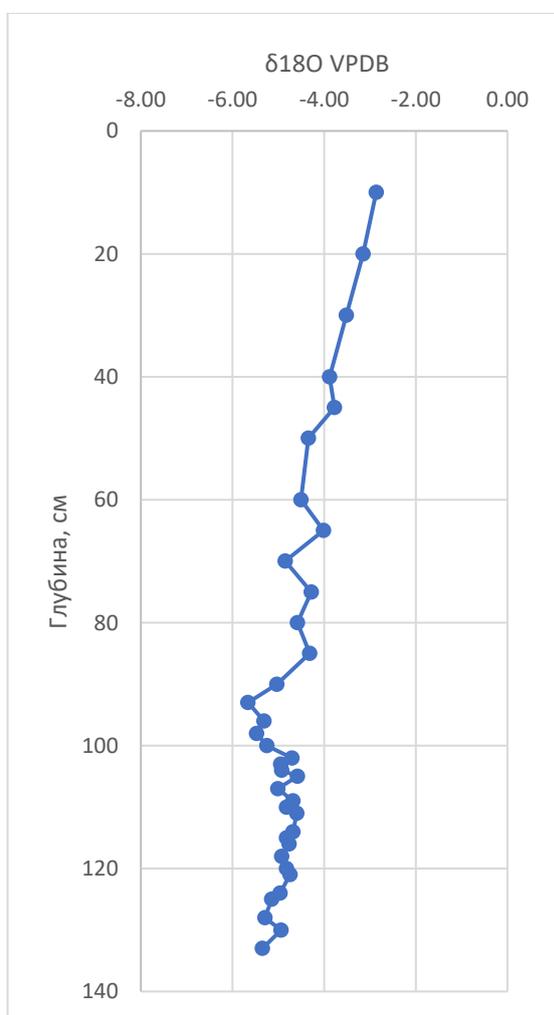


Рисунок 22. Изотопно-кислородная кривая колонки C11 по данным [Chalié et al., 1997].

Отмечается общий едва уловимый на графике тренд на утяжеление изотопно-кислородных показателей до  $-4.58\text{‰}$  на глубине 105 см, после чего изотопный состав облегчается, достигая

К счастью, измерения  $\delta^{18}\text{O}$ , опубликованные [Chalié et al., 1997], измеренные по валовым карбонатам фракции  $>25 \mu\text{m}$  верхних 120 см керна колонки, соответствуют исходным, оригинальным глубинам извлеченного керна колонки C11, поэтому могут быть интерпретированы напрямую. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  по керну изменяются в диапазоне от  $-6\text{‰}$  до  $-2.5\text{‰}$  (Рисунок 22). Авторы [Chalié et al., 1997], отмечают, что, по их мнению, высокие показатели  $\delta^{18}\text{O}$  соответствуют регрессивным фазам, а низкие – поднятию уровня Каспийского моря, не останавливаясь подробно на результатах и выводах, связанных с изотопно-кислородными данными. Поскольку эта информация в рамках диссертационной работы имеет первостепенное значение, рассмотрим ход кривой более детально, исходя из опубликованных данных.

Для нижних измеренных 30 см керна (то есть до глубины ~100 см) характерен постоянный изотопно-кислородный состав около  $-5\text{‰}$ .

пика наиболее легких по всему керну значений  $-5.66\%$  на глубине 93 см. В вышележащих отложениях значения  $\delta^{18}\text{O}$  начинают заметно утяжеляться, достигая на глубине 85 см  $-4.32\%$  и на глубине 75 см  $-4.28\%$ . От вышележащих пиков более тяжелого изотопного состава эти показатели отделяются явным пиком облегчения изотопно-кислородного состава  $-4.85\%$  на глубине 70 см. После чего заметные пики утяжеления до  $-4.02\%$  на глубине 65 см и  $-3.78\%$  на глубине 45 см разделяются периодом накопления осадков с изотопно более легкими значениями порядка  $-4.5\%$ . С глубины около 40 см показатели  $\delta^{18}\text{O}$  непрерывно растут до  $-2.86\%$  на глубине 10 см, демонстрируя континуальный тренд на утяжеление изотопно-кислородного состава.

Обобщая имеющиеся по колонке C11 данные, охватывающие верхние 120 см керна, можно сделать следующие выводы:

– Во время накопления нижних 20 см колонки значения  $\delta^{18}\text{O}$  изменяются незначительно – показатели изотопно легче, чем в вышележащих образцах. Такие условия, как правило, связаны со снижением испарения над акваторией и/или увеличением стока опресненных вод. Вероятно, вода Каспия в это время была прохладная, с низкой соленостью, на что указывают результаты изучения диноцист. В ответ на пониженную соленость и проводимость вод, глубоководная вентиляция ухудшилась, что способствовало накоплению отложений, с высоким содержанием сульфидов железа. Такие условия также характерны для периода высокого стояния уровня моря. Карбонатность осадка, как и общее содержание органического вещества, низка, что, вероятнее всего, указывает на прохладные условия. Результаты спорово-пыльцевого анализа демонстрируют гумидизацию темнохвойными компонентами. Суммарная доля древесной растительности (AP) выше, чем в предыдущей и последующей палинозонах. Осадок на 70% сложен силикатными минералами. Изотопный состав Sr практически постоянен, что указывает на постоянство источника сноса. Отношения активности  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  и  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  близки к равновесным в отличие от таковых в вышележащей толще. Соотношения между изотопами цепи распада урана вообще зависят от возраста, а также от фракционирования, вызванного геохимическими процессами [Chabaux et al., 2003; Dosseto et al., 2008] – в частности, к фракционированию нуклидов  $^{234}\text{U}$ – $^{238}\text{U}$  обычно приводит выветривание горных пород. В случае, когда главным образом распространено механическое разрушение пород, а химических изменений не происходит в течение длительного времени в осадках достигается изотопное равновесие, реконструируемое для рассматриваемого периода в работе [Pierret et al., 2012]. Кроме того, равновесное состояние характерно для ледникового времени [DePaolo et al., 2006; Golberg et al., 2010]. Осадки до глубины около 100 см накапливались с довольно высокими скоростями.

– Смена палеогеографической обстановки в колонке C11 зафиксирована на рубеже 100 – 90 см, где произошло резкое увеличение времени накопления 1 см осадка до тысячи лет/см (максимальный показатель для всего керна), выше которой начался следующий этап понижения

времени накопления 1 см осадка – минимальных для колонки C11 (до 100 лет/см), во время которого отложились осадки в интервале глубин 90 – 45 см. Для интервала 100 – 80 см отмечена наиболее высокая концентрация пыльцы и спор, что может указывать на период интенсификации ветра, роста речного стока и/или существования более сомкнутого растительного покрова. По палинологическим данным для периода накопления осадков на глубинах 110 – 80 см реконструируется увеличение роли пустынно-степных компонент на фоне господства открытых ландшафтов. Изучение состава и степени участия представителей дендропалинофлоры в спектре колонки C11 указывает на развитие тугайных лесов в ходе рассматриваемого интервала времени. Главными компонентами таких сообществ, формирующихся по долинам рек, как правило, являются ива, лещина, лох и облепиха, граб, бук, каштан. Таким образом, спорово-пыльцевые данные позволяют либо предположить интенсификацию, активизацию стока рек в Южный Каспий, либо перенос пыльцы реками на значительно более дальние расстояния за счет выдвигания их дельты. Это могло происходить вслед за отступанием моря при понижении его уровня. Кроме того, обращает внимание относительное увеличение количества переотложенной пыльцы, что в целом также свойственно для более сухих и/или прохладных этапов [Н.С. Болиховская, личное сообщение]. Результаты геохимического анализа свидетельствуют о том, что характер накопления детритового материала изменился – в нижележащей толще отношения  $\text{Ca}/\text{Sr}$ ,  $\text{Rb}/\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  характеризуются более высокими показателями, отношения  $\text{Ca}/\text{Na}$ ,  $\text{Ba}/\text{Rb}$  и  $\text{U}/\text{Th}$  – более низкими. Изотопный состав Sr резко уменьшается с глубины 90 см. Вообще изменения изотопного состава стронция биогенных карбонатов, отражающие изменение характеристик морских вод во времени, следует объяснять модификацией растворенного стронция, приносимого материковыми реками. На примере керн из лагуны на северо-востоке Ирана ранее [Kakroodi et al., 2015] было показано, что отложения позднего плейстоцена существенно отличаются от отложений раннего голоцена по своим геохимическим признакам. Эти изменения могут быть связаны с изменением материала, поступающего с площадей, дренируемых реками, которые впадают в Южный Каспий, что может обуславливать заметные изменения в отношениях изотопов стронция в силу изменчивости геологии Северного Ирана. Помимо этого, наблюдаемая картина может быть связана с изменениями процессов выветривания на водосборе, которые, в свою очередь, были вызваны изменениями климата и доказаны [Куприн и др., 2003; Pierret et al., 2012]. Стремительно возросшая карбонатность осадков указывает на потепление и/или аридизацию климата, что подтверждается высокой соленостью водоема, реконструируемой по данным диноцист, утяжелением изотопно-кислородного состава и улучшением условий глубоководной вентиляции. Интервал с 80 до 35 см характеризуется не только максимальным обогащением карбонатами, но и более низким содержанием глинистых частиц и кварца, чем нижележащая толща. Интересно отметить, что пик

накопления наиболее тонких осадков (5  $\mu\text{m}$ ) отмечен на глубине около 50 см, то есть ближе к завершению данной эпохи. Результаты [Chalié et al., 1997] указывают на то, что с глубины 100 – 80 см в осадках колонки C11 терригенные карбонаты сменяются биогенными (их геохимические, в частности Ca/Mg, и изотопные характеристики явно различаются, становясь все более схожими с современными). Объяснение этому можно найти в том, что в связи с изменением климата в сторону потепления сложились более благоприятные условия для образования биогенных карбонатов. Согласно спорово-пыльцевому спектру с глубины около 80 см отмечается широкое распространение кустарников. Изотопно-кислородная кривая в этом интервале демонстрирует колебания значений  $\delta^{18}\text{O}$  то в сторону более легких, то в сторону более тяжелых значений.

– Завершающую стадию, отраженную в летописи колонки C11, ознаменовало неуклонное утяжеление изотопного состава, наблюдаемого с глубины 45 см. Согласно данным изучения диноцист, изменения наблюдаются уже с глубины около 70 см. Вероятнее всего, они были продиктованы относительным потеплением климата, нежели высокой соленостью, несмотря на рост численности эвригалинных видов, поскольку их доминирование обычно характерно для переходных этапов, свидетельством коих и является. Для заключительного этапа реконструированы в целом опресненные, но более теплые условия, чем для нижележащих осадков, вскрытых колонкой C11. Отмечается присутствие как эвригалинных видов, так и видов, приспособляющихся к существенным сезонным температурным контрастам [Marret, Zonneveld, 2003], часто встречающимся в голоценовых осадках Каспия, согласно [Leroy et al., 2007]. Согласно спорово-пыльцевому спектру, с глубины около 40 см главенствующее место занимает древесная растительность. Для этого интервала характерно снижение роли полыни, увеличение содержания пыльцы древесных, в частности темнохвойных и широколиственных компонентов, злаков, папоротников и сфагнумов. Наметившийся с глубины 80 см тренд на постепенную гумидизацию климата наиболее явно и активно продолжил развитие именно на данном этапе. Развитие растительности, кроме того, способствовало интенсификации процессов химического выветривания на водосборе, на что указывают возросшие показатели соотношения изотопов урана в осадках. Также предполагается [Pierret et al., 2012] модификация гидрологического режима вследствие того, что более значимую роль в водном балансе Каспия по сравнению с предыдущим этапом стали играть грунтовые воды, для которых характерны более высокие значения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ .

Обратимся к другой колонке из Южной акватории Каспия – C12 –, по задумке участников проекта пробуренной с целью проверки и воспроизведения результатов, полученных по колонке C11. Глубина моря в этой точке приблизительно на 100 м меньше, а время накопления 1 см осадка ниже.

Колонка С12. Прежде чем перейти к описанию результатов, полученных по колонке С12, хотелось бы отметить небольшие разногласия российских и зарубежных авторов при описании нижней толщи колонок, содержащей грейгит (преимущественно, у французских авторов) и гидротроиллит (в отечественной версии). Вероятно, все авторы подразумевали под этим описанием содержание в осадке лабильных (менее стабильных, чем пирит) моносulfидов железа, сформировавшихся на ранних стадиях диагенеза вблизи границы осадок-вода. Этот вывод подтверждается в работе [Jelinowska et al., 1998] со ссылками на [Маев и др., 1989; Куприн, Багиров, 1971].

Согласно П.Н. Куприну с соавторами [2003], которые использовали диаграмму Флеминга [Fleming, 1977] для установления связи между размером частиц, скоростью их переноса и выпадением в осадок, во время накопления нижнего горизонта колонки (до глубины керна 724 см, представленного на 47.5% алевритом и на 1.2% тонко- и среднезернистым песком) скорости придонного течения могли достигать 2 см/с. Авторы также допускают вероятность возникновения турбулентных струй – такая ситуация свойственна смене водного режима, вероятно, в ходе развития трансгрессии (важно отметить, что в их распоряжении, очевидно, имелся материал вплоть до 978 см, где по отложениям нижнего горизонта реконструировались условия бассейна со спокойным динамическим режимом при скоростях придонных течений около 0.3 см/с). Похожие условия со скоростями 1 – 1.5 см/с описаны для интервала 697 – 586 см, после чего в интервале 586 – 553 см отмечены явные изменения. В результате уменьшения содержания алевритовой компоненты и увеличения песчаной авторами предполагается регрессивное состояние бассейна, сокращение площади абрадируемых территорий и перемещение рыхлых осадков по подводным склонам в глубоководную зону. Напротив, состав осадков в вышележащих интервалах 553 – 494 см и 494 – 458 см позволил авторам предположить возникновение условий, характерных для подъема уровня моря. Стремительное увеличение содержания как алевритовой (с 45% практически до 80%), так и песчаной (с менее, чем 1%, до более 10%) компонент в интервале 458 – 398 см, сопровождаемое снижением концентрации глинистых частиц, свидетельствующее об увеличении скоростей придонных течений (до 12 см/с), позволило авторам предположить трансгрессию моря, активизация которой продолжилась во время накопления интервала 307 – 222 см. Позднее, в интервале 202 – 133 см рост содержания глинистых частиц почти до 50% позволил реконструировать падение придонных скоростей течения до 0.2 см/с и регрессивную фазу Каспия. Вышележащая толща (интервал 90 – 84 см) накапливалась в гидродинамически активных условиях. Скорости придонных течений со временем становятся ниже (интервал 84 – 29 см, где проявляется тенденция к накоплению в основном глинистой и субколлоидной фракций). Современному этапу накопления осадков свойственен рост содержания песка, а значит, увеличение объема водной массы и подъем уровня.

Таким образом, работа [Куприн и др., 2003] позволяет выделить следующие стратиграфические единицы – нижняя от забоя скважины до глубины около 586 см, 586 – 553 см, 553 – 458 см, 458 – 222 см, 222 – 90 см, 90 – 84 см, 84 – 29 см, 29 – 0 см.

Согласно данным реконструкции Каспийского моря по водным вытяжкам [Ферронский и др., 1999], в колонке С12 с глубины 540 см соленость воды Южного Каспия начинает постепенно увеличиваться, достигая пика на глубине 140 см (около 10‰). Исследователи полагают, что в период накопления этой толщи соленость Южного Каспия была ниже, чем в Среднем Каспии, что возможно лишь в случае интенсификации стока пресной воды с южных склонов. Второй пик солености отмечается авторами на глубине 50 см. Период наиболее низкой солености порядка 5 – 7‰ соответствует накоплению осадков на глубине 540 см.

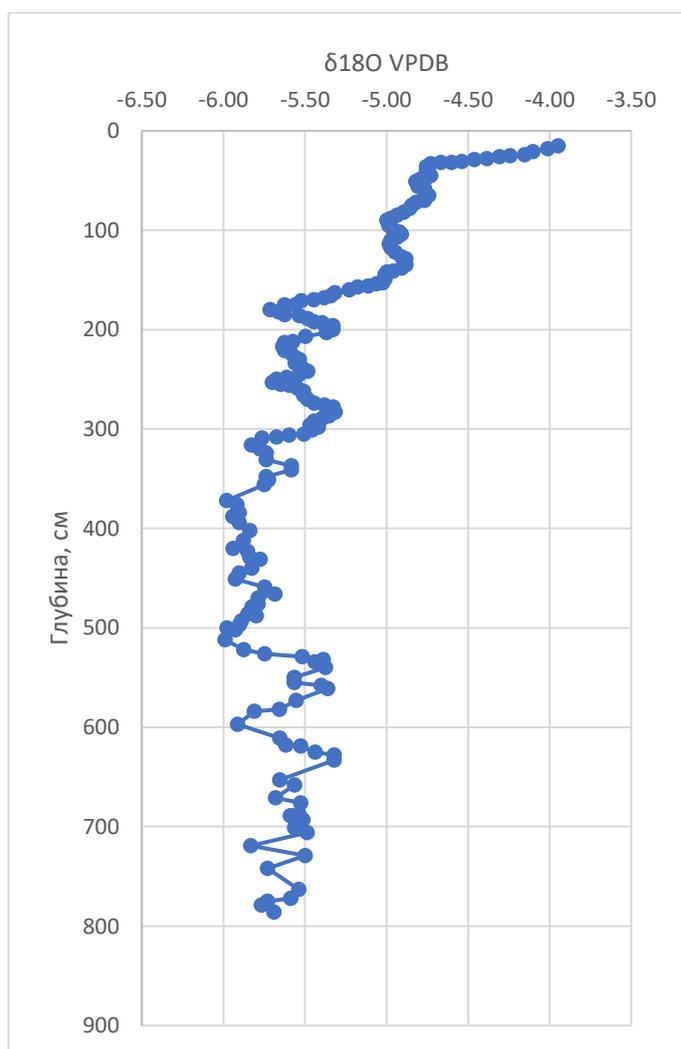


Рисунок 23. Изотопно-кислородная кривая колонки С12 по данным [Ферронский и др., 1999].

Детальные измерения изотопно-кислородного состава, выполненные по керну колонки С12, представлены на Рисунке 23. Средние значения  $\delta^{18}\text{O}$  в интервале от забоя колонки до глубины около 350 см составляют около  $-5.6\text{‰}$ . Заметный пик облегчения изотопного состава отмечается на 720 см ( $-5.83\text{‰}$ ). В залегающих выше осадках в интервале глубин 650 – 500 см наиболее яркие пики утяжеления и облегчения изотопно-кислородного состава следуют друг за другом:  $-5.32\text{‰}$  на 633 см и  $-5.91\text{‰}$  на 597 см, соответственно. За ними вновь следует увеличение содержания тяжелых изотопов кислорода в виде сдвоенного пика показателей  $\delta^{18}\text{O}$ , достигающих значений  $-5.36\text{‰}$  в интервале 560 – 540 см. Вслед за этим на глубине 500 см отмечается наиболее облегченный в изотопном отношении пик  $\delta^{18}\text{O}$   $-6\text{‰}$ . Такой изотопно-кислородный состав

сохраняется на протяжении времени накопления толщи осадков с 500 см до 380 – 350 см, максимально отклоняясь в большую сторону лишь на  $0.3\text{‰}$  на глубине 466 см. С 380 см

намечается тренд на утяжеление изотопно-кислородного состава, прерываемый осцилляциями разного порядка.

Это утяжеление носит ступенчатый характер – после резкого увеличения  $\delta^{18}\text{O}$  на 0.6‰ на глубине 280 см, среднее значение дельты составляет  $-5.5\text{‰}$ . В целом этот интервал можно охарактеризовать как переходное время, которому свойственно изменение изотопно-кислородного состава в относительно широком диапазоне. С глубины 180 см неуклонное утяжеление изотопного состава принимает ступенчатый характер наблюдается резкое изотопное утяжеление почти на 1‰ до глубины 135 см. С этого момента среднее значение  $\delta^{18}\text{O}$  составляет порядка  $-4.9\text{‰}$  вплоть до глубины 85 см, где вновь отмечается отклонение изотопно-кислородной кривой в сторону более тяжелых значений, стабильных в интервале 70 – 30 см, и резко увеличивающихся в вершине колонки до  $-4\text{‰}$ .

Таким образом, в строении керна колонки C12 (Рисунок 23) отчетливо выделяются три стадии: от забоя колонки до глубины около 350 – 300 см, 350 – 180 см и верхняя часть керна со 180 см до 0 см (ступенчатое утяжеление изотопно-кислородного состава).

Обобщая имеющиеся по колонке C12 данные, несмотря на высокую ошибку радиоуглеродного датирования, можно выделить следующие палеогеографические этапы:

– Нижняя толща (от забоя колонки до глубины около 350 – 300 см) накапливалась с высокими скоростями. Во время накопления осадков этого интервала существовал опресненный бассейн, соленость которого составляла порядка 5 – 7‰, средние значения изотопно-кислородного состава оставались наиболее легкими: до  $-6\text{‰}$ , указывая тем самым на питание моря, главным образом, за счет облегченных в изотопном отношении вод. Скорости придонных течений для данного интервала отложения осадков невысоки, эта тенденция нарушается лишь на 30-ти см участке, в ходе накопления которого в целом высокий уровень Каспийского моря, вероятно, несколько понизился – на это указывает и увеличение скоростей придонных течений до 12 см/с, которое в отличие от П.Н. Куприна с соавторами [2003], диссертант предлагает трактовать, как свидетельство начинающейся регрессии. Такой вывод подтверждается не только постепенным увеличением показателей  $\delta^{18}\text{O}$ , но и увеличением солености водоема.

– Для следующего этапа развития Каспийского моря характерны колебания изотопно-кислородных значений более, чем на 1.2‰, повышенная соленость и крайне низкие скорости придонных течений до 0.2 см/с. Рост солености и карбонатности осадков позволяют предположить потепление климата. Этот этап, зарегистрированный в отложениях на глубинах около 350 – 180 см, вероятнее всего, ознаменовал собой переходное состояние, во время которого в регионе происходили существенные климатические перестройки, уровень моря изменялся вслед за изменениями климата и сопутствующих компонентов водного баланса Каспия. Однако в целом можно утверждать, что уровень моря понизился относительно предыдущего

палеогеографического этапа. Кроме того, к глубине 200 – 180 см увеличилось время накопления 1 см осадка.

– Заключительная фаза охватывает верхнюю часть колонки С12 с глубины около 180 – 140 см до верхней части керна. К ее началу приурочен один из пиков солености моря, которая в целом достигает наиболее высоких значений среди реконструируемых по всему керну колонки. В этот период также отмечены гидродинамически активные условия осадконакопления, снижение скоростей придонных течений, а также утяжеление изотопно-кислородного состава, носящее ступенчатый характер. Такие условия достигаются, главным образом, за счет существенного и резкого потепления климата, подтверждаемого ростом значений соотношения Mg/Ca. Время накопления 1 см осадка постепенно повышается.

Таким образом, обе колонки, извлеченные из акватории Южного Каспия, демонстрируют схожие паттерны развития. Обратимся далее к материалам бурения Среднего Каспия, а именно к колонке С10, представляющей особый интерес, поскольку измерения  $\delta^{18}\text{O}$  проведены не только по валовым карбонатам [Ферронский и др., 1999], но и по раковинам остракод – автором данной работы, что позволяет дать сравнительную характеристику результатов.

Колонка С10. В интервале 995 – 940 см практически 80% составляет глинистый материал, а скорость придонных течений [Куприн и др., 2003] не превышает 2 см/с, что, по мнению тех же авторов указывает на регрессивное стояние уровня Каспия. В интервале 940 – 926 см ухудшение сортировки частиц и рост доли песчано-алевритовой компоненты, согласно их данным, свидетельствует о трансгрессии моря, во время которой абразируются все новые площади и более грубый материал поступает в бассейн. После этого, в интервале 926 – 920 содержание песков вновь сокращается, а в интервале 890 – 840 см возрастает. Таким же образом, вероятно, вели себя скорости придонного течения, возросшие до 10 -12 см/с. Более короткие по времени этапы, зафиксированные в вышележащих отложениях в интервалах 642 – 582 см и 582 – 486 см, по заключению авторов [Куприн и др., 2003], указывают на регрессивную и трансгрессивную фазу Каспия соответственно. Для интервала 486 – 414 см вновь отмечено увеличение содержания глинистого материала и снижение скоростей придонных течений до 0.2 см/с. По схожему принципу авторы реконструируют для интервалов 414 – 319, 177 – 104 и 97 – 25 см увеличение содержания тонких частиц, а для 319 – 177 и 104 – 97 см увеличение доли песка и активную гидродинамику. Нельзя не отметить внутреннее противоречие, заключающееся в интерпретации роста доли песчаного материала в отложениях, которое интерпретируется авторами и как свидетельство повышения, и как свидетельство снижения уровня моря. Предлагается [Куприн и др., 2003], что в интервалах 414 – 319, 177 – 104 и 97 – 25 см рост содержания тонких частиц связан с периодом стабильного положения уровня в ходе трансгрессивной стадии, в то время как в интервале 940 – 926 см связан с поступлением песчаного материала в результате абразии и

активной гидродинамики при реконструируемом подъеме уровня моря. Активизация гидродинамики в интервале 19 – 177 и 104 – 97 см подводит авторов [Куприн и др., 2003] к предположению о начале отступления уровня моря. В сумме семь трансгрессивно-регрессивных циклов выделено авторами.

Наибольшая соленость реконструируется в интервале 580 – 550 см, где достигает 12 – 15‰, а также на глубине 150 см [Ферронский и др., 1999]. Период наиболее низкой солености порядка 5 – 7‰ соответствует накоплению осадков на глубине 750 см. Принимая объем современного Каспия за 80 тыс. км<sup>3</sup>, а 13‰ за его среднюю соленость, В.И. Ферронский с коллегами подсчитали, что пониженная соленость (в 2-2.5 раз ниже современной), возникшая в результате притока пресных вод, должна соответствовать уровню моря на 70 м выше текущей отметки, что соответствовало бы объему воды в бассейне равному приблизительно 200000 км<sup>3</sup>.

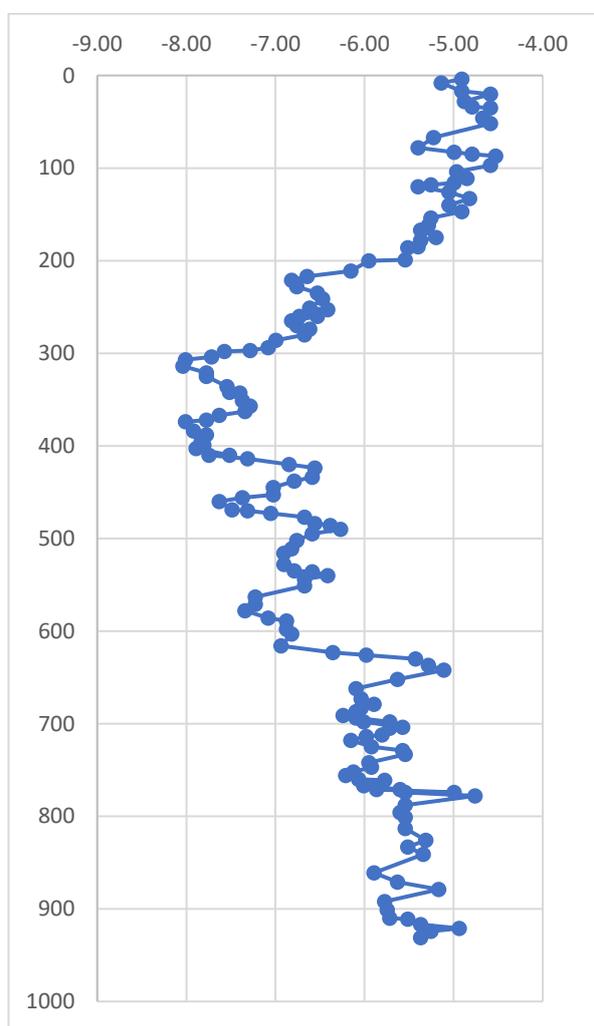


Рисунок 24. Изотопно-кислородная кривая колонки C10 по валовым карбонатам [Ферронский и др., 1999].

следующего пика относительно более высокого показателя  $\delta^{18}\text{O}$  (–6.57‰, соответствующего глубине 430 см) его отделяет отклонение изотопно-кислородной кривой в сторону более легких

Измерения  $\delta^{18}\text{O}$ , опубликованные в работе [Ферронский и др., 1999] (Рисунок 24) позволяют заключить, что нижняя часть керна C10 от забоя колонки до глубины порядка 642 см относительно утяжелена в изотопном отношении, средний показатель  $\delta^{18}\text{O}$  на данном интервале составляет порядка –5.5‰, хотя диапазон вариаций соотношения изотопов кислорода широк: от –4.76‰ на глубине 778 см до –6.24‰ на глубине 621 см. В интервале 700 – 600 см также заметно увеличивается время накопления 1 см осадка. Выше глубины 624 см наблюдается резкое понижение  $\delta^{18}\text{O}$  до –7.34‰, это отклонение изотопно-кислородной кривой является началом следующего палеогеографического этапа, для которого характерно меньшее время накопления 1 см осадка, сохраняющееся вплоть до глубины 100 см, а также с амплитудными осцилляциями  $\delta^{18}\text{O}$ . На смену отрицательному пику –7.34‰ приходит сдвоенный пик утяжеления изотопно-кислородного состава до значений –6.41‰ на глубине 540 см и –6.27‰ на глубине 490 см. От

значений, достигающих  $-7.63\%$  на глубине 460 см. До минимальных отметок  $\delta^{18}\text{O}$  опускается на глубинах 384 см ( $-7.92\%$ ) и 314 см (более  $-8\%$ ), после чего наблюдается резкое утяжеление осадков в изотопном отношении, носящее ступенчатый характер. Значения  $\delta^{18}\text{O}$  остаются постоянными с глубины 280 до 220 см (около  $-6.5\%$ ), после чего резко утяжеляются на  $1\%$  к глубине 200 см, затем наблюдается не столь ярко выраженный тренд на увеличение изотопно-кислородных значений до  $-5\%$ .

Существенным недостатком работы [Ферронский и др., 1999] (в которой наряду с используемыми здесь значениями  $\delta^{18}\text{O}$  по керну колонки C10 опубликованы значения по колонке C12, описанные ранее в работе), является использование валовых карбонатов для измерения стабильных изотопов, поскольку кроме пелагических, образующихся в условиях изотопного равновесия с водой, осадки содержат и терригенные карбонатные минералы, принесенные реками или ветром с суши – то есть те, что изотопно не уравновешены с водой. Эта компонента может исказить результаты и палеоклиматические выводы. Более того, авторы сами указывают на то, что «биогенная, заведомо равновесная составляющая карбонатов ... ничтожна и ее количества [в их образцах – прим. автора] недостаточно для рутинных масс-спектрометрических измерений». Для обоснования своих работ указанным коллективом авторов, помимо ссылок [Fritz, 1983; Мартма и др., 1985], проведена работа по оценке степени равновесия валовых карбонатов, для чего параллельно были измерены  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в раковинах моллюсков. Ими сделан вывод о том, что в зонах, не испытывающих влияния поверхностного стока, хемогенные карбонаты практически равновесны с водой при летних её температурах, что объясняется интенсификацией садки карбонатов кальция в периоды повышенного испарения воды, а значит, в результате перенасыщения поверхностного слоя воды кальцитом. В целом сравнение изотопной летописи, полученной диссертантом по раковинам остракод, и летописи, полученной [Ферронский и др., 1999] по валовым карбонатам, позволяет заключить, что терригенная компонента сглаживает контрасты палеоклиматической информации, существенно ее при этом не искажая. Не менее важным выводом работы является невозможность палеотемпературной интерпретации изотопных данных, полученных по валовым карбонатам.

К счастью, автору предоставилась возможность частично воспроизвести результаты измерений по колонке C10, прибегнув к изучению изотопно-кислородного состава раковин остракод, сохранившихся в палеонтологической коллекции. Результаты измерения  $\delta^{18}\text{O}$  представлены на Рисунке 25.

Для работы был использован весь материал, имевшийся в наличии, однако повторить детальность измерения  $\delta^{18}\text{O}$  диссертанту не удалось, поскольку некоторые интервалы были пропущены при отборе образцов, в то время как другие вовсе не содержали микрофауны остракод. Тем не менее, важно отметить, что основные тренды изменения изотопно-

кислородного состава крайне близки, как при беглом визуальном сопоставлении, так и при детальном разборе структуры полученной изотопно-кислородной кривой. Нижняя толща осадков, накапливавшаяся до глубины порядка 700 см, в целом характеризуется более высокими показателями в изотопном отношении. Важно отметить, что в силу разного фракционирования изотопов в живых организмах в процессе метаболизма и общих карбонатах, в результате которого приобретается изотопный состав, отличный от изотопного состава среды, показатели  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные по раковинам остракод заметно выше, нежели рассмотренные ранее. Кроме того, для сравнения результатов измерения по материалам одной и той же колонки С10, вероятно, не следует опираться на положение экстремумов изотопно-кислородной кривой по глубине, поскольку в силу меньшей детальности измерений диссертанта, некоторые из них могли быть невольно пропущены или не охвачены измерениями.

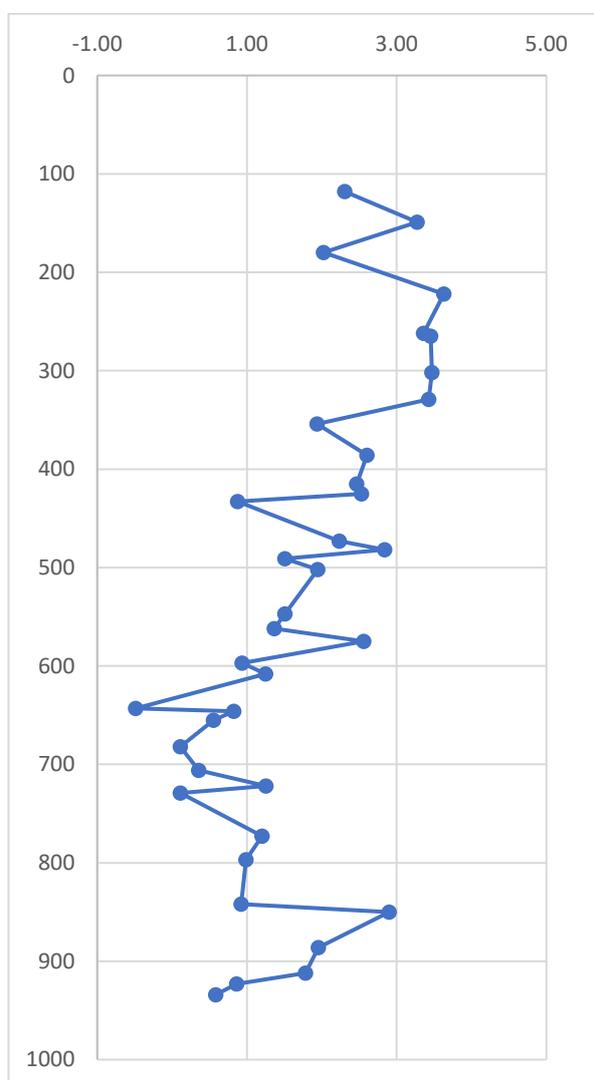


Рисунок 25. Изотопно-кислородная кривая колонки С10 по остракодам, данные автора диссертации.

Так, например, в нижнем интервале пик утяжеления состава на Рисунке 25 отмечается на глубине 850 см, где  $\delta^{18}\text{O}$  достигает 3‰, в то время как для того же интервала на Рисунке 24 наибольший показатель  $\delta^{18}\text{O}$  отмечается на глубине 778 см.

Следующий палеогеографический этап выделен в интервале глубин 650 – 350 см. Изотопно-кислородный состав остракод здесь варьирует в широком диапазоне: от минимального значения  $-0.5\text{‰}$  на глубине 643 см до  $2.56\text{‰}$  на глубине 575 см и  $2.84\text{‰}$  на глубине 482 см. За событиями, нашедшими отражение в такой реакции изотопно-кислородной кривой, последовало падение значений  $\delta^{18}\text{O}$  до  $0.9\text{‰}$  на глубине 433 см. На вышележащем участке кривая (Рисунок 25) ведет себя схожим с кривой (Рисунок 24) образом, отклоняясь в сторону изотопно более тяжелых значений и вновь возвращаясь к минимальным значениям  $\delta^{18}\text{O}$ . За этим следует резкое утяжеление состава в среднем до  $3.5\text{‰}$ .

Обобщение представленных данных позволяет выделить следующие этапы, зарегистрированные в летописи осадков колонки С10:

– Времени накопления нижнего интервала (до глубины около 700 см) соответствует период низких показателей времени накопления 1 см осадка и наиболее низкой солености (5 – 7‰). Показатели  $\delta^{18}\text{O}$  на данном интервале относительно утяжелены. Скорость придонных течений от 2 см/с у забоя колонки и легкого в изотопном отношении пика увеличивается при движении вверх по керну до 10 – 12 см/с.

– Следующий этап ознаменовал существенное изменение климата, нашедшее отражение в осадках, отложившихся в интервале 700 – 300 см. Последовательно изменяющиеся скорости придонного течения, увеличение солености до максимальных значений 12 – 15‰, а также изменения  $\delta^{18}\text{O}$ , носящие циклический характер, свидетельствуют о динамичном изменении уровня моря в указанный период.

– Основным диагностическим признаком заключительного этапа является существенное утяжеление изотопно-кислородного состава, свидетельствующее о существенном потеплении климата и носящее ступенчатый характер. К периоду стабильных значений  $\delta^{18}\text{O}$  приурочен очередной пик увеличения солености.

Для получения более полной картины об изменении ландшафтно-климатической обстановки, сохранившейся в осадках Среднего Каспия, обратимся к результатам изучения колонки С9. Среди них, к сожалению, нет изотопно-кислородных данных, однако эти сведения существенно способствуют созданию палеогеографической реконструкции.

Колонка С9 так же, как колонка С11, изучена группой зарубежных исследователей. Для нее опубликованы результаты микрофаунистического анализа остракод [Boomer et al., 2005]. Обратимся к основным результатам, полученным коллективом авторов. В общей сложности проанализировано 302 образца, в верхних 4 м отбор проводился через каждые 2, а далее – через каждые 5 см. Практически каждый из них содержал раковины и створки остракод, однако, их численность, в целом, была низка – в среднем всего около 11–12 остракод на грамм осадка. Важно отметить, низкую концентрацию остракод и в образцах из палеонтологической коллекции Е.А. Гофман. Наиболее яркой стратиграфической границей авторами принята таковая на глубине около 500 см, которая предположительно связывается с наступлением голоцена, поскольку по фауне остракод реконструируется переход от более прохладных условий к теплой климатической фазе. Этот переход реконструируется по резкому увеличению численности остракод семейства *Loxosonchidae* на глубине (керн) 580 см. Для более холодных условий авторами также реконструирована большая численность (и продуктивность) остракод. Изменения в микрофаунистическом составе остракод авторами связываются с климатическими изменениями, изменениями в природе и интенсивности глубоководной циркуляции вод или изменениями таких параметров водной среды, как температура и соленость.

Для верхних 667 см керна также опубликованы результаты палинологического анализа [Leroy et al., 2014]. В нижележащей толще керна наряду с пиками повышенного содержания пыльцы сосны авторами отмечается большое количество переотложенной пыльцы, присутствие дочетвертичных таксонов и низкие концентрации (ниже 2000 единиц спор и пыльцы на мл). Вообще, переотложение пыльцы можно считать маркером сухих, прохладных условий [Н.С. Болиховская, личное сообщение]. Для времени накопления осадков ниже 600 см было характерно господство аридных компонентов, а также компонентов, устойчивых к солености. В то же время, обращает внимание присутствие пыльцы граба. На следующем этапе (выше 600 см) все еще реконструируются открытые ландшафты, растительный покров прилегающих территорий, вероятно, еще был не сомкнут, господствовали кустарнички. Тем не менее, заметно сокращается содержание пыльцы полыни на фоне общего увеличения роли злаков. Возникают компоненты, свойственные для голоцена [Leroy et al., 2014]. Дальнейшему этапу, начавшемуся с глубины порядка 400 см, свойственно снижение содержания пыльцы сосны и большее распространение древесной растительности, которое всё же еще носит ограниченный характер, расселение происходит по наиболее влажным местам. В целом преобладает степная растительность, при этом среди древесных решающая роль отдана тугайным компонентам, приуроченным к долинам рек. Согласно авторам [Leroy et al., 2014] на заключительном этапе, охватившем верхнюю часть колонки с глубины 76 см до 0 см, степные компоненты уступают место древесным. Вероятнее всего, такая тенденция достигается в результате установления более прохладных условий в конце голоцена.

Кроме того, в колонке С9 зафиксировано три основных пика увеличения солености – на глубинах 750 см, 550 см и 150 см. В целом характер изменения солености, которая неуклонно увеличивается при движении вверх по керну, носит ступенчатый характер: после достижения каждого отмеченного пика она сохраняет стабильные значения, которые, как правило, выше, чем на предыдущем этапе.

В отличие от рассмотренных ранее колонок, в керне С9 стратиграфические границы выделяются не так отчетливо, а отсутствие данных о возрасте осадков в интервале 400 – 70 см еще более осложняет задачу:

– Нижняя толща осадков керна (от забоя до глубины 600 см) характеризуется минимальным временем накопления 1 см осадка. По фауне остракод реконструируется переход от прохладной к значительно более теплой климатической фазе, однако эти изменения наиболее заметны лишь с глубины 500 см. Кроме того, на 550 см зафиксирован рост солености, присутствие растительных компонентов ландшафта, толерантных к повешению солености, а также небольшое увеличение времени накопления 1 см осадка до 25 лет/см и глубины чуть менее 500 см. Палинологические данные позволяют реконструировать господство аридных открытых

ландшафтов, с глубины 600 см возникают более теплолюбивые компоненты, полынь уступает место злакам. Исходя из имеющихся данным, можно предположить период климатических перестроек в регионе, а именно заметное потепление климата во время, соответствующее накоплению осадков на глубине 560 – 540 см, которому предшествовало и которому последовало его похолодание.

– В вышележащем интервале глубин 600 – 400 см значительно увеличивается карбонатность осадков. Палинологические данные позволяют реконструировать потепление климата, при его заметной сухости.

В целом, для времени, охваченном колонками из Среднего Каспия, отмечается более сухой климат, чем таковой, реконструируемым по материалам бурения Южного Каспия.

### 5.3. Построение обобщенной изотопно-кислородной кривой Каспийского моря и ее палеоклиматическая интерпретация

Основной принцип построения обобщенной изотопно-кислородной кривой заключается в разделении летописи прошлого на последовательные эпизоды, чтобы обеспечить удобное и однозначное их отнесение к конкретным временным интервалам, устанавливая при этом очередность и наименование палеоклиматических событий, выделяемых для всей Северной Евразии. Каждому из таких событий, как правило, соответствует определенная фаза (эпоха) или состояние Каспийского моря – трансгрессия или регрессия. Однако помимо событий выделяются также переходные стадии – временное состояние или транзит от одного события к другому, который временами является спусковым механизмом, или триггером, начала соответствующей фазы трансгрессивно-регрессивного цикла. Неоднозначный методологический вопрос заключается в установлении, являются ли переходные стадии частью событий и, если являются, то с/до какого момента. Более того, крайне важно учитывать масштаб событий, с которыми ведется работа. Например, в англоязычной литературе широко используется понятие «терминация» (Termination), а последней терминацией (The Last Termination или Termination 1) принято называть время, охватывающее 18 – 11.5 тыс. кал. л.н., которое в русскоязычной традиции принято называть позднеледниковьем (Lateglacial period). Однако с точки зрения изменения уровня Каспийского моря указанный промежуток времени вмещает несколько этапов трансгрессивно-регрессивного цикла.

Любые подразделения изотопно-кислородной кривой должны, в первую очередь, отражать изменения лежащей в их основе климатической динамики для того, чтобы обеспечивать понимание функционирования и развития всей природной системы. В то же время выделение событий должно быть совместимо с существующей номенклатурой и региональной стратиграфией, оставаясь достаточно гибким для обеспечения возможности дальнейшего уточнения схемы палеогеографических событий по мере получения новых данных. Этот аспект

особенно важен в контексте данной работы, поскольку создание обобщенной изотопно-кислородной кривой для Каспийского моря осуществляется впервые для ограниченного промежутка времени.

Надежно датированный интервал обобщенной изотопно-кислородной кривой охватывает последний ледниковый максимум (Last Glacial Maximum, LGM, ПЛМ), позднеледниковье и голоцен. Позднеледниковье (или период дегляциации) представляет собой переход от LGM к голоцену, который характеризуется повышением температуры, быстрым таянием ледников, резким повышением уровня моря и включает в себя несколько климатических колебаний более низкого ранга [Alley et al., 1993] – потепления бёллинг (Bølling, B) и аллерёд (Allerød, A), а также серию похолоданий, наиболее выраженное из которых получило название поздний дриас (Younger Dryas, YD, 12.9 – 11.7 тыс. кал. л.н.) [Rasmussen et al., 2006; Lowe et al., 2008]. Эти климатические события запечатлены во многих палеогеографических архивах – от ледниковых кернов Гренландии и глубоководных отложений Северной Атлантики в высоких широтах [Bond et al., 1992; Grootes, Stuiver, 1997] до лёссов, ледниковых кернов, сталагмитов и озерных отложений в средних и низких широтах Северного полушария [Porter, An, 1995; Yuan et al., 2004; Shah et al., 2013].

Обращение к изотопно-кислородным кривым изученных материалов бурения, позволяет проследить, насколько их ход продиктован климатическими изменениями. Известно, что изменения изотопов кислорода в водах морей и океанов не являются глобально синхронными (в тысячелетних временных масштабах) [Skinner, Shackleton, 2005]. Хотя среднее океаническое значение  $\delta^{18}\text{O}$  отражает глобальные изменения объема льда на планете, отдельные записи  $\delta^{18}\text{O}$ , полученные по бентосным организмам (будь то фораминиферы или остракоды), зачастую в разной степени отражают как глобальные, так и локальные гидроклиматические сигналы [Channell et al., 2009]. Локальные или региональные сигналы, зафиксированные в отдельных кернах по изотопно-кислородным данным, могут и должны быть осреднены – обобщенная кривая (так называемый «stack»), основанная на нескольких изотопных записях, имеет преимущество и особую ценность для палеоклиматических реконструкций благодаря тому, что выделяет общеклиматический сигнал, сглаживая при этом шум. С другой стороны, процесс наложения и суммирования изотопно-кислородных данных неизбежно снижает разрешение обобщенной кривой.

В диссертационном исследовании впервые для Каспийского моря предпринята попытка создать обобщенную кривую – «stack» –, охватывающую конец позднего плейстоцена и голоцен, включающую как личные изотопно-кислородные измерения диссертанта (по 9 кернам из Среднего и Южного Каспия), так и опубликованные данные (3 кривых). Поскольку по трем колонкам и, соответственно, четырем используемым изотопно-кислородным кривым имеются

радиоуглеродные датировки, необходимо было определить возрастные рубежи для оставшихся кривых. Еще [Лебедев, 1973; Артамонов, Маев, 1979] полагали, что в пределах акватории современного Каспия колонками, вошедшими в коллекцию Е.А. Гофман, удалось охватить осадки, начиная с верхнехвалынских. Хотя автор диссертационной работы отходит от подразделения хвалынской трансгрессии по этому принципу, полученные результаты микрофаунистического анализа позволяют согласиться с доголоценовым возрастом осадков в забое изученных колонок и соотнести их с окончанием продолжительной хвалынской трансгрессивной эпохи. После чего, четко прослеживаются основные трансгрессивно-регрессивные события, выделяемые для Каспийского моря – мангышлакская регрессия и новокаспийская трансгрессия.

Как справедливо отмечено [Leroy et al., 2013], разные горизонты (будь то хвалынский, мангышлакский или новокаспийский) являются скорее био-, чем хронозонами, поскольку наступление моря для разных участков Каспийского региона происходит не единомоментно, а поступательно. А значит, временные рамки трансгрессивно-регрессивных событий, полученные по разным кернам глубоководного бурения, могут быть сдвинуты в силу более масштабных изменений уровня моря, чем зафиксированные в одной лишь колонке. Систематические сдвиги глубин (в частности, возникшие в публикациях французских коллег) не являются серьезной проблемой при палеогеографической интерпретации обобщенной изотопно-кислородной кривой, построенной на основании обоснованно выделенных стратиграфических реперов и надежно построенных возрастных моделей. Более того, например, для колонок C10 и C12 [Ферронский и др., 1999], датированных сцинциляционным методом, авторы отмечают низкое качество датировок и ошибку определения возраста в сторону завышения значений, что связано с содержанием «мертвого» углерода в терригенной компоненте карбонатов. Эта ошибка оценена в 10 – 20% [Chalié et al., 1997]. Отметим, что для детального изучения времени отклика Каспийского моря на изменения климата необходим более точный контроль возраста. Созданная в данной работе первая обобщенная изотопно-кислородная кривая призвана оценить характер реакции Каспийского моря на климатические изменения без точной оценки продолжительности, поскольку пики кривых сопоставляются с известным возрастом тех или иных палеоклиматических событий.

Благодаря проведенным микрофаунистическим исследованиям автора диссертационной работы и анализу литературных данных, удалось определить основные возрастные рубежи и создать более надежную возрастную модель, которая послужила основой обобщенной изотопной кривой, наряду с опубликованными материалами глубоководного бурения Каспия.

Для построения обобщенной кривой, в первую очередь, используется метод визуального сопоставления пиков (или экстремумов). Наложив на данный подход выделенные

стратиграфические маркеры удается проследить общие для изученных колонок закономерности. Приняв во внимание возможные ошибки определения возраста, сходства хода изотопно-кислородных кривых изученных колонок и их стратиграфического строения была получена обобщенная изотопно-кислородная кривая для Каспийского моря, охватывающая последний ледниковый максимум, период позднеледниковья и голоцен (Рисунок 26). Чтобы сделать корреляцию сигналов более объективной, автор обращается к протоколу Match [Lisiecki, Lisiecki, 2002], который использует динамическое программирование для поиска оптимального соответствия между парами записей. Этот метод был использован [Lisiecki, Raymo, 2005] для построения одной из наиболее известных изотопно-кислородных кривых по бентосным фораминиферам – LR04. Поскольку метод ручного сопоставления данных позволил создать кривую идентичную таковой, полученной с помощью динамического программирования, но с менее сглаженным сигналом, именно первый вариант используется в данной работе как итоговый (Рисунок 26).

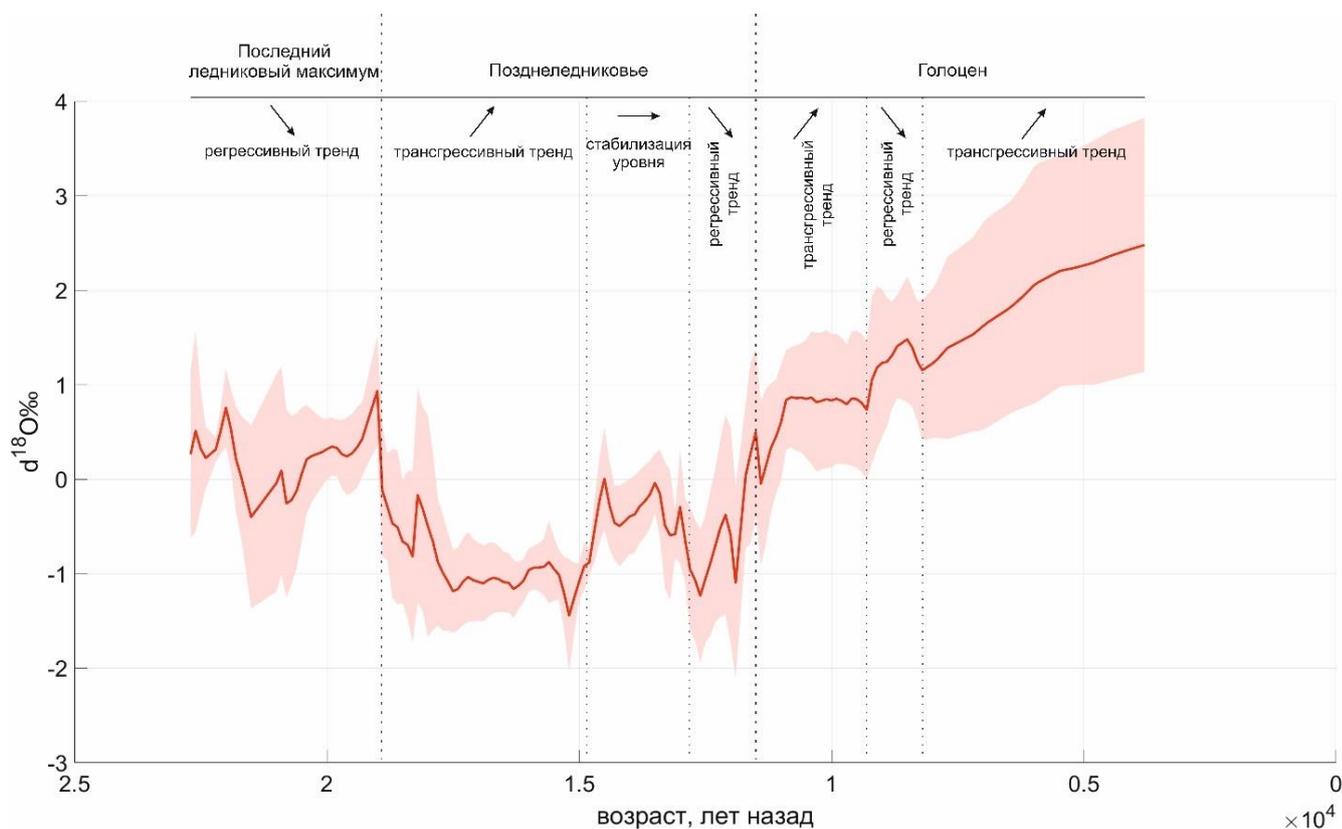


Рисунок 26. Обобщенная изотопно-кислородная кривая Каспийского моря, построенная по 9 кернам из Среднего и Южного Каспия и литературным данным (3 кривых). Возраст указан в  $\times 10^4$  лет назад.

### 5.3.1. Поздний валдай, последний ледниковый максимум (МИС 2, LGM)

Нижний горизонт осадков, вскрытых колонками, характеризуется в целом утяжеленными изотопно-кислородными показателями. Данные отложения накапливались в ледниковое время с сухим и холодным климатом [Röhlinger et al., 2012], препятствующим химическому

преобразованию на водосборе [DePaolo et al., 2006; Golberg et al., 2010], и соотносятся со временем LGM (по наиболее низкому уровню моря 22 – 19 тыс. кал. л.н. [Yokoyama et al., 2000]; по уровню моря и объему льда на планете 26–19 тыс. кал. л.н. [Clark et al., 2009, 2012]; в строгом определении 23 – 19 тыс. кал. л.н. [Mix et al., 2001] (уровень 1 хронозоны) в пределах МИС 2), для которого реконструируются низкие значения летней инсоляции в Северном полушарии [Berger, 1988] и широкое развитие ледников [Peltier, 1994].

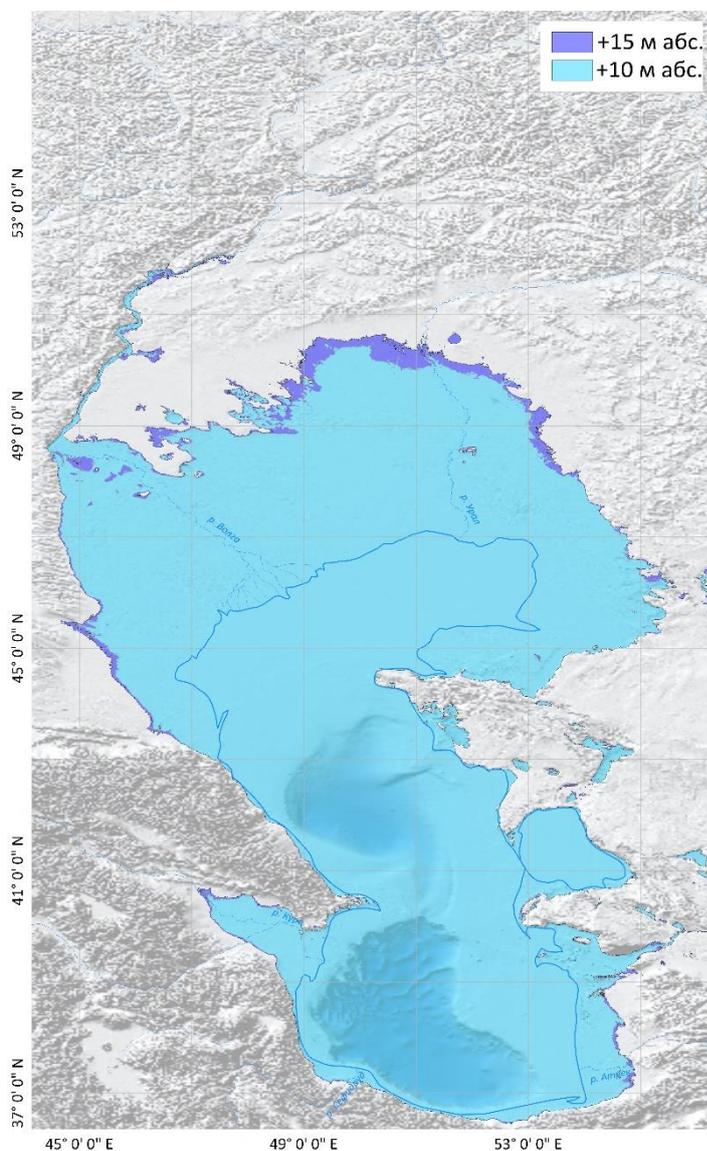


Рисунок 27. Схема возможного положения уровня Каспийского моря во время последнего ледникового максимума (по [Янина, 2012; Макшаев, Ткач, 2023]).

Максимальные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в большинстве региональных изотопных кривых приходятся на конец LGM (18.5 – 19.5 тыс. кал. л.н. [Stern, Lisiecki, 2014]). В Каспийском море непродолжительный регрессивный этап реконструирован [Макшаев, Ткач, 2023] для близкого временного промежутка (около 18 – 17 тыс. л.н.) Для построения обобщенной кривой пик изотопного утяжеления принят за 19 тыс. кал. л.н.

Регрессия Каспийского моря в данный период реконструировалась многими исследователями [Янина, 2012; Yanina, 2014; Yanina et al., 2018; Krijgsman et al., 2019 и др.]. В частности, по представлениям Т.А. Яниной, эта регрессия отвечает снижению уровня моря между двумя фазами раннехвалынского бассейна (Рисунок 27), однако исследованные колонки не позволяют оценить события, предшествовавшие LGM. Относительное утяжеление изотопного состава объясняется аккумуляцией более легких изотопов кислорода в ледниковых

образованиях, а также пониженным стоком в Каспийское море и общей сухостью климата. Этот вывод подтверждается в работе [Svendsen et al., 2004], согласно которой Скандинавский ледник во время последнего периода оледенения мог функционировать как ловушка атмосферных

осадков, в результате чего меньшее количество влаги переносилось западными ветрами. На Памире и Тянь-Шане масштаб оледенения в МИС 2 был существенно меньше, чем в более древние периоды. Считается, что это связано со сдвигом к югу сибирского антициклона, блокирующего влажные западные воздушные массы и аналогичным образом вызывающего засуху в Центральной Азии [Aizen et al., 2006]. Большое количество переотложенной пыли в колонке из Среднего Каспия [Leroy et al., 2014], присутствие дочетвертичных таксонов и низкие концентрации пыли и спор также можно считать маркером сухих, прохладных условий [Н.С. Болиховская, личное сообщение]. Еще П.В. Федоров [1957], приводя доводы в пользу климатической природы изменения уровня Каспийского моря, писал о том, что трансгрессии сопровождались относительным опреснением водных масс, а регрессии – их осолонением. Действительно, отклонение изотопно-кислородной кривой в сторону более высоких значений, может быть результатом изотопного утяжеления вследствие более высокой солености водоема. К сожалению, временной охват изотопно-кислородной кривой ограничен Последним Ледниковым максимумом, однако в целом полученные данные не позволяют предположить глубокую регрессию моря в это время. Утяжеление состава, прерывавшееся заметными пиками его облегчения, сопоставимо с таковым в начале голоцена, хотя, разумеется, имеет другую природу. Согласно [Kurbanov et al., 2022] около 23 тыс. л.н. хвалынские воды уже достигли северной части долины Нижней Волги. К настоящему моменту неоднократно предполагалось, что хвалынская трансгрессия, ее первая фаза, начала развиваться еще с конца теплого и влажного межстадиального потепления МИС 3 [Arslanov et al., 2016; Янина, 2012; Yanina et al., 2018; Krijgsman et al., 2019; Макшаев, Ткач, 2023]). Вполне вероятно, что она продолжалась и в МИС 2, не достигая высоких отметок уровня моря (сохраняясь около 10-15 м абс., как отмечают [Макшаев, Ткач, 2023] (Рисунок 27)). Например, этому могло способствовать, так называемое, потепление LGM, зарегистрированное в морских ядрах от высоких до низких широт, ледниковых ядрах Гренландии [Bard et al., 1997; Koutavas et al., 2002] и в результатах моделирования [Clement et al., 1999]. Возможны и другие сценарий, согласно которым, последний ледниковый максимум прервал начавшийся в МИС 3 трансгрессивный тренд; или вся хвалынская эпоха – это понижение уровня моря, начавшееся после хазарской трансгрессии [Бадюкова, 2015; 2021]; или хвалынская трансгрессия начала развиваться в результате деградации поздневалдайского оледенения. Доподлинно установить это возможно только путем продления обобщенной изотопной кривой (Рисунок 26). К сожалению, в настоящий момент нет материалов, позволяющих это сделать, поэтому подробно рассматривается именно та фаза хвалынской трансгрессии, которая оказалась охвачена материалами бурения.

### 5.3.2. Позднеледниковье (Termination 1)

Среди общих для всех изученных материалов характеристик осадков последующего периода выделяются более легкий в изотопном отношении состав, низкие соленость и скорости придонных течений, которые начинают возрастать при приближении к вышележащему горизонту на фоне высоких скоростей осадконакопления. Согласно кривой (Рисунок 26), данный этап приходится на период дегляциации. Автор соотносит его с хвалынской трансгрессией. Низкая соленость – как правило, не более 7‰, реконструируется автором по микрофауне остракод. Подобные значения подтверждаются анализом диноцист [Leroy et al., 2013], фораминифер [Янко, 1989] и малакофауны [Янина, 2012]. Признаков повышения солености до аномальных значений, реконструированных Ю.А. Лаврушиным с соавторами [2002] по данным изучения стабильных изотопов северокаспийского региона, не обнаружено. Питание моря осуществлялось, главным образом, за счет изотопно более легких – речных и атмосферных – вод. Глубоководные осадки, соответствующие данному периоду, зачастую характеризуются содержанием сульфидов железа диагенетического происхождения, ассоциированных с ухудшением глубоководной вентиляции в ответ на пониженную соленость вод. В.С. Брезгунов [2019] показал, что в период трансгрессии глубоководная вентиляция меняется так, что создаются бескислородные или близкие к таковым условия. Приток поверхностных вод способствует не только сохранению невысоких температур воды моря на фоне прохладного климата, но и опреснению водных масс, что, в свою очередь, приводит к облегчению изотопного состава карбонатов. Высокий уровень Каспийского моря подтверждается результатами изучения диноцист [Leroy et al., 2013], согласно данным которых температура воды была низка. Прохладный и влажный климат, сохранявшийся над акваторией и водосбором Каспия и нашедший отражение в пониженных значениях карбонатности осадков и общего содержания органического вещества, способствовал пониженному испарению. Гумидизация климата подтверждается и данными спорово-пыльцевого анализа. Так, [Куприн, Рыбакова, 2003] предполагают, что данная трансгрессия развивалась в период прохладного и влажного климата. Отсутствие резких контрастов в сезонном поступлении взвешенных частиц, характере стока, температуре и плотности потоков для отдаленных дистальных озер, не имеющих непосредственного контакта с ледником, зачастую способствует формированию довольно однородных осадков алевритово-глинистого состава [Ashley et al. 1985]. Таким образом, состав отложений также является наследием позднеледникового времени.

Согласно данным кривой (Рисунок 26), трансгрессия развивается поступательно. Приблизительно с 18 тыс. л.н. Каспий входит в полноценную трансгрессивную фазу, изотопно-кислородные значения постепенно снижаются до наиболее легких отметок, причем максимум данной трансгрессивной фазы (охваченной кривой) приходится приблизительно на 15.5 тыс. л.н.,

то есть соответствует времени хвалынской трансгрессии. Это хорошо согласуется с данными [Stern, Lisiecki, 2014], согласно которым наиболее низкие значения  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатов достигаются спустя 500–2500 лет с начала подъема уровня. Согласно мнению многих исследователей [например, Янина, 2012; Свиточ, 2014 и др.], Каспийское море достигло максимальных отметок уровня (до +50 м, Рисунок 28) в фазу, следующую именно за деградацией поздневалдайского ледника, однако точный возраст этого события до настоящего времени не известен [Yanina et al., 2018].

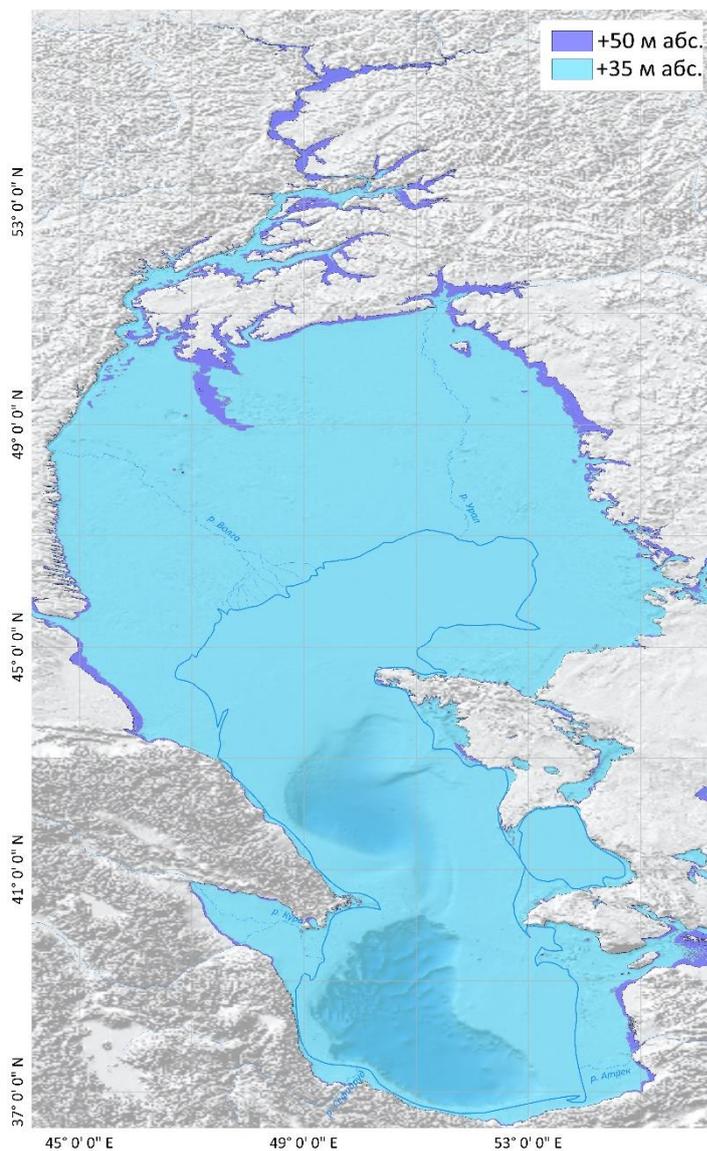


Рисунок 28. Схема возможного положения уровня Каспийского моря в начале позднеледниковья (по [Янина, 2012; Свиточ, 2014; Макшаев, 2019]).

соответствовать уровню моря на 70 м выше текущей отметки. При этом в работе [Ranin et al., 2020] показано, что ни с порывом озер Западной Сибири, ни с мегапаводками Амударьи это событие не связано. Повышение уровня Каспийского моря после LGM хорошо объясняется

Радиоуглеродный возраст отложений из разреза Приволжье указывает, что воды хвалынской трансгрессии достигали территории Самарской области примерно 17 тыс. л.н., а уровень раннехвалынского бассейна был не ниже +30 м абс [Макшаев, 2019] (Рисунок 28), что допускает поднятие уровня моря и до более высоких отметок к 15 тыс. л.н. На Памире в долине р. Муксу времени активизации хвалынской трансгрессии (около 17 тыс. л.н.) соответствует последний этап отступления ледника [Grin et al., 2016]. Согласно последним данным [Kurbanov et al., 2022; Taratunina et al., 2022], накопление шоколадных глин, приуроченных к хвалынской эпохе, в разрезах Средняя Ахтуба и Райгород, также началось порядка 18–17 тыс. л.н. По показателям солености (принятым за 7‰) В.И. Ферронский с коллегами [Ферронский и др., 1999] предположили, что такое понижение, связанное с притоком пресных вод, должно было

климатически обусловленным увеличением речного стока, реконструируемым [Sidorchuk et al., 2009; Panin, Matlakhova, 2015] в интервале 18 – 13 тыс. л.н. Интересно также отметить, что начало рассматриваемой фазы хвалынской трансгрессии предваряет существенная интенсификация южноазиатского муссона (в период от 19.9 до 17.1 тыс. л.н.), на которую указывают более отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$  в спелеотемах пещеры Хулу [Wu et al., 2009]. Общий механизм, лежащий в основе тысячелетней изменчивости климата Северного полушария, также подтверждается тем, что максимальное изотопное облегчение совпадает с Н1 (событием Хайнриха 1, Heinrich event 1) [Heinrich, 1988], возраст которого определяется 14 кал. тыс.л.н. [Vidal et al., 1999] – 16.8 кал. тыс.л.н. [Hemming, 2004 по Bond et al., 1992], хотя, разумеется, выделять события Хайнриха, как и другие циклы тысячелетней изменчивости климата (например, события Дансгаарда-Эшгера, Dansgaard-Oeschger (D-O) events), непосредственно в Каспийском море оснований нет.

Наглядно заметен пульсационный характер данной фазы хвалынской трансгрессии – наиболее высокому уровню стояния моря предшествуют чуть менее легкие значения кривой, разделенные изотопно-тяжелым пиком. На смену максимуму развития трансгрессии вновь приходит понижение уровня Каспийского моря. Приблизительно к 16 тыс. л.н. [Макшаев, 2019] (возможно, раньше [Gorlach et al., 2017]) северо-западная часть волжского бассейна полностью освободилась от поздневалдайского ледникового покрова, и обильное поступление талых вод в Каспий прекратилось. Уровень моря некоторое время мог гистерезисно поддерживаться, но в конечном итоге такое сокращение приходной составляющей водного баланса выразилось в его снижении. Принимая во внимание общий характер кривой, можно заключить, что трансгрессивный тренд довольно резко прерывается (Рисунок 26) сразу после максимума изотопного облегчения, сопоставляющегося с максимумом хвалынской трансгрессии около 15 тыс. л.н. Кроме того, в ходе рассматриваемой хвалынской фазы развивался односторонний сток в новоэвксинский бассейн через Манычский пролив, реконструированный [Семиколенных, 2022] для во второй половине МИС 2 (около 18 – 14 тыс. л.н.). Отмечается, что открытие пролива не было катастрофическим, и скорость потока воды постепенно нарастала, что соответствует и нарастанию уровня моря, реконструированному в данной работе. Таким образом, можно предположить, что спуск хвалынского бассейна, представляющий собой расходную составляющую водного баланса, также способствовал понижению уровня Каспия. Очевидно, такой сброс воды мог развиваться и после прекращения активного поступления талых вод в Каспийский бассейн вплоть до достижения порога стока, после чего, согласно [Свиточ и др., 2008], уровень Каспия стабилизировался на отметках +20 +22 м абс. (Рисунок 29), по которым получена большая часть хвалынских дат, возрастом около 14 тыс. кал. л.н. [Янина, 2012].

Хотя относительно теплый и влажный климат В – А является обобщением (некоторые палеоархивы свидетельствуют о сухости климата), по-видимому, он сохранялся в течение периода 14.7 – 12.9 тыс. л.н. Изотопно-кислородная кривая Каспия в это время демонстрирует хорошо различимые пики утяжеления состава. Характерно, что события смещения кривой  $\delta^{18}\text{O}$  в сторону утяжеления, сопоставляемые с потеплениями бёллинг и аллерёд, разделены более прохладным событием около 14 тыс. л.н. Согласно [Макшаев, 2019], в это время происходит стабилизация уровня Каспия.

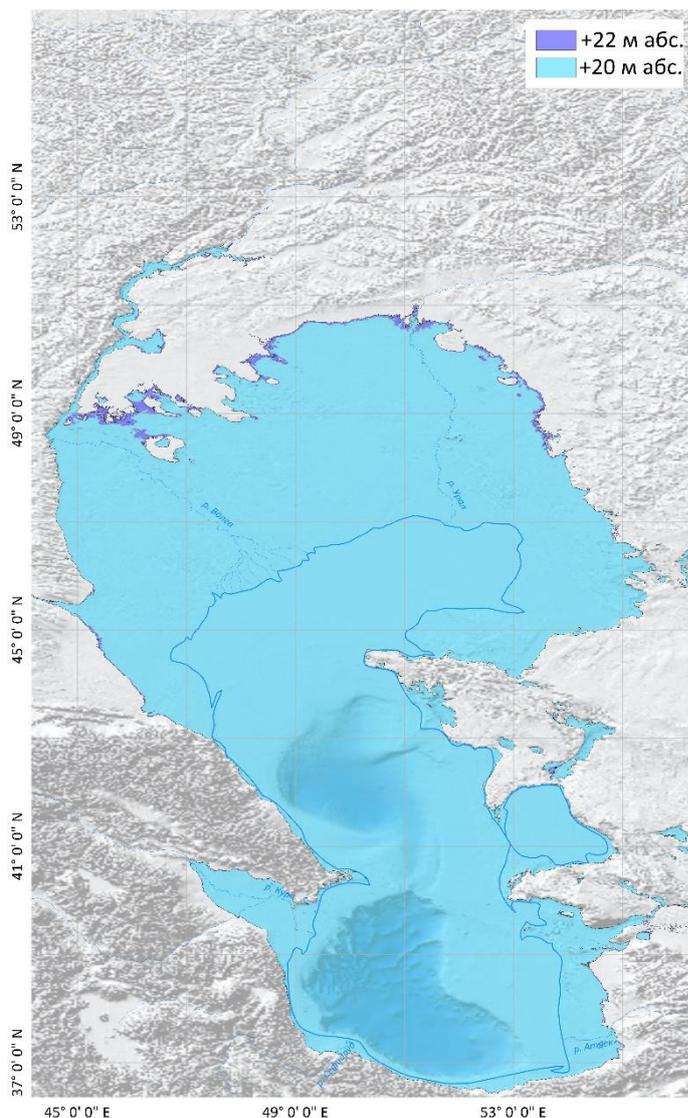


Рисунок 29. Схема возможного положения уровня Каспийского моря в позднеледниковье около 14 тыс. кал. л.н. (по [Свиточ и др., 2008; Янина, 2012]).

общего повышения температур приводят к росту значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Микрофаунистический состав остракод меняется, виды, предпочитающие большие глубины и холодную воду, постепенно уступают лидирующее положение более мелководным. Общая численность остракод снижается,

Оговорим, что применение названий бёллинг и аллерёд для серии интерстадиальных потеплений, ознаменовавших собой переходный этап, во время которого вслед за климатическими перестройками изменялся уровень моря, – условно. Тем не менее, в силу широкого использования в четвертичной литературе допустимо. В строгом смысле, для объектов, не связанных с наземными палеоархивами Дании [Mangerud et al., 1974] терминологически более корректным названием В – А будет GI – 1 (Greenland Interstadial – 1) [Rasmussen et al., 2014], кроме того, Каспийская обобщенная изотопная кривая на данном отрезке времени, действительно, демонстрирует сходства с Гренландскими кернами.

Вслед за потеплением климата уровень хвалынского моря несколько понижается. Вероятно, важную роль в водном балансе водоема приобретает испарение над акваторией, а также увеличение солености, которые на фоне

что согласуется с наблюдениями других исследователей [Boomer et al., 2005]. Во многих колонках отмечается рост содержания *C. torosa*, что свидетельствует о смене условий водной среды, в которой выживают наиболее устойчивые к изменениям виды [Smith, Horne, 2002]. По спорово-пыльцевым данным отмечается увеличение роли кустарников [Leroy et al., 2013]. Рост солености (до 12 – 15‰) и карбонатности осадков изученных колонок также позволяют предположить потепление климата в период их накопления и сопоставить его с интерстадиальным потеплением. В волжской эстуарии и в Нижнем Поволжье в это время отмечается интенсивное накопление массивных шоколадных глин. Исследователями [Макшаев, 2019] период потеплений сопоставляется с увеличением стока в волжском бассейне, однако полученные автором диссертационной работы данные не позволяют выделить существенный приток пресной воды в Каспий. Возможно, это событие было значимым в северокаспийском регионе, но не нашло отражения в изученных осадках глубоководной части моря. В целом, данный период соотносится автором с хвалынской трансгрессивной эпохой, хотя наметившийся регрессивный тренд становится все более очевидным.

Во время похолодания позднего дриаса (YD), для которого также реконструируется общее иссушение климата, площадь бассейна Каспийского моря продолжает постепенно сокращаться. По данным микрофауны предполагается, что YD явился одним из переходных этапов на пути формирования современного каспийского сообщества из более глубоководного и холодолюбивого хвалынского. Здесь также преобладают виды, предпочитающие меньшие глубины и в целом более толерантные к изменениям условий водной среды. Изученные материалы бурения свидетельствуют о климатических перестройках в регионе, но не позволяют выделить YD как отдельный этап трансгрессивно-регрессивной ритмики. По палинологическим данным [Leroy et al., 2013, 2014] для данного промежутка времени также реконструируется аридизация климата, увеличение роли пустынно-степных компонент на фоне господства открытых ландшафтов. Изучение состава и степени участия представителей дендропалинофлоры в спектрах изученных колонок указывает на развитие тугайных лесов в долинах рек в ходе YD, их главными компонентами, как правило, являются ива, лещина, лох и облепиха, граб, бук, каштан. Кроме того, обращает внимание относительное увеличение количества переотложенной пыльцы, что также свойственно для более сухих и/или прохладных этапов. В Мраморном море [Valsecchi et al., 2012] и восточной акватории Черного моря [Shumilovskikh et al., 2012] похолодание (YD) также выделяется по увеличению роли полыни и сокращению пыльцы лиственных деревьев, а в районе Иранского нагорья [Bottema, 1995] – по аридности климата.

Начиная с 12.3 тыс. л.н. волжская эстуария и большая часть Нижнего Поволжья освободилась от морских вод [Макшаев, 2019]. В разрезах Среднего и Нижнего Поволжья наблюдаются свидетельства интенсивного промерзания верхнего горизонта шоколадных глин и

признаки криогенного преобразования [Taratunina et al., 2022]. В этот период реконструировано [Янина, 2012] последнее крупное расселение фауны моллюсков с преобладающими видами *Monodacna caspia* и *Dreissena polymorpha*.

В то же время изотопно-кислородная кривая Каспия отклоняется (Рисунок 26) в сторону изотопно-легких значений. Характерный для YD двойной пик  $\delta^{18}\text{O}$  при этом достигает значений, сопоставимых с таковыми во время дегляциации. Широко известно, что результатом периодических изменений климата в сторону похолоданий и потеплений служило изменение изотопного состава атмосферных осадков, питающих внутренние водоемы и их водосборные бассейны. Эти изменения аналогичны проявлению широтного эффекта [Ферронский и др., 1999]. То есть с момента деградации последнего ледникового покрова Каспий в холодные эпохи питался более легкими по изотопному составу (речными и атмосферными) водами, чем в теплые. Вероятно, именно этим объясняется существенное изотопное облегчение вод Каспийского моря в позднем дриасе. Присутствие тугайных компонентов в спорово-пыльцевых диаграммах глубоководных районов Каспия может свидетельствовать о более дальнем переносе пыльцы и спор за счет выдвигания рек вслед за отступающим уровнем моря (вследствие понижения базиса эрозии). Такой приток пресных вод, возможно, служил дополнительным фактором облегчения изотопного состава карбонатов.

### 5.3.3. Голоцен (МИС 1)

Начало голоцена ознаменовалось резким взлетом изотопно-кислородной кривой в сторону положительных значений  $\delta^{18}\text{O}$ . Главным образом это связано с быстрым потеплением климата, нашедшим отражение во всех палеоархивах – в Гренландии как минимум треть всего потепления после YD была достигнута всего за 10 лет [Cuffey et al., 1995; Severinghaus et al., 1998]. Около 11.5 тыс. л.н. изотопно-кислородная кривая вновь отклоняется в сторону отрицательных значений, что, по мнению автора, связано с завершающим импульсом хвалынской трансгрессии на фоне прохладного и относительно более влажного климата пребореала, реконструируемого после YD в интервале 11.7 – 10.6 тыс. л.н.

По палинологическим данным рассмотренных колонок отмечается увеличение содержания пыльцы древесных, в частности темнохвойных и широколиственных, компонентов, злаков, папоротников и сфагнумов и общая гумидизация климата. Этот вывод согласуется с данными Н.С. Болиховской [2011], согласно которым на территории Нижней Волги господствовали лесостепные ландшафты, широкое развитие получили темнохвойные леса. Исследователи [Leroy et al., 2014] зафиксировали отставание широкого распространения древесных пород на 3 тысячи лет от начала голоцена, которое связали с запаздыванием реакции растительности на резкое потепление в начале голоцена. Вероятно, истинная причина кроется в низком качестве радиоуглеродных датировок и в омоложении действительного возраста. В

целом, при сравнении с другими спорово-пыльцевыми материалами в глубоководных скважинах, для Среднего Каспия отмечена большая роль пустынно-степной растительности, в то время как для Иранского побережья Каспия – древесной растительности.

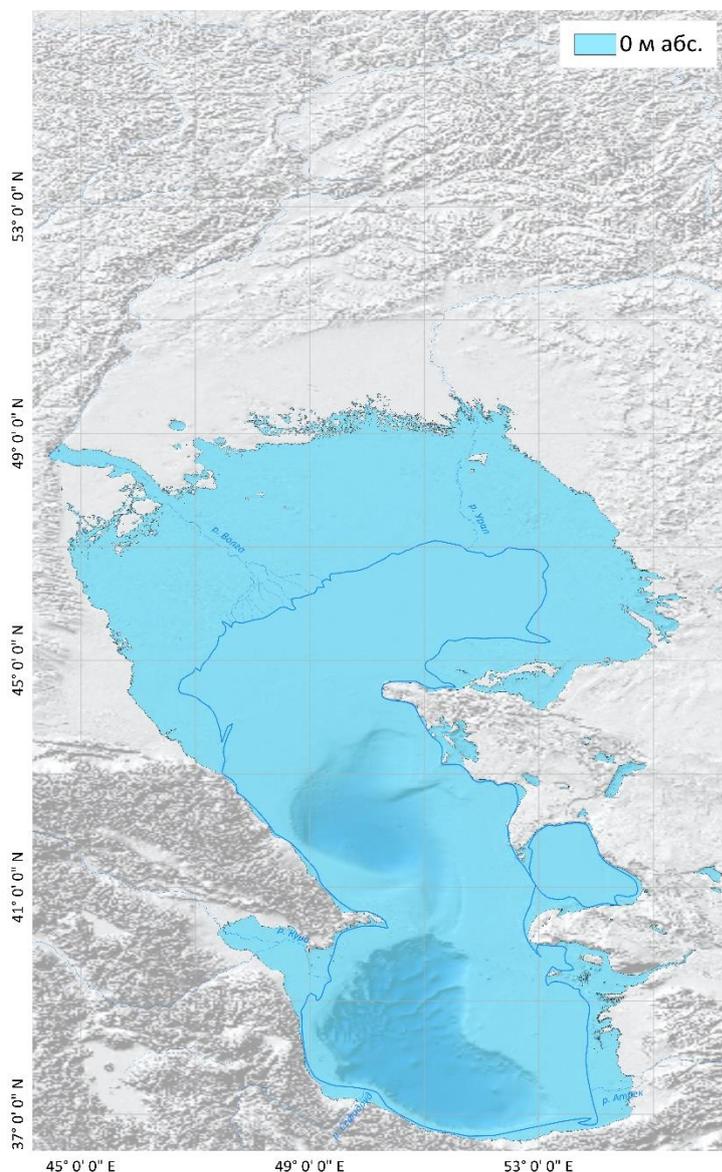


Рисунок 30. Схема возможного положения уровня Каспийского моря в начале голоцена (по [Янина, 2012]).

бассейн был более теплопроводным и солонатоводным, чем в максимальную фазу развития трансгрессии (в среднем 11 – 14‰) свидетельствуют данные многих исследователей [Абрамова, 1974; Яхимович и др., 1986; Янко, 1989; Янина, 2012]. В то же время [Leroy et al., 2007] реконструируют в целом опресненные условия по результатам изучения диноцист. Тем не менее сами исследователи отмечают значительную роль эвригаллиных видов, часто встречающихся в голоценовых осадках Каспия [Marret, Zonneveld, 2003]. Возможно, именно эта стадия соответствует традиционно выделяемой многими исследователями поздней хвалыни,

Более влажный климат способствовал интенсификации процессов химического выветривания на водосборе. Осадки изученных колонок принципиально отличаются от нижележащих по своим геохимическим признакам. Те же закономерности отмечаются [Куприн и др., 2003; Pierret et al., 2012; Kakroodi et al., 2015] для отложений раннего голоцена, которые четко отделяются от позднеплейстоценовых вследствие изменения материала, поступающего с площадей, дренируемых реками. Начало голоцена также знаменуется максимальным обогащением карбонатами осадков в рассмотренных колонках. Изученная автором микрофауна остракод свидетельствует в пользу существования более теплого и менее глубокого водоема, однако существенных отличий от периода, соотнесенного с интерстадиальным потеплением, не несет. О том, что

окологолоценовый возраст которой находит все больше подтверждений [Свиточ, Янина, 1997; Янина, 2012; Макшаев, Ткач, 2023] (Рисунок 30). Однако Рисунок 26 наглядно демонстрирует, что эта финальная стадия хвалынской эпохи была лишь небольшой осцилляцией уровня моря на фоне общего регрессивного тренда.

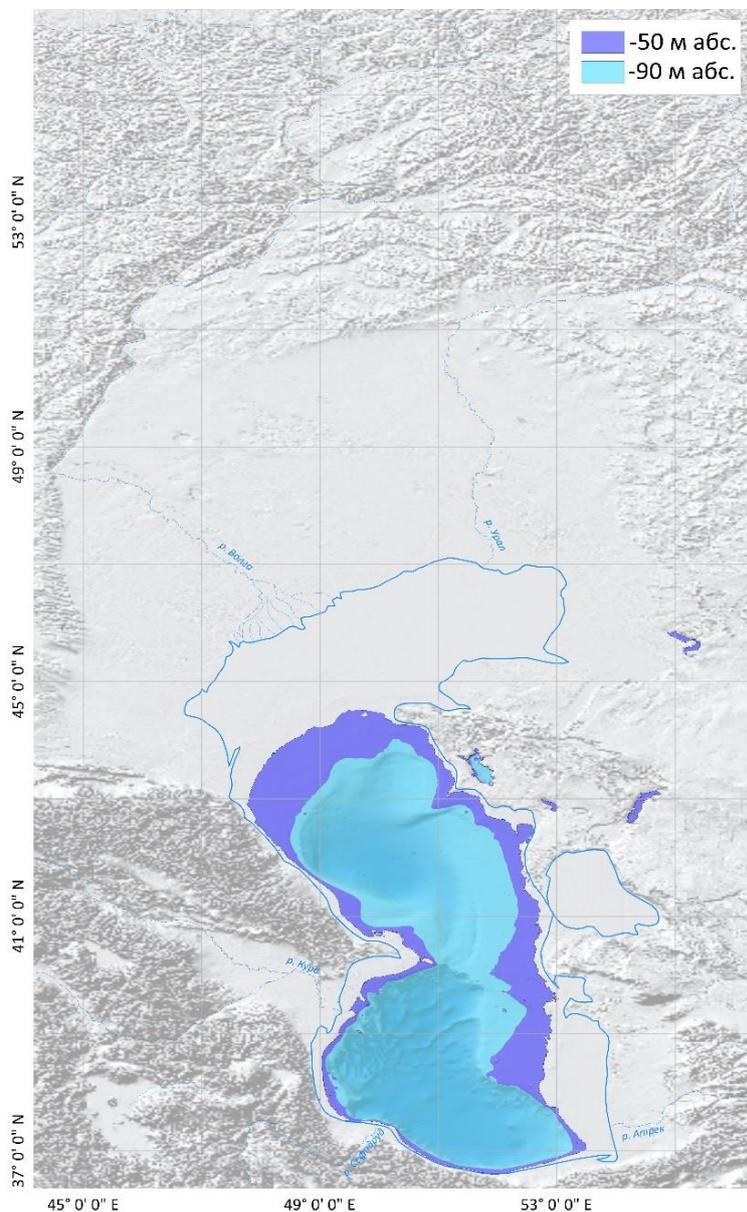


Рисунок 31. Схема возможного положения уровня Каспийского моря во время мангышлакской регрессии (по [Леонтьев, 1968 и др.; Маев, 1994; Янина, 2012]).

данного этапа характерно широкое распространение кустарников. В целом палинологические данные позволяют реконструировать господство открытых полупустынных и пустынных ландшафтов на обнажившихся в результате регрессии моря участках шельфа [Абрамова, 1980; Вронский, 1987]. По данным Н.С. Болиховской [2011] в Нижнем Поволжье господствовали

Сокращение площади Каспийского моря и понижение его уровня к 9.5 – 9 тыс. л.н. (Рисунок 26) ознаменовало его вступление в мангышлакскую регрессивную фазу (Рисунок 31). Осадки, вмещающие изученную микрофауну остракод, несомненно, отлагались на меньших глубинах, чем в настоящее время. Хотя изотопно-кислородные данные не позволяют оценить величину падения уровня моря, можно проследить реакцию Каспия на возросшую континентальность климата в бореальное время. К этому времени приурочен один из пиков солености моря, которая в целом достигает наиболее высоких значений среди реконструируемых для глубоководных колонок. Повышенная соленость засвидетельствована по результатам изучения фораминифер [Янко, 1989], диноцист [Leroy et al., 2013] и моллюсков [Янина, 2012]. Согласно спорово-пыльцевому спектру [Leroy et al., 2013], для

разнотравно-злаковые и марево-полынные степи, а прибрежные территории были лишены древесной растительности, их заселяли растения засоленных морских побережий.

Исходя из обобщенной изотопно-кислородной кривой (Рисунок 26) максимальная стадия мангышлакской регрессии была достигнута к концу фазы и приурочена к так называемому событию 8200 (или 8.2k event). Как и более ранние палеоклиматические эпизоды это похолодание проявилось во многих архивах, по крайней мере Северного полушария (например, в пещерах Омана, Бразилии и Китая [Cheng et al., 2012] или в Северной Атлантике [Daley et al., 2011]) снижением изотопно-кислородного состава и изотопно-легким пиком  $\delta^{18}\text{O}$ . Этот факт вновь подтверждает чувствительность Каспийского моря к пространственным климатическим сигналам – именно облегчением изотопного состава заканчивается мангышлакская регрессия и открывается новокаспийская трансгрессия на обобщенной кривой (Рисунок 26). Согласно схеме, приведенной в работе [Alley, Agustsdottir, 2005], в то время, как в Европе событие 8200 нашло отражение скорее в похолодании климата и гидрологическим перестройкам, особенно в зимнее время, в Средней Азии откликом явилось ослабление муссонной циркуляции и сопутствующие этому явлению засухи. Сочетание этого комплекса факторов явилось результатом падения уровня Каспийского моря в начале голоцена.

Новокаспийская трансгрессивная эпоха пришла на смену мангышлакской регрессии около 8 тыс. л.н. Она развивалась на фоне теплого и влажного климата [Болиховская, 2011; Новенко, 2016] при приближении к климатическому оптимуму голоцена (8.2 – 5.6 тыс. л.н.), что позволило нарастить и сохранить трансгрессивный тренд. Согласно [Panin et al. 2020], хотя поступление в Каспийское море вод через Узбой не может объяснить достигавшие десятков метров плейстоценовые изменения уровня моря, оно должно быть учтено при изучении голоценовой истории Каспия. Оценки [Панин и др., 2005; Sidorchuk et al., 2009] допускают повышение уровня моря до уровня -22 м, что хорошо соотносится с максимумом новокаспийской трансгрессии (Рисунок 32).

Микрофаунистический комплекс остракод становится идентичен современному каспийскому комплексу – преобладают виды-космополиты типичные для солоноватоводных условий (*Leptocytheridae* и *Loxosconchidae*) наряду с эндемиками Каспия (например, *Vacunella*). Начало голоцена в спорово-пыльцевых спектрах изученных глубоководных колонок регистрируется по появлению теплолюбивых деревьев (клен, граб). Особое внимание уделяется распространению дендропалинофлоры, в частности, присутствию пыльцы *Parrotia persica* – представителя гирканской растительности гор Эльбурса [Leroy et al., 2013], знаменующего вторую фазу голоцена, пришедшую на смену более сухой.

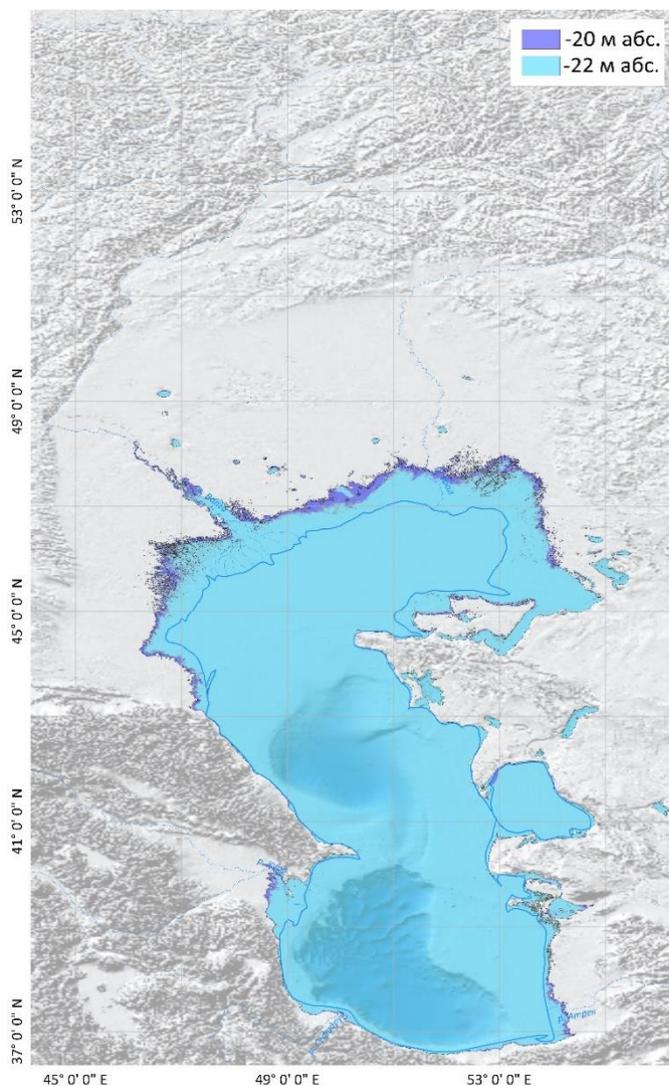


Рисунок 32. Схема возможного положения уровня Каспийского моря во время максимума новокаспийской трансгрессии (по [Панин и др., 2005; Sidorchuk et al., 2009; Янина, 2012]).

активность [Panin, Matlakhova, 2015]. Французские исследователи объясняют это наступлением так называемого климатического события 4200 (или 4.2k event) – периода иссушения климата [Staubwasser, Weiss, 2006; Schmidt et al., 2011], а также снижением водоснабжения Каспия из низких широт, в частности, через Амударью. Похожая реакция (понижение уровней водоемов в ответ на аридизацию климата) отмечается многими исследователями по другим водным объектам в сопредельных регионах (например, по озеру Ван [Wick et al., 2003]). Однако построенная изотопно-кислородная кривая не охватывает, и, соответственно, не позволяет проследить данные изменения. Сложная внутренняя динамика новокаспийского времени описана многими исследователями региона [Федоров, 1957; Никифоров, 1960; Леонтьев, 1961; Маев, 1962; Рычагов, 1977, 1997 и др.], однако глубоководные участки моря, по-видимому, оказались нечувствительны к колебаниям его уровня, поскольку даже начальная (максимальная)

Данные по Северному Памиру свидетельствуют о том, что термический оптимум голоцена, датированный 8 – 4 тыс. л.н. [Никонов и др., 1989], также был влажным и теплым. Необходимо отметить, что в процессе составления обобщенной кривой автор не сталкивалась с асинхронными изменениями  $\delta^{18}\text{O}$  в колонках Среднего и Южного Каспия, отмеченными французской группой исследователей [Leroy et al., 2014] вслед за отечественными коллегами [Ферронский и др., 1999; Кургин, Ригумова, 2002], поэтому не было необходимости рассматривать предположение, выдвинутое указанными авторами, об ограничении взаимосвязи между Средним и Южным Каспием в голоцене или полном её отсутствии.

После поднятия уровня моря, он, вероятно, вновь понизился (во временном интервале 5.6 – 3.7 тыс. л.н. [Актуальные проблемы..., 2020]; 7.5 – 3.5 тыс. л.н. [Leroy et al., 2013]) в ответ на иссушение климата [Болиховская, 2011] и низкую флювиальную

стадия не достигала отметок выше -19 – -20 м [Янина, 2012]. Обобщенная изотопно-кислородная кривая демонстрирует монотонное утяжеление значений на начальных стадиях новокаспийской трансгрессии, связанное с потеплением климата при приближении к термическому оптимуму голоцена, а после – в связи нарастанием испарения над акваториями Среднего и Южного Каспия, поэтому более молодую последовательность палеогеографических событий автор характеризует как сложную смену повышения и понижения уровня моря.

#### 5.4. Региональная корреляция, проверка обобщенной изотопно-кислородной кривой

Сравнительный анализ полученной кривой с региональными и глобальными палеоархивами, путем сопоставления набора данных по Каспийскому морю с аналогичными изотопными данными по другим объектам [Lisiecki, Raymo, 2005], позволяет убедиться в когерентности кривой (Рисунок 26) и тесной взаимосвязи Каспия с другими природными системами.

Как видно из Рисунка 33, изотопная летопись Каспия в позднеледниковье несет явный отпечаток климатических изменений, общих для Северного полушария, – прослеживаемый климатический сигнал демонстрирует очевидное сходство с гринландскими изотопно-кислородными кривыми GRIP, GISP2 и NGRIP [Rasmussen et al., 2014], в то время как локальный сигнал оказывается сглажен за счет использования данных бурения глубоких участков моря. Этот факт доказывает оправданность традиционного рассмотрения палеогеографии Каспийского региона с точки зрения изменений климата Северной Евразии. Интерстадийное потепление GI – 1, наряду с похолоданием YD, отчетливо прослеживаются во всех кривых (Рисунок 33) от северо-востока Атлантического океана до Средиземного и Каспийского морей.

Взаимосвязь моря с климатическими изменениями в Центральной и Средней Азии изучена хуже. Однако именно здесь, возможно, кроются причины повышения водности рек, впадающих в Южную часть бассейна Каспия. Наиболее разработанной является гипотеза влияния летнего индийского или южноазиатского муссона на Памиро-Алайскую горную систему, откуда берет истоки Амударья [Hagg et al., 2007]. Важно отметить, что степень этого влияния до сих пор остается дискуссионным вопросом. Впервые связь между интенсивностью муссона и водностью рек Амударья и Зеравшан установлена в работе [Schiemann et al., 2007], что объясняется интенсификацией таяния ледников во время устойчивого муссона, и соответственно, периода повышенной влажности [Owen, 2009], но не за счет его непосредственного продвижения на север, а в силу «согревающего» эффекта.

Действительно, некоторые этапы усиления муссонов [Wang et al., 2001; Wu et al., 2009] совпадают с периодами повышенной водности Каспия (отметим, что возрастной контроль натечных пещерных образований существенно выше, чем обобщенной кривой Каспия) – три

периода сильных муссонов определяются в 19.9 – 17.1, 14.7 – 12.8 и 11.6–10.3 тыс. л.н., периоды слабых муссонов: 22.1 – 19.9, 17.1–14.7 и 12.8–11.6 тыс. л.н.

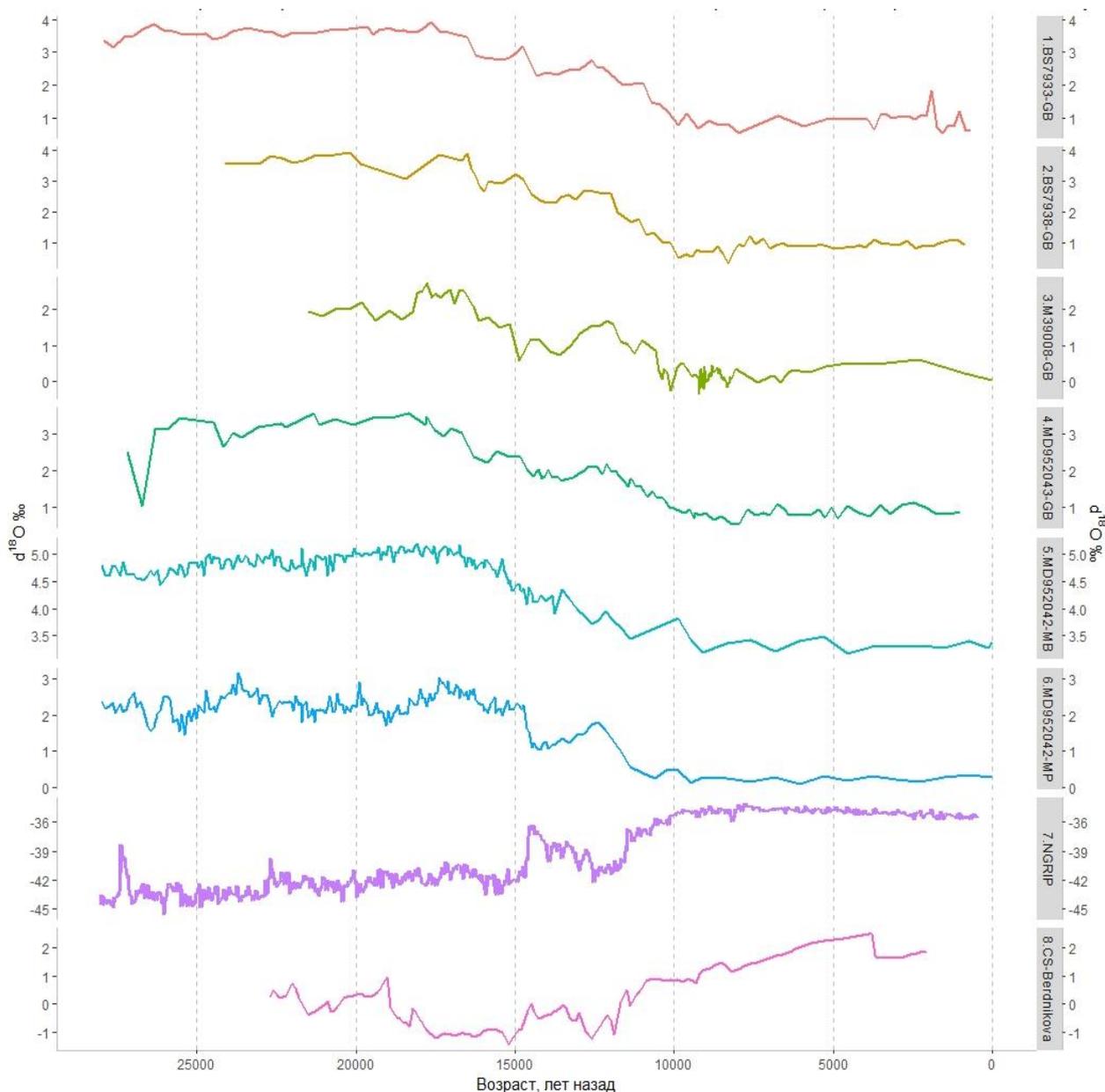


Рисунок 33. Изотопно-кислородные кривые: 1 – 4 западная часть Средиземного моря [Cacho et al., 2001]; 5 – 6 северо-восточная Атлантика [Shackleton et al., 2000]; 7 Гренландский ледниковый керн [North Greenland Ice Core Project Members, 2004; Rasmussen et al., 2014]; 8 Каспийское моря [автор диссертационной работы].

Получается, объяснить изменениями муссонной циркуляции трансгрессивно-регрессивную ритмику Каспия нельзя, что, тем не менее, не нарушает логики палеогеографической интерпретации, поскольку если ледники Тибета и Гималаев были синхронны как изменению климата вследствие изменчивости южноазиатского муссона, так и циклам похолодания в Северном полушарии [Owen et al., 2008], то ледники Памира, Тянь-Шаня и западных отрогов Тибетско-Гималайского орогена, вероятно, продвигались асинхронно по

отношению к другим регионам Гималаев и, по-видимому, в основном находились в фазе с циклами охлаждения в Северном полушарии [Owen et al., 2012]. То есть в связи с тем, что климат Тянь-Шаня и Памира, откуда, в частности, берет начало Амударья, находится под влиянием западных ветров средних широт [Owen, 2009], изменение южноазиатских муссонов не должно было оказывать существенного влияния на динамику Каспийского моря.

Более детальный региональный сигнал можно проследить на графиках сопоставления изотопно-кислородных данных Каспия и расположенных в относительной географической близости к нему пещер и озер (Рисунки 34 – 35).

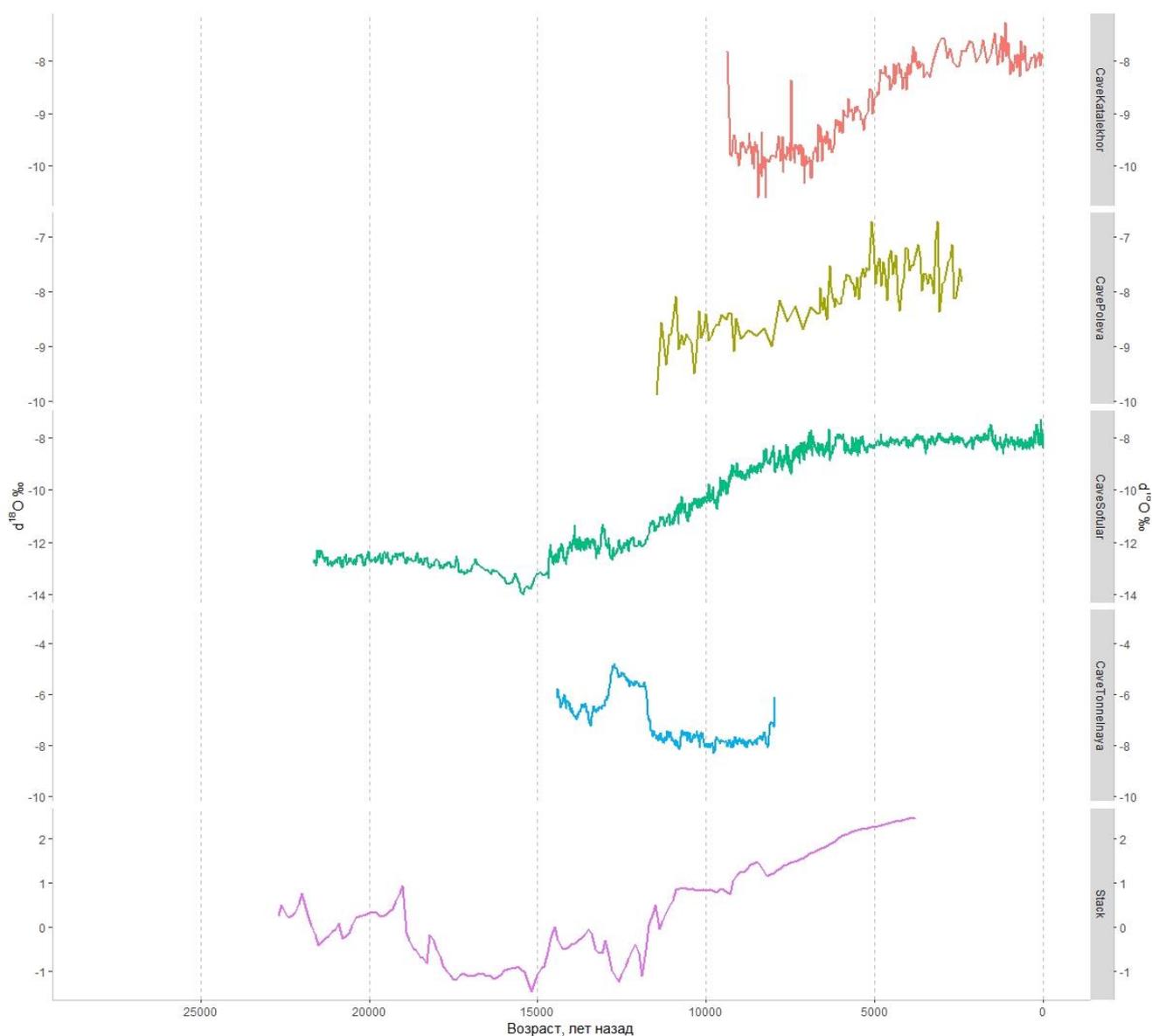


Рисунок 34. Сопоставление изотопно-кислородных кривых пещер (сверху вниз: пещера Катале-Хор, Иран [Andrews et al., 2020], пещера Полева, Румыния [Constantin et al., 2007], пещера Софулар, Турция [Fleitmann et al., 2009], пещера Тоннельная, Узбекистан [Cheng et al., 2016]) и Каспийского моря [автор диссертационной работы].

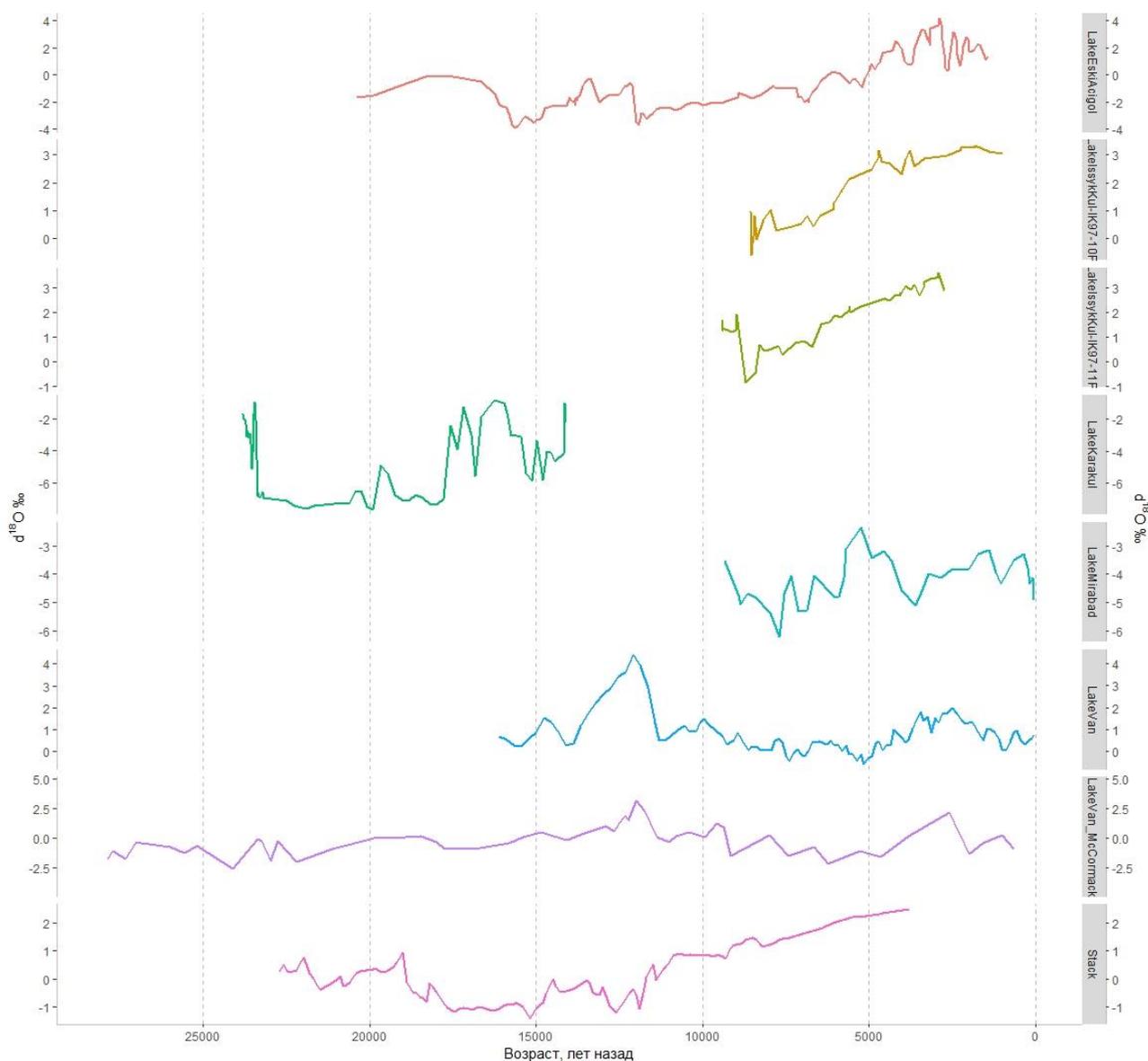


Рисунок 35. Сопоставление изотопно-кислородных кривых озер (сверху вниз: озеро Старый Ачиголь, Турция [Roberts et al., 2001, 2008], озеро Иссык-Куль, Киргизия [Ricketts et al. 2001], озеро Иссык-Куль, Киргизия [Ricketts et al. 2001], озеро Каракуль, Таджикистан [Aichner et al., 2019], озеро Мирабад, Иран [Stevens et al., 2006], озеро Ван, Турция [Lemcke, Sturm, 1997; Wick et al., 2003], озеро Ван, Турция [McCormack, 2019]) и Каспийского моря [автор диссертационной работы].

Период интерстадиального потепления GI – 1 отчетливо прослеживается лишь по данным из пещеры Тоннельная, на смену ему, как и в Каспийском море, приходит облегчение  $\delta^{18}\text{O}$ . Чуть менее заметно оно в турецкой пещере Софулар, где серия более высокоамплитудных колебаний изотопно-кислородного состава выделяется на фоне общего тренда к утяжелению. Остальные спелеотемы позволяют проследить только аналогичное Каспийскому изотопное утяжеление, начавшееся после YD и знаменующее собой голоцен.

Особенные сходства хода кривой  $\delta^{18}\text{O}$  Каспийского моря наблюдаются с изотопными данными из озера Старый Ачиголь: изотопное утяжеление в LGM, за которым следует максимальный пик облегчения изотопного состава, а также двухфазное потепление GI – 1 (бёллинг – аллерёд), сменяющееся похолоданием позднего дриаса, прослеживаются в обоих палеоархивах. При этом как характерный рост  $\delta^{18}\text{O}$  в начале голоцена, так и периодические колебания кривой, вероятно, связанные с изменениями уровня озера, более детально прослеживаются в Центральной Турции. Похожая динамика свойственна и для озера Ван – несмотря на то, что разные кривые фиксируют несколько отличную друг от друга амплитуду изменения изотопно-кислородного состава в ходе интерстадиального потепления (возможно, вследствие разной детальности отбора проб), общий ход кривой повторяет Рисунок 26.

Примечательно, что среди рассмотренных региональных объектов (Рисунок 34, 35) все спелеотемы фиксируют утяжеление изотопного состава, свидетельствующее о сухости климата, проявляющейся в Каспийском регионе, в первую очередь, ростом испарения. Среди озерных архивов такая тенденция наблюдается лишь в озере Иссык-Куль, причем в обоих проиллюстрированных ядрах. Это подтверждает локальность климатического сигнала Каспия во второй половине голоцена и позволяет предположить перспективность изучения азиатских факторов в будущих исследованиях Каспийского моря.

Анализ обобщенной изотопно-кислородной кривой (Рисунок 26) позволяет выявить важную закономерность. В изученном интервале времени изменение  $\delta^{18}\text{O}$  Каспийского моря происходит согласно двум принципам, выделяемым по характеру климатического отклика. Первый связан с позднеледниковым временем, для которого четко прослеживается глобальный климатический сигнал – реакция изотопно-кислородной кривой подчинена ходу температурного режима и изменению  $\delta^{18}\text{O}$  ледниковых кернов Гренландии, что отчетливо видно на Рисунке 33. Вероятно, динамичные, высокоамплитудные климатические перестройки во всем Северном полушарии и в регионах, подверженных, в частности, влиянию Скандинавского ледникового покрова, явившиеся причиной пульсационного характера трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия и изменения характеристик его водной среды, позволили сформироваться изотопно-кислородному составу в точном соответствии с глобальными и региональными изменениями климата. Напротив, для периодов относительной стабилизации климата – например, во время поздневалдайского оледенения или большей части голоцена – система Каспийского моря приходила в подобие равновесия, при котором параметры водной среды, регулирующиеся климатическими изменениями, поддерживались на постоянном уровне тем самым позволяя выйти на передний план локальным (или внутренним) механизмам, определяющим изотопно-кислородный состав. Иными словами, в транзитный, переходный от оледенения к межледниковью этап изменение изотопного состава каспийских осадков явилось результатом

периодических изменений климата в сторону похолоданий и потеплений и изменений изотопного состава атмосферных и поверхностных вод (аналогичных проявлению широтного эффекта). При этом во время Последнего Ледникового максимума главным фактором, подчиняющим себе ход изотопно-кислородной кривой, является сокращение приходных составляющих водного баланса, а в голоцене – увеличение расходных. То есть локальные механизмы Каспия, как изолированной от Мирового океана озерной системы, скрадывают глобальный климатический сигнал.

## Заключение

В результате исследования достигнута цель диссертации – установлена палеогеографическая связь между изотопно-кислородной летописью Каспия, его трансгрессивно-регрессивной ритмикой и климатическими изменениями в Северном полушарии в конце плейстоцена и в голоцене. Обратимся к основным выводам проделанной работы.

1. Рассмотрение связи между основными гидрологическими показателями воды, в которой формируются раковины остракод, позволило подтвердить непрерывное изменение  $\delta^{18}\text{O}_w$  под воздействием испарения и конденсации и установить тесную связь  $\delta^{18}\text{O}_w$  с температурой и соленостью, которая особенно велика для центральных зон Южного и – в меньшей степени – Среднего Каспия. На примере изучения взаимосвязи между  $\delta^{18}\text{O}_w$ , T и S, удалось отчетливо проследить определяющее влияние, которое оказывает на изотопный состав глубина моря и удаленность от источника пресной воды (близость рек). Дополнительный вклад может вносить сезонность изменения характеристик водных масс. Полученные результаты указывают на существование гораздо более сложных связей и факторов, обуславливающих измеряемый в лаборатории результат. Без их учета и, что не менее важно, без учета их изменчивости во времени можно получить недостоверные выводы.

2. Современный состав микрофауны остракод как в количественном, так и в качественном отношении изменяется по мере удаления от берега с возрастанием глубин – в соответствии с геоморфологическими, гидрологическими и экологическими условиями. На глубинах более 200 м главным характерным признаком является изменение внешнего облика остракод – начинает проявляться шиповатая, бугорчатая или ячеистая скульптура раковин.

3. Выяснено, что различия полученных результатов при разных способах пробоподготовки оказались несущественными – для  $\delta^{18}\text{O}$  около 0.2‰. Наибольшее отклонение установлено для техники предварительного замачивания в перексиде водорода без последующей промывки дистиллированной водой. Поскольку итоговый результат позволяет утверждать, что предварительная обработка не оказывает заметного влияния на изотопный состав раковин остракод, автор полагает, что помимо физического очищения налипшего материала, никакой предварительной обработки для четвертичных остракод в хорошем состоянии сохранности не требуется. Работа по такой системе исключает потерю проб и повторное загрязнение на этапе предварительной обработки, а также снижает рабочую нагрузку, существенно упрощая пробоподготовку.

4. Подтверждено, что одним из важнейших факторов, определяющих  $\delta^{18}\text{O}$  каспийских остракод, является изотопное смещение, связанное с их жизненным циклом (метаболически обусловленное). Его влияние на фракционирование изотопов кислорода видоспецифично и в

среднем приводит к положительным отклонениям относительно ожидаемого равновесного формирования кальцита на величину около 1‰. Установленное для шести наиболее часто встречающихся в современном Каспии видов остракод изотопное смещение позволит широкому кругу специалистов использовать его в работах, связанных с изучением  $\delta^{18}\text{O}$ . Одним из важнейших наблюдений стало изотопное смещение по смешанному комплексу остракод, которое оказалось эквивалентно среднему изотопному смещению и составило +1‰ ( $\pm 0.5$ ). Можно заключить, что использованием в одном измерении раковин нескольких видов можно добиться сглаживания сигнала, вызванного жизненными эффектами остракод. Значит, в случае, когда невозможно отобрать один и тот же вид для исследования – например, при работе с материалами бурения, допустимо отбирать для анализа стабильных изотопов смесь остракод, желательно близкородственных.

5. На основе установленных закономерностей дана оценка возможности палеотемпературных реконструкций. По всей выборке в среднем прогнозируемая температура превышала фактически измеренную всего на 0.45 °С. Наибольшей оказалась разница между измеренной и вычисленной температурами для образцов, состоящих из смеси видов (-1.72 °С). Проведенная работа позволяет заключить, что предсказанные температуры соответствуют фактическим в точках отбора проб. Применительно к водоему в стационарном состоянии изотопный состав кислорода изученных видов может быть достоверным индикатором температуры воды времени, соответствующего времени кальцификации раковины.

6. Установлено, что изотопный состав остракод определяет принадлежность к типу водных масс. При этом по своей сути водные массы являются собирательным образом, отражающим основные географические закономерности – в это понятие включена комплексная оценка и температуры, и глубины, и солености, и, разумеется, зависящего от них показателя  $\delta^{18}\text{O}_w$ . Температурный сигнал имеет обратную зависимость от глубины моря, в то время как для остальных факторов эта зависимость прямая. Изотопно-кислородный состав остракод в целом выше у тех экземпляров, которые формировали свою раковину в более соленой воде, при этом таксономическая принадлежность остракод не играет существенной роли. Наряду с близостью рек, глубинная стратификация вод играет крайне важную роль в современном распределении измеренных  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$  в Каспийском море. Фактор глубины в современных пробах скрадывает климатический (температурный) сигнал. Изменчивость изотопно-кислородного состава остракод на мелководье объясняется высокоамплитудным перепадом температур в течение года, между тем как на глубине почти круглый год сохраняются гомотермические условия, и такие контрасты оказываются сглажены. Наиболее значимыми факторами, оказывающими влияние на изотопный состав остракод через изотопный состав воды, в которой формируется раковина, являются абиотические – географические. Благодаря проведенной работе становится возможным решение

обратной задачи – идентификации свойств водной массы по значениям  $\delta^{18}\text{O}_{\text{ost}}$ , что может быть успешно применено при палеогеографических реконструкциях.

7. В результате изучения кернов колонок и скважин выделено нескольких сменяющих друг друга этапов осадконакопления, соответствующих разным стадиям развития Каспийского моря в палеовремени. Вместе со сменой бассейнов происходила смена фаунистических комплексов. Автором реконструированы три стадии развития Каспийского моря. Первая, соответствующая нижним вскрытым горизонтам, сопоставляется с трансгрессивной эпохой по относительному изотопному облегчению, при этом утверждать, была ли это самостоятельная трансгрессивная фаза или же постепенное снижение уровня, по приведенным данным затруднительно. Отложения, как правило, представлены серовато-коричневыми алевритисто-глинистыми илами с характерной глубоководной и холодолюбивой микрофауной. По характеру и экологическим особенностям микрофауны остракод вышележащих отложений можно сделать вывод о снижении уровня моря. Толщи, содержащие более теплолюбивую микрофауну остракод с представителями, выдерживающими повышенную соленость, несомненно, отлагались на меньших глубинах, чем в настоящее время. Не противоречит этому и литологический состав вмещающих отложений. Данная стадия, осадки которой залегают с размывом на нижележащих, характеризуются заметным утяжелением изотопного состава и ростом солености, сопоставляется с регрессией Каспия. Заключительная стадия – трансгрессия моря, внутри которой прослеживается как минимум один этап более высокого положения уровня, чем в настоящее время. Отложения сероватого цвета и более тонкого гранулометрического состава вмещают характерный комплекс, представленный типичными для современного Каспия остракодами. В его составе наблюдаются различия в доминирующих видах, что объясняется разным физико-географическим положением точек изучения. В результате выделено три стратиграфических горизонта, соответствующих хвалынской трансгрессивной эпохе, мангышлакской регрессии и новокаспийской трансгрессии.

8. Сбор, обобщение и унификация радиоуглеродных данных позволили осуществить переход от шкалы глубин к шкале возраста при построении кривой изменения  $\delta^{18}\text{O}$ , реализовать возрастную привязку трансгрессивно-регрессивных событий, сопоставить их с климатическими событиями, оказавшими решающее влияние на колебания уровня Каспийского моря, и обосновать построение обобщенной изотопно-кислородной кривой. Благодаря проведенным микрофаунистическим исследованиям автора и анализу литературных данных удалось определить основные возрастные рубежи и создать более надежную возрастную модель, которая послужила основой обобщенной изотопной кривой наряду с опубликованными материалами глубоководного бурения Каспия.

9. В диссертационном исследовании впервые для Каспийского моря создана обобщенная изотопно-кислородная кривая – «stack», включающая личные изотопно-кислородные измерения автора (по 9 кернам из Среднего и Южного Каспия) и литературные данные (3 кривых). Надежно датированный интервал обобщенной изотопно-кислородной кривой охватывает последний ледниковый максимум, позднеледниковье и голоцен. Сравнительный анализ результирующей кривой с региональными и глобальными палеоархивами убеждает в существовании тесной взаимосвязи Каспия с другими природными системами и позволяет выявить важную закономерность. В изученном интервале времени изменение  $\delta^{18}\text{O}$  Каспийского моря происходит согласно двум принципам, выделяемым по характеру климатического отклика. В транзитный, переходный от оледенения к межледниковью, этап четко прослеживается глобальный климатический сигнал. Изменение изотопного состава морских осадков явилось результатом периодических изменений климата в сторону похолоданий и потеплений и изменений изотопного состава атмосферных и поверхностных вод (аналогичных проявлению широтного эффекта). Напротив, в периоды относительной стабилизации климата – во время поздневалдайского оледенения или большей части голоцена – система Каспийского моря приходила в подобие равновесия, при котором параметры водной среды, регулирующиеся климатическими изменениями, поддерживались на постоянном уровне, тем самым позволяя выйти на передний план внутренним механизмам Каспия, определяющим изотопно-кислородный состав. Главным фактором, подчиняющим себе ход изотопно-кислородной кривой, является изменение составляющих водного баланса (во время Последнего Ледникового максимума – сокращение приходных, а в голоцене – увеличение расходных). Тем самым доказано, что на определенных этапах каспийской истории локальные механизмы могли скрадывать глобальный климатический сигнал.

## Литература

Абрамова Т. А. О нижнехвалынском спорово-пыльцевом комплексе Западного Прикаспия / Т. А. Абрамова // Вестник Московского Университета. Серия 5: География. Изд-во Моск. ун-та. – 1974. – № 1. С. 63-67.

Агаларова Д. А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана / Д. А. Агаларова, З. К. Кадырова, С. А. Кулиева. – Баку: Азерб. гос. изд-во, 1961. – 420 с.

Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена. Научные достижения Школы академика К. К. Маркова / отв. ред. Т. А. Янина, Н. С. Болиховская, Е. И. Полякова, Т. С. Клювиткина, Р. Н. Курбанов. – М.: Географический факультет МГУ, 2020. – 689 с.

Артамонов В. И., Маев Е. Г. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ. – 1979. – Вып. 6. – С. 12-22

Бадюкова Е. Н. История колебаний уровня Каспия в плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?) / Е. Н. Бадюкова // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2015. – Т. 74. – С. 111-120.

Бадюкова Е. Н. Колебания уровня Каспийского моря в неоплейстоцене (была ли ательская регрессия?) / Е. Н. Бадюкова // Океанология. – 2021. – Т. 61, № 2. – С. 320-329.

Безродных Ю.П. Новые данные по стратиграфии верхнечетвертичных отложений Северного Каспия / С. В. Делия, Б. Ф. Романюк, В. М. Сорокин, Т.А. Янина // Доклады Академии наук. М.: Наука. – 2015. – Том 462. № 1. – С. 95-99.

Бердникова А. А. Методика подготовки остракод для изотопно-кислородного анализа в Каспийском регионе / А. А. Бердникова, А. Джавадова // Естественные и технические науки, М.: Спутник+. – 2022. – том 11, № №17(174). – С. 162-166.

Бердникова А. А. Проблемы изотопной палеотермометрии для Каспийского моря / А. А. Бердникова // Вестник Московского Университета. Серия 5: География. Изд-во Моск. ун-та. – 2021. – №6. – С. 51-61

Богословский Б. Б. Озероведение / Б. Б. Богословский – Москва: Изд-во Моск. ун-та., 1960. – 336 с.

Болгов М. В. Каспийское море: экстремальные гидрологические события / М. В. Болгов, Г. Ф. Красножон, А. А. Любушин. – М.: Наука, 2007. – 381 с.

Болиховская Н. С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене / Н. С. Болиховская // Вестник Московского Университета. Серия 5: География. Изд-во Моск. ун-та. – 2011. – № 2. – С. 13-27.

Брегман Г. Р. Колебания уровня Каспийского моря / Г. Р. Бергман // Исследования морей СССР. – 1936. – Вып. 24. – С. 13–85.

Брезгунов В. С. Особенности вертикального водообмена вод Каспийского моря на основе распределения преходящих трассеров / В. С. Брезгунов // Водные ресурсы. – 2019. – Т. 46, № 5. – С. 496-502.

Бруевич С. В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия / С. В. Бруевич. – Москва, 1937. – 350 с.

Васильев Ю. М. Антропоген Южного Заволжья / Ю. М. Васильев. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 128 с.

Воробьева Е.В. Сопряженность атмосферных процессов в Северном полушарии / Е. В. Воробьева. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 116 с.

Гинзбург А. И. Структура апвеллинга у западного побережья Среднего Каспия (по спутниковым наблюдениям) / А. И. Гинзбург, А. Г. Костяной, Д. М. Соловьев, Н. А. Шерemet // Исслед. Земли из космоса. – 2005. – № 4. – С. 76–85.

Горбаренко С. А. Применение изотопного кислородного анализа для целей палеогеографического анализа: диссертация ... кандидата географических наук: 11.00.00 / Горбаренко Сергей Александрович; Моск. гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. Геогр. фак. – Москва, 1972. – 147 с.

Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене / Г. И. Горецкий. – М.: Наука, 1966. – 412 с.

Гофман Е. А. К методике расчленения четвертичных отложений Каспийского бассейна по фауне остракод / Е. А. Гофман. // Сб.П. Стратиграфия нефтеносных областей, 1962. – 350 с.

Гофман Е.А. Изучение экологии остракод и фораминифер солоноватоводных и пресноводных бассейнов. Каспийское море: Окончательный отчет / Е. А. Гофман. – Москва: ИГИРГИ, 1964. – 351 с.

Зякун А. М. Фракционирование изотопов углерода микроорганизмами / А. М. Зякун // Двенадцатый Всесоюзный Симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. Докл. – М.: Наука, 1989. – С. 137-139.

Институт водных проблем РАН: официальный сайт – Москва. – URL: <https://www.iwpr.ru/about/news/v-ivp-ran-proshel-onlaynseminar-po-kaspiyu/> (дата обращения 15.10.2022).

Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. / Отв. ред. С. С. Байдин, А. Н. Косарев. – М.: Наука, 1986. – 261 с.

Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы / Д. Д. Квасов. – Л.: Наука, 1975. – 278 с.

Кислов А. В. Вариации уровня Каспийского моря в различных климатических условиях по данным моделирования в рамках проекта СМIP61 / А. В. Кислов, П. А. Морозова // Водные ресурсы. – 2021. – Т. 48, № 6. – С. 622–632.

Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей / А. Н. Косарев. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 272 с.

Куприн П. Н. Анализ результатов изучения спорово-пыльцевых комплексов глубоководных отложений Среднего и Южного Каспия / П. Н. Куприн, Н. О. Рыбакова // Водные ресурсы. – 2003. – Т. 30, № 1. – С. 5-14.

Куприн П. Н. К познанию условий формирования отложений Среднего и Южного Каспия / П. Н. Куприн, В. И. Багиров // Комплексные исследования Каспийского моря. – М.: Изд-во МГУ, 1971. – С. 46-58.

Куприн П. Н. Состав донных осадков Каспийского моря как показатель изменения его водного режима / П. Н. Куприн, В. И. Ферронский, В. П. Поповчак, В. Г. Шлыков, Л. А. Золотая, М. В. Калишева // Водные ресурсы. – 2003. – Т. 30, № 2. – С. 154-172.

Лаврушин Ю. А. Каспий: гидрологические события позднего квартала / Ю. А. Лаврушин Е. А. Спиридонова, А. Тудрин, Ф. Шали, М. П. Антипов, Н. П. Кураленко, Е. Е. Курина, П. Тухолка // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. – 2014. – № 73. – С. 19-51.

Лаврушин Ю. А. Направления и результаты изучения влияния геологических факторов на колебания уровня Каспийского моря / Ю. А. Лаврушин, Ю. Г. Леонов, Д. А. Лилиенберг // Глобальные изменения природной среды. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. – С. 105-130.

Лебедев Л. И. Осадки Каспийского моря / Л. И. Лебедев, Е. Г. Маев, Л. С. Кулакова, О. К. Бордовский. – М.: Наука, 1973. – 119 с.

Лебедев С. А. Динамика Каспийского моря по данным инструментальных измерений, результатам моделирования и данным дистанционного зондирования / С. А. Лебедев, А. Г. Костяной, А. И. Гинзбург. // III Международная научно-практическая конференция «Прикладные аспекты геологии, геофизики и геоэкологии с использованием современных информационных технологий», Майкоп 11–14 мая 2015 г. – Майкоп: МГТУ, 2015. – С. 146-179.

Леонов Ю. Г. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии / Ю. Г. Леонов, Ю. А. Лаврушин, М. П. Антипов, Е. А. Спиридонова, Я. В. Кузьмин // Докл. РАН. – 2002. – Т. 386. № 2. – С. 229-233.

Леонтьев О. К. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря / О. К. Леонтьев, Е. Г. Маев, Г. И. Рычагов. – М.: МГУ, 1977. – 210 с.

Леонтьев О. К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря / О. К. Леонтьев // Труды НИИ геологии АН ЭстССР. – 1961. – Т. 8. – С. 45-64.

Леонтьев О. К. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время / О. К. Леонтьев, П. В. Федоров // Изв. АН СССР, серия геогр. – 1953. – № 4. – С. 64-74.

Леонтьев О. К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде / О. К. Леонтьев // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. – С. 106-140.

Маев Е. Г. Новокаспийские и верхнехвалынские осадки в южной части Каспийского моря / Е. Г. Маев // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1962. – №8. – С. 49-59.

Маев Е. Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) / Е. Г. Маев // Геоморфология. – 1994. – №2. – С. 94-101

Маев Е. Г. Стратиграфия и абсолютный возраст осадков внешнего шельфа восточной части Каспийского моря / Е. Г. Маев, С. А. Маева, Ю. А. Карпычев // Геология континентальной террасы окраинных и внутренних морей. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – С. 105-114.

Макшаев Р. Р. Палеогеография Среднего и Нижнего Поволжья в эпоху раннехвалынской трансгрессии Каспия: автореферат дис. ... кандидата географических наук : 25.00.25 / Макшаев Радик Рафаэлевич; Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. – Москва, 2019. – 26 с.

Макшаев Р. Р. Хронология хвалынского этапа развития Каспия по данным радиоуглеродного датирования / Р. Р. Макшаев, Н. Т. Ткач // Геоморфология, М.: Наука. – 2023. – том 54, № 1. – С. 37-54.

Мандельштам М. И. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана / М. И. Мандельштам, Л. П. Маркова, Т. Р. Розыева, Н. Е. Степанайтыс. – Ашхабад: Изд-во АН Туркменской ССР, 1962. – 288 с.

Мартма Т. А. Изотопные профили озерной извести как индикатор климатических изменений в голоцене / Т. А. Мартма, Р. О. Пиррус, Я. - М. К. Пуннинг // Редкол.: И. А. Шапорев. Озерные карбонаты нечернозменной зоны СССР. – Пермь: Политехн. ин-т, 1985. – 160 с.

Михалевский С. И. Схема течений Каспийского моря / С. И. Михалевский // Записки по гидрографии. – 1931. – Т. 16. – С. 46-54.

Москвитин А. И. Плейстоцен Нижнего Поволжья / А. И. Москвитин // Труды Геолог. ин-та АН СССР. – М.: Изд-во АН СССР. – 1962. – Вып. 64. – 263 с.

Никифоров Л. Г. К истории развития Красноводской косы / Л. Г. Никифоров // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1960. – № 5.

Николаев С. Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей / С. Д. Николаев. – М.: ВНИРО, 1995. – 127 с.

Никонов А. А. Климатический оптимум голоцена в горах Памиро-Алая / А. А. Никонов, М. М. Пахомов, Е. А. Романова, И. Д. Сулержитский // (под ред. Климанова В.А.) Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. – Москва, 1989 – С. 122-130.

Новенко Е. Ю. Растительность и климат Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене: автореферат диссертации ... доктора географических наук: 25.00.25 / Новенко Елена Юрьевна; Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. – Москва, 2016 – 50 с.

Панин А. В. Флювиальные процессы и речной сток на Русской равнине в конце поздневалдайской эпохи / А. В. Панин, А. Ю. Сидорчук, О. К. Борисова // Горизонты Географии. К 100-летию К.К. Маркова. – М.: Типография Россельхозакадемии, 2005. – С. 114-127.

Попов Г. И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов / Г. И. Попов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.

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

Рычагов Г. И. Плейстоценовая история Каспийского моря: Автореферат дис. на соиск. учен. степени д-ра геогр. наук: 11.00.04 / Рычагов Георгий Иванович; Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. Геогр. фак. – Москва, 1977. – 62 с.

Рычагов Г. И. Четвертичные ритмы Каспия / Г. И. Рычагов // Вопросы географии. – М.: Мысль. – 1970. – Сб. 79. – С. 121-132.

Свиточ А. А. Биостратиграфия плейстоцена Каспийского моря / А. А. Свиточ, Т.А. Янина // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 143-151

Свиточ А. А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) / А. А. Свиточ // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. – М.: Наука. – 1991. – С. 5-100.

Свиточ А. А. Маныч: история древних проливов / А. А. Свиточ // Природа. – 2014. – № 1 – С. 15-23.

Свиточ А. А. Материалы изучения керна скважины 1 в Северном Каспии (описание керна, малакофаунистический, радиоуглеродный и магнитный анализы, стратиграфия и условия накопления) / А. А. Свиточ, Х. А. Арсланов, В. А. Большаков, Т. А. Янина // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Географический ф-т МГУ, 2008. – С. 128-143

Свиточ А. А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия / А. А. Свиточ // Океанология. – 2007. – Т. 47. № 2. – С. 304-311.

Свиточ А. А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития) / А. А. Свиточ, Т. А. Янина, Н. Г. Новикова, В. М. Соболев, А. А. Хоменко. – М.: Географический факультет МГУ, 2010. – 136 с.

Свиточ А. А. Шоколадные глины Северного Прикаспия / А. А. Свиточ, Р. Р. Макшаев, Ю. В. Ростовцева, Т. С. Ключиткина, О. С. Березнер, Т. Ф. Трегуб, Д. С. Хомченко // М.: Географический факультет МГУ, Красногорская типография, 2017. – 140 с.

Семиколенных Д.В. Палеогеография проливов Понто-Каспия в позднем плейстоцене: автореферат дис. ... кандидата географических наук: 1.6.14. / Семиколенных Дарья Валерьевна; ФГБУН Институт географии Российской академии наук. – Москва, 2022. – 26 с.

Соловьев В. Ф. Современная тектоническая структура Южного Каспия / В. Ф. Соловьев, Л. С. Кулакова, Г. В. Агапова // Изв. АН СССР, Серия геологическая – 1960. – № 4 – С. 105-113.

Сорокин В. М. О времени последней связи Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене / В. М. Сорокин, Т. А. Янина, В. Л. Лукша // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2023. – 1. – С. 75-84.

Тейс Р. В. Палеотермометрия и изотопный анализ кислорода органогенных карбонатов / Р. В. Тейс, Д. П. Найдин. – М.: Наука, 1973. – 278 с.

Тужилкин В. С. Сезонные особенности общей циркуляции вод глубоководной части Каспийского моря / В. С. Тужилкин, А. Н. Косарев, Д. И. Трухчев, Д. П. Иванова // Метеорология и гидрология. – 1997. – № 1. – С. 91–99.

Турчинович И. Е. Роль стабильного изотопа  $^{13}\text{C}$  в палеоклиматических исследованиях / И. Е. Турчинович // Двенадцатый Всесоюзный Симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. Докл. – М.: Наука, 1989. – С. 36-38.

Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря / П. В. Федоров // Труды Геологич. ин-та АН СССР. – 1957. – Вып. 10. – 308 с.

Ферронский В. И. Изменение водного режима зал. Кара-Богаз\_гол, оз. Иссык-Куль и Аральского моря по данным изучения донных осадков / В. И. Ферронский, В. А. Поляков, В. С. Брезгунов, Л. С. Власова, Ю. А. Карпычев, А. Ф. Бобков, В. В. Романовский, Т. Джонсон, Д. Рикеттс, К. Расмуссен // Водные ресурсы. – 2003. – Т. 30, № 3. – С. 281-288.

Ферронский В. И. Природа колебания уровня Каспийского моря (по результатам изучения донных осадков) / В. И. Ферронский, В. А. Поляков, П. Н. Куприн, А. Л. Лобов // Водные ресурсы. – 1999. – Т. 26, № 6. – С. 652-666.

Фурман Т. И. К характеристике придонных вод среднего и южного Каспия / Т. И. Фурман // Тр. Ин-та географии АН Аз. ССР. – 1961. – Т. 10 – С. 15-23.

Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии: опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата: к X конгрессу INQUA. / Н. А. Хотинский. – М.: Наука, 1977. – 200 с.

Чепалыга А. Л. Каспийско-Черноморский водообмен по Маныч-Керченскому проливу в позднем плейстоцене / А. Л. Чепалыга, Т. А. Садчикова, Н. Б. Леонова, С. А. Несмеянов, А. Н.

Пирогов // Материалы международной конференции "Экология антропогена и современности: Природа и человек". – С-Пб.: Гуманистика, 2004. – С. 50-53.

Чепалыга А. Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии / А. Л. Чепалыга // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны: мат-лы междунар. симпоз. (Азов–Ростов-на-Дону, 26–29 сен. 2006 г.). – Ростов: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. – С. 166-171.

Чеховская М. П. Позднеплейстоценовые-голоценовые комплексы остракод шельфовой равнины Северного Каспия / М. П. Чеховская, А. Ю. Степанова, Т. А. Хусид, А. Г. Матуль, А. З. Раковски // Океанология. – 2014. – Т. 54. № 2. – С. 233-242.

Чеховская М. П. Реконструкция палеообстановки в голоцене на Северном шельфе Каспийского моря по остракодам / М. П. Чеховская, М. А. Зенина, А. Г. Матуль, А. Ю. Степанова, А. З. Раковски // Океанология. – 2018. – Т. 58. № 1. – С. 89-101.

Шлямин Б. А. Каспийское море / Б. А. Шлямин. – М.: Географгиз, 1954. – 128 с.

Шорников Е. И. Остракоды как индикаторы состояния и динамики экосистем / Е. И. Шорников, М. А. Зенина. – Владивосток, Дальнаука, 2014. – 333 с.

Шорников Е. И. Подкласс остракоды или ракушковые раки / Е. И. Шорников // Определитель фауны Черного и Азовского морей. – К.: Наук. думка, 1969. – С. 163–260.

Штокман В. Б. О схеме течений Каспийского моря А.И. Михалевского / В. Б. Штокман // Метеорология и гидрология. – 1936. – 76 – С. 81-86.

Янина Т. А. Морские плейстоценовые моллюски дагестанского побережья Каспия, их стратиграфическое и палеогеографическое значение: Автореф. диссерт. ... кандидата географических наук: 11.00.04 / Янина Тамара Алексеевна; Моск. гос. ун-т им. М.В. Ломоносова. Геогр. фак. – М.: МГУ, 1981. – 24 с.

Янина Т. А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция / Т. А. Янина. – М.: Изд-во Московского ун-та, 2012. – 264 с.

Янина Т. А. Опыт датирования плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья методом оптически стимулированной люминисценции. / Т. А. Янина, А. А. Свиточ, Р. Н. Курбанов, А. С. Мюррей, Н. Т. Ткач, Н. В. Сычев // Вестник Моск. ун-та. Серия 5: География. Изд-во Моск. ун-та. – 2017. – № 1. – С. 21-29.

Янко В. В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия: Автореф. диссерт. ... доктора геолого-минералогических наук: 04.00.00 / Янко Валентина Венедиктовна – Одесса, 1989. – 48 с.

Яхимович В. Л. Плейстоцен нижнего течения р. Урал / В. Л. Яхимович, В. К. Немкова, П. И. Дорофеев и др. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – 132 с.

Aichner B. Hydroclimate in the Pamirs Was Driven by Changes in Precipitation-Evaporation Seasonality Since the Last Glacial Period / B. Aichner, Z. Makhmudov, I. Rajabov, Q. Zhang, F. S. R.

Pausata, M. Werner, L. Heinecke, M. L. Kuessner, S. J. Feakins, D. Sachse, S. Mischke // *Geophysical Research Letters*. – 2019. – 46(23). – P. 13972-13983.

Aizen V. B. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet) / V. B. Aizen, E. M. Aizen, D. R. Joswiak, K. Fujita, N. Takeuchi, S. A. Nikitin // *Ann. Glaciol.* – 2006. – 43. – P. 49-60.

Alley R. B. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event / R. B. Alley, D. A. Meese, C. A. Shuman, A. J. Gow, K. C. Taylor, P. M. Grootes, J. W. C. White, M. Ram, E. D. Waddington, P. A. Mayewski, G. A. Zielinski // *Nature*. – 1993. – 362. – P. 527-529.

Alley R. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change / R. Alley, A. Agustsdottir // *Quaternary Science Reviews*. – 2005. – 24(10-11). – P. 1123-1149.

Anadon P. Palaeoenvironmental reconstruction of marginal marine environments from combined palaeoecological and geochemical analyses on ostracods / P. Anadon, E. Gliozzi, I. Mazzini // In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph. – American Geophysical Union, Washington DC, 2002. – P. 227–247.

Andrews J. E. Holocene stable isotope record of insolation and rapid climate change in a stalagmite from the Zagros of Iran / J. E. Andrews, S. A. Carolin, E. N. Peckover, A. Marca, S. Al-Omari, P. J. Rowe // *Quaternary Science Reviews*. – 2020. – 241. – P. 106433.

Arslanov Kh. A. On the age of the Khvalynian deposits of the Caspian Sea coasts according to  $^{14}\text{C}$  and  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  methods. / Kh. A. Arslanov, T. A. Yanina, A. L. Chepalyga, A. A. Svitoch, R. R. Makshaev, F. E. Maksimov, S. B. Chernov, N. I. Tertychniy, A. A. Starikova // *Quat. Int.* – 2016. – 409. – P. 81-87.

Ashley G. M. Glacial Sedimentary Environments / G. M. Ashley, J. Shaw, N. D. Smith // In: Jopling A.V. and McDonald B.C. (eds), *Soc. of Ec. Pal. and Min. Short Course Notes*, 16, 1985. – P. 135-205.

Bard E. Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry / E. Bard, F. Rostek, C. Sonzogni // *Nature*. – 1997. – 385. – P. 707-710.

Bemis B. E. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations / B. E. Bemis, H. J. Spero, J. Bijma, D. W. Lea // *Paleoceanography* – 1998. – 13 (2). – P. 150-160.

Bengtson P. Open nomenclature / P. Bengtson // *Palaeontology*. – 1988. – 31, 1. – P. 223-227.

Berdnikova A. A. Approaching a new theory on Caspian Sea response to global climate changes during MIS2 - MIS1: generalization and reassessment of  $\delta^{18}\text{O}$  data / A. A. Berdnikova, N. T. Tkach, M. A. Zenina // *Limnology and Freshwater Biology*. – 2022 – 4. – P. 10-12.

Berger A. L. Milankovitch theory and climate / A. L. Berger // *Rev Geophys.* – 1988. – 26. – P. 624-657.

Berner R. A. A new geochemical classification of sedimentary environments / R. A. Berner // *J. sed. Petrol.* – 1981. – 51 (2). – P. 359-366.

Berner R. A. Early Diagenesis: A Theoretical Approach / R. A. Berner. – Princeton University Press, Princeton, NJ, 1980 – 256 p.

Bond G. C. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period / G. C. Bond, H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, J. Mcmanus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet // *Nature.* – 1992. – 360 (6401). – P. 245-249.

Boomer I. Modern and Holocene sublittoral ostracod assemblages (Crustacea) from the Caspian Sea: A unique brackish, deep-water environment / I. Boomer, U. von Grafenstein, F. Guichard, S. Bieda // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2005. – 225. – P. 173-186.

Boomer I. Ostracoda as indicator of climatic and human-influenced changes in the late Quaternary of the Ponto-Caspian Region (Aral, Caspian and Black Seas) / I. Boomer // *Developments in Quaternary Science.* – 2012. – V. 17. – P. 205-215.

Bornemann A. Oxygen and carbon isotope fractionation of marine ostracod calcite from the eastern Mediterranean / A. Bornemann, C. M. Pirkenseer, P. De Deckker, R. P. Speijer // *Sea. Chem. Geol.* – 2012– 310-311. – P. 114-125.

Bottema S. The Younger Dryas in the Eastern Mediterranean / S. Bottema // *Quat. Sci. Rev.* – 1995. – 14. – P. 883-891.

Bronk R. C. Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program / R. C. Bronk // *Radiocarbon.* – 1995. – 37(02). – P. 425-430.

Butuzova E. A. Shedding light on the timing of the largest Late Quaternary transgression of the Caspian Sea / E. A. Butuzova, R. N. Kurbanov, N. A. Taratunina, A. O. Makeev, A. V. Rusakov, M. P. Lebedeva, A. S. Murray, T. A. Yanina // *Quaternary Geochronology.* – 2022. – 73. – P. 101378.

Cacho I. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. / I. Cacho, J. O. Grimalt, M. Canals, L. Saffi, N. J. Shackleton, J. Schoenfeld, R. Zahn // *Paleoceanography.* – 2001. – Vol. 16, No. 1. – P. 40.

Chabaux F. U-Th-Ra fractionation during weathering and river transport / F. Chabaux, J. Riotte, O. Dequincey // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* – 2003. – 52. – P. 533-576.

Chalié F. The glacial-post glacial transition in the southern Caspian Sea / F. Chalié, the Caspian Sea INSU-DYTEC Program Members, A. S. Escudié, D. Badaut-Trauth, G. Blanc, M. M. Blanc-Valleron, S. Brigault, A. Desprairies, V. I. Ferronsky, P. J. Giannesini, E. Gibert, F. Guichard, A. Jelinowska, M. Massault, F. Mélières, N. Tribovillard, P. Tucholka, F. Gasse // *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris.* – 1997. – série 2a 324, serie IIa. – P. 309-316.

Channell J. E. T. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500) / J. E. T. Channell, C. Xuan, D. A. Hodell // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009. – 283(1-4). – P. 14-23.

Cheng H. Climate variations of Central Asia on orbital to millennial timescales / H. Cheng, C. Spötl, S. F. M. Breitenbach, A. Sinha, J. A. Wassenburg, K. P. Jochum, D. Scholz, X. Li, L. Yi, Y. Peng, Y. Lv, P. Zhang, A. Votintseva, V. Loginov, Y. Ning, G. Kathayat, R. L. Edwards // *Scientific Reports*. – 2016. – 6(1). – P. 36975.

Cheng H. The climate cyclicity in arid central Asia over the past 500,000 years / H. Cheng, P. Z. Zhang, C. Spötl, R. L. Edwards, Y. J. Cai, D. Z. Zhang, W. C. Sang, M. Tan, Z. S. An // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – 39 (1). – P. L01705.

Cheng H. The Global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and South America / H. Cheng, A. Sinha, X. F. Wang, F. W. Cruz // *Clim. Dyn.* – 2012. – 39. – P. 1045-1062.

Chepalyga A. L. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach / A. L. Chepalyga, Kh. A. Arslanov, T. Svetlitskaya // *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation*. – Bukharest: EcoGeoMar, 2008. – P. 32-34.

Chepalyga A. L. Detailed age control of the Khvalynian basin history / A. L. Chepalyga, Kh. A. Arslanov, T. A. Yanina // *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation*. – Istanbul, 2009. – P. 23-26.

Chivas A. R. Sea-level and environmental changes since the last interglacial in the Gulf of Carpentaria, Australia: an overview / A. R. Chivas, A. Garcia, S. van der Kaars, M. J. J. Couapel, S. Holt, J. M. Reeves, D. J. Wheeler, A. D. Switzer, C. V. Murray-Wallace, D. Banerjee, D. M. Price, S. X. Wang, G. Pearson, N. T. Edgar, L. Beaufort, P. De Deckker, E. Lawson, C. B. Cecil // *Quaternary International*. – 2001. – 83. – P. 19-46.

Chivas A. R. Magnesium, strontium and barium partitioning in non marine ostracod shells and their use in paleoenvironmental reconstructions - a preliminary study / A. R. Chivas, P. De Deckker, J. M. G. Shelley // In: Maddocks, R.F. (Ed.), *Applications of Ostracoda*. – Houston, University of Houston, 1983. – P. 238-249.

Clark P. U. Global climate evolution during the last deglaciation / P. U. Clark, J. D. Shakun, P. A. Baker, P. J. Bartlein, S. Brewer, E. Brook, A. E. Carlson, H. Cheng, D. S. Kaufman, Z. Liu, T. M. Marchitto, A. C. Mix, C. Morrill, B. L. Otto-Bliesner, K. Pahnke, J. M. Russell, C. Whitlock, J. F. Adkins, J. L. Blois, J. Clark, S. M. Colman, W. B. Curry, B. P. Flower, F. He, T. C. Johnson, J. Lynch-Stieglitz, V. Markgraf, J. McManus, J. X. Mitrovica, P. I. Moreno, J. W. Williams // *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* – 2012. – 109 (19). – P. E1134-E1142.

Clark P. U. The Last Glacial Maximum / P. U. Clark, A. S. Dyke, J. D. Shakun, A. E. Carlson, J. Clark, B. Wohlfarth, J. X. Mitrovica, S. W. Hostetler, A. M. McCabe // *Science*. – 2009. – 325. – P. 710-714.

Clauer N. Compositions chimiques et isotopiques d'eaux de la mer Caspienne et de tributaires de la region de Makachkala (Russie): premieres donnees sur le fonctionnement d'un systeme endorgique particulier / N. Clauer, G. M. Zuppi, G. Blanc, T. Toulkeridis, F. Gasse // *Comp. Rend. Acad. Sci., Paris*. – 1998. – 327. – P. 17-24.

Clement A. C. Orbital controls on the El Niño/Southern oscillation and the tropical climate / A. C. Clement, R. Seager, M. A. Cane // *Paleoceanography*. – 1999. – 14(4). – P. 441-456.

Constantin S. Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: A speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania) / S. Constantin, A. - V. Bojar, S. - E. Lauritzen, J. Lundberg // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2007. – 243. – P. 322-338.

Coplen T. B. New Guidelines for  $\delta^{13}\text{C}$  Measurements / T. B. Coplen, W. A. Brand, M. Gehre, M. Gröning, H. A. J. Meijer, B. Toman, R. M. Verkouteren // *Analytical Chemistry*. – 2006. – 78(7). – P. 2439–2441.

Craig G. Y. Isotopic oceanography: deuterium and oxygen-18 variations in the oceans and the marine atmosphere / G. Y. Craig, L. J. Gordon // *Symp. Marine Geochim. Marragansett. Marine lab. Univ. Rhode Island. Occas. Publ.* – 1965. – 3. – P. 277-374.

Cuffey K. M. Large Arctic temperature change at the glacial-Holocene transition / K. M. Cuffey, G. D. Clow, R. B. Alley, M. Stuiver, E. D. Waddington, R. W. Saltus // *Science*. – 1995. – 270. – P. 455-458.

Daley T. J. The 8200yr BP cold event in stable isotope records from the North Atlantic region / T. J. Daley, E. R. Thomas, J. A. Holmes, F. A. Street-Perrott, M. R. Chapman, J. C. Tindall, P. J. Valdes, N. J. Loader, J. D. Marshall, E. W. Wolff, P. J. Hopley, T. Atkinson, K. E. Barber, E. H. Fisher, I. Robertson, P. D. M. Hughes, C. N. Roberts // *Global and Planetary Change*. – 2011. – 79(3-4). – P. 288-302.

De Deckker P. Ostracod palaeoecology / P. De Deckker // In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research. Geophysical Monograph Series*. – American Geophysical Union, Washington DC, 2002. – 131. – P. 121-134.

Decrouy L. Biological and environmental controls on isotopes in ostracod shells / L. Decrouy // In: Horne, D.J., Holmes, J.A., Rodriguez-Lazaro, J., Viehberg, F. (Eds.), *Ostracoda as Proxies for Quaternary climate Change. Developments in Quaternary Science*. – 2017. – 17. – P. 165–181.

Decrouy L. Controls on ostracod shell geochemistry: part 2. Carbon and oxygen isotope composition / L. Decrouy, T. W. Vennemann, D. Ariztegui // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2011b. – 75. – P. 7380-7399.

Decrouy L. Sediment penetration depths of epi- and infaunal ostracods from Lake Geneva (Switzerland). / L. Decrouy, T. W. Vennemann, D. Ariztegui // *Hydrobiologia*. – 2012. – 688. – P. 5-23.

Decrouy, L., Vennemann, T.W. & Ariztegui, D., 2011a. Controls on ostracod shell geochemistry: part 1. Variations of environmental parameters within ostracod (micro-)habitat. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, P. 7364-7379.

Decrouy, L., Vennemann, T.W., 2013. Potential influence of the chemical composition of water on the stable oxygen isotope composition of continental ostracods / L. Decrouy, T. W. Vennemann // *J. Paleolimnol.* – 2013 – 50 – P. 577-582.

DePaolo D. J. Sediment transport time measured with U-series isotopes: results from ODP North Atlantic drift site 984 / D. J. DePaolo, K. Maher, J. N. Christensen, J. McManus // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2006. – 248, – P. 394-410.

Devriendt L. S. Ostracod calcite records the  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ratio of the bicarbonate and carbonate ions in water / L. S. Devriendt, H. V. McGregor, A.R. Chivas // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2017. – 214. – 30–50.

Didie C. Implications of upper Quaternary stable isotope records of marine ostracodes and benthic foraminifers for paleoecological and paleoceanographical investigations / C. Didie, H. A. Bauch // In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph Series. – American Geophysical Union, Washington DC, 2002. – 131. – P. 279-299.

Dosseto A. Time scale and conditions of weathering under tropical climate: study of the Amazon basin with U-series / A. Dosseto, B. Bourdon, J. Gaillardet, C. J. Allègre, N. Filizola // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – 70. – P. 71-89.

Durazzi J. T. Stable isotopes in the ostracod shell: a preliminary study / J. T. Durazzi // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1977. – 41. – P. 1168-1170.

Emiliani C. On glaciations and their causes / C. Emiliani, J. Geiss // *International Journal of Earth Sciences*. – 1959. – 46. – P. 576-601.

Emiliani C. Pleistocene temperatures / C. Emiliani // *J. Geol.* – 1955. – 63. – P. 538-578.

Epstein S. Carbonate-water isotopic temperature scale / S. Epstein, R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam, H. C. Urey // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1951. – 63. – P. 417-426.

Epstein S. Revised carbonate-water isotopic temperature scale / S. Epstein, R. Buchsbaum, H. A. Lowenstam, H. C. Urey // *Geol. Soc. Amer. Bull.* – 1953. – 64. – P. 13-15.

Epstein S. Variation of O-18 content of water from natural sources / S. Epstein, T. Mayeda // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1953. – 4. – P. 213-224.

Erlenkeuser H. Stable Oxygen Isotope Ratios in Benthic Carbonate Shells of Ostracoda, Foraminifera, and Bivalvia from Surface Sediments of the Laptev Sea, Summer 1993 and 1994 / H. Erlenkeuser, U. von Grafenstein // In: Kassens, H., Bauch, H.A., Dmitrenko, I. A., (Eds.), *Land–Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History*. – Springer-Verlag, Berlin, 1999. – P. 503-514.

Escudie A. S. Understanding the present and past Caspian Sea evolution contribution from isotope tracer / A. S. Escudie, G. Blanc, F. Chalieu, N. Clauer, A. Filly, E. Gibert, M. Massault, F. Mélières, S. Van-Exter, G. M. Zuppi, F. Gasse // In: *Proc. Intern. Symp. on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Change*. – Vienna: IAEA, 1998. – P. 623-631.

Fassbinder J. W. E. Magnetic properties of biogenic soil greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) / J. W. E. Fassbinder, H. Stanjek // *Geophys. Res. Lett.* – 1994. – 21. – P. 2349-2352.

Ferronsky V. I. Hydrotroilite as a bioindicator of paleohydrological and paleoclimatic processes in the Caspian Basin / V. I. Ferronsky, V. N. Polyakov, A. P. Kuprin, L. S. Vlasova // *Water Resources*. – 2014. – Vol. 41, No. 4. – P. 473-487.

Fleitmann D. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey / D. Fleitmann, H. Cheng, S. Badertscher, R. L. Edwards, M. Mudelsee, O. M. Göktürk, A. Fankhauser, R. Pickering, C. C. Raible, A. Matter, J. Kramers, O. Tmymz // *Geophys. Res. Lett.* – 2009. – 36. – P. L19707.

Fleming B. W. Depositional processes in Saldanha Bay and Langebaan Lagoon / B. W. Fleming // *Joint GSO/UCT Mar. Geosc. Publ. Dept. Geol.* – 1977. – Bull. 8. – P. 58-71.

Fontes J. C. Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes (Sumxi Co, Longmu Co) from 13,000 BP / J. C. Fontes, F. Mélières, E. Gibert, L. Qing, F. Gasse // *Quat. Sci. Rev.* – 1993. – 12. – P. 875-887.

Fritz P. 18O and 13C in the shells of freshwater molluscs and their environments / P. Fritz, S. Poplawski // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1974. – 24. – P. 91-98.

Fritz P. 18O and 13C in the shells of freshwater molluscs and their environments / P. Fritz, S. Poplawski // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1974. – 24. – P. 91-98.

Fritz P. Late Quaternary climatic trends and history of Lake Erie from stable isotope studies / P. Fritz, T. W. Anderson, C. F. M. Lewis // *Science*. – 1975. – 190. – P. 267-269.

Fritz P. Palaeoclimatic studies using freshwater deposits and fossil ground water in Central and Northern Canada / P. Fritz // *Palaeoclimates and Palaeowaters. Proc. Adv. Group. Meet.* – Vienna: IAEA, 1983. – P. 157

- Froehlich K. Isotope studies in the Caspian Sea / K. Froehlich, K. Rozanski, P. Povinec, B. Oregioni, J. Gastaud // *The Science of the Total Environment*. – 1999. – 237/238. – P. 419-427
- Gat J. R. Stable isotopes of fresh and saline lakes / J. R. Gat // In: Lerman, A., D. Imboden, J. R. Gat (eds.). *Physics and Chemistry of Lakes*. – Springer-Verlag, Berlin, 1995. – P. 139-165.
- Gemery L. Stable oxygen isotopes in shallow marine ostracodes from the northern Bering and Chukchi Seas / L. Gemery, L. W. Cooper, C. Magen, T. M. Cronin, J. M. Grebmeier // *Marine Micropaleontology*. – 2021. – 165. – P. 101979
- Golberg E. L. Uranium isotopes as proxies of the environmental history of the Lake Baikal watershed (East Siberia) during the past 150 ka / E. L. Golberg, E. P. Chebykin, N. A. Zhuchenko, S. S. Vorobyeva, O. G. Stepanova, O. M. Khlystov, E. V. Ivanov, E. Weinberg, A. N. Gvozdkov // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2010. – 294. – P. 16-29.
- Gorlach A. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus / A. Gorlach, T. Hang, V. Kalm // *Boreas*. – 2017. – 46 (3). – P. 486-502.
- Grin E.  $^{10}\text{Be}$  surface-exposure age dating of the Last Glacial Maximum in the northern Pamir (Tajikistan). / E. Grin, T. A. Ehlers, M. Schaller, V. Sulaymonova, L. Ratschbacher, R. Gloaguen // *Quaternary Geochronology*. – 2016. – 34. – P. 47-57.
- Grotes P. M. Oxygen  $^{18}/^{16}$  variability in Greenland snow and ice with  $10^3$ - to  $10^5$ -year time resolution / P. M. Grotes, M. Stuiver // *J. Geophys. Res.* – 1997. – 102. – P. 26455-26470.
- Grosswald M. G. Late-Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia / M. G. Grosswald // *Quaternary International*. – 1998. – 45-46. – P. 3-18.
- Hagg W. Modelling of hydrological response to climate change in glacierized Central Asian catchments / W. Hagg, L. N. Braun, M. Kuhn, T. I. Nesgaard // *J. Hydrol.* – 2007. – 332. – P. 40-53.
- Heaton T. H. E. Carbon and oxygen isotope variations among lacustrine ostracods: implications for palaeoclimatic studies / T. H. E. Heaton, J. A. Holmes, N. D. Bridgewater // *The Holocene*. – 1995. – 5. – P. 428-434.
- Heaton T. J. Marine20 - the marine radiocarbon age calibration curve (0 - 55,000 cal BP), simulated data for IntCal20 / T. J. Heaton, P. Kohler, M. Butzin, E. Bard, R. W. Reimer, W. E. N. Austin, C. Bronk Ramsey, P. M. Grotes, K. A. Hughen, B. Kromer, P. J. Reimer, J. F. Adkins, A. Burke, M. S. Cook, J. Olsen, L. C. Skinner // *Radiocarbon*. – 2020. – 62. – P. 779-820.
- Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years / H. Heinrich // *Quat. Res.* – 1988 – 29. – P. 142-152.
- Hemming S. R. Heinrich events: massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint / S. R. Hemming // *Rev. Geophys.* – 2004. – 42. – RG1005.

Holmes J. A. Ostracod shell chemistry - overview / J. A. Holmes, A. R. Chivas // In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph Series. – American Geophysical Union, Washington DC, 2002. – 131. – P. 183-204.

Holmes J. A. Sample-size implications of the trace-element variability of ostracod shells / J. A. Holmes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2008. – 72. – P. 2934-2945.

Holmes J. A. The Chemical Composition of Ostracod Shells / J. A. Holmes, P. de Deckker // *Applications in Quaternary Palaeoclimatology, Developments in Quaternary Sciences*. – 2012. – V. 17. – P. 131-143.

Horne D. J. Life-cycles of podocopid Ostracoda - a review (with particular reference to marine and brackish-water species) / D. J. Horne // In: Maddocks, R. (Ed.), *Applications of Ostracoda. Proceedings of the Eighth International Symposium on Ostracoda*. – University of Houston, Dept. of Geosciences, Houston, Texas, 1983. – P. 581-590.

Horne D. J. Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda / D. J. Horne, A. Cohen, K. Martens // In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph Series. – American Geophysical Union, Washington DC, 2002. – 131. – P. 5-36.

Hut G. Consultants' group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, 16-18.9.1985. Report to the Director General / G. Hut. – International Atomic Energy Agency, Vienna, 1987. – 42 p.

Jelinowska A. Mineral magnetic study of Late Quaternary South Caspian Sea sediments: paleoenvironmental implications / A. Jelinowska, P. Tucholka, F. Guichard, I. Lefèvre, D. Badaut-Trauth, F. Chalié, F. Gasse, N. Tribouvillard, A. Desprairies // *Geophys. J. Int.* – 1998. – 133 – P. 499-509.

Jelinowska A. 1999. Magnetic mineral variations of south Caspian Sea sediments at the laminae scale / A. Jelinowska, P. Tucholka, D. Badaut-Trauth // *Phys. Chem. Earth (A)*. – 1999. – 24 (9). – P. 823-828.

Jones R. A review of the stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene–Holocene). *Bulletin of the British Museum (Natural History)* / R. Jones, M. Simmons // *Geology*. – 1996. – 52 (1). – P. 25-49.

Jones R. W. A review of the stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene–Holocene), with particular emphasis on the Black Sea / R. W. Jones, M. D. Simmons // In: Robinson, A.G. (Ed.), *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region*. – American Association of Petroleum Geologists, 1997. – P. 39-52.

Kakroodi A. A. Late Pleistocene and Holocene sea-level change and coastal paleoenvironment evolution along the Iranian Caspian shore / A. A. Kakroodi, S. A. G. Leroy, S. B. Kroonenberg, H. A.

K. Lahijani, H. Alimohammadian, I. Boomer, A. Goorabi // *Marine Geology*. – 2015. – № 316. – P. 111-125.

Karpytchev Yu. A. Reconstruction of Caspian Sea-level fluctuations: radiocarbon dating and coastal and bottom deposits / Yu. A. Karpytchev // *Radiocarbon*. – 1993. – 35 (3). – P. 409-420.

Keatings K. W. Carbon and oxygen isotope fractionation in non-marine ostracods: results from a 'natural culture' environment / K. W. Keatings, T. H. E. Heaton, J. A. Holmes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – 66. – P. 1701-1711.

Kelts K. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions / K. Kelts, M. Talbot // In: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds), *Large Lakes: Ecology, Structure and Function*. – Springer, Berlin, 1990. – P. 288-315.

Kesling R. V. Terminology of ostracod carapaces / R. V. Kesling // *Contributions of the Museum of Paleontology, University of Michigan*. – 1951. – 9. – P. 93-171.

Kim S. T. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates / S. T. Kim, J. R. O'Neil // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997. – 61. – P. 3461-3475.

Kosarev A. N. *The Caspian Sea* / A. N. Kosarev, E. A. Yablonskaya. – SPB Academic Publishing, The Hague, 1994. – 259 p.

Koutavas A. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface Temperature / A. Koutavas, J. Lynch-Stieglitz, T. M. Marchitto, J. P. Sachs // *Science*. – 2002. – 297. – P. 226-230.

Krijgsman W. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: Interbasinal connectivity and faunal evolution / W. Krijgsman, A. Tesakov, T. Yanina, S. Lazarev, G. Danukalova, C. Van Baak, J. Agustí, M. Alçiçek, E. Aliyeva, D. Bista, A. Bruh, Y. Büyükmeriç, M. Bukhsianidze, R. Flecker, P. Frolov, T. Hoyle, E. Jorissen, U. Kirscher, S. Koriche, S. Kroonenberg, D. Lordkipanidze, O. Oms, L. Rausch, J. Singarayer, M. Stoica, S. van de Velde, V. Titov, F. Wesselingh // *Earth-Science Reviews*. – 2019. – Vol. 188. – P. 1-40.

Kroopnick P. The distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  in the Atlantic Ocean / P. Kroopnick // *Earth and Planet. Sci. Letters*. – 1980. – V. 49, 2. – P. 469-484.

Kuprin P. N. Synchronous changes in the diatom complexes and hydrological conditions in the Middle and Southern Caspian paleobasins / P. N. Kuprin, L. G. Pirumova // *Water Resour.* – 2002. – 29 (6). – P. 605-621.

Kurbanov R. First reliable chronology for the early Khvalynian Caspian Sea transgression in the lower Volga River valley / R. Kurbanov, A. Murray, W. Thompson, M. Svistunov, N. Taratunina, T. Yanina // *Boreas*. – 2021. – 50 (1). – P. 134-146.

Kurbanov R. N. A detailed luminescence chronology of the Lower Volga loess-palaeosol sequence at Leninsk / R. N. Kurbanov, J. P. Buylaert, T. Stevens, N. A. Taratunina, V. R. Belyaev,

A. O. Makeev, M. P. Lebedeva, A. V. Rusakov, D. Solodovnikov, C. Koltringer, V. V. Rogov, I. D. Streletskaia, A. S. Murray, T. A. Yanina // *Quaternary Geochronology*. – 2022. – 73. – P. 101376

Kuzmin Y. V. Apparent  $^{14}\text{C}$  ages of the ‘pre-bomb’ shells and correction values (R, DR) for caspian and aral seas (central Asia) / Y. V. Kuzmin, L. A. Nevesskaya, S. K. Krivonogov, G. S. Burr // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. – 2007. – Vol. 259. – P. 463-466.

LeGrande A. N. Global gridded data set of the oxygen isotopic composition in seawater / A. N. LeGrande, G. A. Schmidt // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – 33. – P. L12604.

Lemcke G.  $\delta^{18}\text{O}$  and trace element measurements as proxy for the reconstruction of climate changes at Lake Van (Turkey): preliminary results. / G. Lemcke, M. Sturm // In: Dalfes, N.D., Kukla, G., Weiss, H. (Eds.), *Third Millennium BC Climate Change and Old World Collapse*. – NATO ASI Series, 149, 1997. – P. 653-678.

Lemeille E. Isotope and other physico-chemical parameters of palaeolake carbonates: tools for climatic reconstruction / E. Lemeille, R. Letolle, F. Meliere, P. Olive // In: *Paleoclimates and paleowaters*. – IAEA, Vienna, 1983. – P. 135-150.

Leroy S. A. G. From the Allerød to the mid-Holocene: palynological evidence from the south basin of the Caspian Sea / S. A. G. Leroy, A. Tudryn, F. Chalié, L. López-Merino, F. Gasse // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – 78. – P. 77-97.

Leroy S. A. G. Holocene vegetation history and sea level changes in the SE corner of the Caspian Sea: relevance to SW Asia climate / S. A. G. Leroy, A. A. Kakroodi, S. B. Kroonenberg, H. A. K. Lahijani, H. Alimohammadian, A. Nigarov // *Quaternary Science Reviews*. – 2013. – 70. – P. 28-47.

Leroy S. A. G. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in and around the middle Caspian basin as reconstructed from a deep-sea core / S. A. G. Leroy, L. López-Merino, A. Tudryn, F. Chalié, F. Gasse // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – 101. – P. 91-110.

Leroy S. A. G. Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments in and around the Middle Caspian Basin as reconstructed from a deepsea core / S. A. G. Leroy, L. López-Merino, A. Tudryn, F. Chalié, F. Gasse // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – 101. – P. 91-110.

Leroy S. A. G. Multi-proxy indicators in a Pontocaspian system: a depth transect of surface sediment in the SE Caspian Sea / S. A. G. Leroy, F. Chalié, F. P. Wesselingh, M. S. Sanjani, H. A. K. Lahijani, J. Athersuch, U. Struck, G. Plunkett, P. J. Reimer, P. Habibi, S. Haghani, A. Naderi Beni, K. Arpe // *Geologica Belgica*. – 2018. – 21(3-4). – P. 143-165.

Leroy S. A. G. River inflow and salinity changes in the Caspian Sea during the last 5500 years / S. A. G. Leroy, F. Marret, E. Gibert, F. Chalié, J. - L. Reyss, K. Arpe // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – 26. – P. 3359-3383.

- Lewis S. Environmental isotope balance of Lake Kinneret as a tool in evaporation rate estimates / S. Lewis // In: *Isotopes in lake studies.* – IAEA, Vienna, 1979. – P. 33-65.
- Lisiecki L. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records / L. E. Lisiecki, M. E. Raymo // *Paleoceanography.* – 2005. – 20 (1). – P. 1-17.
- Lisiecki L. E. Application of dynamic programming to the correlation of paleoclimate records / L. E. Lisiecki, P. A. Lisiecki // *Paleoceanography.* – 2002. – 17 (4). – P. 1-1-1-12.
- Lowe J. J. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group / J. J. Lowe, S. O. Rasmussen, S. Björck, W. Z. Hoek, J. P. Steffensen, M. J. C. Walker, Z. C. Yu, the INTIMATE Group // *Quat. Sci. Rev.* – 2008. – 27. – P. 6-17.
- Makshaev R. R. Chocolate clays of the Northern Caspian Sea Region: Distribution, structure, and origin / R. R. Makshaev, A. A. Svitoch // *Quaternary International.* – 2016. – № 409. – P. 44-49.
- Mangerud J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification / J. Mangerud, S. T. Andersen, B. E. Berglund, J. J. Donner // *Boreas.* – 2008. – 3(3). – P. 109-126.
- Marret F. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution / F. Marret, K. A. F. Zonneveld // *Rev. Palaeobot. Palynol.* – 2003. – 125. – P. 1-200.
- Matthews D. E. Isotope-ratio-monitoring gas chromatography-mass spectrometry., / D. E. Matthews, J. M. Hayes // *Analytical Chemistry.* – 1978. – 50(11). – P. 1465-1473.
- Mazzini I. Taxonomy, biogeography and ecology of Quaternary benthic Ostracoda (Crustacea) from circumpolar deep water of the Emerald Basin (Southern Ocean) and the S Tasman rise (Tasman Sea) / I. Mazzini // *Senckenberg. Marit.* – 2005. – 35 (1). – P. 1-119.
- McCormack J. Refining the interpretation of lacustrine carbonate isotope records: Implications of a mineralogy-specific Lake Van case study / J. McCormack, G. Nehrke, N. Jons, A. Immenhauser, O. Kwiecien // *Chemical Geology.* – 2019. – 513. – P. 167-183.
- McCrea J. M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale / J. M. McCrea // *J. Chem. Physics.* – 1950. – 18. – P. 849-857.
- Mix A.C. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG) / A. C. Mix, E. Bard, R. Schneider // *Quaternary Science Reviews.* – 2001. – 20. – P. 627-657.
- Muscheler R. Tree rings and ice cores reveal  $^{14}\text{C}$  calibration uncertainties during the Younger Dryas / R. Muscheler, B. Kromer, S. Björck, A. Svensson, M. Friedrich, K. F. Kaiser, J. Southon // *Nature Geoscience.* – 2008. – 1(4). – P. 263-267.
- North Greenland Ice Core Project Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period / North Greenland Ice Core Project Members // *Nature.* – 2004. – 431(7005). – P. 147-151.

Nürnberg D. Leeuwin Current dynamics over the last 60 kyr – relation to Australian ecosystem and Southern Ocean change / D. Nürnberg, A. Kayode, K. J. F. Meier, C. Karas // *Climate of the Past*. – 2022. – 18. – P. 2483–2507.

O’Neil J. R. Oxygen Isotope Fractionation in Divalent Metal Carbonates / J. R. O’Neil, R. N. Clayton, T. K. Mayeda // *J. Chem. Phys.* – 1969. – 51 (12). – P. 5547.

Owen L. A. Latest Pleistocene and Holocene glacier fluctuations in the Himalaya and Tibet / L. A. Owen // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – 28. – P. 2150-2164.

Owen L. A. Quaternary glaciation of the Tashkurgan Valley, Southeast Pamir / L. A. Owen, J. Chen, K. A. Hedrick, M. W. Caffee, A. C. Robinson, L. M. Schoenbohm, J. Liu // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – 47. – P. 56-72.

Owen L. A. Quaternary glaciations of the Himalayan-Tibetan orogeny / L. A. Owen, M. W. Caffee, R. C. Finkel, B. Y. Seong // *Journal of Quaternary Science*. – 2008. – 23. – P. 513-532.

Panin A. Fluvial chronology in the East European Plain over the last 20 ka and its palaeohydrological implications / A. Panin, E. Matlakhova // *Catena*. – 130. – 2015. – P. 46-61.

Panin A. V. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia / A. V. Panin, V. I. Astakhov, E. Lotsari, G. Komatsu, J. Lang, J. Winsemann // *Earth-Science Reviews*. – 2020. – 201. – P. 103069.

Peeters F. Analysis of deep-water exchange in the Caspian Sea based on environmental tracers / F. Peeters, R. Kipfer, D. Achermann, M. Hofer, W. Aeschbach-Hertig, U. Beyerle, D. M. Imboden, K. Rozanski, K. Froehlich // *Deep-Sea Research*. – 2000. – 47. – P. 621-654.

Peltier W. R. Ice age paleotopography / W. R. Peltier // *Science*. – 1994. – 265. – P. 195-201.

Peypouquet J. P. Environmentally cued polymorphism of ostracods — a theoretical and practical approach. A contribution to geology and to the understanding of ostracod evolution / J. P. Peypouquet, P. Carbonel, O. Ducasse, M. Toulderer-Farmer, C. Lete // *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*. – 1988. – 11. – P. 1003-1019.

Pierret M. - C. A record of Late Quaternary continental weathering in the sediment of the Caspian Sea: evidence from U-Th, Sr isotopes, trace element and palynological data / M. - C. Pierret, F. Chabaux, S. A. G. Leroy, C. Causse // *Quat. Sci. Rev.* – 2012. – 51. – P. 40-55.

Popov S. V. Late Miocene to Pliocene palaeogeography of the Paratethys and its relation to the Mediterranean / S. V. Popov, I. G. Shcherba, L. B. Ilyina, L. A. Nevesskaya, N. P. Paramonova, S. O. Khondkarian, I. Magyar // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2006. – 238. – P. 91-106.

Porter S. C. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation / S. C. Porter, Z. S. An // *Nature*. – 1995. – 375. – P. 305-308.

Rasmussen S. O. A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. / S. O. Rasmussen, K. K. Andersen, A. M. Svensson, J. P. Steffensen, B. M. Vinther, H. B. Clausen, M. - L. Siggaard-Andersen, L. B. Larsen, D. Dahl-Jensen, M. Bigler, R. Rothlisberger, H. Fischer, K. Goto-Azuma, M. E. Hansson, U. Ruth // *J. Geophys. Res.* – 2006. – 111. – D6102.

Rasmussen S. O. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy / S. O. Rasmussen, M. Bigler, S. P. Blockley, T. Blunier, S. L. Buchardt, H. B. Clausen, M. Winstrup // *Quaternary Science Reviews.* – 2014. – 106. – P. 14-28.

Ricketts R. D. The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: Trace element and stable isotope composition of ostracodes / R. D. Ricketts, T. C. Johnson, E. T. Brown, K. A. Rasmussen, V. V. Romanovsky // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2001.– 176(1-4). – P. 207-227.

Roberts A. P. Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments, South Island, New Zealand / A. P. Roberts, G. M. Turner // *Earth planet. Sci. Lett.* – 1993. – 115. – P. 247-273.

Roberts N. Stable isotope records of Late Quaternary climate and hydrology from Mediterranean lakes: the ISOMED synthesis / N. Roberts, M. D. Jones, A. Benkaddour, W. J. Eastwood, M. I. Filippi, M. R. Frogley, H. F. Lamb, M. Leng, J. M. Reed, M. Stein, L. Stevens, B. Valero-Garces, G. Zanchetta // *Quaternary Science Reviews.* – 2008. – 27(25-26). – P. 2426–2441.

Roberts N. The tempo of Holocene climatic change in the eastern Mediterranean region: new high-resolution crater-lake sediment data from central Turkey / N. Roberts, J. Reed, M. J. Leng, C. Kuzucuoglu, M. Fontugne, J. Bertaux, H. Woldring, S. Bottema, S. Black, E. Hunt, M. Karabiyikoglu // *The Holocene.* – 2001. – 11. – P. 721-736.

Roca J. R. Temperature influence on development and calcification of *Herpetocypris brevicaudata* Kaufmann, 1900 (Crustacea: Ostracoda) under experimental conditions / J. R. Roca, G. Wansard // *Hydrobiologia.* – 1997. – 347. – P. 91-95.

Rodionov S. N. Global and regional climate interaction: the Caspian Sea experience. Water science and technology library, vol 11 / S. N. Rodionov. – Baton Rouge: Kluwer Academic Press, 1994. – 241 p.

Rögl F. Mediterranean and Paratethys, facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Palaeogeography (Short Overview) / F. Rögl // *Geologica Carpathica.* – 1999. – 50. – P. 339-349.

Röhringer I. The late Pleistocene glaciation in the Bogchigir valleys (Pamir, Tajikistan) based on <sup>10</sup>Be surface exposure dating / I. Röhringer, R. Zech, U. Abramowski, P. Sosin, A. Aldahan, P. W. Kubik, L. Zoller, W. Zech // *Quat. Res.* – 2012. – 78. – P. 590-597.

Schiemann R. On the relationship between the Indian summer monsoon and river flow in the Aral Sea basin / R. Schiemann, M. G. Glazirina, C. Schär // *Geophys. Res. Letters.* – 2007. – 34(5). – P. 78-86.

Schmidt A. Holocene settlement shifts and palaeoenvironments on the Central Iranian Plateau: investigating linked systems / A. Schmidt, M. Quigley, M. Fattahi, G. Azizi, M. Maghsoudi, H. Fazeli // *Holocene.* – 2011. – 21 (4). – P. 583-595.

Schornikov E.I. Ostracoda (Crustacea) of the Caspian origin in the AzovBlack seas basin / E. I. Schornikov // *Joanea Geologie und Paläontologia.* – 2011. – V. 11. – P. 180-184.

Schwalb A. Lacustrine ostracodes as stable isotope recorders of late-glacial and Holocene environmental dynamics and climate / A. Schwalb // *Journal of Paleolimnology.* – 2003. – 29. – P. 267-351.

Schwalb A. Lacustrine ostracodes as stable isotope recorders of late-glacial and Holocene environmental dynamics and climate / A. Schwalb // *Journal of Paleolimnology.* – 2003. – 29. – P. 267-351.

Severinghaus J. P. Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice / J. P. Severinghaus, T. Sowers, E. J. Brook, R. B. Alley, M. L. Bender // *Nature.* – 1998. – 391. – P. 141-146.

Shackleton N. Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial / N. Shackleton // *Fr. Cent. Natl. Rech. Sci.* – 1974. – 219. – P. 203-209.

Shackleton N. J. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 10 year scale / N. J. Shackleton, N. D. Opdyke // *Quaternary Research.* – 1973. – 3. – P. 39-55.

Shackleton N. J. Phase relationships between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago / N. J. Shackleton, M. A. Hall, E. Vincent // *Paleoceanography.* – 2000. – 115(6). – P. 565-569.

Shah A. M. Global speleothem oxygen isotope measurements since the Last Glacial Maximum / A. M. Shah, C. Morrill, E. P. Gille, W. S. Gross, D. M. Anderson, B. A. Bauer, R. Buckner, M. Hartman // *Dataset Papers in Science.* – 2013. – vol. 2013. – 9 p.

Shumilovskikh L. S. Vegetation and environmental dynamics in the southern Black Sea region since 18 kyr BP derived from the marine core 22-GC3 / L. S. Shumilovskikh, P. Tarasov, H. W. Arz, D. Fleitmann, F. Marret, N. Nowaczyk, B. Plessen, F. Schultz, H. Behling // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* – 2012. – 337-338. – P. 177-193.

Sidorchuk A. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period / A. Sidorchuk, A. Panin, O. Borisova // *Geomorphology.* – 2009. – 113. – P. 137-157.

Simstich J. Holocene Variability of Bottom Water Hydrography on the Kara Sea Shelf (Siberia) Depicted in Multiple Single-Valve Analyses of Stable Isotopes in Ostracods / J. Simstich, V. Stanovoy, D. Bauch, H. Erlenkeuser, R. F. Spielhagen // *Mar. Geol.* – 2004. – 206 (1–4). – P. 147-164.

Skinner L. C. An Atlantic lead over Pacific deep-water change across Termination I: implications for the application of the marine isotope stage stratigraphy / L. C. Skinner, N. J. Shackleton // *Quat. Sci. Rev.* – 2005. – 24 (5e6). – P. E571-E580.

Smith A. J. Ecology of marine, marginal marine and nonmarine ostracods / A. J. Smith, J. H. Horne // In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph. – American Geophysical Union, Washington DC, 2002. – P. 37-64.

Sohn I. G. Chemical constituents of ostracodes: some applications to paleontology and paleoecology / I. G. Sohn // *Journal of Paleontology*. – 1958. – 32. – P. 730-736.

Staubwasser M. Holocene climate and cultural evolution in late prehistoric early historic West Asia e introduction / M. Staubwasser, H. Weiss // *Quat. Res.* – 2006. – 66 (3). – P. 372-387.

Stern J. V. Termination 1 timing in radiocarbon-dated regional benthic  $\delta^{18}\text{O}$  stacks / J. V. Stern, L. E. Lisiecki // *Paleoceanography*. – 2014. – 29(12). – P. 1127-1142.

Stevens L. R. Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran / L. R. Stevens, E. Ito, A. Schwalb, H. E. Wright Jr. // *Quaternary Research*. – 2006. – 66. – P. 494-500.

Stuiver M. Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators / M. Stuiver // *J. Geophys. Res.* – 1970. – 75 – P. 5247-5257.

Stuiver M. Oxygen-18 content of atmospheric precipitation during last 11,000 years in the Great Lakes region / M. Stuiver // *Science*. – 1968. – 162. – P. 994-997.

Svendsen J. I. Late quaternary ice sheet history of northern Eurasia / J. I. Svendsen, H. Alexanderson, V. I. Astakhov, I. Demidov, J. A. Dowdeswell, S. Funder, V. Gataullin, M. Henriksen, C. Hjort, M. Houmark-Nielsen, H. W. Hubberten, Ó. Ingólfsson, M. Jakobsson, K. H. Kjær, E. Larsen, H. Lokrantz, J. P. Lunkka, A. Lyså, J. Mangerud, A. Matiouchkov, A. Murray, P. Möller, F. Niessen, O. Nikolskaya, L. Polyak, M. Saarnisto, C. Siegert, M. J. Siegert, R. F. Spielhagen, R. Stein // *Quat. Sci. Rev.* – 2004. – 23. – P. 1229-1271.

Talbot M. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates / M. Talbot // *Chem. Geol.* – 1990. – 80. – P. 261-279.

Taratunina, N. A. Late Quaternary evolution of lower reaches of the Volga River (Raygorod section) based on luminescence dating / N. A. Taratunina, J. P. Buylaert, R. N. Kurbanov, T. A. Yanina, A. O. Makeev, M. P. Lebedeva, A. O. Utkina, A. S. Murray // *Quat. Geochronol.* – 2022. – 72. – P. 101369

Trukhchev D. Numerical analysis of the general circulation in the Caspian Sea / D. Trukhchev, A. Kosarev, D. Ivanova, V. Tuzhilkin // *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences*. – 1995. – V. 48. – № 10. – P. 35-38.

Tudryn A. Late Quaternary Caspian Sea environment: Late Khazarian and Early Khvalynian transgressions from the lower reaches of the Volga River / A. Tudryn, F. Chalié, Yu. A. Lavrushin, M. P. Antipov, E. A. Spiridonova, V. Lavrushin, P. Tucholka, S. A. G. Leroy // *Quaternary International*. – 2013. – 22. – P. 193-204.

Tudryn A. The role of iron minerals in laminae formation in Late Pleistocene sediments of the Caspian Sea/ A. Tudryn, P. – J. Giannesini, F. Guichard, D. Badaut-Trauth, P. Tucholka, I. Boomer // *Quaternary International*. – 2014. – 345. – P. 68-76.

Turpen J. B. Aspects of molting and calcification in the ostracode *Heterocypris* / J. B. Turpen, R. W. Angell // *Biological Bulletin of the Marine Biology Laboratory*. – 1971. – 140. – P. 331-338.

Urey H. C. The thermodynamic properties of isotopic substances / H. C. Urey // *J. Chem. Soc. (Lond)*. – 1947. – P. 562-581.

Valsecchi V. Vegetation dynamics in the Northeastern Mediterranean region during the past 23 000 yr: insights from a new pollen record from the Sea of Marmara / V. Valsecchi, M. F. Sánchez-Goñi, L. Londeix // *Clim. Past*. – 2012. – 8. – P. 1941-1956.

Velivetskaya T. A. Carbon and oxygen isotope microanalysis of carbonate / T. A. Velivetskaya, A. V. Ignatiev, S. A. Gorbarenko // *Rapid Commun. Mass Spectrom*. – 2009. – 23. – P. 231-239

Vidal L. Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period / L. Vidal, R. R. Schneider, O. Marchal, T. Bickert, T. F. Stocker, G. Wefer // *Clim. Dyn*. – 1999. – 15. – P. 909-919.

von Grafenstein U. Oxygen and carbon isotopes in modern fresh-water ostracod valves: assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies / U. von Grafenstein, H. Erlernkeuser, P. Trimborn // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1999. – 148. – P. 133-152.

Walker M. J. C. Isotopic “events” in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene / M. J. C. Walker, S. Björck, J. J. Lowe, L. C. Cwynar, S. Johnsen, K. - L. Knudsen, B. Wohlfarth, group INTIMATE // *Quaternary Science Reviews*. – 1999. – Vol. 18. – P. 1143-1150.

Wang Y. J. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China / Y. J. Wang, H. Cheng, R. L. Edwards, Z. S. An, J. Y. Wu, C. - C. Shen, J. A. Dorale // *Science*. – 2001. – 294. – P. 2345-2348.

Wick L. Evidence of Late glacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated

sediments of Lake Van, Turkey / L. Wick, G. Lemcke, M. Sturm // *The Holocene*. – 2003. – 13. – P. 665-675

Wu J. An exceptionally strengthened East Asian summer monsoon event between 19.9 and 17.1 ka BP recorded in a Hulu stalagmite / J. Wu, Y. Wang, H. Cheng, L. R. Edwards // *Science in China Series D: Earth Sciences*. – 2009. – 52(3). – P. 360-368.

Xia J. Geochemistry of ostracode calcite. The effect of water chemistry and seasonal temperature variation on *Candona rawsoni* / J. Xia, D. R. Engstrom, E. Ito // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997a. – 61. – P. 377-391.

Xia J. Geochemistry of ostracode calcite: part 1. An experimental determination of oxygen isotope fractionation / J. Xia, E. Ito, D. R. Engstrom // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1997b. – 61. – P. 377-382.

Yanina T. A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain / T. A. Yanina // *Quaternary International*. – 2012. – 271. – P. 120-129.

Yanina T. A. Late Pleistocene climatic events reflected in the Caspian Sea geological history (based on drilling data) / T. A. Yanina, V. M. Sorokin, Yu. P. Bezrodnykh, B. F. Romanyuk // *Quaternary International*. – 2018. – 465. – P. 130-141.

Yanina T. A. The Ponto-Caspian region: Environmental consequences of climate change during the Late Pleistocene / T. A. Yanina // *Quaternary International*. – 2014. – 345. – P. 88-99.

Yassini I. Ecology, paleoecology and stratigraphy of ostracods from Late Pliocene and Quaternary deposits of the south Caspian Sea region in north Iran / I. Yassini // In: McKenzie K.G. (ed.), *Proceedings of the International Symposium on Shallow Tethys 2, 15-17 September 1986*. – Wagga Wagga. A.A. Balkema, Rotterdam, 1986. – P. 475-497.

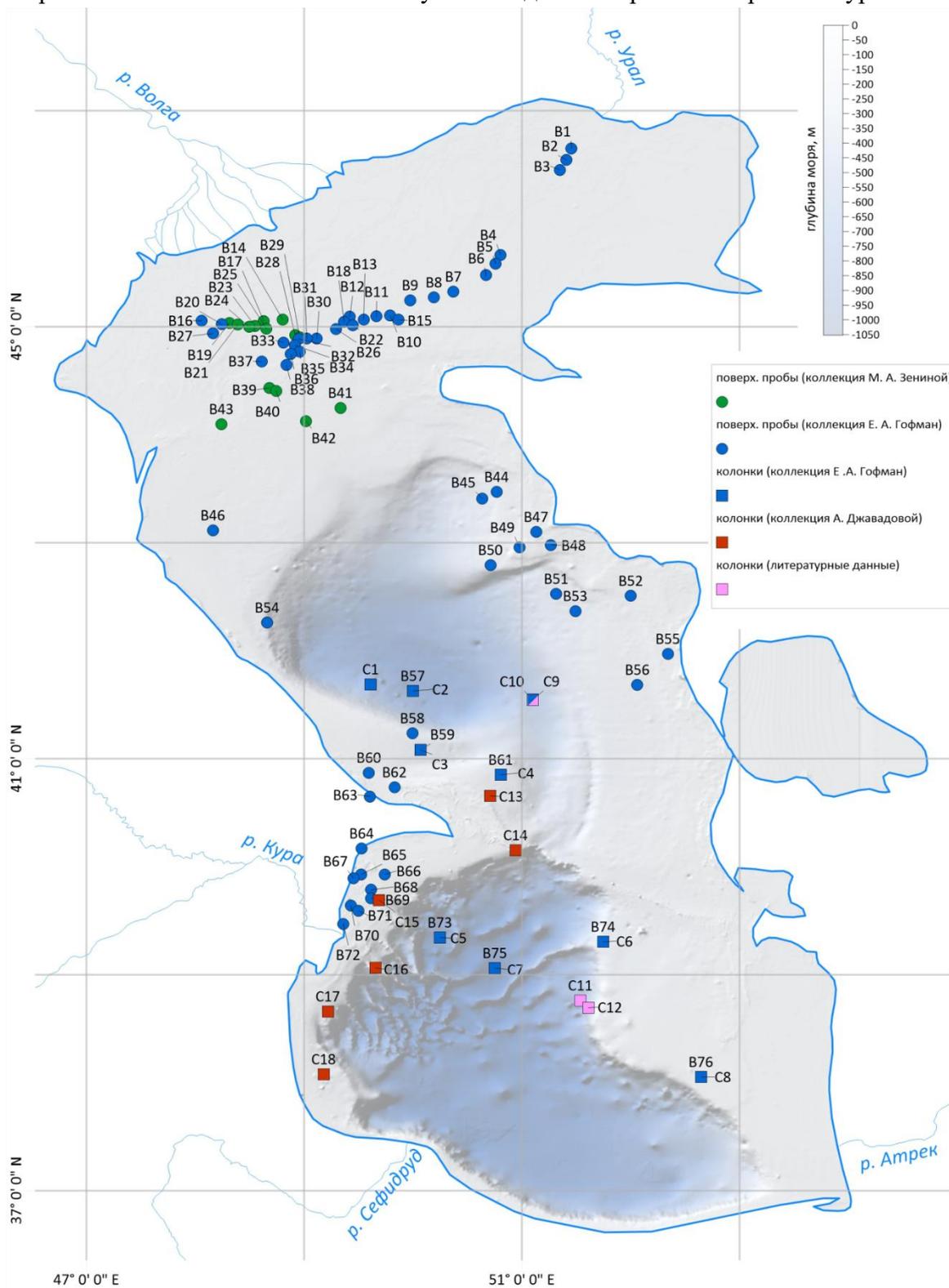
Yokoyama Y. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. / Y. Yokoyama, K. Lambeck, P. De Deckker, P. Johnston, L. K. Fifield // *Nature*. – 2000. – 406(17). – P. 713-716.

Yuan D. X. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon / D. X. Yuan, H. Cheng, R. L. Edwards, C. A. Dykoski, M. J. Kelly, M. Zhang, J. Qing, Y. Lin, Y. Wang, J. Wu, J. A. Dorale, Z. An, Y. Cai // *Science*. – 2004. – 304. – P. 575-578.

Zenina M. A. Origin, migration pathways, and paleoenvironmental significance of Holocene ostracod records from the northeastern Black Sea shelf / M. A. Zenina, E. V. Ivanova, L. R. Bradley, I. O. Murdmaa, E. I. Schornikov, F. Marret // *Quaternary Research*. – 2017. – Vol. 87, 1. – P. 49-65.

Zimmermann U. The use of stable isotopes in the study of the water balance of Lake Neusiedl Austria: investigation of the reliability of the stable isotope method / U. Zimmermann, D. Ehhalt // In: *Isotope hydrology*. – IAEA, Vienna, 1970 – P. 129-138.

Приложение 1. Местоположение изученных донных проб и материалов бурения



Приложение 2. Физико-географические характеристики Каспийского моря в точках отбора донных проб

Номер пробы	Номер пробы в источнике	Источник физико-географических данных	Широта г.гг°	Долгота г.гг°	Глубина моря, м	S <sub>ср</sub> ‰	S <sub>лет</sub> ‰	S <sub>зим</sub> ‰	T <sub>ср</sub> °С	T <sub>лет</sub> °С	T <sub>зим</sub> °С	δ <sup>18</sup> O <sub>вода</sub> ‰ SMOW [Froehlich, 1999]	Водные массы
B1	74 / 165	Гофман, 1964/Гофман, 1966	46.649	51.456	4	4.5	4	5	12.5	24	1		UR
B2	71 / 164	Гофман, 1964/Гофман, 1966	46.544	51.410	6	4.5	4	5	12.5	24	1		UR
B3	70 / 163	Гофман, 1964/Гофман, 1966	46.451	51.350	5	4	4		12	24	0		UR
B4	62 / 155	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.662	50.805	7.5	4.5	4	5	12	24	0		UR
B5	61 / 154	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.584	50.759	7.5	4.5	4	5	12	24	0		UR
B6	60 / 153	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.478	50.672	8	4.5	3	6	12	24	0		UR
B7	57 / 150	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.324	50.371	5.5	6.5			12				VR
B8	55 / 148	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.271	50.193	4	7			12				VR
B9	54 / 147	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.246	49.974	4	7	7		12	24	0		VR
B10	48 / 141	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.105	49.789	4	8	8		12.5	25	0		VR
B11	50 / 143	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.096	49.663	5	8	8		12.5	25	0		VR
B12	44 / 137	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.094	49.419	7	8.5	8.5		12	24	0		VR
B13	46 / 139	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.066	49.547	7	7.5	7.5		12.5	25	0		VR
B14	7 Ракушечная	лич. мат. М.А. Зениной	45.066	48.803	7	10.1			12.25	27.4			VR
B15	51 / 144	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.064	49.867	4.5	8.5	8.5		12.5	25	0		VR
B16	30 / 123	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.054	48.059	5	3.5	3.5		12.5	24	1		VR
B17	1 Ракушечная	лич. мат. М.А. Зениной	45.051	48.630	9	10.28			12.5	27.7			VR
B18	43 / 136	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.044	49.367	9	8.5	8.5		12	24	0		VR
B19	о. Жемчужный	лич. мат. М.А. Зениной	45.035	48.315	2	4			12.5				VR

B20	32 / 125	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.022	48.242	6	5.5	5	6	12	24	0		VR
B21	5 Ракушечная	лич. мат. М.А. Зениной	45.020	48.389	7	8.14			12.5	26.3			VR
B22	41 / 134	Гофман, 1964/Гофман, 1966	45.012	49.446	11	9	9		12	24	0		VR
B23	2 Ракушечная	лич. мат. М.А. Зениной	45.006	48.549	9	10.12			12.25	27.8			VR
B24	Ракушечная контрольная	лич. мат. М.А. Зениной	44.999	48.495	8	11.19			12.25	26.3			VR
B25	6 Ракушечная	лич. мат. М.А. Зениной	44.982	48.653	8	11			12.25	26.5			VR
B26	42 / 135	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.978	49.294	11	9	9		12	24	0		VR
B27	31 / 124	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.938	48.161	6	5.5	5	6	12	24	0		VR
B28	2 Широтная	лич. мат. М.А. Зениной	44.924	48.917	11	10.37			12	26.8			VR
B29	Корчагина контрольная	лич. мат. М.А. Зениной	44.901	48.959	8	10.57			12	27.7			VR
B30	40 / 133	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.891	49.115	11.5	9	9		12	24	0		VR
B31	39 / 132	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.890	49.024	11	9	9		12.5	24	1		VR
B32	36 / 129	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.887	48.950	8.5	9	9		12.5	24	1		VR
B33	35 / 128	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.852	48.811	10.5	8.5	8.5		12.5	24	1		VR
B34	38 / 131	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.829	48.916	12	7.5			12				VR
B35	21 / 113	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.770	48.960	14	5.5	5	6	12.5	24	1		VR
B36	37 / 130	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.746	48.878	10.5	8.5	8.5		12.5	24	1		VR
B37	27 / 120	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.677	48.611	9	9.5	9.5		12.5	24	1		VR
B38	29 / 122	Гофман, 1964/Гофман, 1966	44.644	48.838	3.5	8.5	8.5		12.5	24	1		VR
B39	2 Сарматская	лич. мат. М.А. Зениной	44.434	48.680	14	13.31			12	25.3			VR
B40	1 Сарматская	лич. мат. М.А. Зениной	44.406	48.743	15	12.78			12	26			VR
B41	1 Хвалынская	лич. мат. М.А. Зениной	44.249	49.333	29	14.15			11.5	23.7			CC

B42	3 Хвалынская	лич. мат. М.А. Зениной	44.127	49.017	27	14.47			11.5	20.4			CC
B43	1 Диагональная	лич. мат. М.А. Зениной	44.098	48.240	18	12.57			12	25.8			VR
B44	164	Гофман, 1964	43.470	50.768	100	13	12.5	13.5	8	23	4	-1.64	CC
B45	163	Гофман, 1964	43.409	50.636	150	13	12.5	13.5	7	10	4	-1.64	CC
B46	142	Гофман, 1964	43.114	48.161	33	12	12	12	13.5	23	4	-1.7	CR
B47	182	Гофман, 1964	43.100	51.131	25	13.5	13.5	13.5	12	19	5	-1.79	CC
B48	176	Гофман, 1964	42.979	51.266	70	13.25	13	13.5	12	19	5	-1.62	CC
B49	127	Гофман, 1964	42.956	50.979	50	13.25	13	13.5	12.5	20	5	-1.7	CC
B50	177	Гофман, 1964	42.794	50.711	150	13	13	13	7	8	6	-1.64	CC
B51	180	Гофман, 1964	42.526	51.315	148	13	13	13	7	8	6	-1.64	CC
B52	122	Гофман, 1964	42.508	52.001	30	13.5	13.5	13.5	11.5			-1.79	CC
B53	124	Гофман, 1964	42.367	51.491	119	13	13	13	7	8	6	-1.64	CC
B54	133	Гофман, 1964	42.259	48.660	203	12.5			9			-1.59	CR
B55	191	Гофман, 1964	41.970	52.342	28	13.25	13.5	13.5	12	19	5	-1.79	CC
B56	193	Гофман, 1964	41.684	52.061	75	13	13	13	11	16	6	-1.62	CC
B57	203	Гофман, 1964	41.627	49.998	780	12.5	12.5	12.5	4.5	4.5	4.5	-1.42	CC
B58	204	Гофман, 1964	41.235	49.994	127	12.5	12.5	12.5	10	14	6	-1.64	CC
B59	218	Гофман, 1964	41.082	50.068	300	12.5	12.5	12.5	5.5	6	5	-1.52	CC
B60	98	Гофман, 1964	40.870	49.595	25	12.5	12.5	12.5	14.5	23	6	-1.79	CR
B61	210	Гофман, 1964	40.851	50.806	100	12.5	12.5	12.5	14.5	21	8	-1.64	CC
B62	198	Гофман, 1964	40.736	49.829	25	12.25	12.5	12	14.5	4	6	-1.79	CR
B63	402	Гофман, 1964	40.650	49.605	8.8	12.25			15.5			-1.71	CR
B64	396	Гофман, 1964	40.168	49.528	13.8	12.25			15.5			-1.66	KR

B65	474	Гофман, 1964	39.929	49.523	16.2	12.25			15.5				-1.64	KR
B66	465	Гофман, 1964	39.927	49.740	14.2	12.25			15.5				-1.66	KR
B67	399	Гофман, 1964	39.893	49.455	15	12.25			15.5				-1.66	KR
B68	467	Гофман, 1964	39.787	49.614	12.4	12.25			15.5				-1.66	KR
B69	457	Гофман, 1964	39.706	49.614	12	12.25	12.5	12	15.5	24	7		-1.66	KR
B70	448	Гофман, 1964	39.640	49.428	10.6	12.25			15.5				-1.71	KR
B71	453	Гофман, 1964	39.591	49.500	16	12.25			15.5				-1.64	KR
B72	440	Гофман, 1964	39.471	49.359	11.8	12.5			15.5				-1.71	KR
B73	62	Гофман, 1964	39.344	50.248	690	12.25			4.5				-1.45	SC
B74	54	Гофман, 1964	39.305	51.747	150	13.25	13	13.5	11	11	11		-1.61	SC
B75	42	Гофман, 1964	39.061	50.753	750	12.5	12.5	12.5	4.5	4.5	4.5		-1.47	SC
B76	46	Гофман, 1964	38.053	52.645	25	13.25	13	13.5	18	25	11		-1.84	SC

Приложение 3. Физико-географические характеристики Каспия в точках бурения

№ точки	Вид точки	Виды остракод, отобранные на анализ стабильных изотопов	Глубина моря, м	Срп, ‰	Тср, °С
С1	колонка	<i>Paracyprideis</i> sp.	550	12.5	4.5
С2	колонка	<i>Loxococoncha</i> sp., <i>Camptocypria</i> sp., смесь	780	12.5	4.5
С3	колонка	<i>Paracyprideis</i> sp., <i>Bacunella</i> aff. <i>dorsoarcuata</i>	300	12.5	5.5
С4	колонка	<i>Paracyprideis</i> sp., смесь	100	12.5	12.5
С5	колонка	<i>Bacunella</i> aff. <i>dorsoarcuata</i> , смесь	690	12.25	4.5
С6	колонка	<i>Bacunella</i> aff. <i>dorsoarcuata</i> , смесь	150	13.25	11
С7	колонка	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Paracyprideis</i> sp., смесь	750	12.5	4.5
С8	колонка	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Candona</i> <i>shweiery</i> , <i>Bacunella</i> sp., смесь	25	16	13.25
С10	колонка	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> sp.	478	12.5	6
С13	скважина	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> sp.	100	12.5	12.25
С14	скважина	<i>Camptocypria</i> sp.	170	12.25	15.5
С15	скважина	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> sp.	60	12.25	15.5
С16	скважина	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> sp., <i>Paracyprideis</i> sp.	100	11.5	5.5
С17	скважина	<i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> sp.	100	8.5	12
С18	скважина	<i>Camptocypria</i> sp.	80	12.25	12

Приложение 4. Результаты измерения стабильных изотопов кислорода и углерода по донным пробам с поправкой на видоспецифичное изотопное смещение

Номер пробы	Остракоды	Лаборатория	Номер измерения	$\delta^{18}\text{O}_{\text{остракол}}$ ‰ VPDB	$\delta^{13}\text{C}_{\text{остракол}}$ ‰ VPDB	$\delta^{18}\text{O}_{\text{остракол}}$ ‰ VPDB (с поправкой на изотопное смещение)
B1	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-4.99	-2.48	-4.74
B1	Смесь видов	GEOMAR	1	-4.85	-2.72	-5.88
B2	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-4.64	-1.65	-4.39
B3	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-4.91	-2.13	-4.66
B4	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-5.35	-3.42	-6.38
B5	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-5.30	-3.77	-6.33
B6	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-5.26	-1.57	-5.01
B6	Смесь видов	GEOMAR	1	-5.24	-3.30	-6.27
B7	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-5.62	-2.41	-5.37
B7	Смесь видов	GEOMAR	1	-4.65	-3.71	-5.68
B8	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-6.22	-3.19	-5.97
B9	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-6.25	-3.52	-6.00
B10	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-5.46	-3.78	-6.49
B10	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.91	-1.83	-2.66
B11	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-6.69	-6.19	-7.72
B11	Смесь видов	GEOMAR	1	-4.68	-2.94	-5.71
B12	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-3.11	-2.58	-3.00
B13	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-6.19	-5.47	-7.22
B13	Смесь видов	GEOMAR	1	-3.30	-3.30	-4.33
B14	<i>Amnicocythere pirsagatica</i>	GEOMAR	1	-4.40	-4.99	-5.43
B15	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-5.81	-3.11	-5.56
B16	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-9.54	-8.56	-10.57
B17	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-6.18	-5.93	-7.21
B17	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.62	-2.09	-2.37
B18	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-3.15	-2.95	-2.90
B19	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-4.06	-0.94	-5.09
B19	Смесь видов	GEOMAR	1	-6.66	-6.21	-7.69
B20	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-4.53	-4.16	-5.56
B21	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-7.39	-7.40	-8.42
B21	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-4.94	-5.19	-4.83
B22	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.28	-2.02	-2.03
B23	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-2.80	-2.29	-2.69

B24	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-2.31	-3.96	-2.20
B25	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-3.16	-2.22	-2.91
B26	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.97	-2.37	-2.72
B26	Смесь видов	GEOMAR	1	-2.28	-3.35	-3.31
B27	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-4.37	-2.65	-4.12
B27	Смесь видов	GEOMAR	1	-2.84	-3.15	-3.87
B28	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-3.34	-2.82	-3.09
B29	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-3.09	-3.33	-2.84
B29	Смесь видов	GEOMAR	1	-3.34	-3.30	-4.37
B30	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-2.88	-1.93	-2.77
B31	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.02	-0.35	-1.77
B31	Смесь видов	GEOMAR	1	-3.23	-2.24	-4.26
B32	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-3.64	-1.22	-3.39
B32	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	2	-7.25	0.02	-7.00
B33	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-1.11	-0.72	-0.86
B34	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.49	-1.89	-2.24
B35	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-3.82	-0.98	-3.57
B36	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-2.85	-0.45	-2.60
B37	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-5.84	-5.38	-6.87
B38	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-8.71	-7.93	-9.74
B39	<i>Cyprideis torosa</i>	GEOMAR	1	-2.45	-3.35	-3.48
B39	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-1.42	-3.02	-1.31
B39	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-1.17	-2.49	-0.92
B39	Смесь видов	GEOMAR	1	-1.98	-0.73	-3.01
B40	Смесь видов	GEOMAR	1	-1.45	-2.74	-2.48
B41	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	0.96	-2.66	1.07
B41	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	0.78	-3.32	1.03
B42	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	0.34	-2.90	0.45
B42	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	GEOMAR	1	-1.27	-2.44	-1.02
B42	Смесь видов	GEOMAR	1	0.72	-3.01	-0.31
B43	<i>Euxinocythere virgata</i>	GEOMAR	1	-1.09	-4.26	-0.98
B44	<i>Paracyprideis</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	3.07	-0.31	0.34
B45	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.73	1.90	0.96
B45	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.88	1.19	0.15
B45	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.80	-0.49	0.07
B46	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	1.35	-2.60	1.60
B46	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	0.54	-2.75	0.79
B47	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	0.44	-2.23	0.69

B47	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	0.74	-2.04	0.99
B48	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	3.52	0.28	0.79
B49	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	3.08	0.87	0.35
B49	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.70	1.07	-0.03
B50	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.73	1.05	0.96
B50	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.59	-0.32	0.82
B50	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	3.18	0.17	0.45
B51	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.74	1.39	0.97
B51	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.36	-0.39	0.59
B52	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.70	0.37	-0.03
B52	<i>Camptocypria</i> sp..	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.95	-0.26	0.22
B52	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-0.44	-1.83	-0.19
B52	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	1.06	-3.02	1.31
B53	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.81	0.81	0.08
B54	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	1.43	1.67	-1.30
B54	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	1.44	1.56	-1.29
B55	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-0.07	-2.34	0.18
B55	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	0.74	-3.86	0.99
B56	<i>Candona shweieri</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.61	1.09	-0.20
B56	<i>Candona shweieri</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.84	1.52	0.03
B56	<i>Paracyprideis</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	0.66	-4.03	-0.89
B56	<i>Paracyprideis</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	1.88	-2.46	0.33
B57	Смесь видов	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	2.35	-2.86	1.32
B57	Смесь видов	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	2.87	-3.08	1.84
B58	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	3.42	-0.30	0.69
B58	<i>Camptocypria</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	3.67	0.07	0.94
B59	<i>Paracyprideis</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	1.19	0.05	-0.36
B60	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	0.07	-2.04	0.18
B60	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-0.49	-2.17	-0.38
B61	<i>Paracyprideis</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	1.43	-2.81	-0.12
B61	<i>Paracyprideis</i> sp.	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	1.29	-2.63	-0.26
B62	<i>Candona shweieri</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	0.65	1.80	-2.16
B63	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.55	-1.92	-2.30
B63	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-2.15	-1.36	-1.90
B64	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.60	-1.45	-2.35
B65	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-0.97	-4.20	-0.86
B65	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-1.33	-2.89	-1.22
B65	<i>Tyrrhenocythere annicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.75	-0.53	-2.50

B66	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-1.86	-2.46	-1.75
B66	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-1.55	-2.56	-1.44
B66	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.21	-1.15	-1.96
B66	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-1.59	-1.79	-1.34
B67	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.04	-2.11	-1.93
B67	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-2.28	-2.11	-2.17
B68	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.26	-1.63	-2.01
B68	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.14	-1.66	-1.89
B68	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-2.73	-2.16	-2.48
B69	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.05	-2.64	-1.80
B69	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-1.77	-2.18	-1.52
B70	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-1.92	-1.96	-1.81
B70	<i>Euxinocythere virgata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-1.78	-2.74	-1.67
B70	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-3.15	-2.13	-2.90
B70	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-1.75	-1.93	-1.50
B70	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-2.14	-1.04	-1.89
B70	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	-1.79	-2.67	-1.54
B71	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.33	-1.48	-2.08
B72	<i>Tyrrhenocythere amnicola donetziensis</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	-2.73	-1.17	-2.48
B73	Смесь видов	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	3.00	-0.37	1.97
B73	Смесь видов	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	3.07	0.47	2.04
B74	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	1.40	1.32	-0.37
B74	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	1.23	1.08	-0.54
B75	Смесь видов	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	1.92	0.05	0.89
B76	<i>Candona shweieri</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	1	0.85	0.39	-1.96
B76	<i>Candona shweieri</i>	ЦЛЭИА ДВГИ ДВО РАН	2	1.32	2.05	-1.49

Приложение 5. Результаты измерения стабильных изотопов кислорода и углерода по материалам бурения

колонка	проба	Глубина отбора (среднее по интервалу), см	Виды остракод	Среднее $\delta^{18}\text{O}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	Среднее $\delta^{13}\text{C}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	$\delta^{18}\text{O}$ сумма инструм. погрешности (0.05‰) и стандартного отклонения	$\delta^{13}\text{C}$ сумма инструм. погрешности (0.05‰) и стандартного отклонения	1-ое измерение $\delta^{18}\text{O}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	1-ое измерение $\delta^{13}\text{C}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	2-ое измерение $\delta^{18}\text{O}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	2-ое измерение $\delta^{13}\text{C}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	3-ье измерение $\delta^{18}\text{O}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	3-ье измерение $\delta^{13}\text{C}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	4-ое измерение $\delta^{18}\text{O}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$	4-ое измерение $\delta^{13}\text{C}_{\text{остр}} \text{‰ VPDB}$
C1	3	158	<i>Paracyprideis</i> sp.	2.04	-3.79	0.05	0.05	2.04	-3.79						
C1	4	175	<i>Paracyprideis</i> sp.	2.19	-3.88	0.05	0.05	2.19	-3.88						
C1	6	199	<i>Paracyprideis</i> sp.	2.25	-2.91	0.05	0.05	2.25	-2.91						
C1	7	215	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.84	-3.96	0.05	0.05	1.84	-3.96						
C1	8	230	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.77	-4.19	0.10	0.16	1.71	-4.08	1.82	-4.30				
C2	1	6	<i>Loxoconcha</i> sp.	2.61	-2.97	0.31	0.16	2.35	-2.86	2.87	-3.08				
C2	2	20	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	3.41	-0.42	0.17	0.25	3.28	-0.62	3.53	-0.23				
C2	3	35	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Candonidae</i> spp.)	2.65	-1.58	0.54	0.59	3.14	-1.04	2.16	-2.12				
C2	4	51	<i>Camptocypria</i> sp.	3.27	-1.01	0.05	0.05	3.27	-1.01						
C2	5	152	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i>	3.32	0.82	0.05	0.05	3.32	0.82						

			sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )												
C2	6	161	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	2.94	0.20	0.05	0.05	2.94	0.20						
C2	7	220	<i>Camptocypria</i> sp.	2.53	0.22	0.11	0.22	2.47	0.05	2.58	0.40				
C2	8	237	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Paracyprideis</i> sp., <i>Camptocypria</i> sp.)	1.94	-0.03	0.11	0.44	1.88	-0.41	2.00	0.36				
C3	1	6	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.19	-2.47	0.05	0.05	1.19	-2.47						
C3	2	27	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.19	-2.23	0.05	0.05	1.19	-2.23						
C3	3	47	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.49	-1.74	0.05	0.05	1.49	-1.74						
C3	4	61	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	2.10	2.16	0.05	0.05	2.10	2.16						
C3	5	84	<i>Paracyprideis</i> sp.	-0.05	-3.15	0.06	0.20	-0.05	-3.00	-0.04	-3.29				
C3	6	84	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	1.60	1.41	0.05	0.05	1.60	1.41						
C4	1	8	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.36	-2.72	0.12	0.14	1.43	-2.81	1.29	-2.63				
C4	2	28	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.80	-3.10	0.05	0.05	1.80	-3.10						
C4	3	45	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.15	-3.86	0.16	0.31	1.04	-3.60	1.26	-4.12				
C4	4	89	Смесь видов	2.47	-2.28	0.05	0.05	2.47	-2.28						
C4	5	109	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.88	-2.80	0.20	0.26	1.74	-2.59	2.03	-3.01				
C4	6	121	Смесь видов	2.56	-0.81	0.28	0.11	2.79	-0.75	2.33	-0.87				

C4	7	141	Смесь видов	1.69	-2.91	0.05	0.05	1.69	-2.91						
C4	8	170	Смесь видов	1.90	-2.58	0.05	0.05	1.90	-2.58						
C4	10	185	Смесь видов	2.75	-0.23	0.15	0.36	2.65	-0.54	2.85	0.08				
C4	11	203	Смесь видов	1.59	-3.48	0.05	0.05	1.59	-3.48						
C4	12	218	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.18	-4.05	0.05	0.05	1.18	-4.05						
C4	13	233	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.23	-3.61	0.05	0.05	1.23	-3.61						
C4	14	242	<i>Paracyprideis</i> sp.	1.69	-3.55	0.05	0.05	1.69	-3.55						
C5	1	9	Смесь видов ( <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp.)	3.03	0.05	0.09	0.47	3.00	-0.37	3.07	0.47				
C5	2	25.5	Смесь видов ( <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp.)	3.54	0.33	0.14	0.65	3.45	-0.27	3.63	0.94				
C5	3	57.5	<i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i>	2.54	0.59	0.11	0.32	2.49	0.86	2.60	0.32				
C5	4	85.25	Смесь видов ( <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp.)	0.42	1.94	0.08	0.39	0.39	2.28	0.45	1.60				
C5	5	141.75	Смесь видов ( <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp.)	1.93	1.30	0.29	0.69	1.69	0.65	2.17	1.94				

C5	6	168.75	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp., <i>Paracyprideis</i> sp.)	0.13	-1.42	0.24	0.52	-0.06	-0.95	0.32	-1.88				
C6	1	8.5	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	1.31	1.20	0.14	0.17	1.40	1.32	1.23	1.08				
C6	2	46	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	-0.44	1.98	0.12	0.09	-0.50	1.93	-0.37	2.02				
C6	3	74	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	0.91	2.25	0.09	0.18	0.95	2.13	0.87	2.38				
C6	4	96.5	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria gracilis</i> )	2.28	1.80	0.19	0.32	2.14	2.07	2.41	1.53				
C6	5	107.5	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	0.32	2.47	0.05	0.05	0.32	2.47						
C6	6	132.5	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	1.03	3.29	0.05	0.05	1.03	3.29						
C6	7	148	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria gracilis</i> )	0.23	3.87	0.05	0.05	0.23	3.87						
C6	8	177	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	0.45	3.34	0.05	0.18	0.45	3.47	0.45	3.21				
C6	9	249.5	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	1.86	3.09	0.08	0.22	1.83	2.92	1.88	3.26				
C6	10	302	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	2.09	3.06	0.05	0.05	2.09	3.06						

C6	11	347	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria gracilis</i> )	2.32	1.84	0.05	0.05	2.32	1.84						
C7	0	2.25	Смесь видов ( <i>Loxococoncha</i> sp., <i>Camptocypria</i> sp., <i>Euxinocythere</i> sp.)	1.92	-1.82	0.05	0.05	1.92	-1.82						
C7	1	31.5	Смесь видов ( <i>Cyprideis torosa</i> , <i>Paracyprideis</i> sp.)	-0.82	-0.97	1.79	1.04	-1.89	-1.69	1.63	0.44	-2.21	-1.65		
C7	2	62	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Paracyprideis</i> sp.)	3.50	0.48	0.08	0.18	3.48	0.61	3.53	0.35				
C7	3	66.5	<i>Camptocypria</i> sp.	3.72	0.02	0.05	0.05	3.72	0.02						
C7	4	70	<i>Paracyprideis</i> sp.	2.03	-2.64	0.19	0.25	2.16	-2.84	1.89	-2.44				
C7	5	75	<i>Camptocypria</i> sp.	3.57	0.29	0.05	0.05	3.57	0.29						
C7	6	77.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	3.49	1.84	0.05	0.05	3.49	1.84						
C7	7	86	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Paracyprideis</i> sp.)	3.07	-0.51	0.05	0.05	3.07	-0.51						
C7	8	88.5	<i>Bacunella dorsoarcuata</i>	2.72	1.21	0.05	0.05	2.72	1.21						

C7	9	94	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	3.08	-0.07	0.05	0.05	3.08	-0.07						
C7	10	101	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	2.85	-0.42	0.05	0.05	2.85	-0.42						
C7	11	105.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	3.14	0.67	0.05	0.05	3.14	0.67						
C7	12	110	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> <i>gracilis</i> , <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	2.66	0.58	0.05	0.05	2.66	0.58						
C7	13	113.5	<i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i>	2.80	-1.21	0.05	0.05	2.80	-1.21						
C7	14	118	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Camptocypria</i> <i>gracilis</i> , <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	3.08	-1.04	0.05	0.05	3.08	-1.04						
C7	15	133.5	Смесь видов ( <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Paracyprideis</i> sp., <i>Camptocypria</i> sp.)	3.07	0.82	0.05	0.05	3.07	0.82						
C7	16	139.5	Смесь видов ( <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Paracyprideis</i> sp.,	2.04	-1.39	0.56	1.16	1.53	-2.51	2.55	-0.28				

			<i>Camptocypria</i> sp.)												
C7	17	159.5	<i>Camptocypria</i> sp.	2.80	-1.75	0.05	0.05	2.80	-1.75						
C7	18	165	<i>Camptocypria</i> sp.	2.75	0.07	0.05	0.05	2.75	0.07						
C7	19	175.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> , <i>Paracyprideis</i> sp.)	2.48	0.43	0.59	0.84	1.94	-0.37	3.01	1.22				
C7	20	187.5	<i>Camptocypria</i> sp.	2.35	0.28	0.05	0.05	2.35	0.28						
C7	21	193.5	<i>Camptocypria</i> sp.	2.17	-0.55	0.05	0.05	2.17	-0.55						
C7	22	200	<i>Camptocypria</i> sp.	2.12	-0.27	0.05	0.05	2.12	-0.27						
C7	23	206.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	2.18	0.24	0.05	0.05	2.18	0.24						
C7	24	213	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	1.69	-0.36	0.05	0.05	1.69	-0.36						
C7	25	224	<i>Camptocypria</i> sp.	1.37	0.60	0.30	0.32	1.62	0.33	1.11	0.87				
C7	26	229	<i>Camptocypria</i> sp.	0.98	0.40	0.24	1.29	0.79	-0.84	1.18	1.64				
C7	27	242.25	<i>Camptocypria</i> sp.	0.28	-0.31	0.40	0.97	0.63	0.61	-0.07	-1.24				
C7	28	247.75	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> <i>gracilis</i> , <i>Camptocypria</i> sp.,	0.94	3.30	0.05	0.05	0.94	3.30						

			<i>Bacunella dorsoarcuata</i> )												
C7	29	256.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	1.61	3.28	0.07	0.44	1.63	2.89	1.58	3.66				
C7	30	262.5	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp.)	1.41	1.99	0.05	0.05	1.41	1.99						
C7	31	276.25	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	2.01	3.01	0.05	0.05	2.01	3.01						
C7	32	296	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	1.57	0.33	0.05	0.05	1.57	0.33						
C7	33	304	Смесь видов ( <i>Bacunella dorsoarcuata</i> , <i>Camptocypria</i> sp.)	1.76	2.12	0.19	0.31	1.90	1.86	1.62	2.37				
C7	34	321	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	1.52	1.93	1.08	0.73	2.55	2.61	0.49	1.25				
C8	1	4	<i>Candona shweieri</i>	1.08	1.22	0.28	0.88	0.85	0.39	1.32	2.05				

C8	2	8	<i>Candona shweieri</i>	0.14	1.31	0.41	0.35	0.49	1.59	0.28	0.89	-0.35	1.46		
C8	3	17.5	<i>Candona shweieri</i>	0.03	0.15	0.05	0.05	0.03	0.15						
C8	4	22.5	<i>Camptocypria</i> sp.	2.06	0.07	0.28	0.50	1.74	-0.26	2.14	-0.23	2.29	0.70		
C8	5	27	<i>Camptocypria</i> sp.	2.17	0.56	0.19	0.49	2.31	0.99	2.02	0.12				
C8	6	30	<i>Camptocypria</i> sp.	1.87	-0.45	0.27	0.16	2.09	-0.34	1.66	-0.56				
C8	7	40	<i>Camptocypria</i> sp.	2.21	-0.56	0.05	0.05	2.21	-0.56						
C8	8	51.75	<i>Camptocypria</i> sp.	1.95	-0.10	0.05	0.05	1.95	-0.10						
C8	9	58	<i>Camptocypria</i> sp.	1.49	-0.81	0.07	0.26	1.52	-0.59	1.47	-1.02				
C8	10	70	<i>Camptocypria</i> sp.	2.03	-0.41	0.05	0.05	2.03	-0.41						
C8	11	86	<i>Camptocypria</i> sp.	0.63	-0.92	0.08	0.37	0.65	-1.23	0.60	-0.60				
C8	12	109	<i>Camptocypria</i> sp.	2.22	-1.26	0.44	0.08	1.83	-1.29	2.61	-1.24				
C8	13	117.5	<i>Camptocypria</i> sp.	1.67	-0.58	0.05	0.05	1.67	-0.58						
C8	14	121.5	<i>Camptocypria</i> sp.	2.26	-0.49	0.23	0.38	2.44	-0.16	2.08	-0.83				
C8	15	124.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	1.20	1.15	0.29	0.76	1.44	0.44	0.96	1.86				
C8	16	138.5	<i>Camptocypria</i> sp.	1.52	-0.98	0.15	0.34	1.42	-1.27	1.61	-0.68				
C8	17	145.5	<i>Camptocypria</i> sp.	2.02	-0.82	0.05	0.05	2.02	-0.82						
C8	18	158	<i>Camptocypria</i> sp.	1.72	-0.04	0.17	0.43	1.59	0.34	1.84	-0.42				
C8	19	161.5	<i>Camptocypria</i> sp.	1.35	-0.29	0.62	0.47	0.78	-0.70	1.92	0.13				
C8	20	167	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i>	0.34	-1.40	0.15	0.06	0.25	-1.40	0.44	-1.41				

			sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )												
C8	21	175.5	<i>Camptocypria</i> sp.	0.89	-0.69	0.27	0.23	1.11	-0.51	0.67	-0.87				
C8	22	179.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	0.87	1.65	0.23	0.55	1.05	1.15	0.68	2.15				
C8	23	201	<i>Camptocypria</i> sp.	1.35	-1.17	0.19	0.32	1.49	-1.44	1.21	-0.90				
C8	24	204.5	<i>Camptocypria</i> sp.	1.20	-1.85	0.05	0.05	1.20	-1.85						
C8	25	213.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	1.02	0.38	0.05	0.05	1.02	0.38						
C8	26	233	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	1.19	0.02	0.05	0.05	1.19	0.02						
C8	27	239	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	0.69	0.98	0.05	0.05	0.69	0.98						
C8	28	242	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella dorsoarcuata</i> )	1.23	0.35	0.05	0.05	1.23	0.35						
C8	29	286.5	<i>Camptocypria</i> sp.	0.93	-1.50	0.05	0.05	0.93	-1.50						
C8	30	301.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria gracilis</i> , <i>Cryptocyprideis bogatschovi</i> )	0.60	-2.69	0.72	0.80	-0.06	-3.45	1.27	-1.94				

C8	31	321.5	Смесь видов ( <i>Camptocypria</i> sp., <i>Bacunella</i> <i>dorsoarcuata</i> )	0.08	-1.69	0.48	0.25	0.51	-1.49	-0.35	-1.89				
C10	1	118	Смесь видов	2.31	-1.31	0.14	0.32	2.40	-1.04	2.22	-1.57				
C10	2	149	Смесь видов	3.27	1.28	0.29	0.50	2.93	0.70	3.44	1.34	3.45	1.80		
C10	3	180	Смесь видов	2.02	-2.45	0.22	0.52	1.91	-2.72	2.26	-1.79	1.90	-2.85		
C10	4	222	Смесь видов	3.63	0.34	0.16	0.37	3.74	0.66	3.52	0.02				
C10	5	265	Смесь видов	3.45	-0.30	0.13	0.17	3.53	-0.17	3.38	-0.42				
C10	6	262	Смесь видов	3.36	1.37	0.10	0.45	3.41	0.97	3.31	1.77				
C10	7	302	Смесь видов	3.47	1.30	0.16	0.07	3.59	1.28	3.36	1.32				
C10	8	329	Смесь видов	3.43	0.59	0.13	0.30	3.51	0.34	3.34	0.83				
C10	9	354	Смесь видов	1.94	-1.78	0.46	1.84	1.41	-2.82	2.41	0.73	2.00	-3.26		
C10	10	386	Смесь видов	2.60	0.05	0.07	0.33	2.62	0.33	2.59	-0.23				
C10	11	425	Смесь видов	2.53	-3.31	0.22	0.47	2.36	-2.89	2.70	-3.72				
C10	12	415	Смесь видов	2.47	-0.08	0.17	0.31	2.59	-0.34	2.35	0.18				
C10	13	433	Смесь видов	0.88	-3.72	0.30	0.67	1.13	-3.09	0.62	-4.34				
C10	14	473	Смесь видов	2.23	0.58	0.11	0.10	2.28	0.52	2.26	0.65	2.15	0.58		

C10	15	482	Смесь видов	2.84	1.26	0.14	0.12	2.93	1.18	2.75	1.33				
C10	16	491	Смесь видов	1.51	-1.34	0.95	1.33	1.77	-1.24	2.46	0.18	0.29	-2.95		
C10	17	502	Смесь видов	1.95	-0.53	0.49	0.63	2.29	-0.49	1.33	-1.26	2.21	0.17		
C10	18	547	Смесь видов	1.48	-2.28	0.39	1.31	1.62	-2.82	1.81	-0.54	1.02	-3.48		
C10	19	547	Смесь видов	1.55	-2.18	0.15	0.42	1.65	-1.81	1.45	-2.55				
C10	20	575	Смесь видов	2.56	-1.32	0.74	1.59	1.57	-3.02	2.25	-2.66	3.20	0.41	3.22	0.00
C10	21	562	Смесь видов	1.37	-0.95	0.08	0.68	1.40	-0.32	1.33	-1.58				
C10	22	597.5	Смесь видов	0.70	0.82	0.21	0.12	0.86	0.90	0.54	0.75				
C10	23	597.5	Смесь видов	1.17	0.22	0.18	0.64	1.30	-0.37	1.05	0.81				
C10	24	608.5	Смесь видов	1.25	0.07	0.08	0.49	1.22	0.52	1.28	-0.37				
C10	25	643	Смесь видов	-0.49	-3.98	0.41	0.46	-0.91	-4.55	-0.02	-3.79	-0.53	-3.61		
C10	26	646.5	Смесь видов	0.82	-3.78	0.13	0.19	0.75	-3.92	0.90	-3.64				
C10	27	655	Смесь видов	0.67	0.08	0.14	0.59	0.58	-0.45	0.75	0.62				
C10	28	655	Смесь видов	0.44	1.26	0.15	0.37	0.34	0.93	0.53	1.58				
C10	29	682	Смесь видов	1.36	1.09	0.07	0.17	1.38	1.21	1.33	0.97				
C10	30	682	Смесь видов	-0.54	-2.55	0.05	0.86	-0.54	-3.36	-0.54	-1.74				

C10	31	682	Смесь видов	-0.49	-2.01	0.09	0.46	-0.45	-1.60	-0.53	-2.42				
C10	32	706	Смесь видов	0.36	-1.90	0.71	0.96	-0.26	-2.50	1.27	-0.61	0.06	-2.58		
C10	33	722	Смесь видов	2.16	1.45	0.25	0.11	2.35	1.51	1.96	1.40				
C10	34	722	Смесь видов	0.42	-2.74	0.32	0.48	0.69	-3.18	0.15	-2.31				
C10	35	722	Смесь видов	1.12	-1.45	0.05	0.05	1.12	-1.45						
C10	36	729	Смесь видов	0.32	-2.44	0.22	0.71	0.18	-3.28	0.56	-1.67	0.23	-2.37		
C10	37	729	Смесь видов	0.06	-1.86	0.06	0.18	0.05	-1.73	0.07	-1.98				
C10	38	729	Смесь видов	-0.16	-2.81	0.16	0.61	-0.06	-3.37	-0.27	-2.26				
C10	39	773	Смесь видов	1.10	1.13	0.12	0.52	1.03	0.66	1.17	1.60				
C10	40	773	Смесь видов	1.36	1.09	0.19	0.25	1.50	0.89	1.23	1.29				
C10	41	773	Смесь видов	1.15	-0.66	0.44	0.84	1.54	0.13	0.77	-1.45				
C10	42	797	Смесь видов	0.99	-3.05	0.11	0.20	1.04	-3.20	0.93	-2.90				
C10	43	850	Смесь видов	2.90	-0.77	0.33	0.44	2.52	-1.33	3.17	-0.52	3.01	-0.48		
C10	44	842	Смесь видов	0.92	-1.88	0.06	0.13	0.93	-1.80	0.91	-1.96				
C10	45	886	Смесь видов	1.95	0.78	0.21	0.87	1.80	-0.04	2.11	1.61				
C10	46	912.5	Смесь видов	1.78	0.03	0.23	0.13	1.60	0.11	1.96	-0.05				

C10	47	923	Смесь видов	1.42	-0.03	0.20	0.71	1.27	-0.69	1.56	0.63				
C10	48	923	Смесь видов	0.49	-2.92	0.49	3.12	0.34	-5.42	1.09	1.41	0.05	-4.73		
C10	49	934	Смесь видов	0.58	-1.41	0.65	1.21	-0.02	-2.57	1.18	-0.25				