# МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

### МАЗНЕВ СТЕПАН ВАЛЕРЬЕВИЧ

# ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ НА ДНЕ АРАЛЬСКОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

Специальность 25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

### ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель: доктор географических наук, профессор РАН С.А. Огородов

Москва - 2021

### СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. БЕРЕГОВАЯ ЗОНА МЕЛКОВОДНЫХ ЗАМЕРЗАЮЩИХ МОРЕЙ И ОЗЕР	10
1.1. Понятие береговой зоны	10
1.2. История изучения береговой зоны замерзающих морей и крупных озер	12
1.3. Ледяные торосистые образования в береговой зоне	14
1.4. Районирование береговой зоны замерзающих морей	18
1.5. Экзарационные процессы в береговой зоне	19
ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АРАЛЬСКОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННОГО РЕЛЬЕФА	25
2.1. Геолого-геоморфологические условия Аральского и Каспийского морей	25
2.2. Гидрометеорологические условия Каспийского и Аральского морей	35
2.3 Ледовые условия Аральского моря до 1961 года	42
2.4. Ледовые условия Каспийского моря	44
2.5. Влияние колебаний уровня Аральского и Каспийского морей на ледовые условия	48
2.6. Сравнительный анализ Аральского и Каспийского морей с точки зрения ледовых ус	словий 52
ГЛАВА З. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННОГО РЕЛЬЕФА	55
3.1. Методика дешифрирования ледово-экзарационных форм	55
3.1.1. Районирование дна Аральского моря	56
3.1.2. Определение морфометрических параметров	57
3.1.3. Методы статистической обработки полученных результатов	58
3.2. Методы полевого обследования ледово-экзарационных форм	58
3.2.1 Полевые работы на бывшем дне Аральского моря	58
3.2.2. Полевые работы на Каспийском море	61
3.3. Камеральная обработка результатов	63
ГЛАВА 4. ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ НА ДНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ	65
4.1. Обоснование генезиса следов на дне Аральского моря	65
4.2. Распространение ледово-экзарационного рельефа в котловине Аральского моря	70
4.3. Морфометрические параметры ледово-экзарационных форм рельефа	73
4.3.1. Полевые данные	73
4.3.2. Результаты дешифрирования данных ДЗЗ	82
4.4. История формирования ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря	100
ГЛАВА 5. ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ НА ДНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ	109
5.1. Распространение ледово-экзарационного рельефа на дне Каспийского моря	110

5.2. Морфометрические параметры ледово-экзарационных форм рельефа Каспийского моря	
	114
5.3. Интенсивность ледовых воздействий на берега и дно Каспийского моря и ее из	менение
под действием различных факторов	121
5.4. Сравнение параметров ледово-экзарационных борозд различных акваторий	
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	127
ЛИТЕРАТУРА	131
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА И ПРОФИЛИ	144
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. АЛЬБОМ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЛЕДОВО-	
ЭКЗАРАЦИОННЫХ БОРОЗД	153

#### введение

Актуальность. Механическое воздействие ледяного покрова на берега и дно – естественный природный процесс, широко распространенный в замерзающих морях и озерах. Он сопровождается формированием специфического рельефа, называется ледовой экзарацией или ледовым выпахиванием (Огородов, 2011). В районах хозяйственного освоения ледяной покров представляет серьезную угрозу для инфраструктуры, а в случае аварий – и экологической безопасности окружающей среды. Исследование ледово-экзарационного рельефа на участках с запасами углеводородного сырья в Печорском, Карском, Охотском и Каспийском морях имеет большое значение для обеспечения безопасного функционирования подводных линейных сооружений и береговой инфраструктуры. В то же время, результаты этих исследований зачастую относятся к закрытой коммерческой информации и не являются достоянием научной общественности. В этом контексте новые возможности изучения ледовой экзарации, возникшие в связи с обнаружением форм ледового выпахивания на обнажившемся дне Аральского моря, дают надежный и доступный источник информации, необходимый для развития фундаментальных знаний и лучшего понимания этих процессов.

Безусловно, в разных природных зонах ледовое выпахивание проявляется неодинаково, различен и уровень интереса к нему. И если в экстремальных арктических и субарктических условиях ледово-экзарационный рельеф изучен достаточно хорошо, и вопрос ледовых воздействий учитывается при строительстве гидротехнических сооружений, то подобных исследований в условиях умеренного климата зачастую явно недостаточно для полного понимания этих процессов и обеспечения безопасности инженерных сооружений. На Каспийском море исследования ледово-экзарационного рельефа не носили систематического характера, а на Аральском – ранее не проводились. Актуальность изучения следов ледового выпахивания на бывшем дне Аральского моря связана с уникальной обстановкой, сформировавшейся в результате падения его уровня. Она позволяет изучать следы ледового выпахивания на современной суше, что невозможно в других районах их формирования. Особую актуальность исследование приобретает в свете изменений климата, оказывающих значительное влияние на ледовые условия водоемов. На Каспийском море изменения ледовых условий учитываются при обеспечении безопасности действующей нефтегазодобывающей и портовой инфраструктуры.

Степень разработанности темы. Обнаруженные на аэро- и космических снимках на бывшем дне Аральского моря линейные формы рельефа (предположительно – борозды ледового выпахивания) до настоящего времени практически не изучались, а их генезис не был достоверно установлен (Огородов, 2014). Необходимость его изучения связана в первую

очередь с фундаментальным интересом к ледовым воздействиям в умеренной климатической зоне. Изучение ледово-экзарационного рельефа является ключом к пониманию процессов ледовых воздействий. На Каспийском море отдельным вопросам изучения ледово-экзарационного рельефа и защите сооружений от ледовых воздействий посвящен ряд работ (Кошечкин, 1958; Огородов, Архипов, 2010; Parr et at., 2013; Fulgem et al., 2013; Бухарицин и др., 2015 и др.). Существование следов ледового выпахивания на дне Северного Каспия непродолжительно, что связано с активной гидродинамической обстановкой и высокой подвижностью донных осадков в открытой части акватории. Этот факт существенно ограничивает возможности поиска форм ледовых воздействий и их интерпретации, часто давая ложное представление об интенсивности воздействий при проведении инженерных изысканий. Впервые существование следов на глубинах до 12 м было зафиксировано в 2008 г. (Огородов, Архипов, 2010). С тех пор детальному исследованию их морфологии, строения и динамики не было уделено достаточного внимания.

**Цель** данного исследования – качественная и количественная морфогенетическая характеристика ледово-экзарационного рельефа и условий его формирования на дне Аральского и Каспийского морей.

Для достижения данной цели в процессе исследования решены следующие задачи:

- Определение основных морфологических параметров линейных форм на дне Аральского и Каспийского морей;
- Обоснование ледово-экзарационного генезиса линейных форм рельефа на дне Аральского и Каспийского морей;
- Реконструкция условий и времени формирования ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского и Каспийского морей во второй половине XX – начале XXI;
- Оценка интенсивности ледовых воздействий на дно Каспийского моря на фоне колебаний ледовитости и уровня.

**Объект и предмет.** Объект исследования – ледово-экзарационный рельеф на дне Аральского и Каспийского морей. Предмет исследования – условия формирования и морфология ледово-экзарационного рельефа на дне этих морей.

#### Научная новизна работы:

 На основании анализа природных условий Аральского моря, мозаик спутниковых снимков и полевых работ на его бывшем дне доказано происхождение линейных форм рельефа в результате ледовых воздействий. Борозды ледового выпахивания зафиксированы на местности впервые.

- Установлены границы распространения и особенности морфологии ледовоэкзарационного рельефа в разных частях Аральского моря, особое внимание уделено морфометрии форм.
- 3) На основании анализа положения древних береговых линий Аральского моря восстановлена история формирования ледово-экзарационного рельефа на его дне.
- Детально охарактеризованы морфометрические параметры ледово-экзарационных форм на дне Каспийского моря.
- 5) Выявлены изменения типов и интенсивности ледовых воздействий на дно Каспийского моря в зависимости от изменения температурных условий

**Личный вклад автора.** В основу исследования легли результаты анализа и дешифрирования мозаик спутниковых снимков, проведенные автором в 2018-2020 гг., а также материалы полевых исследований 2018-2019 гг. в северо-восточной части Аральского моря и восточной части Каспийского моря. Автором обоснован генезис ранее не изучавшихся форм рельефа на дне Аральского моря, впервые описана их морфология, получены морфометрические характеристики. Данные получены по результатам дешифрирования шести участков дна площадью от 72 до 912 км<sup>2</sup>, 2230 единичных борозд и их систем.

В октябре 2018 года автор провел полевые работы на обнаженных участках дна Аральского моря. В ходе полевых работ впервые зафиксированы на местности ледовоэкзарационные борозды, существование которых было предположено ПО данным дистанционного зондирования Земли. Была впервые применена методика съемки ледовоэкзарационного рельефа при помощи беспилотного летательного аппарата (БПЛА). В результате работ впервые были получены глубины ледово-экзарационных борозд на дне Аральского моря. Для понимания условий экзарации дна Аральского моря диссертантом также проанализированы ледовые условия в историческое время и показано что, на Аральском море имелись все условия для весьма интенсивной экзарации дна ледяными образованиями как до начала этапа снижения уровня, так и во время него. Автором проведена реконструкция условий формирования ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря в период современной регрессии.

В 2019 году автором организованы полевые работы на двух участках акватории Каспийского моря. Проведена подводная видеосъемка и эхолотирование, выполнен отбор проб. Дешифрирование ледово-экзарационных форм выполнено на двух участках. По результатам обработки схем распространения торосов и стамух на акватории Северного Каспия диссертантом выполнена оценка их положения по глубинам моря. Выявлено, что в период высокой степени торосистости наибольшее количество ледяных образований на Северном Каспии приурочено к глубинам моря от 2 до 5 м. Проведена оценка изменения положения зон

разной интенсивности ледовых воздействий при колебании температурных условий и уровня моря.

Теоретическая и практическая значимость. Представленные в работе результаты исследований, особенно вновь выявленные детали микрорельефа дна, имеют большую практическую ценность. Установленные глубины борозд выпахивания показывают минимальные глубины деформации дна, которые необходимо учитывать при прокладке линейных сооружений по дну. Показаны основные районы распространения ледовых воздействий. Данные об изменении глубин и интенсивности ледовых воздействий в зависимости от разных факторов могут быть использованы при разработке и эксплуатации месторождений и строительстве сооружений на шельфе Каспийского моря. Данные по морфологии ледово-экзарационного рельефа могут учитываться при разведке и эксплуатации месторождений в южной части бывшего дна Аральского моря. В теоретическом плане изучение параметров ледово-экзарационного рельефа Аральского и Каспийского морей имеет значение для понимания условий, распространения и интенсивности процесса экзарации дна мелководных замерзающих морей и крупных озер, в частности, бессточных акваторий умеренной климатической зоны. Работа представляет собой основу для прогнозирования изменения интенсивности ледовых воздействий при изменениях климата.

Совместное изучение ледово-экзарационного рельефа Аральского и Каспийского морей ранее не проводилось. Изучение борозд выпахивания на дне Аральского моря, где возможно проведение спутниковых и полевых исследований и где такой рельеф в настоящее время не формируется, можно дополнить исследованиями на Каспийском море, где ледовые воздействия можно наблюдать в настоящее время, а увидеть их следы гораздо сложнее.

**Методология.** В методическом плане работа представляет собой синтез традиционных и современных методических приемов. Для решения основных задач геоморфологического исследования в работе реализовано три этапа исследования.

- 1) Сбор и обобщение литературных данных, дешифрирование мозаик космических снимков и статистическая обработка его результатов.
- Полевые работы, включающие геоморфологические наблюдения, съемки беспилотным летательным аппаратом, геодезические измерения, эхолотные промеры.
- Аналитический этап, включающий обработку полевых материалов, окончательную статистическую обработку результатов дешифрирования, историко-генетический, сравнительный и другие виды анализов.

#### Положения, выносимые на защиту:

 Линейные формы на дне Аральского и Каспийского морей образовались в результате выпахивания (экзарации) морским льдом.

- Хорошая сохранность следов ледового выпахивания на бывшем дне Аральского моря обусловлена слабой волновой переработкой подводного берегового склона на фоне высоких скоростей падения уровня.
- Встречаемость ледово-экзарационных форм на бывшем дне Аральского моря соответствует этапам регрессии второй половины XX века, причем наиболее высокая плотность борозд приурочена к центральной части впадины Большого моря.
- Интенсивность воздействия торосов и стамух на дно Аральского и Каспийского морей определяется суровостью ледовых условий и текущим положением уровня.

Степень достоверности. Достоверность полученных результатов подтверждается данными натурных наблюдений и публикацией шести статей по теме диссертации в рецензируемых научных журналах, рекомендованных аттестационной комиссией МГУ, в том числе четырех, индексируемых в международных базах цитирования Scopus и Web of Science. Опубликовано шесть развернутых (две страницы и более) тезисов докладов конференций.

Апробация результатов. Промежуточные результаты работы, а также основные положения диссертации докладывались и обсуждались на российских и международных конференциях и семинарах: Международном молодежном научном форуме «Ломоносов-2018» (Москва, 2018), 18-ой Международной междисциплинарной конференции по наукам о Земле SGEM 2018 (Албена, Болгария, 2018), XXXVI пленуме Геоморфологической комиссии РАН (Барнаул, 2018), Международной конференции «Портовая и океанская инженерия в Арктических условиях» POAC 2019 (Делфт, Нидерланды, 2019), POAC 2021 (Москва, Россия, 2021), Международной научной конференция «Опасные явления» (Ростов-на-Дону, 2019, 2020), 12-ой международной молодежной школе-конференции «Меридиан» (Курская биосферная станция ИГРАН, 2019), XXIII Международной научной конференции (Школе) по морской геологии (Москва, 2019), Весенней школе молодых ученых (Ростов-на-Дону, 2020), V Всероссийской научной конференции молодых ученых КИМО (Калининград, 2020), VIII Всероссийской конференции «Щукинские чтения: рельеф и природопользование» (Москва, 2020), IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование» (MARESEDU-2020, Москва, 2020), 25 Международном симпозиуме по льду Международной гидроэкологической ассоциации (Тронхейм, Норвегия, 2020).

По теме диссертации опубликовано 16 работ, в том числе шесть в изданиях, включенных в базы Scopus, Web of Science и RSCI.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю, д.г.н., гл.н.с., проф. РАН С.А. Огородову за всестороннюю помощь при проведении исследований и написании работы, А.П. Вергуну за содействие в проведении полевых исследований и обработке материалов, д.г.н. С.Л. Никифорову, к.г.н. Ф.А. Романенко, к.г.н. А.А. Ермолову,

к.г.н. О.В. Кокину, к.г.н. П.Е. Каргашину, к.г.н. Е.Н. Бадюковой за конструктивную критику текста диссертации, к.г.н. А.В. Баранской, к.г.н. А.С. Ижицкому, к.г.н. С.В. Харченко, к.г.н. Е.И. Игнатову Т.Ю. Репкиной, Д.Г.Н. Д.Г.Н. П.И. Бухарицину, В.В. Архипову, А.Д. Аракельянцу, А.А Магаевой, С. Верняеву, А. Сигитову, Е. Кадранову, М. Жексембиеву за помощь и поддержку в получении и обсуждении промежуточных результатов, Е.А. Мазневой и Л.И. Лазуковой за выполнение гранулометрического анализа. Автор также выражает благодарность коллективу научно-исследовательской лаборатории геоэкологии Севера за помощь, поддержку и консультации в процессе проведения исследований и написании работы. Исследование выполнено при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В.Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

#### ГЛАВА 1. БЕРЕГОВАЯ ЗОНА МЕЛКОВОДНЫХ ЗАМЕРЗАЮЩИХ МОРЕЙ И ОЗЕР

#### 1.1. Понятие береговой зоны

В настоящей работе речь идет в основном об Аральском и Каспийском морях. Это водоемы, традиционно называющиеся морями, но являющиеся (являвшиеся) по сути солоноватыми озерами. Л.А. Зенкевич (1955) рассматривал Аральское море как одно из морей, в то время как Л.С. Берг (1908) относил его к водоемам озерного типа. При этом он признавал, что «при его громадной величине, солености воды, пустынности и безводии и суда, и методы исследования здесь должны быть морского типа» (Берг, 1908, стр. XVII). Вместе с Л.С. Бергом В.И. Лымарев (1967) считает, что Арал сочетает в себе озерные и морские черты, и называет его Каспийское озером-морем. Отнести море формально к озерам можно лишь (Гидрометеорология..., 1992).

Также необходимо отметить, что площадь, глубина и сила волнения, присущие Каспию и Аралу, в большей степени характерны для морей, чем для озер (Лымарев, 1967). В этом свете Аральское и Каспийское моря могут считаться таковыми не только номинально, но и фактически, отвечая многим «требованиям», относящимся к морям. Поэтому, несмотря на то, что объекты исследования формально являются озерами, к ним применимы все термины и наработки теоретической геоморфологии морских берегов (морской геоморфологии), которая к тому же разработана намного лучше геоморфологии берегов озер. В особенности это применимо к Каспийскому морю, на примере берегов которого были разработаны основы учения о морских берегах (Леонтьев, 1961).

В настоящей работе речь идет в основном о формах рельефа береговой зоны и процессах, их формирующих. Поэтому, в первую очередь, необходимо раскрыть понятие береговой зоны. Береговая зона в целом является зоной взаимодействия гидросферы, литосферы, атмосферы, биосферы и техносферы (Сафьянов, 1996). К литосфере относятся геолого-геоморфологические факторы, характеризующие тип и строение берега, состав и иные свойства слагающих его и подводный береговой склон пород, рельеф и уклоны пляжа и дна. К гидросфере – гидрологические процессы, включающие морское волнение, течения, штормовые нагоны, температуру воды и воздействие морских льдов. К атмосфере – метеорологические, включающие режим ветра, атмосферных осадков, солнечную радиацию, температуру воздуха и др. (Совершаев, 1992). К биосфере относится прямое и опосредованное влияние живых организмов на процессы в береговой зоне, к техносфере – человеческая деятельность в ее пределах.

С одной стороны, береговая зона довольно четко приурочена к границе раздела сред с разной плотностью, но с другой – даже линия уреза воды характеризуется непостоянством и

меняет свое положение в зависимости от смены условий. Границы береговой зоны определяются волнением. Верхнюю границу береговой зоны обычно проводят по верхней границе ежегодно повторяющихся максимальных заплесков, нижняя определяется как предельная глубина воздействия волн на дно (в теории волновых процессов соответствует глубине, равной половине длины волны в открытом море) (Берега, 1991).

Согласно определению, береговая зона – это прибрежная полоса моря и заливаемой при волнении суши со специфическими формами рельефа, созданными под преимущественным воздействием волн, которые, трансформируясь и разрушаясь в пределах данной полосы вследствие уменьшения глубины, расходуют энергию в основном на переформирование подводного берегового склона и берега, перемещение прибрежно-морских наносов и построение аккумулятивных береговых форм (Морская геоморфология..., 1980). Такое понятие береговой зоны подходит не только для морей, но и для крупных озер.

Шельф – часть подводной окраины материка наряду с материковым склоном и материковым подножьем. Под шельфом понимают прибрежную мелководную часть морского дна с более или менее выровненным рельефом, в структурно-геологическом отношении представляющую собой непосредственное продолжение прилегающей суши (Рычагов, 2006). Большую часть площади шельфа, в том числе – арктических морей, занимают затопленные равнины материковых платформ. Во время четвертичных оледенений уровень океана понижался более чем на 100 м по сравнению с современным, и, соответственно, обширные пространства нынешнего шельфа тогда представляли собою континентальные равнины. Таким образом, верхняя граница шельфа непостоянна, она меняется из-за колебаний уровня Мирового океана.

Термин прибрежно-шельфовая зона, часто употребляющийся в научной литературе, не имеет точного определения и является аналогом термина «береговая зона» в более широком понимании, как зона взаимодействия литосферы, гидросферы и атмосферы (Огородов, 2014). Так, в замерзающих морях воздействия ледяного покрова как части гидросферы на дно (литосферу) под действием ветра (атмосферы) может распространяться существенно глубже, чем волновой транспорт наносов, и прибрежно-шельфовая зона, таким образом, шире, чем береговая зона. По отношению к крупным озерам, в которых происходят аналогичные процессы, понятия шельфа и прибрежно-шельфовой зоны не совсем корректны, так как в озерах нет перехода к океанической земной коре. Несмотря на это, понятие «шельф Каспийского моря», в южной части которого имеются реликты океанической коры (Казьмин, Вержбицкий, 2011), является довольно широко употребимым. Поэтому, несмотря на то, что понятие береговой зоны не в полной мере отражает специфику изучаемых процессов,

применение именно его в данной работе по отношению к Аральскому и Каспийскому озерамморям является вполне уместным.

Береговая зона состоит из трех основных геоморфологических элементов – берега, подводного склона и пляжа (Рисунок 1.1). Берегом называется полоса суши, на которой расположены формы рельефа и наносы, созданные морем при его современном среднемноголетнем уровне, и постоянно испытывающая воздействие волнения (Берега, 1991). Подводный береговой склон лежит ниже берега, в его пределах профиль дна, наносы и формы рельефа также образовались при современном среднемноголетнем уровне моря. Между берегом и подводным склоном выделяется прибойная полоса, где при волнении образуется возвратно-поступательный прибойный поток, или накат.



Рисунок 1.1. Береговая зона бесприливного моря (Морская геоморфология..., 1980 с дополнениями по Огородову, 2014): І – абразионный берег, ІІ – аккумулятивный берег; А – побережье, Б – береговая зона, В – открытое море, Г – подводный береговой склон, Д – зона трансформации волн; Е – волноприбойная зона; Н<sub>0</sub> – глубина начала волнового движения наносов; Н<sub>кр</sub> – глубина начала разрушения волн

Динамикой береговой зоны называется совокупность локализованных в ней процессов и явлений, обусловливающих ее развитие (Морская геоморфология..., 1980).

#### 1.2. История изучения береговой зоны замерзающих морей и крупных озер

Строение и динамика береговой (прибрежно-шельфовой) зоны арктических и других замерзающих морей, а также береговой зоны замерзающих крупных озер имеют существенные

отличия от морей умеренных и тропических широт, вызванные географической зональностью (Огородов, 2014). В первую очередь речь идет о термическом режиме, определяющем наличие отрицательных температур в течение продолжительного холодного сезона или большую часть года. Наличие периода с отрицательными температурами обусловливает замерзание прибрежной части водоема и грунтов в приурезовой зоне (Данилов, Жигарев, 1977; Жигарев, Плахт, 1977; Афанасьев и др., 2017).

Теоретические основы геоморфологии береговой зоны замерзающих морей разработаны в основном во второй половине XX в. (Johnson, 1919; Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Арэ, 1980, Совершаев, 1981, 1992; Bird, Schwartz, 1985; Сафьянов, 1996; Are, 1996). Общие закономерности динамики береговой зоны замерзающих морей изучены достаточно хорошо.

Основной отличительной особенностью всех берегов замерзающих морей и крупных озер является сезонное присутствие льда, которое обусловливает особое развитие всей береговой зоны благодаря процессам его взаимодействия с берегами и дном. Освоение прибрежно-шельфовой зоны арктических морей во второй половине XX в. ознаменовало рост интереса к ее изучению, что привело к пониманию прикладной значимости учета опасных ледовых процессов. Проведение комплексных исследований опасных природных процессов и явлений на арктическом побережье и шельфе России и Аляски было продиктовано необходимостью обеспечения геоэкологической безопасности ее освоения и строительства инженерных объектов (Огородов, 2014).

Основной обобщающей работой по геоморфологии береговой зоны замерзающих морей стала «Береговая геоморфология Арктической Аляски» (Barnes et al., 1988), учитывающая результаты исследований за последние годы. В ней на примере Арктической Аляски продемонстрирован комплекс рельефообразующих процессов в береговой зоне типичного замерзающего моря (Рисунок 1.2). В нашей стране эти вопросы были затронуты в монографии Ф.Э. Арэ «Термоабразия морских берегов» (1980), но наиболее важной стала его обобщающая работа «Динамика прибрежной зоны арктических морей» (Are, 1996), в которой заметное место уделено описанию и типизации процессов, связанных с рельефообразующей деятельностью морских льдов. Последней крупной работой в этой области стала монография «Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны» (Огородов, 2011) и защищенная на схожую тему диссертационная работа (Огородов, 2014).



Рисунок 1.2. Принципиальное строение береговой зоны замерзающего (приливного) моря (по Barnes et al., 1988)

Ледовые воздействия на дно замерзающих морей и крупных озер умеренной и субарктической зоны исследованы в меньшей степени. Наиболее известны работы по шельфу Сахалина (Поломошнов, 1990; Сурков, Трусков, 1993; Вершинин и др., 2005, 2007) и Каспийскому морю (Бухарицин, 1984, 1987, 1994; Огородов, Архипов, 2010; Бухарицин и др., 2015). За рубежом наиболее хорошо изучены воздействия льдов на дно Великих озер (Grass, 1984; Gilbert, Glew, 1987; Gilbert, Handford, Shaw, 1992; Eyles, Meulendyk, 2008; Daly, 2016) и зал. Св. Лаврентия (Forbes & Taylor, 1994; Forbes et al., 2002) в Северной Америке.

#### 1.3. Ледяные торосистые образования в береговой зоне

При рассмотрении ледяных торосистых образований речь, как правило, идет о морях и морском льде. Тем не менее, в свете вышеупомянутого пограничного положения Аральского и Каспийского морей, вся используемая в этом разделе науки терминология может в равной мере быть применена к ледяным образованиям как на озерах в целом, так и на объектах исследования в частности.

Припай – основная форма неподвижного льда, образующаяся вдоль побережья и прикрепленная к берегу, а на мелководных участках – ко дну; припайные льды могут образоваться естественным образом из воды или в результате примерзания к берегу или припаю плавучего льда (WMO Sea-Ice Nomenclature, 1989). Припайный лед смерзается с грунтом, образуя подошву припая. Подошва припая – прибрежная часть припая, смерзшаяся с дном до

глубины, равной толщине льда (Словарь океанографических терминов, 2002). В акваториях с приглубым подводным склоном ширина подошвы припая, относительно небольшая, но в мелководных морях и бухтах может достигать десятков километров.

Торос – нагромождение льда, образовавшееся в результате бокового давления ледяных полей друг на друга, а также на берега и на мелководные участки дна и происходящего при этом обламывания их краев (Гляциологический словарь, 1984). Гряда торосов – сравнительно прямолинейное нагромождение битого льда, образовавшегося в результате сжатия (WMO Sea-Ice Nomenclature, 1989).

Торосы формируются при ветровых и приливных сжатиях ледяных полей вследствие выдавливания блоков и обломков льда на поверхность ледяного покрова и в воду и нагромождении друг на друга (Рисунок 1.3).

В результате неравенства архимедовой силы и силы тяжести при образовании тороса его форма в надводной и подводной частях уравновешивается при соотношении высот примерно 1:5 (Ломоносов, 1761; Рисунок 1.4). Исследования в Карском море показали, что соотношение паруса тороса к его килю может меняться от 1:3,0 до 1:6,7 (Миронов, Порубаев, 2012). В классическом понимании сечение тороса представлено двумя равнобедренными трапециями, сложенными большими основаниями на уровне воды (Богородский, Гаврило, 1980; Рисунок 1.4), однако подводная часть тороса может аппроксимироваться и треугольной формой (Миронов, Порубаев, 2012; Рисунок 1.5), при этом треугольник может превращаться в трапецию при обламывании нижней рыхлой части после взаимодействия с дном. Все линейные размеры тороса на свободной воде кратны высоте его надводной части  $h_n$ . Осадка тороса  $h_n$ равна примерно  $5h_n$ . Угол ската надводной части  $a = 27^\circ$ . *Киль* – гребень подводной части тороса.



Рисунок 1.3. Образование тороса (по Дееву, 2002). Стрелками показаны силы сжатия (1), силы тяжести (2), архимедовы силы (3)



Рисунок 1.4. Поперечный разрез гряды тороса (Богородский, Гаврило, 1980).

Стамуха – ледяное торосистое образование, сидящее на грунте или на мели (Гляциологический словарь, 1984). Образуется она из остатков торосистого берегового припая, из несяков и торосистых льдин, севших на грунт. Благодаря тому, что стамуха своим килем упирается в грунт и не может уравновеситься (притопиться), соотношение высот ее надводной и подводной частей обычно составляет 1:2, в ряде случаев даже 1:1 (Зубов, 1945). Соотношение максимальных глубины киля к высоте паруса в акватории Каспийского моря в среднем равно 0,9 (Миронов и др., 2020).



Рисунок 1.5. Упрощенная схема распределения прочности тороса. Деформация грунта начинается при глубине моря равной  $h_{ks}$ , когда в контакт с грунтом вступает прочная часть киля:  $h_{ks} = h_k - B_{cr} tg \theta$ , где  $h_k$  - полная осадка киля,  $\theta$  - угол ската боковой поверхности киля, критическое значение ширины киля  $B_{cr}$  (Алексеев и др., 2005).

#### 1.4. Районирование береговой зоны замерзающих морей

Береговая зона замерзающих морей в своем строении имеет ряд отличий от береговых зон морей других широт. На примере Байдарацкой губы Карского моря, одного из наиболее изученных с этой позиции в России района, В.А. Совершаевым была предложена первая схема районирования прибрежно-шельфовой зоны по видам воздействия морских льдов (Природные условия..., 1997). Схема береговой зоны замерзающего моря составлена С.А. Огородовым (2009, 2011) на основе модели В.А. Совершаева и существенно уточняет первичные представления (Рисунок 1.6).

На рисунке 1.6 римскими цифрами обозначены сегменты в направлении от берега вниз по подводному склону (Огородов, 2011). Первый сегмент (I) находится за пределами прямого влияния льдов и не имеет особых отличий от берегов незамерзающих морей. Второй сегмент (II) включает береговой откос и верхнюю часть пляжа. Возможны навалы и надвиги льдов. Третий сегмент (III) включает в себя область осушки и прибрежного вдольберегового вала, в пределах которых в холодный период года формируется неподвижный припай. От остальной мористой части припая он отделяется приливной трещиной. На берегах бесприливных морей и крупных озер данный сегмент представлен подошвой припая. Четвертый сегмент (IV) включает в себя зону мористых береговых валов и подводный береговой склон, находящийся в пределах припая «на плаву». В период становления припая

осенью на вдольбереговых валах, как правило, формируются гряды торосов и стамухи. При сгонно-нагонных и приливно-отливных колебаниях уровня припай на плаву движется вместе с уровнем моря, поэтому может быть назван подвижным припаем. Пятый сегмент (V) включает в себя зону торошения на мористой кромке припая, где в течение всего зимнего периода происходят мощные сжатия и деформации дрейфующих льдов преимущественно со стороны моря (озера). Шестой сегмент (VI) включает в себя зону ледяных полей, дрейфующих вдоль мористой кромки припая. При отжимных ветрах в пределах сегмента может формироваться заприпайная полынья. Седьмой сегмент (VII) отличается от шестого лишь тем, что торосистые образования не достигают здесь дна, формирование стамух в этом сегменте невозможно.



Рисунок 1.6. Береговая зона замерзающего моря (Огородов, 2011). Условные обозначения: 1 – неподвижный припай, смерзшийся с дном (подошва припая); 2 – подвижный припай «на плаву»; 3 – дрейфующие ледяные поля; 4 – торосистые ледяные образования (торосы, стамухи, ледяные плотины), навалы и надвиги льда на берег; 5 – внедрение киля тороса в грунт; 6 – формирование сезонно-мерзлых грунтов в контактовой зоне «лед-дно»; 7 – приливная трещина; 8 – высокоминерализованные воды в межваловых ложбинах, криопеги

#### 1.5. Экзарационные процессы в береговой зоне

Экзарация – механическое воздействие льдов на подстилающую поверхность. В общем случае при упоминании в литературе термин «экзарация» относится к ледниковому воздействию на породы, по которым он движется. Однако, экзарация не ограничивается лишь ледниковыми процессами. **Ледовая экзарация** – это механическое воздействие льдов на берега и дно замерзающих морей и озер, связанное с динамикой ледяного покрова, торошением и стамухообразованием, под влиянием гидрометеорологических факторов и рельефа прибрежношельфовой зоны (по Огородову, 2003). Впервые этот термин предложен в словаре морских ледовых терминов (Бородачев и др, 1994) и трактовался как вспахивание дна подводной частью торосов, стамух, плотин из набивного льда и т.д. По мнению автора, предложенное определение является более широким и универсальным.

Ледовая экзарация захватывает участки берега от 10-15 м над уровнем моря до глубин 15-35 м, в ряде регионов – до 50-65 м, а по некоторым данным – до 75 м (Reimnitz et al., 1972; Огородов, 2011). Прямыми наблюдениями документально зафиксированы кили крупных торосистых образований, достигающие глубин 50 м (Лисицын, 1994). В выпахивании дна на глубинах свыше 50 м участвуют, вероятнее всего, так называемые «ледяные острова», содержащие обломки айсбергов, а не в чистом виде торосистые образования, сформированные исключительно из морского льда (Огородов, 2011). Необходимо отметить, что в нашей стране вопросы взаимодействия морских льдов с берегами и дном вплоть до конца ХХ в. практически не исследовались. За рубежом, особенно в США и Канаде, работы исследователей были начаты с изучения ранее детально не известных борозд в береговой зоне морей Бофорта и Чукотского (Carsola, 1954; Rex, 1955). Было выявлено, что эти формы рельефа не были гидрогенными, так как в данном районе отсутствовали сильные придонные течения мористее 20-метровой изобаты. Это позволило трактовать их как формы ледовой экзарации. С начала 1970-х годов (Reimnitz, Barnes, 1974) направление по исследованию роли льдов в береговой зоне получило приоритетное развитие, что привело к систематизации сведений по экзарации дна торосами и стамухами на арктическом шельфе Аляски (Barnes, 1982; Reimnitz, Kempema, 1982; Barnes et al., 1984).

В замерзающих морях с неустойчивым ледяным покровом, где припай не образуется или часто взламывается, навалы морских льдов на берег случаются в течение всего ледового сезона (Огородов, 2014). Берега с устойчивым ледяным покровом подвержены ледовым воздействиям как в период осеннего ледообразования, так и во время весеннего взламывания припая. В периоды нагонов и ледовых подвижек со стороны моря молодые льды осенью или в начале зимы могут выдвигаться на сушу. При надвигании на пляж ледяной покров перемещает обломочный материал, формируя из него гряды несортированного материала, называемые грядами ледового напора (Barnes, 1982). Высота таких гряд может достигать 2-3 м, протяженность – сотни метров (Чувардинский, 1985). В результате ледовых надвигов и навалов на берегах с песчаными пляжами формируются мелкие экзарационные формы: борозды, царапины, ямы. Большая часть отрицательных экзарационных форм ориентирована по нормали к линии уреза, положительные формы (валы) – вдоль линии берега (Barnes et al., 1984). На крутых берегах зафиксированы результаты ледовых воздействий на наибольших высотах – до 14 м над уровнем моря (Совершаев, 1981). На приморских низменностях с небольшой абсолютной высотой, которые затапливаются в результате штормовых нагонов, морские льды могут быть занесены на несколько десятков и даже сотен метров вглубь суши (Огородов, 2011).

Серьезное экзарационное воздействие на берег может оказать также «ледовый шторм», который по своей сути является ледово-волновой экзарацией, проявляющейся в прибрежной

относительно мелководной зоне при наличии остаточных разреженных льдов (1-3 балла). В периоды штормов берег испытывает интенсивное волновое и ударное воздействие льдин, эродирующих дно и создающих глубокие борозды. Имеются свидетельства катастрофических последствий «ледового шторма» на народнохозяйственные объекты в портах Охотска и Певека (Огородов, Цвецинский, 2008).

Под воздействием штормов происходит разрушение льдов в прикромочной зоне и формирование гряд торосов или стамух. В арктических морях такие процессы происходят чаще всего осенью и весной. В более южных водоемах с неустойчивым ледяным покровом, таких как Каспийское и Аральское, стамухи могут формироваться в течение всего ледового сезона. На Северном Каспии, например, различают стамухи осеннего и зимнего происхождения (Бухарицин, 1984).

После установления стабильного припая стамухи практически перестают двигаться и иногда примерзают ко дну. После их таяния на дне остаются небольшие ямы и мелкие относительно короткие борозды глубиной до 1 м (Barnes et al., 1988). Борозды ледового выпахивания в прикромочной зоне припая ориентированы по нормали к берегу или не имеют определенной ориентации (Огородов и др., 2007).

Более интенсивное воздействие на дно происходит на мористой кромке припая, где в течение всего холодного периода происходят торошения при контакте с дрейфующими ледяными полями и формируются гряды и барьеры торосов («ледяные плотины»), достигающие дна (Barnes et al., 1988). Борозды ледового выпахивания образуют на кромке припая так называемую гребенку, ориентированную обычно по нормали к линии берега, чему способствует напорное воздействие льдов со стороны открытого моря.

Наибольшие глубина и интенсивность экзарации приурочены к области дрейфующих льдов, тяготеющей к кромке припая, где в течение всего холодного сезона происходят торошения и вдоль которой дрейфуют ледяные поля с вмерзшими в них ледяными торосистыми образованиями, достигающими дна (Огородов, 2011). В силу того, что в экзарации дна участвует масса всего ледяного образования, включая и массу ледяного поля, в этой зоне образуются самые глубокие и протяженные борозды (Marchenko et al., 2007). Борозды выпахивания в этой зоне ориентированы в основном параллельно линии берега, так как ледяные торосистые образования подвергаются в основном вдольбереговому дрейфу. На глубинах, превышающих максимально возможную для данной акватории осадку торосистых образований, экзарация дна прекращается.

Для оценки величины зоны воздействия экзарационных процессов как по глубине, так и по охвату акватории, необходимо изучить морфометрические параметры борозд и систем борозд. Борозды выпахивания различны по морфологии: встречаются U-образные, V-образные,

W-образные, корытообразные, а также сложной формы с симметричными или асимметричными бортами (Огородов, 2011).

По результатам морфометрических исследований глубина, ширина и высота бортов борозд ледового выпахивания напрямую зависит от глубины моря (Barnes et al., 1984). Величины имеют функции распределения, близкие к нормальным. В море Бофорта наибольшее количество борозд на единицу площади зафиксировано на глубинах около 20-30 м, что согласуется с глубинами, до которых обычно распространяется припайный лед. Кромка припая приурочена к глубине около 25 м. От 0 м и до глубин 40-50 м значения глубины, ширины и высоты валиков борозд возрастают с некоторыми перепадами, а на глубинах более 40-50 м отмечается резкое падение величин. Максимум распределения глубин борозд приходится на глубины 30-40 м, а наиболее широкие борозды распространены на глубинах 40-50 м. Такие отклонения статистических показателей распределения глубины и ширины борозд выпахивания в направлении увеличения глубин моря объясняется тем, что, с одной стороны, с увеличением глубин моря уменьшается число торосистых образований, достигающих дна, однако увеличивается их масса и, соответственно, сила воздействия киля тороса на грунт в результате чего формируются более глубокие и широкие борозды (Огородов, 2014). Максимальная ширина борозд до 35 м, средняя глубина 1,5-2,5 м, высота бортов 0,7-1,5 м. На некоторых участках можно встретить и более крупные борозды, но они, скорее всего, были сформированы при участии «ледяных островов» в экзарации, но также могли быть образованы при участии многолетних дрейфующих ледяных образований с прочным консолидированным килем.

Вследствие разрушения в процессе экзарации дна слабоконсолидированного киля тороса баланс архимедовой силы и силы тяжести нарушается, в результате происходит осадка тороса, которая в свою очередь приводит к новому торошению над просевшим торосом и дальнейшей осадке (Зубов, 1945). При этом новый киль формируется из более прочной консолидированной части прежнего тороса. В результате процесс экзарации продолжается уже более прочным килем тороса, и глубина борозд может увеличиться. Также в теплый период года неконсолидированная нижняя часть киля тороса оттаивает и разрушается, во внутренней части в то же время происходит термодинамическая консолидация. В результате киль тороса к холодному сезону освобождается от неконсолидированной части, оставшаяся же часть становится прочнее (Огородов, 2014).

В зоне припая образуются относительно короткие экзарационные борозды, а в области дрейфующих льдов их длины значительно больше. Например, исследования в Байдарацкой губе на полигоне шириной 2,25 км показали, что большая часть обнаруженных там борозд не начинается и не заканчивается в пределах данного полигона, а пересекают его насквозь. Этот

факт говорит о том, что их длина заведомо превышает (иногда на порядок) ширину полигона (Ogorodov et al., 2013).

Достоверное определение глубины внедрения киля тороса в грунт на настоящий момент остается одной из наиболее острых проблем при изучении экзарации дна ледяными торосистыми образованиями (Огородов, 2014). В силу суровости природных условий в замерзающих морях, труднодоступности объекта исследований и технической сложности инструментального определения натурные измерения не всегда дают ответ об интенсивности и глубине экзарации дна ледяными образованиями. Математическое и лабораторное моделирование ледовых воздействий на берега и дно, активно развивающееся в последние десятилетия как за рубежом, так и в России, может дать стать решением этой проблемы (Yang, Poorooshasb, 1997; Liferov et al., 2007; Ледяные образования морей Западной Арктики, 2006; Marchenko et al., 2007; Шестов и др., 2011; Shestov, Marchenko, 2016; Nematzadeh, Shiri, 2020). В свою очередь, развитие математического моделирования тормозится отсутствием надежных данных исследований, например, по прочностным характеристикам килей дрейфующих торосистых образования, а также как и по физико-механическим свойствам донных грунтов в ненарушенном состоянии.

Кроме упомянутых линейных форм, на дне могут образовываться формы иной морфологии. В процессе выдавливания грунта килями торосистых образований, севших на дно, образуются ямы и гряды застамушивания. Дрейфующие ледяные поля закручивают киль тороса, формируя на дне серию ям и гряд сложной формы. В течение ледового сезона масса стамухи, находящейся постоянно на одном месте, может увеличиваться за счет нагромождения льдин. В результате увеличения нагрузки на дно, образуются ямы выдавливания, остающиеся после стаивания стамухи. Эти ямы по размерам соответствуют образующим их стамухам, и могут иметь размер до нескольких сотен метров в поперечнике и глубину до нескольких метров. На Каспийском море зафиксированы ямы застамушивания глубиной до 1 м (Part et al., 2013). Также вокруг пребывающей длительное время на одном месте стамухи местные течения образуют гидрогенные формы, связанные с локальным размывом и аккумуляцией вокруг нее.

Таким образом, береговая зона замерзающих морей и озер, несмотря на сезонное покрытие льдом, является весьма динамичной, не только с точки зрения гидрометеорологии, но и с точки зрения геоморфологии. Ледово-экзарационные процессы в береговой зоне являются не только рельефообразующими, но и опасными. И если на берегах арктических морей они изучены относительно хорошо, то на берегах морей умеренной зоны они менее известны. На Каспийском море в настоящее время идет накопление информации о строении торосов и стамух (Фролов и др., 2009; Андреев, Иванов, 2012; Миронов и др., 2020), но сведений о создаваемых ими формах рельефа недостаточно. В стадии изучения находится реакция ледяного покрова на

изменения климата. На Аральском море воздействия льдов на микрорельеф дна ранее не изучались.

## ГЛАВА 2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АРАЛЬСКОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННОГО РЕЛЬЕФА

Для понимания условий рельефообразования и особенностей формирования ледяных торосистых образований в береговой зоне необходимо рассмотреть геологогеоморфологические, гидрологические и климатические условия Каспийского и Аральского морей. Рассматриваются климатические условия второй половины XX – начала XXI вв., в т.ч. те их изменения, которые могли или могут повлиять на развитие и интенсивность ледовоэкзарационных процессов.

#### 2.1. Геолого-геоморфологические условия Аральского и Каспийского морей

*Аральское море* представляет собой внутриконтинентальный водоем, образовавшийся в замкнутом понижении рельефа (Розенблатс, 1976). Образование впадины Арала, скорее всего, является следствием общего тектонического опускания региона с второстепенной ролью денудационных и дефляционных процессов (Асеев и др., 1974; Милановский, 1996). С запада к нему обрывается Восточный Чинк плато Устюрт, к северу развит останцово-денудационный рельеф Северного Приаралья, на северо-востоке переходящий в денудационную равнину. С востока и юга к морю подходят древние и современные дельтовые равнины рек Сырдарья и Амударья, а с юго-востока подступает равнина Кызылкумы с рельефом эоловых гряд.

В структурном отношении западная окраина моря приурочена к опущенному блоку кристаллического фундамента Туранской эпигерцинской плиты. Вся остальная часть акватории расположена над приподнятым Кызылкумским сегментом фундамента. В строении Приаралья преобладают узкие субмеридионально вытянутые структуры, являющиеся продолжением Уральской тектонической зоны (Корсаков, Казаков, 1971; Карта..., 1997). Наиболее существенные черты строения унаследованы от складчатого фундамента.

Наиболее активная тектоническая структура в пределах Аральского моря – Арало-Кызылкумский вал, связанный с одноименным глубинным разломом (Мысливец, 1983). Продолжающееся в новейшее время поднятие выразилось в образовании по линии вала цепочки островов при высоком стоянии уровня моря. Для центральной и восточной частей Аральского моря характерны слабые общие опускания, связанные с погружением блоков фундамента. Морфоструктуры северной, западной и южной частей Аральского моря испытывают более интенсивные дифференцированные движения (Мысливец, 1983).

**І** – Глубоководная впадина (желоб) в западной части моря приурочена к подножью Восточного Чинка и вытянута на расстояние до 160 км (Рисунок 2.1). Впадина имеет преимущественно дефляционное происхождение (Розенблатс, 1976). Поперечный профиль

впадины преимущественно V-образный. Склоны впадины крутые и ровные, западные представляют собой подводную часть Восточного Чинка, а восточные свод Арало-Кызылкумского поднятия. Восточные склоны, особенно их верхние части, более пологие.



Рисунок 2.1. Батиметрия Аральского моря по отношению к уровню 1960 г. (53 м над у.м.) (по INTAS, 2006). Римскими цифрами обозначены зоны, упомянутые в тексте (по Розенблате, 1976), пунктирными линиями – границы зон.

**II** – Котловины северного Арала имеют преимущественно тектоническую структуру с дефляционной моделировкой (Розенблатс, 1976). К ним приурочены такие заливы как Чернышева, Тщебас, Паскевича, Сарышинагак (Сары-Ченагак) и др. Склоны котловин очень

пологие, выровненные, характеризуются различной шириной. Дно котловин плоское, выровненное, с незначительным наклоном к центру.

III – Срединные поднятия, как уже отмечалось, имеют тектонический характер. Поверхность западной части поднятия представляет собой пологонаклонную равнину, постепенно переходящую в склон глубоководной впадины. Восточный склон поднятия крутой, что, возможно, связано с южной периферией зоны разломов Уральской тектонической зоны.

**IV** – Центральная впадина Большого моря характеризуется равнинным дном. Склоны, кроме западного, пологие и местам слабо выраженные в рельефе. В образовании центральной впадины наряду с общим тектоническим опусканием участка немаловажную роль сыграли и денудационные процессы, выражавшиеся в основном в сглаживании рельефа (Розенблатс, 1976).

V – Равнина северной части моря, осложненная небольшими поднятиями в рельефе, располагается между бывшими о. Барсакельмес и Кокарал и имеет денудационное происхождение, а осложняющие поднятия морфологически похожи на денудационные останцы. Унаследованный останцово-денудационный рельеф лишь частично замаскирован морскими донными осадками (Розенблатс, 1976). Большая часть дна плоская, северный и юный склоны крутые, восточный и западный – пологие.

**VI** – **Прибрежная наклонная равнина** имеет ширину до нескольких десятков километров. На ней прослеживается ряд древних береговых образований (Вейнбергс, 1976). У абразионных берегов равнина имеет значительные уклоны и небольшую ширину, у аккумулятивных – очень пологие склоны и значительную ширину. Формирование равнины, повидимому, происходило в результате волновой деятельности при разных уровнях бассейна Аральского моря (Розенблатс, 1976).

Ha Аральском море выделялись абразионные, абразионно-аккумулятивные, аккумулятивные, денудационные и органогенные берега (Лымарев, 1967). Единично на восточном берегу встречались лагуны (Рисунок 2.2а). Абразионные берега были наиболее характерны для Западного, Северного и отчасти Южного Приаралья (бывш. п-ов Муйнак). Выпуклый профиль подводного склона у абразионных берегов характеризуется крутизной от 0.033 до 0.006. У абразионно-обвальных и абразионно-оползневых берегов (Рисунок 2.2б) его крутизна составляет в среднем 0.011 и 0.01-0.005 соответственно. Абразионно-аккумулятивные берега относятся к образованиям переходной стадии. Встречались они в бухтах Малого Арала и на юго-восточном побережье и имели среднюю крутизну подводного склона 0.006. Широко распространенные аккумулятивные берега были типичны для южного и восточного побережий (Рисунок 2.2в). Крутизна подводного склона меняется от 0.011 до 0.002, уменьшаясь на дельтовых участках до 0.0025-0.008. Органогенные берега (Рисунок 2.2г) были представлены

тростниковым (фитогенным) типом, распространенным преимущественно на северо-восточном и восточном побережьях. Тростниковые заросли образовывали кайму до 200 м. Крутизна подводного берегового склона на таких берегах стремится к нулю. Денудационные (аридноденудационные) берега развиваются в условиях, когда процессы общей денудации протекают активнее береговых процессов, например в местах, где к берегу близко подходило столовоеостанцовое плато Северного Приаралья. Крутизна подводного слона на таких берегах изменяется от 0.013 до 0.0027.





Рисунок 2.2. Берега Аральского моря: а) бывший залив Каратерен; б) абразионнообвальные берега бывшего острова Кокарал; в) бывшие береговые дюны на аккумулятивном берегу Восточного Арала; в) современный органогенный берег близ устья Сырдарьи. Октябрь 2019 г. Все фото здесь и далее сделаны автором, кроме специально оговоренных случаев.

Донные осадки Аральского моря образованы практически всеми размерностями обломочного материала — от песков до глин. Пески представляют собой большей частью береговые и дельтовые отложения (переработанные морем коренные породы, аллювий рек и эоловые пески); алевриты в основном дельтовые (осадки рек Сырдарьи и Амударьи) и береговые, глины и мергели собственно морские (центрально-озерные). Присутствие раковин организмов размером от 1 до 25—35 мм (остракоды, моллюски *Cardium* и др.) «огрубляет» морские илы, представленные обычно тонкозернистым (менее 0,01 мм) материалом. «Огрубляют» их также карбонаты, образующие агрегаты, и особенно гипс, сингенетичные

кристаллы которого иногда достигают нескольких миллиметров в поперечнике (Рубанов и др., 1987).

Центральные части Восточного и Западного Арала с поверхности сложены известковоглинистыми (Бродская, 1954), глинистыми (Зенкович, 1947) илами или карбонатными глинами (Рубанов и др., 1987). Здесь на обширной площади выпадали наиболее тонкие компоненты, приносимые Амударьей и Сырдарьей. В результате сформировались совершенно однородные глинистые известковые илы с содержанием карбонатов более 40 % без остатков ракуши (Зенкович, 1947).

На наиболее глубоких участках Малого моря и северных заливов развиты карбонатные и карбонатистые глины. Участки развития глин ближе к бывшим береговым зонам опоясаны алевритами от мелких до крупных размерностей. Прибрежные на момент максимального уровня моря участки всюду опоясаны песками, особенно широко распространенными вдоль восточного побережья, где ширина песчаной полосы достигает 80 км (на юго-востоке). Вокруг островных поднятий Лазарева — Возрождения развиты известковые оолитовые пески (Рубанов и др., 1987).

Собственные исследования гранулометрического состава осадков, отобранных на ключевых участках дна равнины северной части Аральского моря (Рисунок 2.3), показали, что поверхностные отложения представлены главным образом алевритом сильно глинистым или песчано-глинистым (Фролов, 1964).

*Каспийское море* – крупнейший в мире бессточный водоем, расположенный в обширной континентальной впадине. Площадь моря в настоящее время около 0,4 млн. км<sup>2</sup>, объем воды около 79 тыс. км<sup>3</sup>, что составляет 44% объема всех озер (Болгов и др., 2007). Максимальная протяженность с севера на юг около 1200 км, ширина 200-450 км, наибольшая глубина 1025 м. В зависимости от уровня моря изменяются такие характеристики, как площадь зеркала, глубина, протяженность береговой линии и др. В работе используются характеристики, относящиеся к состоянию моря при уровне минус 28,0 м в Балтийской системе высот.



Рисунок 2.3. Результаты гранулометрического анализа образцов на треугольной диаграмме. Зеленым цветом – образцы с бывшего дна Аральского море, синим – образцы из залива Кендырли Каспийского моря, красным – из района Тюленьих островов.

Котловина Каспийского моря имеет гетерогенное происхождение (Международная..., 2003, Рисунок 2.4). По морфологическим особенностям дно Каспийского моря подразделяется на три части: Северную, Среднюю и Южную. Северная часть представляет собой окраину Прикаспийской синеклизы, являющейся частью докембрийской Восточно-Европейской платформы (Каспийское море..., 1987). Мангышлакский порог структурно связан с герцинидами: погребенным валом Карпинского на западном берегу моря и с горами Мангышлака на восточном. Восточная часть северного Каспия – погруженный участок эпигерцинской Туранской платформы. Дербентская впадина, а также западные участки шельфа и материкового склона — краевой прогиб альпийской геосинклинали Большого Кавказа. Апшеронский порог соответствует одному ответвлений новейших ИЗ структур, сформировавшихся на погружении складчатых образований Большого Кавказа. Южный Каспий характеризуется субокеаническим строением земной коры: здесь отсутствует гранитный слой, а под осадочным слоем мощностью до 25 км залегает базальтовый слой мощностью до 15 км, что указывает на ее образование в результате закрытия океана Тетис (Каспийское море..., 1987). Дно Каспийского моря с поверхности выстлано голоценовыми отложениями (Рисунок 2.5).





Рисунок 2.4. Геоморфологическая карта Каспийского моря (Каспийское море..., 1987). Условные обозначения:

1 – бровка (перегиб) шельфа; 2 – подножие склона; 3 – контур глубоководной впадины; 4 – бровка и поверхность древнего шельфа; 5 абразионные уступы на различных глубинах моря; 6 – оси современного прогибания; наибольшего районы развития: 7 – оползней; 8 – временных потоков; 9 – граница Уральской бороздины; 10 – следы древних русел рек; 11 – абразионный скульптурный рельеф; 12 \_ оси основных антиклинальных зон; 13 – грязевые вулканы; 14 – авандельта р. Волги; шельф: 15 – абразионный; 16 – аккумулятивный; участки 17 мелкорасчлененного рельефа. связанного с новейшими поднятиями.

Рисунок 2.5. Схема голоценовых отложений Каспийского моря (Козина, 2015). Условные обозначения:

Доголоценовые отложения: 1 – породы дочетвертичного субстрата; 2 - нерасчлененные (доголоценовые) четвертичные отложения отложения: 3 – русловые и Голоценовые озерные галечно-песчано-глинистые; 4 песчано-пелитовые галечно-песчано-И пелитовые наземных и подводных дельт; 5 валунно-глыбовые в зонах выхода на дно коренных пород; 6 – гравийно-галечные; 7 – песчано-гравийные: 8 – песчаные: 9 – алевритопесчаные; 10 – песчано-алевритовые; 11 – пелито-алевритовые и алеврито-пелитовые илы; пелиты, пелитовые и карбонатно-12 \_ 13 – грязевулканические пелитовые илы; брекчии; 14ракушечные банки; 15 вулканогенные породы Армянского нагорья; 16 – зоны распространения целой и битой ракуши: а – в умеренных, б – в повышенных концентрациях.

Северная часть Каспийского моря расположена в пределах обширной Прикаспийской низменности, затапливавшейся в периоды плейстоценовых трансгрессий, западное побережье примыкает к горам Кавказа, а восточный берег – к пустынным областям Средней Азии. На юге к берегу подходят горные хребты Богровдаг и Эльбурс. Природные условия разных районов Каспийского побережья неодинаковы, причем вытянутость бассейна по меридиану и наличие наряду с низменностями высоких гор в непосредственной близости от моря обусловливают значительные контрасты климата, ландшафта, геологического строения, гидрологического режима (Леонтьев и др., 1977). Рельеф дна Каспийского моря отражает основные черты геологического строения, хотя тектонические процессы нивелируются интенсивной седиментацией (Митина и др., 2016).

Северная часть моря наименьшая по площади и самая мелководная, ее средняя глубина 4,4 м (Рисунок 2.6). Граница между северной и средней частями проходит по линии о. Чечень на западе и мыс Тюб-Караган на востоке. Морфологически она выражена в наличии Мангышлакского порога с глубинами порядка 10-15 м. Пологие и низкие берега Северного Каспия от дельты Терека на западе до полуострова Мангышлак на востоке являются частью обширной Прикаспийской низменности (Рисунок 2.7). Впадающие в Северный Каспий реки Волга и Урал образуют обширные дельты. Склоны котловины Северного Каспия весьма пологие. Дно северной части моря слабо наклонено к югу. В восточной части Северного Каспия расположена впадина Уральская бороздина с глубинами 5-8 м. Вследствие мелководности, главнейшим рельефообразующим фактором на дне Каспийского моря является волнение (Леонтьев и др., 1977).



Рисунок 2.6. Батиметрическая схема Северного Каспия. Цифрами обозначены: 1 – Малая, 2 – Средняя и 3 – Большая Жемчужные банки; 4 – Кулалинская банка; 5 – р. Урал.



Рисунок 2.7. Низкие аккумулятивные (а) и абразионно-обвальные (б) берега Северного Каспия. Сентябрь 2019 г.

В пределах выдвигающихся дельт рек Волги и Урала откладывается большое количество влекомых и взвешенных наносов, что приводит к образованию множества дельтовых островов и отмелей. Особенности рельефа дна обусловлены значительным объемом осадочного материала, поступающего в Северный Каспий и сменой во времени противоположно действующих рельефообразующих факторов: выравнивания рельефа при трансгрессии за счет аккумуляции морских осадков и формирования эрозионного рельефа во время регрессий. В период регрессий эрозионный рельеф формировался за счет деятельности нескольких крупных речных систем: палео-Волги, палео-Урала и палео-Эмбы, что приводило к формированию

бороздин (Уральской, Волжской) (Маев, 1974; Бадюкова и др., 1996; Рычагов, 2019). В период трансгрессии большую роль играли процессы аккумуляции, которые способствовали формированию целого ряда банок (Леонтьев и др., 1977). Трансгрессивно-регрессивные циклы в плейстоценовой истории Каспия (Янина, 2012) привели к формированию на Северном Каспии ряда реликтовых береговых форм, русел и дельт (Игнатов, Огородов, 1998). Большое количество островов на Северном Каспии сформировано за счет выхода отмелей из-под уровня моря, и являются аккумулятивными образованиями типа баров, образованных волнами на периферийных участках поднятий или структур морского дна (Рычагов, 1997).

Решающим фактором, определяющим тип осадочного процесса в Каспийском море и основные закономерности распределения осадков по составу и темпам накопления, являются физико-географические условия водосборного бассейна (Федоров, 1957). Донные отложения северной части моря представлены в основном отложениями новокаспийского яруса голоцена (Лебедев и др., 1973), преимущественно привнесенных реками, впадающими в Северный Каспий. По периферии они образованы песками, ракушей и ракушечным детритом. В ложбинах и бороздинах накапливаются алевриты, глинистые и известняковые алевриты. На относительно пологих склонах и в котловинах преобладают глинистые, известковые и карбонатные илы (Глумов и др., 2004). Гранулометрический анализ образцов, отобранных в районе Тюленьих островов и залива Кендырли (распространены также написания Кендерли, Киндерли, Кендирли) на Среднем Каспии, показал, что грунты в этих районах представлены песками алевритистыми и сильно алевритистыми до алеврита глинисто-песчанистого (Рисунок 2.3). При этом содержание растительного детрита колебалось от 5 до 13 %, а ракушечного – от 22 до 37 %.

Многие острова представляют собой несколько слившихся между собой песчаноракушечных баров серпообразной формы. Донные отложения в пределах банок Безымянной, Кулалинской, Бол. Жемчужной представлены песками мелкой, средней и крупной зернистости (Хрусталев, 1978; Свальнов и др., 2011). Участки, обрамляющие банки, покрыты сравнительно крупнозернистыми отложениями (оолитовыми и ракушечно-детритовыми), встречаются поля чистой ракуши (Лебедев и др., 1973).

Средний Каспий имеет среднюю глубину 192 м. Граница между Средним и Южным Каспием проходит в районе 40-й параллели (Апшеронский порог). Западные берега Среднего Каспия до Махачкалы низменные, к югу до Апшеронского полуострова вдоль берега тянутся отроги Кавказских гор, в ряде мест подступающие близко к морю. Берега преимущественно аккумулятивные, лишь на отдельных участках – абразионные (Рисунок 2.8). Восточный берег Среднего Каспия значительно ниже западного и лишен поступления речных наносов. Восточный берег Среднего Каспия осложнен мысами и косами, между которыми вдаются в

берег заливы Александрбай (Бековича-Черкасского), Казахский, Кендырли, Кара-Богаз-Гол. На восточном побережье преобладают абразионные берега, выработанные в известняках, слагающих прилегающие пустынные и полупустынные плато. Дно лагун, в частности – зал. Кендырли представляет собой равнину карбонатной (хемогенно-биогенной) аккумуляции (Леонтьев и др., 1977).



Рисунок 2.8. Берега Среднего Каспия: а) коса Ада, отчленяющая залив Кендырли на восточном берегу, сентябрь 2019 г.; б) размываемый берег в г. Дербент, май 2015 г.

**Южный Каспий** занимает впадину, относящуюся к области альпийской складчатости со сложным рельефом и наибольшими глубинами (максимальная – 1025 м, средняя – 344 м) (Болгов и др., 2007). Рельеф дна и шельфа осложнен многочисленными грязевыми вулканами и тектоническими поднятиями. Берега Южного Каспия разнообразны: на западе к морю примыкает Куро-Араксинская низменность, южнее к берегам подступают Талышские горы, южный берег окаймлен высоким горным хребтом Эльбурс. На побережье Ирана можно выделить зоны предгорий, плейстоценовых террас, древних клифов и низменностей (Леонтьев, 1968). Восточный берег Южного Каспия до полуострова Челекен на севере низменный, у берега преобладают песчаные пустыни. Севернее расположены два залива – Красноводский и Туркменский, разделенные полуостровом Челекен.

#### 2.2. Гидрометеорологические условия Каспийского и Аральского морей

Аральское и Каспийское моря расположены в южной части умеренного пояса Евразии, на стыке с субтропическим поясом (Алисов, 1956). Их положение в аридной зоне и бессточных котловинах определяет особенности гидрологических характеристик и режима. Колебания уровня – главная особенность гидрологического режима этих водоемов. Уровень чутко реагирует на изменение параметров водного баланса: объема стока впадающих в море рек, испарения с водной поверхности и количества атмосферных осадков в пределах акватории (Клиге, 1997; Рычагов, 2011). Колебания уровня Каспийского (Янина, 2012; Svitoch, 2014; Бадюкова, 2015) и Аральского (Свиточ, 2009; Burr et al., 2019) морей происходили постоянно в течении плейстоцен-голоценовой истории этих внутренних водоемов.

В 1961 году (при отметке уровня 53,0 м) площадь Аральского моря составляла 68,3 тыс.  $\kappa m^2$ , объем – 1066  $\kappa m^3$ , средняя глубина – 16,1 м, наибольшая – 66 м (Рисунок 2.1). Расположенное в северной части Малое море обособлено морфологически и отделено от Большого моря проливом Берга. Большой бассейн, в свою очередь, был разделен на Западный и Восточный группой островов. Нарушение водного баланса Аральского моря произошло в результате чрезмерного использования вод двух основных рек, впадающих в него, в целях ирригации рисовых и хлопковых полей (Micklin, 2016). Такое антропогенное вмешательство привело к сокращению объемов стока Амударьи и Сырдарьи, в результате чего испарение стало преобладать над стоком, а уровень моря – стремительно падать (Рисунок 2.9). Другой возможной причиной резкого падения уровня Аральского моря называют тектонические подвижки в регионе, приведшие к увеличению подземного стока из Аральского моря в Каспийское (Голубов, 2018). Падение уровня, достигавшее с середины 70-х до начала 90-х прошлого века 70 см в год, происходило так быстро, что за год море уходило сразу на несколько километров, осушая поверхность бывшего дна. В 2000-е годы скорость падения уровня достигла 80-90 см/год (Кривоногов, 2012).



Рисунок 2.9. График изменения уровня Аральского моря по данным спутниковой альтиметрии (по <u>https://dahiti.dgfi.tum.de</u>; Schwatke et al., 2015) и уровнемерным данным (по Kostianoy, Kosarev, 2010): 1 – Аральское море (1960-1986), 2 – Большое Аральское море (1986-2006); 3 – Восточное Аральское море (2006-2020); 4 – Западное Аральское море (2006-2020); 5 – Малое Аральское море (1986-2020).

Будучи в середине XX в. единым морем, с падением уровня разделилось на отдельные бассейны. Сначала в 1986 г. Малое море отделилось от Большого, и их дальнейшая эволюция проходила в автономном режиме. С 2007 года Большой Арал разделился на Западный и Восточный Арал. В 2005 году Большое море было окончательно отделено от Малого Кокаральской плотиной, что сделало возможным сохранение Малого моря. В настоящий момент уровень Малого Арала держится на отметке 42 м, уровень Западного Арала около
23,5 м. До 2014 года уровень Восточного Арала уменьшился до 28,5 м, что привело впоследствии к его полному высыханию. В настоящий момент Восточный бассейн периодически обводняется при подъеме уровня паводковых вод в Амударье, однако формирования водоема фактически не происходит. На настоящем этапе также существует отделенный от Большого моря бывший залив Тщебас (Тущыбас), уровень которого держится на отметке около 28 м.

Климатические особенности моря определяются его внутриконтинентальным положением с резко континентальным климатом, обеспечивающим большие внутригодовые колебания температуры, незначительную облачность и малое количество осадков. Лето здесь сухое и жаркое, зима холодная с неустойчивой погодой. Обширная область Приаралья и само море находятся в сфере деятельности зимнего Сибирского антициклона и летней Южно-Азиатской барической депрессии. Зимой резкие понижения температуры связаны с холодными северными и северно-западными вторжениями. В теплые сезоны отрог Сибирского антициклона разрушается, и окружающие Арал пространства оказываются под воздействием Южно-Азиатского минимума, поэтому сохраняется преобладание ветров восточных направлений. В северной части моря температура воздуха уже в ноябре имеет отрицательные значения и в январе в среднем равна -11—13 °C. В южной части моря средняя температура января до -6...-8 °C. Продолжительность периода с отрицательными температурами составляет 120-150 дней (Гидрометеорология..., 1990; Kostianoy, Kosarev, 2010). Температура воздуха весной быстро повышается до +5...+10 °C в марте. В июле температура над морем достигает 25-26 °С. С 1961 года начались изменения температурного режима моря. Зимой уже к 1971-80 гг. температура воздуха оказалась ниже на 5-6 °C, также увеличилась межгодовая амплитуда (Гидрометеорология..., 1990).

Ветровой режим Аральского моря характеризуется преобладанием в течение всего года ветров северо-восточной четверти, повторяемость которых достигает 45-55 % (в среднем – 35 %). Зимой локальный центр сибирского антициклона, на периферии которого располагается Аральское море, находится к северо-востоку от него. Поэтому в холодный период также преобладают северные и северо-восточные ветры со средними скоростями 5-6 м/с, максимальными до 20-25 м/с. Розы ветров на гидрометеорологических станциях (ГМС), расположенных в различных частях Аральского моря (Рисунок 2.10), показывают региональные различия ветрового режима. Сильные ветры возникают в районе Аральского моря довольно часто. Особенно большой повторяемостью отличается западное побережье (Актумсук), где в среднем за год наблюдается более 50 суток с сильным ветром. Также велика повторяемость сильных ветров на о. Барсакельмес (44 суток) (Гидрометеорология..., 1990).



Рисунок 2.10. Розы ветров холодного времени года (январь) в районе Аральского моря (по: Гидрометеорология..., 1990). Синими квадратами обозначены ГМС. На розах ветров сплошной линией показаны ветры на 1 ч, пунктиром – на 13 ч. На основе мозаик спутниковых снимка WorldView-2, осень 2015 г.

Средняя сумма осадков, выпадающих в районе Аральского моря, составляет 110-150 мм, при этом максимальное их количество наблюдается в холодное время года. В летние месяцы осадков может не выпадать. Несмотря на относительно небольшие размеры, Аральское море отличается пространственной неоднородностью гидрометеорологических и гидрохимических

38

характеристик, что вызвано климатическими особенностями отдельных районов моря, неодинаковым влиянием речного стока, а также морфометрическими особенностями котловины (Гидрометеорология..., 1990).

До 1961 года море было солоновато-водным, минерализация его вод незначительно менялась около 10 г/кг и не превышала 12 г/кг (Большое Аральское море..., 2012). В отличие от солености, для температуры воды была характерна значительная пространственная и временная изменчивость. Сезонный ход температуры поверхности моря (ТПМ) был выше 25 °С. Поля плотности определялись в основном температурой, а не соленостью. Значения плотности σt менялись от 5 кг/м<sup>3</sup> летом до почти 10 кг/м<sup>3</sup> зимой. Сокращение объема Аральского моря сопровождалось постоянным ростом солености. На сентябрь 2010 г. она составляла 117 г/кг (на поверхности), что означает увеличение в 12 раз по сравнению с состоянием до 1960 г. Что касается восточного бассейна, то измеренная там в июне 2008 г. соленость составляла 211 г/кг, что в 21 раз выше значений условно-естественного периода (Большое Аральское море..., 2012). Необходимо отметить, что вплоть до второй половины 1990-х гг., рост солености в западном и восточном бассейнах Большого Арала был одинаковым, однако затем осолонение стало прогрессировать гораздо быстрее в мелководном восточном бассейне, чем в западном. Именно к этому времени два бассейна оказались в значительной степени отделенными друг от друга, а пути водообмена между ними ограничились двумя проливами на севере и юге (а с 1999 г. – единственным проливом в северной части моря). Гораздо более мелкий восточный бассейн подвергался летом более значительному нагреву и, следовательно, скорость испарения с его поверхности была выше, чем и объясняется его более быстрое осолонение (Большое Аральское море..., 2012). Соленость Малого Арала повышалась вплоть до 2005 года, когда, в результате строительства Кокаральской плотины, котловина стала наполняться водами Сырдарьи и соленость понизилась до исходного уровня 11 г/кг (Izhitsky et al., 2016).

Существенные изменения в температурном режиме Аральского моря по сравнению с условно-естественным периодом подтверждаются результатами спутникового мониторинга 1982-2009 гг., показавшего, что эти изменения обусловлены, главным образом, уменьшением его глубин и теплозапаса (Kouraev et al., 2009; Гинзбург и др., 2010). Осенняя и весенняя температурные фазы оказались сдвинутыми примерно на месяц в сторону их более раннего наступления. Также увеличился годовой размах ТПМ и понизились ее среднезимние температуры.

Площадь Каспийского моря при современной отметке -27,5 м составляет 386,4 тыс. км<sup>2</sup>. Северный Каспий ограничен 20-метровой изобатой, средняя его глубина составляет 4-5 м (Рисунок 2.4). Средняя часть включает в себя Дербентскую котловину с максимальными глубинами до 788 м. Максимальная же глубина Каспийского моря достигает 1025 м в Южнокаспийской котловине.

За последние 500 лет размах колебаний уровня составлял 7 м, а самой низкой его отметкой была минус 29 м (Матишов и др.,. 2012). В свою очередь, амплитуда колебаний уровня Каспийского моря в XX – начале XXI вв. составила чуть более 3 метров (Клиге, 1997; Arpe, Leroy, 2007). В настоящее время уровень Каспийского моря колеблется в районе отметок - 27,5 ... -28,0 м (Рисунок 2.11).



Рисунок 2.11. Уровень Каспийского моря. Условные обозначения: 1 – уровень моря по ст. Махачкала; 2 – экстремальные значения в XX-XXI вв. (Ogorodov et al., 2020).

Вследствие большой меридиональной протяженности, метеорологические условия в разных частях Каспийского моря неодинаковы. Среднегодовые температуры воздуха изменяются от 10 °C в северной части моря до 17 °C в южной. Северный регион Каспийского моря, о котором идет речь в работе, имеет континентальный климат с теплым летом (в июне-августе температуры в среднем составляют 24-25 °C) и холодной зимой (с декабря по февраль – в среднем минус 5-6 °C). Температура воды также подвержена существенным широтным изменениям. В северной части зимой ТПМ падает до 0,0-0,5 °C, летом достигает 24-25 °C.

Для северной части моря характерно преобладание восточных и юго-восточных ветров большую часть года. В средней части господствуют ветры северо-западного и юго-восточных направлений. Над морем преобладают ветры со скоростями до 10 м/с (80-90 % повторяемости), при этом повторяемость штормовых ветров – менее 1 %. Течения в море носят в основном ветровой характер. Зимой циркуляция над Северным Каспием в основном обусловлена влиянием западной и юго-западной периферии азиатского максимума. Воды Каспия зимой охлаждаются меньше, чем прилегающие пустыни, в связи с чем увеличивается тенденция переноса более холодных воздушных масс с суши в сторону моря. Все это объясняет на восточном побережье преобладание юго-восточных и восточных ветров. Над Северным Каспием в зоне наиболее выраженного восточного ветрового потока повторяемость ветров восточных румбов возрастает до 60-70 % (Рисунок 2.12).



Рисунок 2.12. Розы ветров холодного времени года (январь) на Северном Каспии (по Гидрометеорология..., 1992). Скорость ветра: 1 – 1-5 м/с, 2 – 6-9 м/с, 3 – 10-15 м/с, 4 – больше 16 м/с. Метеостанции: І – Атырау, ІІ – Лагань, ІІІ – Кулалы, IV – Махачкала, V – Форт-Шевченко.

Режим осадков на Каспийском побережье в значительной степени зависит от взаимодействия воздушных масс разного происхождения с его рельефом. Восточное побережье Каспия отличается большой засушливостью, что объясняется малой его доступностью для влажных атлантических воздушных масс – основного источника увлажнения. Западная часть Северного Каспия получает порядка 200-250 мм осадков в год, восточная – 150-200 мм. В северной части резко изменяется соленость воды. В приустьевых частях Волги и Урала она составляет всего 0,1 ‰, на границе со Средним Каспием уже достигает 10-11 ‰.

Сгонно-нагонные изменения уровня вызываются устойчивыми штормовыми ветрами и широко распространены на Северном Каспии. При ветрах северной четверти на Северном Каспии случается сгон, у северного побережья Апшеронского полуострова – нагон; при восточном и юго-восточном ветрах нагон воды происходит на берегах северной части Каспия. Наибольшая высота нагонов на Северном Каспии достигает 125 см (Нестеров и др., 2018), что сопоставимо с многолетними колебаниями уровня моря за рассматриваемый период. Конфигурация берегов обусловливает пространственную неравномерность величин нагонов. Во всех изгибах береговой черты, образующих заливы, нагоны увеличиваются к их вершинам, и наоборот, уменьшаются на выпуклых формах (Ивкина, 2013). Средняя продолжительность нагонов составляет 10-12 ч, наибольшая – 24 ч (Гидрометеорология..., 1992).

#### 2.3 Ледовые условия Аральского моря до 1961 года

При упоминании Аральского моря период до 1961 года в научной литературе принято называть «условно-естественным» (Гидрометеорология..., 1990; Большое Аральское море..., 2012 и др.). Такое название дано этому периоду, чтобы отделить его от времени, когда на состояние Аральского моря, согласно общепринятой гипотезе, стали влиять антропогенные изменения в его бассейне.

Первые сведения о ледовом режиме Аральского моря в условно-естественный период были приведены в классической работе Л.С. Берга (1908). Отмечая замерзание в суровые зимы Малого моря и мелководных заливов и говоря, что море «нередко замерзает до о. Барсакельмеса», Л.С. Берг считал, что «открытое море (центральный бассейн) обыкновенно, вследствие ветров, не покрывается льдом совсем» (Берг, 1908, с. 293). Это ошибочное мнение существовало до начала 50-х годов, когда начались регулярные наблюдения за льдами. В 50-е – 60-е годы появился ряд работ о ледовом режиме Аральского моря (Ромашкин, 1955; Купецкий, 1959; Сачкова, 1965). Довольно полная характеристика элементов ледового режима Аральского моря приведена в «Атласе льдов Аральского моря» (1970). Развитие ледяного покрова, его толщина и общая ледовитость зависят от степени суровости зимы, поэтому различия в ледовых условиях год от года в наибольшей степени определяются температурными условиями. Для оценки степени суровости зимы обычно используется сумма градусо-дней мороза (СГДМ) (Сачкова, 1965; Думанская, 2013), позволяющая разделить зимы на мягкие, умеренные и суровые. На Аральском море к мягким относят зимы с СГДМ менее 500 °C, к умеренным – 500-1000 °С, к суровым – более 1000 °С (Гидрометеорология..., 1990). Средние даты появления льда характеризуют процесс ледообразования в умеренные зимы.

До начала падения уровня Аральского моря в 1961 году ледообразование в прибрежных районах на севере и северо-востоке моря обычно начиналось 19-23 ноября. К концу этого месяца первичные формы льда появлялись у южных берегов, припай, как правило, вставал 10 декабря. В открытом море льды наблюдались со второй декады декабря, а у западного побережья лед образовывался в среднем в первой декаде января. Наибольшего развития ледяной покров достигал в середине февраля. К 10 декабря море, как правило, на 50 % покрывалось начальными формами льда, переходившими затем в нилас. К февралю формировался сплошной ледяной покров. Прибрежную зону моря покрывал припай (на севере

– шириной 20-30 км), а в открытых районах были распространены дрейфующие мелко- и крупнобитые льды и ледяные поля, но в наиболее суровые зимы припай занимал всю акваторию уже к середине января. Мощность ровного льда колебалась в пределах 65-70 см в северной части и 35-45 см на юге (Гидрометеорология..., 1990). При сильных ветрах и в период ледостава наблюдался неоднократный взлом припая с последующим выносом дрейфующего льда от берега в открытое море. Благодаря доминировавшим в холодный период сильным северо-восточным ветрам, ледяной покров был сильно наслоен и всторошен. Под влиянием северных и восточных ветров было возможно большое скопление льда в южной части моря (Косарев, 1975). Распределение льдов по акватории отражено в картосхеме ледового покрова умеренной зимы, составленной по данным авиаразведок (Атлас..., 1970).

Весеннее разрушение льда обычно начиналось во второй половине февраля на юге и в первой половине марта на севере. Однако при холодной весне на отдельных участках северного и восточного побережий припай мог сохраняться до 20—25 апреля. Обычно же таяние льда шло интенсивно. В середине марта ледовитость сокращалась на 25%, а к концу апреля лед повсеместно исчезал (Гидрометеорология..., 1990).

«Средние условия», характерные для умеренной зимы до наступления момента максимального нарастания льда, в условно-естественный наступают в январе (Рисунок 2.13). Из картограммы видно, что на основной части акватории распространены мелко- и крупнобитый лед и ледяные поля, общая ледовитость около 4-5 баллов. Припайные льды покрывают Малое море целиком, северные, восточные и южные берега Большого моря, а также формируются вокруг островов. Необходимо отметить, что в «Атласе льдов Аральского моря», основанном на данных авиаразведок и наблюдений в береговых пунктах, наибольшее внимание уделено распространению льдов, их распределению по акватории, продолжительности ледового сезона и вероятности появления льда. На данном этапе исследования не уделялось внимания торосистым ледяным образованиям, в том числе не говорилось о торошении льда и формировании ледяных торосистых образований. Тем не менее, необходимо отметить, что при такой ледовой обстановке дрейф ледяных полей под действием ветров неминуемо приводил бы к столкновению припайных льдов, ледяных полей и отдельных льдин, что приводило бы к торошению и формированию ледяных торосистых образований. Таким образом, в условноестественный период существовали условия для образования торосов и ледяных плотин и экзарации ими берегов и дна. Также вероятно, что при посадке торосов на мели могли формироваться и стамухи.



Рисунок 2.13. Ледовая обстановка в умеренную зиму в условно-естественный период (Атлас..., 1970). Условные обозначения: 1 – припай; 2 – сплоченность льда в баллах; 3 – ледяные поля; 4 – мелкобитый лед; 5 – крупнобитый лед.

# 2.4. Ледовые условия Каспийского моря

Каспийское море относится к частично замерзающим морям. Его ледовые условия характеризуются большой сложностью и изменчивостью. Северная мелководная часть, характеризующаяся малым теплозапасом, замерзает ежегодно, в средней части лед появляется вдоль побережий лишь в суровые зимы, в южной части льда не бывает (Гидрометеорология..., 1992). Полное замерзание и образование припая обычно происходит севернее линии о. Чечень – о. Кулалы. В холодные и экстремально холодные зимы припайный лед может устанавливаться до изобаты 20 м. Замерзание Северного Каспия, как правило, начинается с северо-восточного побережья примерно 15-25 ноября, постепенно продвигаясь на юг. Ледостав в архипелаге Тюленьи острова происходит во второй половине декабря. Очищение ото льда начинается с начала марта, завершаясь в большей части случаев в конце месяца (Ogorodov et al., 2020). Площадь ледяного покрова Северного Каспия за сезон существенно варьирует – от 30 % до 85 %, среднее значение ледовитости за период 1940-2019 гг. составляет 57 % (Ogorodov et al., 2020).

Ледообразование на Северном Каспии, в отличие от вод арктических и дальневосточных морей, имеет место при температуре замерзания в диапазоне от –0.2 до –0.6 °C. Плотность не содержащего включений морского льда здесь составляет около 920 кг/м (Лукьянова, 1965).

Максимальная толщина ровного льда на Северном Каспии даже в очень суровые зимы не превышает 60–70 см, припая – 90–120 см (Гидрометеорология..., 1992). Однако значительную часть акватории может занимать так называемый наслоенный лед (Рисунок 2.14а). Наслоение льда в Каспийском море наблюдается практически ежегодно в результате надвигов одной ледяной пластины на другую. Максимальная толщина наслоенного льда может достигать здесь 3 м (Бухарицин, 1984).





Рисунок 2.14. Ледяные образования Северного Каспия: а) наслоенный лед (фото ААНИИ, февраль 2008 г.); б) вид стамухи с воздуха (фото С. Верняева, январь 2012 г.); в) формирование гряды торосов (фото П.И. Бухарицина, январь 2007 г.); г) вид стамухи с льда (фото П.И. Бухарицина, февраль 2008 г.).

Пример ледовой обстановки в январе умеренной зимы на Северном Каспии приведен на рисунке 2.15.



Рисунок 2.15. Ледовая обстановка на Северном Каспии 21 января 2018 г. (<u>http://portal.esimo.ru/portal</u>). Условные обозначения: 1 – припай; 2 – открытая вода; 3 – нилас, склянка; 4 – серый лед (10-15 см); 5 – серо-белый лед (15-30 см); 6 – сплоченность льда в баллах; 7 – возрастной состав дрейфующего льда (10 – общая сплоченность 3 – количество более старого льда, 7 – количество более молодого льда); 8 – заснеженный лед; обломки ледяных полей (100-500 м): 9 – серый лед, 10 – серо-белый лед; большие поля (500-2000 м): 11 – серый лед, 12 – серо-белый лед; крупнобитый лед (20-100 м): 13 – серый лед, 14 – серо-белый лед; 15 – толщина припайного льда, см.

Специфика ледовых условий Северного Каспия — относительно тонкий и «теплый» лед, короткий период ледообразования — обусловливает относительно низкие прочностные характеристики ровного льда, а на фоне сильных ветров — условия, особенно благоприятные для его взлома и торошения. Наиболее характерно для Северного Каспия ветровое торошение, которому способствуют подледные течения и сгонно-нагонные колебания уровня. Последние выполняют роль, аналогичную приливно-отливным колебаниям уровня в арктических морях. Существенно влияют на процессы торошения мелководность, извилистость береговой линии и сложный рельеф дна с большим количеством подводных банок и кос (Бухарицин, 1984). В целом для акватории Северного Каспия характерна торосистость около 2 баллов, максимальная до 4 баллов. Торосистость припая, как правило, не превышает 1 балла (Бухарицин, 1984).

Стамухи на Северном Каспии формируются при посадке ледяных торосистых образований на мель (Рисунок 2.14б).

На Северном Каспии различают стамухи осеннего и зимнего формирования (Бухарицин, 1984). Стамухи осеннего происхождения образуются в ноябре-декабре из ниласа и серого льда толщиной 5-15 см повсеместно в прибрежной полосе вдоль северного и восточного побережий. Они имеют относительно небольшие размеры и высоту до 3 м. В конце января – феврале граница припая продвигается далеко к югу, лед достигает стадии серо-белого и тонкого белого льда толщиной 20-70 см. Образовавшиеся из такого льда стамухи зимнего происхождения существенно отличаются от осенних размерами и местами образования. Такие стамухи могут достигать нескольких сотен метров в поперечнике и высоты 10-12 м (Бухарицин, 1984). Среди стамухи, образовавшиеся вокруг отмелей и барьеры (цепочки) стамух – несколько соединившихся одиночных стамух или севшая на мель гряда торосов (Бухарицин, 1984).

Максимальное количество торосов при всех типах зим наблюдается в зоне контакта припая и дрейфующего льда. В результате того, что положение кромки припая в течение холодного сезона постоянно меняется, зона активного торошения захватывает большую площадь. Следствием этих процессов является формирование как в пределах подвижного припая, так и на его кромке гряд торосов (Рисунок 2.14в), перпендикулярных направлению ветра, а также появление стамух, сидящих на грунте (Рисунок 2.14г).

В соответствии с данными статистической обработки положения торосов в период высокой степени торосистости (Бухарицин, 1984), выполненной автором, наибольшая их концентрация на единицу площади приходится на глубину 11 м (Рисунок 2.16б), что, однако, не отражает их количественного распределения. Это происходит вследствие крайне малой площади морского дна, приуроченного к этим глубинам вследствие положения на склоне котловины Среднего Каспия. Если анализировать распределение торосов по наиболее распространенным глубинам, то можно увидеть, что распределены они относительно равномерно. Если же оценивать абсолютные величины (Рисунок 2.16а), то максимальное их количество приурочено к глубинам от 2 до 5 м.



Рисунок 2.16. Распределение торосов по глубинам Северного Каспия: а) в абсолютных величинах; б) приведенные к единице площади.

Наибольшее число торосов и стамух формируется в умеренные (средние по ледовитости) зимы. В суровые зимы припай оказывается более устойчивым, соответственно и ширина зоны торосов – меньше. В мягкие зимы торосистость также низка вследствие слабого развития ледяного покрова. Таким образом, на Каспийском море в умеренные зимы существуют условия для интенсивной экзарации дна ледяными образованиями. Повторяемость умеренных зим, несмотря на изменения климата, не снижается, поэтому уменьшения интенсивности ледовоэкзарационных процессов на Северном Каспии в последнее время не происходит.

#### 2.5. Влияние колебаний уровня Аральского и Каспийского морей на ледовые условия

Вследствие прогрессировавшего понижения уровня Аральского моря его ледовый режим становился более суровым. Существенные изменения произошли в температурных условиях Аральского моря по сравнению с условно-естественным периодом, что подтверждается результатами спутникового мониторинга 1982-2009 гг. Эти изменения обусловлены, главным образом, уменьшением его глубин и теплозапаса (Kouraev et al., 2009; Гинзбург и др., 2010). Водоем вместе с уменьшением площади водного зеркала стал быстрее и на несколько дней раньше замерзать, а таяние льда начиналось позже и проходило дольше (Михайлов и др., 2001). Осенняя и весенняя температурные фазы оказались сдвинутыми примерно на месяц в сторону их более раннего наступления (Kouraev et al., 2009). Также увеличился годовой размах ТПМ и понизились ее среднезимние значения, что, несомненно, ужесточает и ледовые условия. Однако изменения дат начала и окончания ледового сезона, а также в распространении ледяного покрова связаны в большей степени с региональными климатическими трендами, чем с осолонением моря при его усыхании (Kouraev et al., 2004, Zavialov, 2005).

В конце 2000-х воды Восточного Арала стали гиперсолеными, что понизило температуру ледообразования ниже минус 5 °С (Zavialov, 2005). Оно стало фрагментарным, сократилась площадь ледяного покрова и продолжительность ледового сезона (Kouraev et al., 2009). Площадь водоема при этом сократилась настолько, что образовывавшиеся в редких случаях льды не получали необходимого для торошения разгона, и экзарация дна практически прекратилась. Аналогичные процессы на Западном Арале привели к тому, что экзарационные процессы происходили в основном в южной части моря, куда льды дрейфовали под действием ветров. На Малом Арале ситуация практически не изменялась по сравнению с условно-естественным периодом, где ледово-экзарационные процессы были развиты слабо.

В качестве примера ледовых условий показана схема ледовой разведки в конце января умеренной зимы (Рисунок 2.17). Она сделана уже в период после начала падения уровня (1978 г.), но до того, как оно стало играть решающую роль в процессах образования и нарастания льда. На схеме четко видны основные особенности ледовой обстановки Аральского моря, характерные для «средних» условий умеренной зимы до наступления периода максимального нарастания льда. Большую часть акватории занимал серо-белый лед, разбитый отдельными трещинами, с вкраплениями участков темного ниласа. Заснеженность льда составляет 2-3 балла. Отдельно обращает на себя наличие гряд торосов, отмечаемых по всем акватории, в том числе и на Малом море. Общая торосистость ледяного покрова оценивается в 1 балл.

Таким образом, на Аральском море имелись все условия для весьма интенсивной экзарации дна ледяными образованиями, как до начала снижения уровня, так и во время него, по крайней мере – до конца 2000х годов.

На Каспийском море текущее положение уровня является важным фактором, определяющим интенсивность ледово-экзарационного процесса при прочих равных термических условиях ледообразования. Колебания уровня Каспия в общем случае заметно влияют на рельеф мелководий, в значительной мере определяющий торосистость Северного Каспия (Бухарицин, 1984). Существенное перераспределение глубин и перестройка рельефа дна мелководий, происходящая при изменении уровня, меняет и условия формирования ледяных торосистых образований и экзарации ими дна и берегов (Огородов, 2011).



Рисунок 2.17. Ледовая обстановка в умеренную зиму (30-31 января 1978 г.) (Гидрометеорология..., 1990). Условные обозначения: 1 – серо-белый лед; 2 – разреженный лед 4-6 баллов; 3 – темный нилас; 4 – гряда торосов; 5 – торосистость льда в баллах; 6 – заснеженность льда в баллах; 7 – береговая линия 1978 г.; 8 – наслоенный лед; 9 – разводья; 10 – трещины с подвижками.

При сравнении положений стамух за 1973-1980 гг., по данным авиаразведок (Yaitskaya et al., 2014), и 2013-2019 гг., по данным спутникового мониторинга (<u>https://iceman.kz/</u>), было выявлено, что, в зависимости от положения уровня моря, меняется локализация стамух на Северном Каспии (Рисунок 2.18). В то же время, с конца 1980-х, в восточной части Северного

Каспия продолжительность ледового сезона не изменилась. При этом в западной части наблюдается его сокращение примерно на 20 дней (Kouraev et al., 2004).

Анализ распределения стамух по глубине, выполненный автором (Рисунок 2.18; Ogorodov et al., 2020), показал, что в 1973-80 гг. они располагались преимущественно на глубинах от 1 до 6 м с пиком в интервале 3,0-3,5 м. Стамухи располагались на глубинах до 11,5 м. В 2013-2019 гг. они сохранили приуроченность к глубинам от 1 до 5 м, но пик распределения сместился на 1,0-1,5 м, а максимальные глубины снизились до 10 м. При этом, в 2013-2019 гг. осредненный уровень моря был на 0,9 м выше по сравнению с 1973-1980 гг.



Рисунок 2.18. Распределение стамух по глубинам (А) и расстоянию до берега (Б)

Относительно 1973-80 гг. в 2014-19 гг. стамух стало больше в районе мелководья дельты Волги, а также на мелководьях восточной части Северного Каспия (на участке от устья Урала до северного побережья полуострова Бузачи). Также необходимо отметить концентрацию стамух в районе Малой и Средней Жемчужной банок. На западе Северного Каспия редкие стамухи в 2013-2019 гг. образуются на глубинах более 6 м, тогда как в 1973-80 гг. они были распространены на глубинах до 11 м и более, что, скорее всего, связано с большей площадью ледяного покрова и низким уровнем моря. В то же время, в восточной части Северного Каспия в пределах Уральской бороздины, глубина которой составляет 5-8 м, и ее окружения, концентрация стамух практически не изменяется с годами за оба периода. Это может быть связано с непостоянством положения кромки припая, в результате изменения которого крупных торосов, способных доставать до дна в этой зоне, образуется мало. При этом в западной мелководной части стало образовываться большее количество стамух

В 2013-19 гг. стамухи стали располагаться ближе к берегу по сравнению с 1973-1980 гг. Если 1973-1980 гг. наблюдалось распределение с максимумами в интервалах 10-15 и 40-55 км с локальным минимумом в интервале 20-40 км, то в 2013-19 гг. наблюдается близкое к логнормальному распределение с максимумом в интервале 10-30 км и резким уменьшением количества дальше 45 км от берега.

Таким образом, при изменении уровня моря характерное положение стамух изменяется, и они сдвигаются вслед за береговой линией, на большие или меньшие глубины соответственно.

На положение ледяных торосистых образований могут влиять и короткопериодические изменения уровня моря. Штормовые нагоны происходят как в период формирования ледяного покрова, так и при уже сформированном припае. Во время таких нагонов ледяные торосистые образования могут заноситься на мелководье, садясь на дно при падении уровня, и даже оказываться на суше. Описаны примеры переноса льдов через острова (Бухарицин, 1987). Ледяной покров, создавая ветру дополнительное трение (при плавучих формах льда), или изолируя воды от воздействия ветра (при неподвижном льде – припае), значительно уменьшает величину нагонов по сравнению с безледным периодом. В среднем, величина нагона при установлении прочного ледяного припая уменьшается не менее чем в 3–5 раз в зависимости от ширины припая и характеристик ветра. Но тонкий лед не препятствует возникновению нагонов, а наоборот, усиливает ударную силу воздействия на берега (Ивкина, 2013). В суровые зимы широкое развитие припая сдерживает нагоны, не способствуя развитию процессов торошения в прибрежной зоне (Бухарицин, 1987). Нагонные явления во время ледового сезона заметно повышают интенсивность воздействий льдов на берега и береговую и прибрежную инфраструктуру, что представляет для последней существенную угрозу.

#### 2.6. Сравнительный анализ Аральского и Каспийского морей с точки зрения ледовых

#### условий

Изучая природные условия Аральского и Каспийского морей с точки зрения благоприятствования процессам ледовой экзарации, необходимо рассматривать Аральское море до начала падения уровня, то есть в «условно-естественный» период. Это даст возможность сравнить характеристики обоих морей в естественных условиях. Необходимо отметить, что в данном сравнении участвует только северная часть Каспия как наиболее потенциально подверженная ледовым воздействиям, которые на Среднем Каспии носят эпизодический характер.

Оба исследуемых моря не относятся к морям как таковым, являясь внутренними водоемами, но носят черты морей. Северная часть Каспийского моря, как и Восточный Арал, крайне мелководны, представляют собой затопленные части прогибов фундамента. Глубины Северного Каспия не превышают 20 м, Восточного Арала – 30 м (Аральского моря в целом – 66 м). Площади их акваторий также сравнимы (Таблица 2.1). На обоих морях преобладают

отмелые аккумулятивные берега, уклоны подводных береговых склонов крайне малы. В то же время, на западе Аральского моря существовал участок с приглубыми берегами, которых на Северном Каспии просто нет.

Оба моря характеризуются сходными важными для проявления ледовой экзарации гидрометеорологическими условиями. В частности, зимы на этих морях характеризуются сходными значениями СГДМ. Это обусловливает примерно одинаковую толщину льда термического нарастания – средний максимум составляет около 70 см, а также сходную продолжительность ледового сезона. В северной части Аральского моря припай был более устойчивым, но море в целом характеризовалось частым отрывом припая в течение зимы под действием сильных ветров, что характерно и для Северного Каспия. Ветровое торошение преобладает на обоих морях, а средние значения торосистости составляют 1-2 балла, для обеих акваторий характерен наслоенный лед. В отличие от Северного Каспия, в пределах котловин Северного Арала существовали относительно глубоководные участки (15-20 м), постоянно покрывавшиеся припайным льдом. В Каспийском море припай достигает 20-метровой изобаты лишь в наиболее суровые зимы.

Кроме геоморфологических и гидрологических особенностей, которые в наибольшей степени сходны, необходимо отметить и ряд отличий. Не смотря на то, что оба водоема не связаны в настоящее время с Мировым океаном, они располагаются на разных высотных уровнях, имея разницу более чем в 80 м. Изменения их уровня не связаны, так как зависят в большой степени от объемов стока, формируемого в принципиально разных условиях. Существует гипотеза о связи уровней Аральского и Каспийского морей (Голубов, 2018), но на настоящий момент она не может считаться доказанной. Изменения уровня в рассматриваемый период значительно различаются в двух морях, что является существенным для ледовых воздействий. Если уровень Аральского моря падал, начиная с 1961 года, то в Каспийском море имеют место непериодические колебания уровня, и падение в 1977 году сменилось подъемом. Также несколько отличаются донные осадки двух водоемов. Если дно Аральского моря сложено алевритистыми осадками, то в Каспийском море они более грубые и имеют повышенное содержание ракушечного детрита.

Показатель	Северный Каспий	Аральское море
	(2020 г., -28 м)	(1961 г., 53,0 м)
Площадь акватории, км <sup>2</sup>	90 080	68 300
Средняя глубина, м	4,4	16,1
Максимальная глубина, м	20	66
Соленость	До 11 ‰	10 ‰
Структурная позиция	Затопленная окраина	Опущенный блок
	Прикаспийской синеклизы	кристаллического
		фундамента
Преобладающий тип берега	Отмелый аккумулятивный	Отмелый аккумулятивный
Геоморфологические	Наличие ряда банок,	Изрезанный берег, крупные
особенности	крупные дельты	заливы
Ширина припая	До 70 км	20-30 км
Средняя ледовитость, %	50	70
Средняя максимальная	70	70
толщина льда термического		
нарастания, см		
Средняя СГДМ, °С	680	750
Преобладающий тип	Ветровое	Ветровое
торошения		
Торосистость	2 балла	1 балл
Колебания уровня за 1900-	3 м	около 30 м
2020 гг.		
Донные осадки	Пески сильно	Алеврит глинистый
	алевритистые	

Таблица 2.1. Сравнительные характеристики Аральского и Каспийского морей

Таким образом, хоть Аральское море и Северный Каспий сходны по ряду показателей, но все же имеют отличия, в том числе влияющие на характер ледово-экзарационных процессов. В то же время, они имеют много общих черт, что позволяет их сравнивать, а также рассматривать в качестве дополнения друг к другу. Изучение борозд ледового выпахивания на осушенном дне Аральского моря, где сейчас они не формируются, можно дополнить исследованиями на Каспийском море, где ледовые воздействия можно наблюдать в настоящее время, но увидеть их следы гораздо сложнее.

# ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННОГО РЕЛЬЕФА

Для решения основных задач геоморфологического исследования в работе реализовано три этапа.

- 1) Сбор и обобщение литературных данных, дешифрирование мозаик космических снимков и статистическая обработка его результатов.
- 2) Полевые работы, включающие геоморфологические наблюдения, съемки беспилотным летательным аппаратом, геодезические измерения, эхолотные промеры.
- Аналитический этап, включающий обработку полевых материалов, окончательную статистическую обработку результатов дешифрирования, историко-генетический, сравнительный и другие виды анализов.

Следы воздействия морских льдов находятся как на современном дне Каспийского моря, так и на бывшем дне Аральского моря. В зависимости от расположения ледово-экзарационного рельефа, отличаются полевые методы его изучения. В настоящей главе они рассматриваются наряду с камеральными методами дешифрирования и обработки полученных результатов.

На начальном этапе в опубликованной научной литературе были собраны сведения как о природных условиях региона исследования в целом, так и информация о ледовых условиях и ледово-экзарационном рельефе на дне Аральского и Каспийского морей. После этого проведено дешифрирование следов ледовых воздействий

#### 3.1. Методика дешифрирования ледово-экзарационных форм

Наиболее продуктивным методом исследования экспонированного рельефа является дешифрирование данных ДЗЗ, выбор которых обусловлен поставленными в работе целями и задачами. Для дешифрирования ледово-экзарационного рельефа обширной территории бывшего дна Аральского моря использовались мозаики космических снимков сверхвысокого разрешения (по классификации Книжникова и др., 2004) в видимом диапазоне, позволяющие детально рассмотреть исследовать морфологию форм с минимально возможной погрешностью. Площадь исследованной территории на Аральском море около 50 000 км<sup>2</sup>, что соответствует площади целых государств, например Эстонии. Просмотреть мозаики снимков на такую площадь в сверхвысоком разрешении позволяют только публичные открытые ресурсы (такие как Яндекс.Карты (<u>https://yandex.ru/maps</u>), *Google Maps* (<u>https://www.google.ru/maps</u>), *Bing Maps* (<u>https://www.bing.com/maps</u>), *ESRI World Imagery* 

(<u>https://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9</u>)). Они составлены из снимков *WorldView, QuickBird, IKONOS* и *GeoEye* компании *Maxar Technologies*. Использование коммерческих спутниковых изображений *QuickBird-2* или *WorldView-1* на такую

обширную территорию нецелесообразно в силу очень высокой стоимости и того, что необходимость в привязке к определенным временным промежуткам отсутствовала. Погрешность дешифрирования определяется разрешением исходных снимков и составляет около 1 м. Дешифрирование выполнялось визуально в программной ГИС-среде *ArcGIS 10.2*.

Основной целью дешифрирования являлось получение статистически значимых морфометрических параметров форм ледово-экзарационного рельефа с минимальными погрешностями. Мозаики космических снимков видимого диапазона позволяют дешифрировать формы ледового воздействия на основе их спектрального образа (Лабутина, 2004). В то же время, они не всегда прямолинейны, зачастую имеют сложную форму, а также могут быть как светлее, так и темнее фоновой поверхности. Существующие подходы (Mena, 2003; Luo et al., 2018 и др.) к автоматизированному дешифрированию линейных объектов позволяют получать линии на основе распознавания однородных, как правило, непересекающихся объектов. В связи с этим мы предпочли визуальное дешифрирование. При дешифрировании особенно важно было отделить формы ледовых воздействий на дно от других линейно ориентированных объектов на снимке – в первую очередь форм поверхностного стока и автодорог. Первые отличаются от экзарационных борозд извилистостью и следами течения, вторые – фиксированной шириной. Существуют и другие, менее явные схожие формы рельефа, рассматривавшиеся в индивидуальном порядке.

#### 3.1.1. Районирование дна Аральского моря

На первом этапе дешифрирования были выявлены границы распространения ледовоэкзарационных форм по дну Аральского моря и выполнено районирование дна по их концентрации. Ввиду того, что определение борозд при дешифрировании дна Каспийского моря возможно лишь до глубин 3 м (при идеальных условиях съемки: отсутствии бликов, волнения, ряби), такое районирование не проводилось.

Для определения распространения форм ледового воздействия на дне Аральского моря были проанализированы мозаики космических снимков бывшего дна и мелководий глубиной до 3 м на территорию как Большого, так и Малого Аральского моря в пределах максимального распространения (береговая линия на 1960 г.). На мозаиках снимков дна были оконтурены участки с похожим «рисунком» форм и визуально схожим процентом покрытия ими бывшего дна. В пределах участков в выбранных характерных выделах (опытных участках размером около 1 км × 1 км) выделялись, а затем соотносились площади, затронутые и не затронутые экзарационными процессами. Полученные процентные соотношения были отнесены к более крупным оконтуренным участкам. Впоследствии были выработаны интервалы, отражающие степень переработки дна ледовыми воздействиями, и составлена схема распространения борозд

56

выпахивания. Методика основана на методе экспертных оценок и была выбрана с целью экспресс-оценки большой площади дна. Она позволила оценить распространение форм ледового воздействия и выявить основной рисунок и соотношение покрытия дна бороздами выпахивания.

#### 3.1.2. Определение морфометрических параметров

На втором этапе производилось дешифрирование участков дна Аральского и Каспийского морей. В выбранном районе определялся ключевой участок, скачивались данные ДЗЗ, отрисовывались границы участка. Затем производилось визуальное дешифрирование линейных форм (борозд выпахивания) в масштабе 1:5000. Как для единичных борозд, так и для гребенок (систем борозд) создавалась одна полилиния, имеющая необходимое число сегментов для наиболее корректной передачи направления распространения борозд. Для борозд в гребенках или системах борозд, имеющих различную длину, выбиралась наиболее характерная (средняя) длина. После этого вручную для единичных борозд определялась ширина, а для гребенок и систем борозд – ширина гребенок или систем, ширина единичных борозд в гребенке (системе), количество борозд в гребенке (системе). Параметры заносились в атрибутивную таблицу. Для определения ширины в автоматическом режиме необходимо определять объекты как площадные, а для определения количества борозд в гребенке – отрисовывать каждую. Этот процесс видится более трудоемким, чем замер ширины и определение количества борозд вручную. Так как борозды и гребенки борозд зачастую имеют переменную ширину, то ширина, заносимая в таблицу атрибутов, определялась по нескольким замерам. Выбиралась наиболее характерная (для сегмента, имеющего наибольшую длину) или средняя ширина.

Затем при помощи программного кода, разработанного для консоли *Python* в *QGIS 3.6.3*, автоматически определялись длина и направление линий. Определялось два варианта направления линий. Первый – виртуальная линия, соединяющая начало и конец линии. Второй – направление каждого сегмента линии определялось отдельно, и затем высчитывалось средневзвешенное направление, при этом «вес» направления определялся пропорционально длине сегмента. В некоторых случаях эти варианты направлений заметно отличались, в большей части случаев они практически совпадали. Полученные значения длины и направлений автоматически заносились в атрибутивную таблицу. После заполнения основных морфометрических характеристик атрибутивная таблица выгружалась в документ формата *MS Excel* для дальнейшей обработки.

#### 3.1.3. Методы статистической обработки полученных результатов

Статистическая обработка проводилась как с помощью стандартных средств программного обеспечения *MS Excel*, так и с помощью специальных надстроек. Полученные по отдельным участкам Аральского и Каспийского морей морфометрические параметры обрабатывались по каждому участку отдельно. Затем данные по каждому морю собирались в единую таблицу и обрабатывались вместе. Статистическая обработка данных включала следующие основные этапы.

- Получение основных статистических показателей: число определений, минимальное и максимальное значение, среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации, нормативное (среднее) значение, мода, медиана.
- Расчет соотношений единичных борозд и гребенок, оценка площади покрытия бороздами территории бывшего дна.
- 3) Построение графиков распределения величин.
- 4) Оценка корреляционных зависимостей, проверка статистических гипотез.
- 5) Разделение борозд на категории по длине, ширине, гребенок по ширине, количеству борозд в гребенке.

Разделение борозд по категориям было сделано по методу Дженкса (Jenks, 1967), который называют также методом «естественных границ». Выборка разделяется на заданное количество категорий таким образом, чтобы стандартное отклонение в каждой группе было минимальным. Таким образом, в отличие от разделения по квантилям или другим процентилям, достигается получение групп значений, разделенных естественным образом, отражающим свойства выборки. Естественные границы по Дженксу определялись как для каждого участка в отдельности, так и по каждому морю в целом.

В результате были получены основные описательные статистические параметры для длины, ширины борозд, ширины гребенок и количества единичных форм в них. В то же время, остались не выяснены глубины форм, детали их морфологии и слагающие грунты, что можно было выявить лишь в ходе полевых работ.

# 3.2. Методы полевого обследования ледово-экзарационных форм

Полевые работы проводились на бывшем дне Аральского моря в октябре 2018 г. и на Каспийском море в сентябре 2019 г.

#### 3.2.1 Полевые работы на бывшем дне Аральского моря

В октябре 2018 года на ключевых участках дна Аральского моря (Рисунок 3.1), часть из которых была изучена в ходе дешифрирования, проведены полевые работы, решавшие

следующие задачи: 1) съемка беспилотным летательным аппаратом (БПЛА), 2) геоморфологические описания на местности, 3) нивелирное профилирование, 4) описание верхней части разреза рыхлых отложений и отбор образцов.



Рисунок 3.1. Схема расположения участков полевых работ на бывшем дне Аральского моря. На основе мозаики спутниковых снимков WorldView-2, осень 2015 г.

Съемка ледово-экзарационных борозд при помощи БПЛА позволяет получить наиболее полную информацию об особенностях их морфографии, морфометрии, распространении и взаимном расположении. В частности, в результате съемки можно сравнительно легко получить глубины ледово-экзарационных борозд на большой площади, что невозможно (например, при анализе данных ДЗЗ) или затруднительно (тахеометрическая съемка и т.п.) сделать другими методами.

Съемка ледово-экзарационных борозд осуществлялась при помощи БПЛА модели *DJI Phantom 4 Professional* (Рисунок 3.2a) на предварительно намеченных участках. По прибытии на намеченный участок производился выбор конкретного места для проведения съемки. Так как ледово-экзарационный рельеф на дне Аральского моря морфологически выражен слабо и лучше виден при обзоре с воздуха, чем с земли, осуществлялась рекогносцировка при помощи БПЛА. В зависимости от местных условий (конфигурации, размеров и взаимного расположения борозд) выбирались участки разных размеров: от  $100 \times 150$  м до  $700 \times 900$  м. После рекогносцировки конкретный выбранный участок размечался опознавательными знаками (O3) – контрастными бумажными маркерами размера  $15 \times 20$  см. В зависимости от размера участка количество O3 варьировало от 4 до 9.

Планировка маршрута БПЛА производилась при помощи программы *PIX4DCapture* на платформе *Android*. Производилась съемка в надир на высотах от 50 до 100 м – в зависимости

от желаемой детальности и охвата территории, – галсами, расположенными вдоль или поперек полигона. Размер кадра на таких высотах колеблется от 50 × 30 м до 125 × 70 м. Съемка производилась с перекрытием между кадрами 60-80%, что позволяет получить высокодетальную цифровую модель местности (ЦММ) и рельефа (ЦМР). Частота съемки составляла 30 кадров в минуту. Точность при такой съемке составляет от 1,0 до 2,5 см в плане и около 4 см по высоте.



(a)

(б)



Рисунок 3.2. Полевое оборудование, примененное в ходе полевых работ: а) квадрокоптер *DJI Phantom 4*; б) привязка O3 спутниковым GPS-приемником *Javad Marant*; в) съемка нитяным нивелиром BOIF AL 120; г) проходка геологической выработки.

С целью ориентировки плоскости съемки в пространстве каждый ОЗ полигона привязывался спутниковым комплектом *GPS*, благодаря чему были получены плановые и высотные координаты высокой точности. Привязка полигонов осуществлялась спутниковыми GPS-станциями *Javad Maxor* и *Javad Marant* (Рисунок 3.2б) с точностью около 1,0 см в плане и около 2 см по высоте. Одна из станций устанавливалась над главным ОЗ, закрепленным деревянным колом, затем другим приемником к ней привязывались все остальные ОЗ. Полигоны связывались между собой аналогичным способом. Полигоны были соединены в единую сеть с репером гидрологического поста Гидрометеорологической службы Республики Казахстан для получения абсолютной высотной привязки.

Нивелирные профили были выполнены нитяным нивелиром BOIF AL 120 (Рисунок 3.2в). Пикеты ставились в ключевых и характерных точках рельефа для определения корректных расстояний и превышений. GPS-приемниками осуществлялась привязка начала и конца заверочных нивелирных профилей, также получивших и абсолютную привязку.

Съемка сопровождалась геоморфологическим описанием, фотографированием полигона с земли и проходкой геологических выработок, заложенных вкрест ледово-экзарационных форм (Рисунок 3.2г). Пройдено 5 поперечных канав через ледово-экзарационные борозды и валики на глубину потенциальных воздействий (не менее 30 см) длиной до 6,5 м, сделаны подробные описания. Также дополнительно выкопан шурф глубиной 0,6 м. Из поверхностного слоя отобраны образцы грунта для сравнения литологических условий формирования борозд. Съемка БПЛА была проведена на пяти ключевых участках (полигонах). Отснятые участки имеют физические размеры  $100 \times 150$  м,  $200 \times 500$  м,  $350 \times 600$  м,  $300 \times 800$  м и  $700 \times 900$  м. По этим участкам получены аэрофотоснимки с различным разрешением, позволяющим получить высокодетальную ЦМР.

## 3.2.2. Полевые работы на Каспийском море

Методика съемки ледово-экзарационного рельефа дна в целом не отличается от съемки какого-либо другого микрорельефа на морском дне, однако имеет свою специфику. Она была отработана на модельных полигонах в Байдарацкой губе Карского моря. В настоящее время общепринятой для съемки ледово-экзарационного рельефа является методика, описанная С.А. Огородовым (Огородов, 2011; Ogorodov et al., 2013; Огородов, 2014). Она включает подход, позволяющий совместно использовать ряд взаимодополняющих методов, выполняя параллельную съемку гидролокатором бокового обзора и эхолотом.

В настоящей работе использованы материалы съемки дна участка Каспийского моря в районе Тюленьих островов (Рисунок 3.3), проведенной в сентябре 2019 года. Для проведения работ по документации следов воздействия льдов на дно Каспийского моря были предварительно выбраны участки акватории, где такие следы сохраняются в течение длительного времени: архипелаг Тюленьи острова и залив Кендырли.



Рисунок 3.3. Схема расположения участков полевых работ на Каспийском море. Слева – участки на мозаике спутниковых снимков WorldView-2, отмечены красными прямоугольниками. Справа – расположение эхолотных профилей в районе Тюленьих островов отмечены красными линиями, на основе мозаики спутниковых снимков WorldView-3, весна 2016 г.

Подводная съемка осуществлялась видео(экшн-)камерой *GoPro Hero* 7 в водонепроницаемом боксе на гибкой струбцине как при передвижении на лодке, так и при плавании с маской и дыхательной трубкой (снорклинге). Эхолотирование осуществлялось эхолотом *Lowrance Mark-5x*, датчик которого был закреплен на кронштейн на борту моторной лодки. Позиционирование осуществлялось при помощи подключенного GPS/ГЛОНАСС-приемника *Garmin GPSMAP* 78S. Запись велась при помощи ноутбука с установленным программным комплексом *Hypack* 2016. Отбор проб осуществлялся при помощи стандартного пробоотборника в пластиковые пакеты с замком зип-лок.

Работы в заливе Кендырли осуществлялись с берега, без моторного плавательного средства (лодки) до глубины 2 м. Было обследовано два участка дна с предполагаемым распространением борозд выпахивания с подводной видеосъемкой и отбором образцов.

В районе Тюленьих островов работы были проведены к востоку от о. Морской (Рисунок 3.4). Для работ было арендовано плавательное средство с запасом топлива и судоводителем. Глубина моря (до 1,5 м) позволила провести полноценный комплекс работ по обследованию рельефа дна и донных отложений: видеодокументацию дна, отбор проб грунта и эхолотные промерные работы. Эхолотные промеры были выполнены на малой скорости пятью галсами с запада на восток вкрест простирания следов ледовых воздействий.



Рисунок 3.4. Выход на точку обследования в районе Тюленьих островов. Фото А.П. Вергуна, сентябрь 2019 г.

# 3.3. Камеральная обработка результатов

На завершающем этапе исследования проводилась обработка полевых материалов, корректировка результатов дешифрирования, гранулометрический анализ грунтов и другие анализы.

Для создания цифровых моделей рельефа по материалам фотограмметрической съемки было использовано программное обеспечение Agisoft PhotoScan и Agisoft Metashape на платформе операционной системы Windows 7. Методика обработки результатов съемки БПЛА детально описана в литературе (Koci et al., 2017; Smith et al., 2015; Eltner, 2016 и др.). Алгоритм включает идентификацию и сопоставление элементов на снимках, реализацию алгоритмов корректировки узловых точек для оценки трехмерной геометрии, линейное преобразование подобия для масштабирования и привязки облака точек и его оптимизацию. Планово-высотные координаты ОЗ, полученные при полевых работах, задавались на данном этапе вручную. Реализация алгоритмов сопоставления стереоизображений позволяет построить плотное трехмерное облако точек. В результате создаются структурированные трехмерные модели местности (ЦММ) и ортофотопланы. Для получения ЦМР из ЦММ растительность убиралась «вручную». Необходимо отметить, что при сплошном растительном покрове убрать растительность до «нулевой» поверхности оказалось невозможно, т.к. неизвестна высота растительности в каждой точке, что в результате привело к тому, что на части ЦМР растительность осталась, на другой – была «вычищена». Отобранные образцы были исследованы в лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН по следующей схеме. Проведено измерение потерь при прокаливании при температурах 550 °C и 950 °C. Затем выполнен анализ гранулометрического состава грунтов лазерно-дифрактометрическим методом на анализаторе *Malven Mastersizer* 3000 с предварительной обработкой образцов 10 % раствором соляной кислоты, отмывкой при помощи центрифуги, обработкой 4 % раствором пирофосфата натрия и ультразвуковым диспергированием.

В дальнейшем для оценки возраста борозд, сравнения условий экзарационных воздействий, оценки факторов, влияющих на размещение зон и степень интенсивности экзарации, в работе применялись аналитические методы, такие как историко-генетический, сравнительный и другие. Восстановление истории формирования ледово-экзарационного рельефа основано на анализе древних береговых линий и предположении о положении зоны наиболее интенсивной экзарации на глубинах 2-5 м, характерном для Каспийского моря.

Таким образом, исследование состояло из трех связанных и вытекающих друг из друга частей, что позволило решить основные задачи любого геоморфологического исследования (Рычагов, 2006): морфографическая и морфометрическая характеристика, определение слагающих (вмещающих) отложений, распространения, динамики и истории развития ледовоэкзарационного рельефа в конце XX – начале XXI в.

# ГЛАВА 4. ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ НА ДНЕ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Обнаруженные на бывшем дне Аральского моря линейные формы рельефа (борозды) ранее не имели генетической трактовки, поэтому первой задачей, стоящей перед исследователем, является определение их происхождения.

#### 4.1. Обоснование генезиса следов на дне Аральского моря

Первым и единственным исследователем, обратившим внимание на следы на дне Аральского моря, был сотрудник Казахстанской Гидрометеорологической службы Б.А. Смердов (2008). По результатам аэровизуальных и наземных наблюдений он сделал вывод о происхождении «Аральских знаков» в ходе деятельности внеземных цивилизаций.

Исследуемые следы на бывшем дне Аральского моря имеют преимущественно линейную форму в плане. Наши полевые исследования показали, что они являются формами рельефа – бороздами, а не вариациями растительного покрова, обводнения или других элементов ландшафта, видимыми на мозаиках спутниковых снимков. Борозды имеют понижение по центральной оси глубиной от 10 до 40 см (в среднем до 15 см), обрамленное валиками аналогичной высоты. Их средняя длина около 1500 м, средняя ширина единичных форм 7 м и систем форм около 100 м. Специфика облика этих форм такова, что боковые валики всюду сопровождают понижение, а также расположены на их концах. Также необходимо отметить то, что борозды имеют как резкие (вплоть до 180 °), так и плавные изгибы в плане. Наблюдаются многочисленные пересечения форм и их систем различных направлений.

Генезис таких форм гипотетически может определяться как тектонический, прибрежноморской, флювиальный, эоловый, экзарационный и антропогенный. За свою историю территория, на которой они обнаружены, как неоднократно затапливалась водами Аральского моря, так и неоднократно осушалась, но никогда не подвергалась оледенению (Burr et al., 2019). Таким образом, образование этих форм рельефа в результате ледниковой экзарации можно исключить из рассмотрения. Также в данной работе не рассматривается возможность их возникновения в результате усыхания, криогенного растрескивания или импактного воздействия.

При изучении генезиса формы рельефа необходимо определить: 1) ее местоположение в иерархии форм рельефа; 2) определить более крупную форму, в пределах которой она располагается; 3) определить слагающие отложения или вмещающие отложения (для отрицательных форм); 4) определить парагенетические ряды сопряженных форм рельефа.

Выявленные борозды относятся к формам микрорельефа, осложняющим бывшее морское дно (Nikiforov, 2010). Дно Аральского моря представляет собой периодически

65

затапливаемую водами внутреннего водоема озерно-морского типа (Лымарев, 1967) горизонтальную и пологонаклонную материковую платформенную равнину аллювиальной (дельтовой), эоловой и озерной аккумуляции (Мысливец, 1983). Отрицательные формы вложены в современные морские осадки (преимущественно песчано-глинистые алевриты), а боковые валики сложены аналогичным по составу материалом, однако имеющим меньшую плотность. Кроме вытянутого понижения по центральной оси, боковых валиков и валиков на концах форм, были обнаружены небольшие валики в местах их изгибов. Также на спутниковых изображениях обнаружены небольшие замкнутые понижения размером около 50 м (в среднем – до 20 м) в диаметре. Часть форм сопровождается вторичными изменениями эоловыми или флювиальными процессами.

Анализ основных направлений распространения форм показал, что их направления не совпадают с направлениями основных тектонических элементов, выделенных В.И. Мысливцом (1983). К тому же низкая тектоническая активность региона вместе с интенсивным осадконакоплением не способствует проявлению элементов структуры фундамента на поверхности. Отсутствие прослеживаемых разрывных нарушений под бороздами в шурфах позволяет исключить также и постседиментационную тектонику в рыхлых осадках. Все это говорит о том, что их происхождение не связано с тектоническими процессами.

Рассмотрение прибрежно-морского генезиса описываемых борозд предполагает их происхождение в результате волновой деятельности и абразионных или аккумулятивных процессов. При направленном понижении уровня (Рисунок 2.7) на берегу формируются последовательные непересекающиеся береговые линии. На Аральском море такие формы можно наблюдать, например, в заливе Тщебас. В то же время, береговая зона может включать ряд подводных береговых валов, которые в своем сочетании могут дать отчасти похожие формы. Однако, большинство форм рельефа прибрежно-морского генезиса выдержаны по простиранию, направлены субпараллельно береговой линии или изгибаются вместе с ней. Исследуемые же борозды направлены в основном перпендикулярно береговой линии (см. далее), имеют резкие изгибы, а также накладываются друг на друга.

Субпараллельное расположение большого количества форм, их закрытость (отсутствие «устьев»), пересечение с другими подобными формами, резкие изменения направлений, отсутствие характерных флювиальных признаков позволяет также исключить возможность их образования в результате деятельности водных потоков.

Исследование направлений форм показывает, что в целом они сходны с направлениями преобладающих ветров, особенно – в холодный период. Таким образом, можно предположить эоловое происхождение этих борозд. Так, например, бороздчатая форма может быть характерна для ярдангов. Однако резкие изменения направлений вплоть до обратных, характерные для

66

изучаемых форм рельефа, не могут быть объяснены прямым воздействием ветров или переносимых ими частиц на бывшее дно.

Морфологически данные имеют сходство с формы ледниковыми шрамами, возникающими в результате экзарации подстилающей поверхности ледником. Однако, в течение плейстоценовой истории ледники не покрывали исследуемый регион и не могли экзарировать ложе Аральского моря. Однако экзарация может совершаться не только ледниками, но и любыми формами движущегося льда. Поскольку изучаемые борозды располагаются на морском дне, то можно предположить их образование в результате воздействия подвижных форм морского льда на дно. Условия частично замерзающего водоема вместе с сильными ветрами в холодное время года создают благоприятные условия для интенсивной динамики ледяного покрова и торошения льда. Как было сказано ранее, основные направления борозд соответствуют направлениям преобладающих ветров, что указывает на возможность их формирования в результате воздействия на дно ледяных образований, движущихся под действием силы ветра. Кили ледяных торосистых образований при движении оставляют за собой борозду с отвалами (валиками) грунта по бокам от нее. Многокилевые образования могут оставлять после себя системы борозд, что показано на многочисленных примерах в Арктике и средних широтах (Огородов, 2011; Мазнев, Огородов, 2020).

Безусловно, обсуждается и возможность образования этих форм в результате человеческой деятельности. Исследователи указывают на то, что борозды выпахивания на морском дне могут быть созданы килями кораблей, якорями или драгами. Однако такие формы не могут соответствовать ни масштабам, ни распространению обнаруженных следов. Некоторые, самые небольшие из обнаруженных борозд, могут быть действительно сформированы в результате таких воздействий на дно, но борозды шириной до 50 м или находящиеся в системе борозд и распространенные по всему дну могут быть созданы только в результате систематических и повсеместных воздействий, которые могли быть произведены морским льдом. В действительности некоторые из обнаруженных форм, относятся к антропогенным или зоогенным: это дороги, тропы и геологоразведочные канавы и скважины. Они созданы уже после падения уровня моря и легко отличимы от форм, созданных льдом, своей характерной шириной и направлениями. Морфологически выявленные борозды имеют большое сходство с формами ледовоэкзарационного рельефа, известными по исследованиям в Арктике. Обнаружены как единичные борозды, так и их гребенки (Рисунок 4.1), образующиеся при экзарации дна многокилевыми ледяными торосистыми образованиями. Наложения борозд различных генераций друг на друга (Рисунок 4.2) могут быть сформированы как последовательными экзарационными воздействиями одного и того же ледяного образования, так и в течение разновременных воздействий. Изгибы единичных борозд и гребенок (Рисунок 4.3) формируются в результате смены направления ветра во время процесса выпахивания. На концах борозд при посадке ледяного торосистого образования на мель формируются напорные валики (Рисунок 4.4).



Рисунок 4.1. «Гребенки» ледово-экзарационных борозд на дне Аральского моря (фрагмент мозаики спутниковых снимков WorldView-3, слева) и Байдарацкой губы Карского моря (съемка ГБО, справа) (Maznev et al., 2019).



Рисунок 4.2. Пересекающиеся ледово-экзарационные борозды на дне Аральского моря (фрагмент мозаики спутниковых снимков WorldView-3, слева) и Байдарацкой губы Карского моря (съемка ГБО, справа) (Maznev et al., 2019).



Рисунок 4.3. Изгибающиеся ледово-экзарационные борозды на дне Аральского моря (фрагмент мозаики спутниковых снимков WorldView-3, слева) и Байдарацкой губы Карского моря (съемка ГБО, справа) (Maznev et al., 2019).



Рисунок 4.4. Заканчивающиеся валом «гребенки» на дне Аральского моря (фрагмент мозаики спутниковых снимков WorldView-3, слева) и Байдарацкой губы Карского моря (съемка ГБО, справа) (Maznev et al., 2019).

Таким образом, выявленные на бывшем дне Аральского моря линейные формы являются следами воздействия ледяных торосистых образований на морское дно при прежнем, более

высоком уровне моря. По своей морфологии, направлениям и распространению они сходны с аналогичными на современном дне арктических морей и других замерзающих водоемов. Показано, что изученные формы рельефа в котловине Аральского моря не могли быть созданы другими агентами рельефообразования, и являются ничем иным, как ледово-экзарационными бороздами.

#### 4.2. Распространение ледово-экзарационного рельефа в котловине Аральского моря

Распространение борозд выпахивания по современному и бывшему дну Аральского моря изучалось вышеизложенным методом. В результате выявлено, что практически вся поверхность бывшего дна Восточного Аральского моря покрыта следами ледовой экзарации. Изначальны выделенные полигоны (46 шт.) были проранжированы по степени переработки дна ледовыми процессами. В результате соседние полигоны с одинаковыми значениями были слиты между собой, после слияния осталось 22 полигона. Созданная схема (Рисунок 4.5) отражает как распространение форм, так и проективное покрытие ими дна.

Ледово-экзарационный рельеф главным образом распространен в центральной котловине Аральского моря (IV). Также большое количество следов отмечено на равнине северной части моря (V). Ледовая экзарация затронула также южную периферию глубоководной впадины (I), а также южную и восточную части срединных поднятий (III). Небольшое количество следов отмечено на прибрежной наклонной равнине (VI). В котловинах северного Арала ледово-экзарационные формы рельефа обнаружены не были. Наибольшая концентрация борозд выпахивания на дне может достигаться не только в зонах наиболее интенсивного воздействия, но и на участках, где льды воздействовали на дно продолжительное время при относительно низкой интенсивности гидро- и литодинамики.



Рисунок 4.5. Схема покрытия дна Аральского моря следами ледовых воздействий. Условные обозначения: 1) <10% покрытия, 2) 10–20%, 3) 20–30%, 4) 30–50%, 5) > 50%, 6) современная акватория Аральского моря. Римскими цифрами обозначены зоны, (по Розенблатс, 1976), пунктирными линиями – границы зон. І – относительно глубоководная впадина (желоб); ІІ – впадины котловин северного Арала; ІІІ – приподнятая равнина в области срединных поднятий; ІV – центральная впадина Большого моря; V – равнина северной части моря; VI – прибрежная наклонная равнина.

Зоны наибольшей концентрации форм ледового воздействия на дно (более 50 %) отмечены в северной части центральной котловины моря, тяготеющей к ней части северной равнины, а также на южной периферии современной акватории Западного Арала, формально относящейся к морфологическому району глубоководной впадины. Несколько меньшее покрытие бывшего дна формами ледовой экзарации (30-50 %) отмечается в центральной части

центральной котловины, западной части северной равнины и северной части наклонной равнины. На этих участках дна Аральского моря условия для ледово-экзарационной деятельности сохранялись в течение продолжительного времени. Во время снижения темпов обмеления в 1990-х – 2000-х годах были сформированы обширные мелководья с благоприятными для ледовых воздействий глубинами. Зоны со средней концентрацией форм (20-30 %) тяготеют к о. Возрождения или примыкают к зонам высокой концентрации с запада, к ЮВ от о. Барсакельмес. Зоны пониженной концентрации (10-20%) обрамляют зоны высокой концентрации в центральной котловине с юга, запада и востока, а также зону высокой концентрации на Западном Арале с юга. Южная часть котловины Западного Арала, тяготеющие к центральной котловине части наклонной равнины и северная часть северной равнины (у о. Кокарал) покрыты следами ледовых воздействий в наименьшей степени (менее 10 %). На этих участках дна ледово-экзарационный рельеф формировался во время быстрого падения уровня Аральского моря, в результате чего воздействия происходили только в течение одного сезона, после чего море уходило. Другим потенциальным сценарием формирования ледовых борозд в этих зонах является активное гидродинамическое воздействие, приводившее к ежегодному «стиранию» следов деятельности подвижных льдов. В результате на настоящий момент мы видим формы, сформировавшиеся лишь в последний сезон. В любом случае, формирование ледово-экзарационного рельефа происходило под влиянием местных особенностей дна в каждый момент эволюции Аральского моря.

Необходимо отметить, что степень покрытия, полученная методом экспертной оценки, отличается от расчетной степени покрытия. Последняя определяется как сумма площадей всех дешифрированных форм ледово-экзарационного рельефа, отнесенная ко всей площади участка. Это происходит из-за того, что при расчете используются участки большей площади, на которых дешифрируется не 100 % форм, а гораздо меньше. Дешифрировались лишь наиболее выраженные формы, с наиболее четкими границами элементов рельефа, замер длины и ширины которых не представляет существенных затруднений (Рисунок 4.6). При экспресс-оценке использовались все формы рельефа на участке, поэтому площадь переработки дна, полученная этим методом, как правило выше расчетной. К тому же, при дешифрировании весьма вероятно, что большая часть поверхности дна была включена в переработку ранее, а на современной мозаике снимков мы видим лишь срез следов ледовых воздействий за последний сезон.


Рисунок 4.6. Участок схемы дешифрирования на участке 3. Зеленым показаны дешифрированные борозды и системы борозд. На основе мозаики спутниковых снимков WorldView-3 (осень 2015 г.).

## 4.3. Морфометрические параметры ледово-экзарационных форм рельефа

Морфометрические параметры ледово-экзарационных форм рельефа на бывшем дне Аральского моря, в первую очередь – борозд выпахивания, были изучены на ряде ключевых участков. Для дешифрирования форм по данным ДЗЗ были выбраны шесть участков в разных частях Аральского моря (Рисунок 4.7). Такой выбор позволил сравнивать северную, центральную и южную части моря, на каждую из которых пришлось по два участка. Также данный подход позволяет оценить размеры форм в целом по морю, осреднив показатели из разных частей моря. Для дешифрирования в северной части моря были выбраны два участка по разные стороны от пролива Берга, относящиеся к области равнины Северного Арала. В центральной части Арала выбранные участки располагаются в центральной котловине, один примыкает к о. Барсакельмес с запада, другой – к о. Возрождения с юго-востока. В южной части моря один участок относится к морфологической зоне желоба, другой – к южной части центральной котловины.

## 4.3.1. Полевые данные

Получение глубины борозд выпахивания невозможно по данным ДЗЗ, поэтому для ее изучения были проведены полевые работы. Работы производились на равнине северной части

73

моря. Два из пяти ключевых участков (Рисунок 4.7) были выбраны таким образом, чтобы они оказались в пределах полигонов дешифрирования. В ходе полевых работ были посещены участки дна, осушившиеся в различное время, и, соответственно, находящиеся на различных стадиях зарастания. То, каким образом время освобождения от моря влияет на морфологию и микрорельеф дна, будет обсуждаться в разделе 4.4.

Участки полевых работ 2, 3 и 4 располагаются вблизи бывшей береговой линии, включая острова. Плоская поверхность бывшего дна на этих участках местами осложняется формами ряби. В других случаях на ровных участках дна отмечаются формы растрескивания. Всюду на поверхности – раковины моллюсков. На участке 4 (см. Приложение 1) встречена единичная эоловая форма рельефа высотой до 1,5 м, длиной до 100 м. Однако, на всех участках поверхность покрыта плотной сухой соляной коркой, препятствующей эоловому переносу вещества. Даже при ветре скоростью около 10 м/с переноса вещества практически не наблюдается.

Плоская поверхность осложнена ледово-экзарационными формами микрорельефа. Например, на участке 3 (Приложение 1) максимальная глубина ледово-экзарационных борозд составила до 0,4 м, боковые валики имели высоту около 0,1 м, таким образом, общая амплитуда составляет до 0,5 м (Рисунки 4.8, 4.9). Средняя ширина борозд по днищу составляет около 2-3 м, по бровкам – до 10 м. Боковые валики имеют ширину по гребню около 1 м, валик между двумя бороздами в гребенке – до 2 м. Склоны борозд по краям имеют крутизну около 20 °, на межбороздовом валике – 7-10 °. По результатам проходки геологических канав вкрест простирания борозд было выявлено, что грунт в днище борозд является более плотным, а на боковых валиках – более рыхлым. Верхний слой несортированного суглинистого грунта на валиках составляет 10-15 см, в то время как в днище он практически отсутствует. Под верхним слоем залегает слоистый грунт аналогичного состава, который присутствует как под бороздой, так и под валиком. При этом в днище борозд закрепляется травянистая растительность, тогда как на валиках – в основном кустарниковая.

Анализ ЦМР, построенной по данным съемки квадрокоптером на данном участке, и построенных по данным ЦМР профилей (Приложение 1) показывает, что при отсчете глубины ледово-экзарационных борозд от фоновой поверхности, она составляет около 15 см. При этом боковые валики имеют высоту 15-20 см, и их высота, как правило, превышает глубину борозд на профиле из-за низкой плотности слагающего их грунта.

74



Рисунок 4.7. Схема расположения участков дешифрирования (синие прямоугольники и их номера) и полевых работ (красные кружки и их номера). Красная линия – береговая линия 1961 года. На основе фрагмента мозаики спутниковых снимков WorldView-2, осень 2015 г.



Рисунок 4.8. Примеры нивелирных профилей через гребенки ледово-экзарационных борозд на участке 3.



Рисунок 4.9. Общий вид гребенки ледово-экзарационных борозд на участке 3. Октябрь 2018.

Поверхность участка 2 плоская, со слабо выраженным уклоном, незаметным на местности. Полученная ЦМР показала, что уклон составил 0.0007. На участке 2 описанный перепад между вершинами валиков и днищами борозд составляет около 0,2 м (Рисунок 4.10). При этом ширина системы борозд превышает 100 м, а видимая длина – более 1 км. Как в пределах валиков, так и в днищах борозд встречаются осложняющие микроформы – напорные

валики и формы вытаивания грунта изо льда высотой до 20-30 см и размером до 0,5-0,7 м в поперечнике (Рисунок 4.11). Валики имеют чаще всего асимметричную форму и ориентированы под 45 ° к борозде. Анализ ЦМР (Приложение 1) участка 2 показал, что борозды выпахивания врезаны в фоновую поверхность на глубину от 5 до 15 см, а высота валиков над ней составляет 15-20 см. Перепад по днищу борозды сверху вниз по склону составил около 0,5 м. При этом глубина борозды осталась неизменной, то есть влияние таких уклонов на глубину борозды отсутствует.



Рисунок 4.10. Поперечный нивелирный профиль через систему ледово-экзарационных борозд на участке 2.



Рисунок 4.11. Вид небольшого напорного валика с земли (слева) и на съемке БПЛА (справа, показаны красными стрелками) на полигоне 2. Октябрь 2018 г.

Участки работ 1 и 5 располагаются дальше от береговой линии 1961 года, и были позже освобождены от моря. Поверхность полигонов ровная, перепады высот в пределах 20 см. Под соляной коркой мощностью 2-3 мм – увлажненный рыхлый грунт. Растительность практически отсутствует, проективное покрытие не более 5 %, в основном – разреженные кустарники. По днищу нерегулярно расположены отдельные солонцовые понижения глубиной до 20 см и эоловые формы аналогичной высоты, например – холмики-косы (Рисунок 4.12).

Ледово-экзарационные борозды в рельефе практически не читаются, выделяются в основном по цвету и степени увлажненности грунта. Так, например, на участке 1 – три параллельные гребенки борозд, делающие синхронный поворот (Рисунок 4.13). Ширина всех полос – до 300 м. Анализ ЦМР (Приложение 1) показал, что глубина борозд от фоновой поверхности составляет всего около 5-10 см, высота валиков – до 15 см.



Рисунок 4.12. Холмики-косы на бывшем дне Аральского моря. Октябрь 2018 г.



Рисунок 4.13. Общий вид участка 1 со следами ледовых воздействий. Октябрь 2018 г.

На участке 5 в поверхность врезано несколько субпараллельных систем борозд. Согласно полевым описаниям, глубина наиболее глубоких борозд достигает 30 см, средняя ширина около 4 м, вместе с валиками 10 м (Рисунки 4.14, 4.15). Анализ ЦМР (Приложение 1) показывает, что глубина борозд от фоновой поверхности составляет всего 10-15 см, как и высота валиков. Таким образом, визуально борозды кажутся глубже из-за того, что они воспринимаются в парагенетическом ряду с валиками, общий перепад высот в котором достигает 30 см. Визуальное искажение глубины борозд характерно для всех участков.



Рисунок 4.14. Поперечный нивелирный профиль через систему ледово-экзарационных борозд на участке 5.



Рисунок 4.15. Общий вид гребенки ледово-экзарационных борозд на участке 5. Октябрь 2018 г.

На участках представлены борозды с корытообразной (Рисунок 4.8-верх), U-образной (Рисунок 4.8-низ) и V-образной формами поперечного профиля. Все они, так или иначе, имеют неправильную форму с переломами в профиле. Судя по полевым наблюдениям, преобладают борозды с плоским днищем, корытообразной формы. Максимальная глубина борозд составила 30-40 см, средняя – менее 30 см.

Область наибольшего проективного покрытия следами ледово-экзарационных воздействий находится, в основном, в центральной части Восточного Арала и южной части Западного Арала (Рисунок 4.16). Рассматривая фактор донных осадков в формировании ледово-

экзарационного рельефа, необходимо отметить, что район распространения глинистых илов, податливых к экзарационным воздействиям, приурочен к отмелым берегам Восточного Арала и приглубым – Западного. В результате, ледово-экзарационные борозды в большей степени распространены в котловине Восточного моря, что говорит о подчиненности фактора донных осадков.

В то же время, распространение ледово-экзарационных форм по всей территории Аральского моря выходит за рамки ареала глинистых илов, и попадает в зону распространения алевритовых илов, и реже – песков. К периферии Восточного Арала (южная часть, к северу от бывшего острова Барсакельмес) плотность следов воздействия льда уменьшается, а состав грунтов сдвигается в сторону большего содержания песков. Лишь в редких случаях ледовоэкзарационные борозды встречаются в районах распространения прибрежно-морских песков, в т.ч. оолитовых.

Собственные исследования гранулометрического состава осадков, отобранных на ключевых участках дна Аральского моря, показали, что наилучшая выраженность ледовоэкзарационных форм присуща территориям с распространением песчано-глинистых алевритов. На участках распространения сильно глинистых алевритов выраженность форм снижается. Положение участков на одном гипсометрическом уровне (одновременное воздействие при снижении уровня) и в одном секторе моря позволяет оценить фактор донных осадков при прочих равных условиях. В результате, можно говорить о том, что наличие песчаных частиц в грунте, по-видимому, способствует большему проникновению киля тороса в грунт и формированию более глубоких форм при равной с более глинистыми грунтами последующей сохранности ледово-экзарационного рельефа на дне. Для лучшей его выраженности важно соотношение глинистой и песчаной составляющих вещественного состава: плотные, прочные глинистые грунты неподатливы к экзарации, а слабые песчаные быстрее теряют выраженность. При формировании ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря фактор донных осадков имел подчиненное значение. На локальном уровне физико-механические свойства грунтов влияют на сохранность экзарационных борозд, но не являются решающими при их формировании.



Рисунок 4.16. Схема распространения ледово-экзарационных борозд на схеме донных отложений Аральского моря (Бродская, 1954). 1 – пески, 2 – алевритовые илы, 3 – известковоглинистые илы, 4 – глинистые илы северных заливов, 5 – то же, дельтовых зон, 6 – оолиты, 7 – древний горизонт; концентрация ледово-экзарационных борозд: 8 – <10% покрытия дна, 9 – 10– 20%, 10 – 20–30%, 11 – 30–50%, 12 – > 50%, 13 – современная акватория Аральского моря.

Таким образом, по результатам полевых работ выявлено, что ледово-экзарационные борозды на дне Аральского моря в среднем имеют глубину около 15 см при средней высоте боковых валиков около 20 см. Сложены они алевритами с примесью песчаных частиц. По своим морфологическим параметрам изученные формы рельефа можно отнести к микроформам

(размер – метры, глубина – до метра – Nikiforov, 2010; Рычагов, 2006), однако некоторые из них по своей длине, но не глубине, могут относиться к мезоформам (протяженность 10-20 км).

# 4.3.2. Результаты дешифрирования данных ДЗЗ

С помощью дешифрирования удалось собрать статистически значимую выборку длины и ширины единичных борозд, ширины гребенок и единичных борозд в них, длины гребенок, а также направлений распространения борозд. Всего на шести участках было выделено 2230 борозд и гребенок суммарной длиной 3188 км.

Большая часть величин (длина, ширина, количество борозд в гребенке и др.) имеет близкое к логнормальному распределение, что свойственно большинству природных объектов. При расчетах параметров используются не только средние, но и медианные значения. Последние лучше описывают выборку, так как при логнормальном распределении экстремально высокие значения заметно увеличивают средние, уводя их от экстремума в распределении. В то же время, такие высокие значения не исключаются из выборки, так как они присущи природным объектам, и результаты их замеров не могут относиться к ошибке эксперимента или подобному субъективному искажению результата.

После получения морфометрических параметров ледово-экзарационных борозд был выдвинут ряд статистических гипотез, таких как наличие корреляционной зависимости между длиной и шириной единичных борозд, длиной и направлением борозд и т.п. Однако для большей части из них были получены весьма низкие коэффициенты корреляции, и гипотезы не были подтверждены. Единственной подтвержденной гипотезой стало такое очевидное утверждение, как наличие зависимости ширины гребенки (системы) борозд от количества борозд в ней (например, на участке 3  $r^2=0,922$ ).

После рассмотрения шесть участков и разделения всех борозд на 4 класса по длине и ширине и гребенок – по ширине, были получены пороговые значения для разбиения выборки на классы (Таблица 4.1). Для ширины класс 1 – узкие, 2 – средние, 3 – широкие, 4 – очень широкие; для длины класс 1 – короткие, 2 – средние, 3 – длинные, 4 – очень длинные; для количества борозд в гребенке 1 класс – мало, 2 – средне, 3 – много, 4 – очень много.

Класс	1	2	3	4
Ширина борозд, м	до 8	9-19	20-54	83-89
Ширина гребенок,	до 375	385-1356	1721-2985	4588-5560
М				
Длина, м	до 1350	1355-3535	3576-7861	8509-25857
Количество в	до 6	7-18	19-46	75-135
гребенке, шт.				

Таблица 4.1. Разделение морфометрических показателей на классы по шести участкам

## <u>Участок 1</u>

Участок 1 характеризуется относительно редким расположением борозд. Отличительной особенностью участка можно назвать распределение направлений борозд на два основных: C3-ЮВ и CB-ЮЗ (Рисунок 4.17), соответствующих основным направлениям ветров в холодный период и вдольберегового дрейфа. На данном участке борозды располагаются будто по нерегулярной сетке, довольно строго выдерживая направления. При этом необходимо отметить, что длинные борозды распространены именно в этих двух направлениях. Более мелкие же занимают пространства между ними и чаще всего имеют промежуточные направления. На участке визуально преобладают средние и крупные борозды. Однако, со статистической точки зрения, как и на большей части участков преобладают короткие (70 %) и узкие (97 %) борозды. Среднее значение длины и ширины борозд – 1354 и 13 м соответственно, медианное – 853 и 11 м (Таблица 4.2).

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	138	138	106	106	32	32	32	32
Минимальное значение	2	110	3	110	13	238	2	2
Максимальное значение	89	9000	89	8767	386	9000	18	14
Среднее квадратическое отклонение	11,9	1518,6	13,1	1263,6	72,2	1997,5	4,8	2,2
Коэффициент вариации	0,9	1,1	0,9	1,1	1,0	0,9	0,5	0,6
Среднее значение	13	1354	15	1123	75	2122	9	4
Медиана	11	853	11	741	48	1441	9	3
Мода	7		10		22		4	3

Таблица 4.2. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 1



Борозды выпахивания на участке в основном прямолинейные, с незначительными изгибами. Отдельные борозды изгибаются под углами, не меняющими генерального

направления распространения борозды. Резкие смены направлений отсутствуют. Борозды в основном единичные (78 %) или сгруппированные в небольшие гребенки (в среднем 3-4 штуки в гребенке). Крупные системы борозд отсутствуют, есть несколько мелких систем борозд, состоящих из двух-трех небольших гребенок. Несмотря на то, что борозды располагаются на участке достаточно редко, тем не менее, они накладываются друг на друга, и можно различить три генерации борозд (Рисунок 4.18). В целом борозды равномерно распределены по участку, относительное разрежение наблюдается в восточной части участка, где они единично выделяются на незатронутой экзарацией поверхности. Расчетное значение покрытия участка следами воздействий льдов составляет около 15 %.Сохранность борозд на участке относительно низкая. Участок подвергнут зарастанию, так как освободился от воды уже несколько десятилетий назад. Относительно четко выделяются лишь сами борозды, валики же, как правило маркируются растительностью и, по-видимому, разрушаются ею (Приложение 2). Границы валиков определяются затруднительно. Напорных валиков на концах борозд не наблюдается. Кроме зарастания на внешний облик борозд на участке повлияли также флювиальные потоки, следы деятельности которых отчетливо читаются на космических изображениях.



Рисунок 4.18. Наложение борозд выпахивания на участке 1 (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

## Участок 2

Участок 2 характеризуется редким расположением ледово-экзарационных борозд и гребенок. Визуально на участке более короткие борозды ориентированы вдоль береговой линии (пролива Берга) в направлении ССВ – ЮЮЗ (Рисунок 4.17). Более длинные же распространяются в основном в направлении вдоль линии берега (В – 3). Большинство борозд плавно изгибается, меняя направление по мере приближения к берегу. Преобладают короткие (83 %) и узкие (57 %) борозды. Среднее значение длины и ширины борозд – 857 и 9 м соответственно, медианное – 619 и 8 м (Таблица 4.3).

Таблица 4.3. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 2

	Ширина борозд, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	195	195	75	75	120	120	120	120
Минимальное значение	1	71	2	91	7	71	1	2
Максимальное значение	88	5625	88	2906	643	5625	42	35
Среднее квадратическое отклонение	8,2	831,3	10,5	612,4	100,1	935,2	6,3	5,4
Коэффициент вариации	0,9	1,0	1,0	0,8	1,2	1,0	0,7	0,9
Среднее значение	9	857	11	722	86	942	9	6
Медиана	8	619	8	511	48	671	7	4
Мода	7		7		41		3	3

На участке преобладают гребенки и системы борозд (62 %), расположенные на относительно большом расстоянии друг от друга (до 250 м). Гребенки содержат в среднем 4-6 борозд. Единичные борозды также распространены довольно широко. Отдельные борозды изгибаются довольно круто и меняют свое направление на противоположное. Несмотря на то, что борозды расположены довольно редко, можно выделить три генерации борозд, накладывающихся друг на друга. При этом плотность борозд, распределена по участку довольно равномерно. Наименьшей плотностью борозд характеризуется центральная и северо-

западная части участка. Расчетное значение покрытия участка следами воздействий льдов составляет около 22 %.

Морфология борозд на участке различна. Формы представлены как хорошо сохранившимися экземплярами единичных ледово-экзарационных борозд и гребенками, так и претерпевшими вторичные изменения (Приложение 2). Морфологически многие гребенки представляют собой классические экземпляры. Отдельные борозды выпахивания (как в гребенках, так и единичные) имеют четко выраженное днище, но редко – выраженные боковые валики и практически никогда – напорные валики. Вероятно, причиной тому является низкая степень сохранности борозд. Участок находится в непосредственной близости от пролива Берга и, вероятно, подвергался затоплению в результате колебаний уровня, к которым наиболее чувствительны узкие проливы. В результате, часть борозд была «замыта» и снивелирована отложениями. Борозды в южной части участка по настоящее время испытывают влияние вод, сбрасываемых из Малого Арала (Рисунок 4.19). На мозаике космических снимков 2010 года они заполнены водой. В северной части борозды в большей степени подвержены зарастанию травами и кустарниками. В центральной части участка наблюдается большое количество конских троп, проходящих от севера к югу, в направлении пролива. Автомобильные дороги выделяются в незначительных количествах.



Рисунок 4.19. Борозды выпахивания вблизи прол. Берга на участке 2 (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

## Участок 3

Участок 3 характеризуется наибольшей плотностью расположения борозд (Рисунок 4.20). Визуально покрывающие до 90% площади участка ледово-экзарационные борозды являются его главной отличительной особенностью. На участке преобладают борозды СЗ – ЮВ (ССЗ – ЮЮВ, ЗСЗ – ВЮВ) направления, распространяющиеся в виде гребенок вдоль береговой линии о. Барсакельмес (Рисунок 4.17). Эти борозды являются наиболее протяженными на участке. Направленные вкрест с ними (преимущественно по нормали к линии берега) являются в основном более короткими и выражены слабее. На участке четко выделяется существование лишь одной крупной системы борозд (гребенки) СЗ – ЮВ направления. Остальные гребенки преимущественно небольшие и насчитывают лишь по несколько борозд, в среднем они содержат по 4-5 борозд. Возможно, такое распределение направлений борозд, не имеющее ярко выраженных пиков, объясняется положением участка в роторной зоне о. Барсакельмес, закрывавшего участок от ветров значительной части направлений, преобладавших в регионе.



Рисунок 4.20. Максимальная плотность ледово-экзарационных борозд на участке 3 (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

Преобладают борозды средней ширины с отчетливо выраженными валиками. Средняя ширина борозд составляет 7 м, медианная – 5 м (Таблица 4.4). Они преимущественно прямые, с небольшими изгибами. Крайне редко встречаются борозды с крутыми изменениями

направления. Преобладают гребенки борозд (66 %), единичные борозды, как правило, имеют направление, не совпадающее с основными гребенками. Они имеют среднюю и малую длину. Среднее значение длины составляет 1066 м, медианное – 768 м. Как и на других участках, преобладают короткие (76 %) и узкие (81 %) борозды.

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	687	687	232	232	455	455	455	455
Минимальное значение	3	69	3	81	4	69	3	2
Максимальное значение	41	11868	37	5849	2985	11868	41	135
Среднее квадратическое отклонение	4,2	1111,9	5,4	790,1	186,6	1243,1	3,0	8,0
Коэффициент вариации	0,6	1,0	0,6	0,8	2,2	1,1	0,5	1,5
Среднее значение	7	1066	9	983	84	1107	6	5
Медиана	5	768	7	743	44	783	5	4
Мода	5	608	6	733	14	408	5	2

Таблица 4.4. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 3

Высокая степень переработки дна ледово-экзарационными процессами на участке обусловила наложение борозд друг на друга (Рисунок 4.20). Различаются наложения как сонаправленных борозд, так и наложение под острыми и прямыми углами. В области сгущения борозд выделяются как минимум три генерации борозд, накладывающихся друг на друга, однако можно предположить, что их больше (Приложение 2).

Борозды расположены плотно в основном по всему участку. В крайних восточной, западной и северо-западной частях происходит относительное разряжение борозд, связанное, по-видимому, с местными особенностями рельефа. Расчетное значение покрытия дна формами ледового воздействия составляет всего 21 %.

С точки зрения морфологии борозд необходимо отметить, что единичные борозды выражены более четко, имеют боковые валики. Это же можно сказать про большинство борозд и гребенок, находящихся в области относительного разряжения. Большинство же гребенок, находящихся в области наибольшей плотности борозд в центральной части выражены относительно слабо, валики не выражены, сами борозды относительно узкие. Напорные валики наблюдаются редко, в основном на концах борозд, направленных по нормали к линии берега о. Барсакельмес. Сохранность борозд на участке относительно хорошая, однако в области сгущения борозд изначальная слабая выраженность борозд не дает в полной мере оценить степень их изменения вторичными процессами. Однако, необходимо отметить, что внешний облик (прямолинейность, выдержанность по ширине и др.) борозд говорит о хорошей их сохранности. Антропогенного влияния не обнаружено.

#### Участок 4

Участок 4 характеризуется относительно разреженным расположением борозд. Расчетное значение покрытия дна формами ледового воздействия составляет всего 9 %. Преобладают небольшие гребенки и единичные борозды. Крупные гребенки и системы борозд представлены единично. В целом, гребенки составляют 60 %, а единичные – 40 % от всех дешифрированных борозд. Широкие гребенки, как правило, имеют небольшую длину. На этом участке борозды выражены очень отчетливо, что говорит о том, что они обладают высокой степенью сохранности. Глинистый характер грунтов на участке обеспечил хорошую выраженность форм. На снимках отчетливо читаются как боковые валики, так и напорные валики на концах борозд и гребенок. Отличительной особенностью участка является наличие относительно больших площадей, не затронутых экзарацией. Эти площади прорезаются хорошо выделяющимися ледово-экзарационными бороздами.

Также отличительной особенностью участка можно назвать присутствие большого количества форм микрорельефа другого генезиса, что не характерно для других участков. И если на других участках чаще всего формы иного генезиса представлены антропогенными формами, то на участке 4 в большей степени распространены эоловые формы рельефа.

На участке для относительно длинных борозд характерны направления распространения с СВ на ЮЗ (ВСВ-ЗЮЗ). Для более мелких борозд более характерны субмеридиональные направления распространения (Рисунок 4.17). На участке преобладают относительно прямолинейные борозды, без сильных изгибов и кардинальных изменений направления. В то же время, встречаются отдельные, преимущественно мелкие борозды с резкими изгибами и изменениями направления вплоть до противоположного (Рисунок 4.21). Представлены отдельные борозды, представляющие собой петли. Единично представлены системы борозд с расстоянием между бороздами около 250 м. Преобладают короткие (73 %) и узкие (86 %) борозды. Среднее значение длины и ширины борозд – 1168 и 5 м соответственно, медианное – 745 и 4 м (Таблица 4.5).

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	543	543	217	217	326	326	326	326
Минимальное значение	1	38	1	64	4	38	1	2
Максимальное значение	36	11731	36	11731	1162	11153	27	46
Среднее квадратическое отклонение	4,0	1327,9	4,9	1398,4	108,7	1280,9	2,8	6,6
Коэффициент вариации	0,8	1,1	0,7	1,2	1,6	1,1	0,7	1,1
Среднее значение	5	1168	7	1187	67	1155	4	6
Медиана	4	745	5	702	35	768	3	4
Мода	3		3		15		3	2

Таблица 4.5. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 4

Распространение борозд по участку неравномерное. Если в центральной, западной и восточной частях они относительно редки, и пространства, не затронутые экзарацией, занимают больше площади, то в северной и южной частях наблюдается относительное сгущение борозд. В этих частях участка борозды постоянно накладываются друг на друга. Отчетливо различаются три генерации борозд.

Относительно морфологии борозд необходимо отметить, что многие из единичных борозд и гребенок имеют «классический» вид с хорошо выраженными боковыми и напорными валиками (Приложение 2). В некоторых случаях кроме напорного валика на конце борозды хорошо читаются ямы, оставшиеся после оттаивания ледяного образования (т.н. ямы застамушивания). При в целом хорошей сохранности форм ледового воздействия, на участке наблюдаются следы их вторичной переработки текучими водами и ветром. Как правило это увеличивает ширину форм.



Рисунок 4.21. Изгибающаяся гребенка борозд на участке 4 (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

## <u>Участок 5</u>

Участок 5 характеризуется разреженными бороздами. Расчетное значение покрытия дна формами ледового воздействия составляет всего около 8 %. Большинство борозд относительно крупные и длинные, единичные (41 %), либо входящие в системы борозд (Рисунок 4.22). Большинство крупных борозд имеет плавные изгибы и не меняют направление кардинально, большинство из них направлены с В на 3 (Рисунок 4.17). Эти разреженные крупные борозды перемежаются скоплениями более мелких борозд, ориентированными хаотично и, повидимому, приуроченными к относительным повышениям рельефа. Представлены также системы борозд, имеющих резкие изменения в направлении и отстоящих друг от друга на расстояние до 700 м. Резкие изменения направлений имеют также единичные редкие борозды.

На участке представлены как единичные борозды, так и крупные системы, объединяющие единичные борозды, реже – гребенки. Интересной особенностью участка являются очень короткие и в то же время очень широкие системы борозд, сформированные, повидимому, на мористой кромке припая. Единичные борозды как правило узкие (83 %), но представлены и отдельные широкие борозды. Короткие борозды (72 %) составляют большинство. Среднее значение длины и ширины борозд – 1329 и 6 м соответственно, медианное – 773 и 5 м (Таблица 4.6).



Рисунок 4.22. Система ледово-экзарационных борозд на участке 5 (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

Таблица 4.6. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 5

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	239	239	142	142	97	97	97	97
Минимальное значение	3	37	3	58	11	37	3	2
Максимальное значение	22	12653	22	12653	5560	6145	15	21
Среднее квадратическое отклонение	3,1	1672,9	3,3	1895,3	614,9	1289,2	2,8	3,8
Коэффициент вариации	0,5	1,3	0,5	1,4	3,1	1,0	0,5	0,8
Среднее значение	6	1329	6	1333	201	1322	6	5
Медиана	5	773	5	739	54	883	5	3
Мода	4		4		36		5	3

Существуют борозды, которые на своем протяжении приобретают несколько параллельных борозд, становясь гребенкой (Приложение 2). Многокилевое ледяное образование, достигавшее дна лишь одним из килей, на определенных участках цепляло дно и другими, что и отразилось в морфологии таких борозд. В других случаях в морфологии борозд отражается сложная перестройка ледяного образования. В таких случаях борозды, имеющие

общее направление и сформированные в одно время (одной генерации), находящиеся в одной гребенке (системе борозд) слегка изменяют направление, что делает их не строго параллельными.

Наиболее плотно борозды расположены в южной и северо-восточной частях участка. Борозды накладываются друг на друга, в разных частях участка существует от двух до трех генераций борозд. В западной и южной части участка особенно сильно антропогенное влияние. В южной части участка, по-видимому, проведены разведочные работы по сетке, которая прекрасно читается на снимках. В западной части больше представлены следы колесной техники, объединенные в сеть «дорог».

В узких бороздах морфологические признаки, характерные для классических борозд не читаются. Зато в крупных бороздах валики, как правило, выражены хорошо и сопровождают большую часть широких борозд и гребенок. Напорные валики выражены слабо. В некоторых случаях гребенки борозд сливаются в единую широкую борозду с неровным днищем. Сохранность борозд, как правило, хорошая, но существуют участки поверхности, отличающиеся от остальной площади по цвету, что, скорее всего, не связано с ледовыми процессами. Формы выражены отчетливо, вторичные изменения наблюдаются в основном в северной части территории, где отмечаются эоловые раздувы, направленные как вкрест форм, так и по их длинной оси. Несмотря на это, формы читаются однозначно, определение изначальной ширины или длины не вызывает проблем.

## <u>Участок 6</u>

Участок 6 характеризуется наличием нескольких крупных систем борозд, занимающих большую площадь на участке и пересекающих его от одного края до другого. Крупнейшая система борозд имеет генеральное направление с 3 на В, ряд крупных изгибов и субпараллельных борозд и систем борозд. Эта система борозд состоит из ряда гребенок, объединенных в два основных кластера, отстоящих друг от друга на расстояние около 1,8 км. При этом внутри кластеров борозды и гребенки удалены друг от друга на расстояние от 50 до 250 м. Длиннейшие борозды преимущественно имеют ориентировку В-3 и ВСВ-ЗЮЗ. Также несколько относительно длинных борозд ориентировано в направлении ССВ-ЮЮЗ (Рисунок 4.17).

Второй характерной особенностью участка является наличие большого количества сложно построенных систем борозд, в которых отдельные борозды отстоят друг от друга на расстояние до 1 км (Приложение 2). Борозды эти не длинные и имеют на своем протяжении ряд крутых изгибов вплоть до изменения направления на противоположное. Смена направления, как правило, резкая. В некоторых случаях это касается и систем параллельных гребенок. При

этом такие системы могут накладываться друг на друга, что говорит о неодновременном их формировании. Существует как минимум три генерации борозд. Присутствуют как классические гребенки, так и системы борозд и гребенок. Кроме наиболее крупных сонаправленных борозд основная часть более мелких представляет собой хаотичное разнонаправленное нагромождение борозд различной длины и ширины различных генераций. Среднее значение длины и ширины борозд – 2688 и 8 м соответственно, медианное – 1596 и 6 м (Таблица 4.7). Преобладают короткие (44 %) и узкие (73 %) борозды. Борозды средней длины имеют значительное распространение на участке (34 %).

Таблица 4.7. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 6

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	428	428	213	213	215	215	215	215
Минимальное значение	3	53	3	75	10	53	3	2
Максимальное значение	54	25857	54	16435	4588	25857	24	42
Среднее квадратическое отклонение	4,6	3137,7	5,7	3033,0	442,9	3244,3	2,8	6,5
Коэффициент вариации	0,6	1,2	0,7	1,2	2,3	1,2	0,4	1,1
Среднее значение	8	2688	9	2631	196	2745	7	6
Медиана	6	1596	7	1505	56	1700	6	4
Мода	5		5		36		5	2

На участке обнаружено большое количество борозд, которые были сформированы ледяными образованиями, конфигурация которых менялась по мере экзарационного процесса. Так, например, гребенка, состоящая из расположенных вплотную друг к другу борозд, от начала к концу расширяется за счет того, что борозды расходятся в стороны (Рисунок 4.23). Это говорит о том, что ледяное образование по мере продвижения разделялось на несколько частей, которые продолжали двигаться, тем не менее, параллельно. В другом случае, ледяное образование при смене направления движения перестает пропахивать дно одной из своих сторон, не оставляя борозды. Также отмечены случаи, когда после распада ледяного

образования его части переставали двигаться параллельно, «разъезжаясь» под острым гулом. В данном случае изначально единая гребенка разделяется на ряд гребенок и борозд, формировавшихся отдельно.

Участок характеризуется неравномерным распределением борозд и гребенок. В северозападной, условно мористой части борозды расположены относительно разреженно, присутствуют в основном крупные длинные борозды. В юго-восточной, бережной части плотность борозд существенно выше, присутствует большое количество мелких борозд, накладывающихся друг на друга и распространяющихся в различных направлениях. Расчетное значение покрытия дна формами ледового воздействия составляет около 10 %.



Рисунок 4.23. Расхождение борозд выпахивания на участке 6 (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

В целом, борозды на участке относительно узкие, отчасти с хорошо выраженными валиками, но во многих случаях валики не наблюдаются (плохо видны на космических изображениях). Во многих случаях видны напорные валики на концах борозд. Борозды имеют хорошую сохранность, не «расплываются», не заплывают. Лишь некоторые подверглись вторичным изменениям в результате развития солончаков в их днищах и последующему перевеванию.

В южной и западной частях участка наблюдаются следы хозяйственной деятельности человека. По-видимому, это сеть разведочных буровых скважин. В западной части, где ледово-

экзарацинные борозды разрежены, на снимках отчетливо выделяются следы подъезда техники («дороги»), которые также имеют линейные формы. В южной части участка плотность борозд выше, и дороги не виды на снимках. По-видимому, во многих случаях в качестве дорог использовались сами борозды.

#### Статистика по морю в целом и сравнение участков

По результатам дешифрирования 6 участков и выделения 2230 борозд на них, была проведена совместная обработка параметров борозд для получения осредненных характеристик для Аральского моря в целом (Таблица 4.8).

Таблица 4.8. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд для Аральского моря в целом

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	2230	2230	985	985	1245	1245	1245	1245
Минимальное значение	1	37	1	58	4	37	1	2
Максимальное значение	89	25857	89	16435	5560	25857	42	135
Среднее квадратическое отклонение	5,8	1894,2	7,3	1921,8	287,4	1872,9	3,7	6,8
Коэффициент вариации	0,8	1,3	0,8	1,3	2,7	1,3	0,6	1,2
Среднее значение	7	1430	9	1430	108	1430	6	6
Медиана	6	853	7	841	44	861	5	4
Мода	5	608	5	733	20	408	5	2

Для Аральского моря в целом средняя длина составляет 1430 м, медианная – 853 м. Близкие цифры характерны для участка дешифрирования 1 (участка 3 полевых работ). При этом большинство участков в среднем имеют меньшие длины борозд, и лишь участок 6 – большие. Так, к участку 6 относится наибольшая длина среди всех борозд (более 25 км) и наибольшая средняя и медианная длина борозд из всех участков. В целом по морю борозды длиной до 1600 м составляют 75 % от всех борозд, до 3100 м – 90 % (Рисунок 4.24). При этом к коротким бороздам относится 69 % борозд, к средним – 23 %, к длинным – 6 %, к очень длинным – 2 %.

Среднее значение ширины борозд – 7 м, медианное – 6 м. Такие значения характерны для участка 6. Необходимо отметить, что вариации ширины борозд в целом по морю небольшие и колеблются в основном от 1 до 8 м (75 % борозд), борозды шириной 9-16 м составляют еще 20 %, больше 16 м – 5 % (Рисунок 4.24). Узкие борозды составляют 76 %, средние – 21 %, широкие – 3 %, очень широких – менее 1 %.



Рисунок 4.24. Распределение длины (слева) и ширины (справа) ледово-экзарационных борозд на дне Аральского моря.

В то же время ширина гребенок и систем борозд разнится значительно. Для моря в целом средняя ширина гребенок составляет 108 м, а медианная – всего 44 м. 90 % гребенок имеют ширину до 200 м. Среднее количество борозд в гребенке – 6, медианное – 4. Такое количество характерно не только для моря в целом, но и для большинства участков. При этом максимальная ширина систем борозд составила более 5,5 км, а количество борозд – 135 штук. Такие значения ширины систем борозд единичны и встречаются на участках на юге моря. Наибольшее количество борозд в гребенке относится к участку 3.

Ширина единичных борозд, как правило, выше ширины борозд, входящих в гребенку или систему борозд: 9 м в среднем против 6 м. Длина же единичных борозд и гребенок в целом не отличается, но максимальные значения у гребенок выше. Соотношение гребенок и единичных борозд для моря в целом составляет 56% против 44 %.

При анализе направлений ледово-экзарационных борозд (Рисунок 4.17) было выявлено, что на участках в северной части моря (1 и 2) они четко подчиняются основным направлениями ветров в холодный период – ярко выражен СЗ (ССЗ) – ЮВ (ЮЮВ) румб. Вторичный пик направлений соответствует направлению вдольберегового дрейфа. В направлениях на участке 3 этот румб также выражен, но не преобладает столь значительно. Это связано с тем, что ветра несколько «разворачиваются» у о. Барсакельмес, где значительную роль приобретает субмеридиональное направление воздушных потоков. Положение участка за островом обеспечивает изменение направлений относительно метеостанции, расположенной в наветренной части острова. На другом участке в центральной части (4) моря направление борозд с В на 3 уже преобладает. К сожалению, данные по направлениям ветров в данном районе не являются общедоступными, но по соседним ГМС можно заключить, что в целом борозды соответствуют направлениям ветров. При формировании борозд наблюдалось напорное воздействие ледяных образований на подводный береговой склон в районе о. Возрождения. Для участка 6 характерно преобладание борозд ВСВ (СВ) – 3ЮЗ (ЮЗ) направлений, что в целом соответствует ветрам северо-восточной четверти, характерных для района ГМС Муйнак. Направления борозд на участке 5 в наименьшей степени соотносятся с направлениями ветров. При общем региональном субмеридиональном ветровом режиме это можно объяснить морфологическими особенностями рельефа дна. Узкая часть желоба, в южной части которой расположен участок, не представляет возможности для разгона ледяных образований и экзарации ими дна в направлении ветров В-3 направлений, дующих поперек желоба. В данном случае дрейфующие вместе с льдами ледяные торосистые образования разворачивались под прямым углом к линии берега, обеспечивая возможность экзарационного процесса при сохранении общего направления дрейфа.

После анализа распределения величин морфометрических параметров ледовоэкзарационных борозд и обзора их морфологии по участкам, можно сделать следующие выводы. Для северной части моря характерна наихудшая сохранность ледово-экзарационного рельефа. Возможно, с этим связана и вторая особенность этого района – относительно большая ширина борозд. При дешифрировании ДЗЗ боковые валики читались очень слабо. Это говорит о том, что со временем амплитуда высот между бороздой и валиком уменьшается, границы заплывают и становятся трудноразличимы. Отличительной особенностью борозд в северной части моря является то, что они ориентированы четко по ветру.

Для центральной части, напротив, характерна хорошая выраженность ледовоэкзарационных борозд, что говорит об их хорошей сохранности. Участки в этом районе освободились от моря позже других, что указывает на более позднее формирование ледовоэкзарационного рельефа на них. На это же указывает и наименьшая ширина борозд среди всех районов. По всей видимости, борозды формировались здесь в период, когда ледяные образования были уже невелики вследствие уменьшения площади, толщины и продолжительности присутствия ледяного покрова при повышении солености вод Арала.

Для южной части моря характерны средняя ширина единичных борозд и крупные и длинные системы борозд, редко встречающиеся в других районах. Также для этого района типичен сложный характер строения гребенок борозд, указывающий на перестроение ледяных торосистых образований в процессе экзарации. Эти факты говорят о сложном экзарационном процессе, который происходил в южной части моря, где в результате дрейфа под действием региональных ветров C3 направлений, наблюдалось скопление льдов. По-видимому, именно в этом районе моря наблюдались самые крупные и сложно построенные ледяные торосистые образования, производившие работу по экзарации дна.

99

Как мы видим, северный, центральный и южный районы Аральского моря имеют свои собственные особенности ледово-экзарационного рельефа, связанные с историей его формирования и сохранностью.

Необходимо отметить, что ледово-экзарационный рельеф на бывшем дне Аральского моря представлен не только ледово-экзарационными бороздами, но также и ямами застамушивания. Данные формы рельефа встречаются довольно редко, и были встречены в основном при общем визуально дешифрировании дна для оценки покрытия дна следами ледовых воздействий. Они были отмечены в небольшом количестве лишь на одном участке дешифрирования, поэтому собрать репрезентативную выборку по ним не удалось. По результатам единичных замеров форм на мозаиках космических снимков их размер составляет от 20 до 100 м.

## 4.4. История формирования ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря

Наблюдаемый в настоящий момент ледово-экзарационный рельеф был сформирован на последнем этапе развития рельефа дна, непосредственно перед деградацией Аральского моря. По-видимому, аналогичный рельеф формировался на плейстоцен-голоценовом этапе развития в эпохи с аналогичными климатическими условиями. Такой рельеф не мог сохраняться на дне моря в течение продолжительного времени вследствие седиментационных и других литодинамических процессов. В различных условиях от Арктики до субтропиков ледово-экзарационный микрорельеф может сохраняться в течение разного времени в зависимости от местных условий (Мазнев, Огородов, 2020). В аналогичных с Аральским морем условиях Северного Каспия показано, что борозды могут сохраняться на дне в течение нескольких лет лишь на закрытых участках акваторий (в закрытых заливах и архипелагах). На большей же части акватории ледово-экзарационный микрорельеф сохраняется лишь до первого сильного шторма, происходящего, как правило, уже весной, то есть всего в течение нескольких месяцев (Огородов, Архипов, 2010; Бухарицин и др., 2015). Таким образом, наблюдаемый рельеф относится ко второй половине XX в., когда началось падение уровня Аральского моря.

Во время существования на Аральском море интенсивных ледовых воздействий, их изучению внимания не уделялось. Исходя из аналогичных условий, наблюдаемых на соседнем Каспийском море, предполагается, что зона наиболее интенсивных воздействий находилась на глубине от 2 до 5 метров, где отмечена наибольшая концентрация ледяных торосистых образований. На меньших глубинах находилась зона стабильного припая, торошения в которой незначительны. В то же время мощность ледяных образований на Аральском море не была столь велика, и их кили редко достигали дна на глубинах, больших 6 м.

100

В 1960 г., до начала катастрофического снижения уровня Аральского моря, зона наиболее интенсивной экзарации находилась в прибрежных частях акватории и в области срединного поднятия. На современном срезе мы видим, что большая часть борозд приурочена к глубинам 15-25 м относительно уровня 1960 г. С наибольшей вероятностью, они сформировались в то время, когда в этих районах глубина моря составляла 2-5 м, то есть тогда, когда уровень моря упал на 10-20 м, и составлял около 33-43 м над у.м. Такой уровень в Большом Аральском море наблюдался с начала 1980-х до начала 2000-х годов.

Во время снижения уровня интервал наиболее интенсивных ледовых воздействий, и, соответственно, формирования борозд выпахивания, смещался вместе с береговой линией. В разных частях акватории, на берегах различных типов, эта зона имела ширину, зависящую от уклона подводного берегового склона (Рисунок 4.25). Наибольшую ширину эти зоны имели в восточной и южной частях моря, меньшую – в северной и западной. Постепенно эти зоны смещались к центральным частям Восточного и Западного Арала, и в определенный момент сливались воедино, сходясь в срединной части котловины.



Северная часть

Рисунок 4.25. Поперечные профили подводного берегового склона в различных частях Аральского моря. Профили по Лымареву (1967), Розенблатсу (1976). Условные обозначения: 1 – пески, 2 – галька, 3 – ракушка, 4 – илистый песок, 5 – глина, 6 – песчаный ил, 7 – грубый алеврит, 8 – глубины наиболее интенсивных ледовых воздействий.

Как видно из Рисунка 4.26, наибольшая концентрация борозд приурочена не к самой центральной и глубокой части акватории, а к району положения береговой линии 1996-2002 гг.,

то есть там, где в конце 1980-х – середине 1990-х годов находилась зона наиболее интенсивной экзарации, пришедшая с восточного берега.



Рисунок 4.26. Схема оценки покрытия дна ледово-экзарационными формами рельефа, совмещенная со схемой положения береговых линий (по Кравцова, Тарасенко, 2010). Условные обозначения: 1) <10% покрытия, 2) 10–20%, 3) 20–30%, 4) 30–50%, 5) > 50%, 6) современная акватория Аральского моря.

По результатам анализа положения древних береговых линий и ледовой обстановки за период 1960-2016 гг. были восстановлены положения зон разной интенсивности ледовых воздействий, исходя из предположения, что наибольшей концентрации ледяные образования

достигают на глубинах 2-5 м, чаще всего в зоне взаимодействия припая и дрейфующих льдов. На меньших глубинах располагалась зона устойчивого припая, в ряде случаев она занимала большее пространство. Мористее располагались зоны с меньшей концентрацией ледяных образований, достигавших дна с разной частотой и обеспечивавших воздействия большей или меньшей интенсивности.

Таким образом, предполагается следующая схема формирования ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря (Рисунок 4.27). До 1960 года, когда началось снижение уровня моря, происходило формирование ледово-экзарационного рельефа преимущественно на глубинах до 5 м в прибрежных зонах акватории. Преимущественно это происходило на восточном и южном побережье Большого Арала и на западном склоне срединных поднятий. До начала 1970-х годов падение уровня моря было не настолько быстрым, чтобы изменить ход ледовых процессов. По-видимому, в это время борозды не сохранялись в течение нескольких лет, перемывались и заносились наносами, поэтому в крайних прибрежных зонах на восточном и южном побережьях и в северной части зоны островов борозд не сохранилось (Рисунок 4.27). Этому способствовали песчаный характер грунтов прибрежных частей акватории. Исключениями являются лишь небольшие участки с ледово-экзарационным микрорельефом в северной и центральной частях восточного побережья Большого Арала. Эти участки приурочены к наиболее крутым участкам подводного берегового склона, на которых были распространены алевритовые Глинистый характер осадков позволил ИЛЫ. ледовоэкзарационному рельефу лучше сохраниться. Здесь обнаружены наиболее старые и хуже всего сохранившиеся борозды выпахивания на Аральском море. Борозды здесь выражены плохо, без видимых валиков, с размытыми границами, иногда сильно заросшие, разреженные (Рисунок 4.28). В некоторых районах ледово-экзарационный рельеф частично перекрыт плащом эоловых отложений.

С начала 1970-х годов скорость падения уровня начала увеличиваться, и достигала в некоторые годы 80 см. При сохраняющихся ледовых условиях и интенсивности экзарации, такая скорость падения уровня способствовала тому, что на некоторых участках с пологими подводными береговыми склонами, вновь сформированные борозды не успевали заполняться наносами, в то время как при этом оголялось сразу несколько километров бывшего дна. В результате формировались участки с относительно большой концентрацией борозд выпахивания. При этом существующая к моменту формирования рельефа соленость способствовала формированию плотной соляной корки на поверхности бывшего дна. Как показали полевые исследования, такая корка не способствует развитию эоловых процессов, что предохраняет микрорельеф дна от сильных вторичных изменений. Такие участки находятся в основном в северной части Большого моря (участки 1 и 2 дешифрирования, все участки полевых работ), а также в центральной части восточного побережья. В северной части площадь покрытия бороздами дна превышает 30 %.



Рисунок 4.27. Схема распространения ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря в соответствии со временем его формирования.

С середины 1980-х сокращение акватории и уменьшение теплозапаса начало приводить к ужесточению ледовых условий. В это время начала формироваться основная масса ледовоэкзарационных борозд, обнаруженных на мозаиках космических снимков. К периоду 1980-х – 1990-х годов относятся участки с ледово-экзарационным рельефом, со всех сторон обрамляющие центральную часть Восточного Арала. Наибольшая концентрация борозд отмечена на северо-востоке Восточного Арала, формированию которой способствовало практическое отсутствие волновой переработки на восточном побережье в силу его отмелости и доминирования ветров, дующих с северо-востока. На наветренном берегу концентрация борозд значительно снижается. К этому времени относятся участки дешифрирования 5 и 6 в южной части моря. Борозды на участках выражены относительно хорошо, у крупных борозд отчетливо читаются боковые и напорные валики, выражены крупные системы борозд.



Рисунок 4.28. Внешний вид наиболее старых, плохо выраженных борозд в северной части восточного побережья Большого Арала (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, осень 2015 г.).

К концу 1980-х – середине 1990-х годов зона наиболее интенсивной экзарации, смещающаяся как с восточного, так и с западного берега Восточного Арала, начала достигать центральной части акватории. В этот момент создались лучшие условия для формирования и сохранения ледово-экзарационного рельефа на дне моря. Микрорельеф борозд выпахивания формировался на обширных участках плоского дна центральной котловина Аральского моря с глубинами до 10 м (в начале периода). Ледовые условия в этот период еще оставались относительно суровыми, при этом низкая гидродинамическая активность в мелководной акватории приводила к тому, что микрорельеф дна мог сохраняться в течение более продолжительного времени. Продолжающееся падение уровня способствовало быстрому выходу свежесформированных форм рельефа из-под уровня моря. На участках, где ледовоэкзарационный рельеф был сформирован в это время наблюдается самая высокая площадь переработки дна ледовыми воздействиями. Аналогичные процессы наблюдались и в южной части глубоководной котловины Аральского моря, где на участке с относительно пологим уклоном дна создались благоприятные условия для создания и сохранения ледовоэкзарационных борозд.

Борозды, сформированные в это время дешифрированы на участках 3 и 4. Здесь отмечена наилучшая сохранность борозд среди всех участков дешифрирования. У большинства борозд отмечены четко выраженные напорные и боковые валики, отмечены ямы застамушивания. Этот рельеф и до настоящего времени сохраняется в условиях периодически смачиваемых солончаков и солонцов. Необходимо отметить, что в этот период формировались не только борозды, непосредственно оконтуривающие центральную часть Восточного Арала, но и борозды в самой центральной части котловины, где к концу периода глубина составляла около 5 м.

С середины 1990-х до середины 2000-х годов в центральной части котловины Восточного Арала и на юго-восточном побережье Западного Арала сохранялись условия для формирования ледово-экзарационного рельефа. Однако, по-видимому, интенсивность его формирования начала снижаться. Вследствие критического увеличения солености, льды стали формироваться в течение непродолжительного периода, а уменьшение акватории сократило возможность разгона дрейфующих льдин, что способствовало снижению интенсивности торошения и, соответственно, экзарационной деятельности. Тем не менее, на участках, сформированных в это время в центральной котловине моря, доля площади дна, переработанного ледовыми процессами, превышает 30 %.

В конце 2000-х воды Восточного Арала стали гиперсолеными, и ледообразование стало фрагментарным, а площадь водоема сократилась настолько, что образовывавшиеся в редких случаях льды не получали необходимого для торошения разгона, и экзарация дна практически прекратилась. В настоящее время ледообразование на Западном Арале также носит фрагментарный характер, а форма акватории не способствует образованию торосов, поэтому ледовые воздействия там практически невозможны.

Таким образом, наибольшее количество борозд выпахивания, видимых в настоящий момент на дне Аральского моря, было сформировано, начиная с конца 1980-х. Наиболее интенсивны ледовые воздействия на дно были до середины 1990-х, после чего интенсивность формирования ледово-экзарационного микрорельефа начала падать, и окончательно затухла к концу 2000-х. По результатам анализа пространственного положения форм ледово-экзарационного рельефа, их сохранности и уровенного режима Аральского моря, были составлены схемы интенсивности ледовых воздействий в различные годы, начиная с 1961 г. (Рисунок 4.29).



Рисунок 4.29. Схемы расположения зон с различной интенсивностью ледовых воздействий на Аральском море в различные годы. Условные обозначения: 1) зона устойчивого припая, интенсивность ледовых воздействий низкая; 2) зона взаимодействия припайных и дрейфующих льдов – интенсивные ледовые воздействия; 3) зона дрейфующих льдов на больших глубинах – воздействия средней интенсивности; 4) зона дрейфующих льдов на мелководье – наиболее интенсивные ледовые воздействия; 5) зона устойчивого припая в закрытых глубоководных акваториях – ледовые воздействия отсутствуют; 6) береговые линии за отдельные годы.

Отличия в степени интенсивности воздействий льдов на дно связаны как с их распространением в акватории, так и с толщиной льда. Как уже отмечалось ранее (см. главу 2), уменьшение толщины льда в связи с увеличением солености стало происходить с начала 1990-х годов, поэтому до этого времени интенсивность менялась в основном за счет распространения льда в акватории, связанного с уменьшением теплозапаса из-за сужения акватории и увеличения ее мелководности, а также суровости конкретных зим. Таким образом, можно рассматривать условия интенсивности ледово-экзарационных процессов внутри каждой зоны

107

как одинаковые. Интенсивности ледовых воздействий по периодам, таким образом, будет отличаться шириной различных зон воздействий.

Как видно из предложенных схем (Рисунок 4.29), наибольшей интенсивностью воздействий отличается период 1980-1990-х годов, когда зоны дрейфующие льды могут воздействовать на наиболее обширные участки дна. Наименьшей интенсивностью отличается период 1960-х годов, когда наибольшее распространение получал устойчивый припай, защищающий береговую зону от воздействий. Такое соотношение зон воздействий нашло отражение в возрастном распределении форм ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского моря (Рисунок 4.27).

Таким образом, борозды на бывшем дне Аральского моря – геоморфологический реликт, своего рода феномен, образовавшийся вследствие уникального явления исчезновения акватории моря.
# ГЛАВА 5. ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ НА ДНЕ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В отличие от Аральского моря, где ледово-экзарационный рельеф был обнаружен недавно, на Каспийском море следы воздействий льдов на берега и дно исследуются с 1950-х годов. Льды и ледяные образования, в том числе стамухи, на Каспии исследуются с конца XIX века, когда было открыто 60 пунктов ледовых наблюдений (Гидрометеорология..., 1992). Ледовая авиаразведка для нужд флота, рыболовства и зверобойного промысла началась силами Астраханской метеообсерватории с зимы 1927-28 гг. Авиаразведочные работы позволили изучить время формирования стамух, продолжительность их существования и распространение. Также изучались торосистость ледяного покрова и места формирования торосов. По результатам авиаразведок П.И. Бухарицин выпустил публикацию (1984), в которой выделил стамухи осеннего и зимнего происхождения, а также одиночные, кольцевые стамухи и барьеры стамух. Он первым показал, что в зимы с различной степенью суровости количество ледяных образований существенно отличается.

Воздействие льдов на дно Северного Каспия первым описал Б.И. Кошечкин (1958). Он исследовал следы деятельности «нагромождений» подвижных льдов («шрамы выпахивания») в районе Тюленьих островов. Он показал, что при высоте торосов в 35-40 см осадка составляет около 3 м, что превышает преобладающие глубины в том районе. Анализ распределения основных направлений «шрамов» и сопоставление этих направлений с направлением преобладающих ветров показали, что движение масс нагроможденного льда подчиняется господствующим ветрам и возбуждаемым ими течениям. П.И. Бухарицин (1984) также оценивал воздействие дрейфующих льдов на дно и берега, а также высказался о влиянии уровня Каспия на процессы торошения, используя данные авиаразведки.

С зимы 1978-79 гг. для определения характеристик ледяного покрова и идентификации ледяных образований проводилось дешифрирование спутниковых данных. С начала 2000-х годов в связи с разведкой и освоением месторождений на шельфе Каспия проводятся детальные исследования параметров стамух, их осадки и внутренней структуры (Миронов, Порубаев, 2005; Миронов и др., 2020) и воздействий на дно (Непоменко, Попова, 2018), а также мониторинг ледовой обстановки (Фролов и др., 2009) и моделирование (Андреев, Иванов, 2012). О воздействиях стамух и торосов на дно на глубинах до 12 м говорится в работе Огородова и Архипова (2010).

Ямы застамушивания (Parr et al., 2013) и ледово-экзарационные борозды (Fuglem et al., 2013) изучены в связи с оценкой нагрузок на подводные трубопроводы. Оценены основные глубины, на которых отмечены воздействия льдов на дно (Огородов и др., 2019).

109

Полноценный мониторинг дрейфа льда (Kadranov et al., 2019), расположения, формирования и таяния стамух, (Sigitov et al., 2019) других характеристик ледяного покрова на всей акватории Северного Каспия начат LLP ICEMAN.KZ в 2014 году для обеспечения нефтедобывающих компаний всем комплексом ледовой информации (<u>https://iceman.kz/</u>).

#### 5.1. Распространение ледово-экзарационного рельефа на дне Каспийского моря

В отличие от Аральского моря, где мы можем оценить распространение ледовоэкзарационного рельефа по общедоступным мозаикам спутниковых снимков, на Каспийском море оценка распространения проводится преимущественно по опубликованным и фондовым данным. Спутниковые изображения дают возможность оценить распространение лишь до глубин 3 м.

В первую очередь необходимо отметить, что распространение ледово-экзарационного рельефа зависит от того, в какой момент проводится его изучение. Сохранность микрорельефа на морском дне зависит от интенсивности гидродинамических процессов, и в целом, довольно низкая. Известно, что продолжительное время борозды выпахивания могут сохраняться лишь в районах закрытых бухт и архипелагов, защищенных от волн большей части румбов. Отмечается, что в илистых грунтах борозды могут существовать в течение 2-3 лет (Бухарицин, 1984). На большей же части дна акватории ледово-экзарационный рельеф сохраняется лишь в течение первых месяцев после освобождения акватории ото льда (Огородов, Архипов, 2010). Первые же сильные шторма, случающиеся, как правило, уже весной, замывают следы ледовых воздействий. Провести съемку такого рельефа на дне Каспийского моря впервые удалось в марте 2008 г., зимний период которого характеризовался умеренно холодными условиями. В рамках совместной экспедиции Государственного океанографического института имени Н.Н. Зубова и Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова по трассе трубопровода от месторождений имени Филановского и Корчагина сразу после очищения акватории ото льдов были параллельно проведены гидролокационная (сонарная) съемка с одновременным эхолотированием (Огородов, Архипов, 2010). Она позволила установить наличие следов ледовых воздействий на глубинах до 12 м, что ранее не удавалось сделать из-за того, что съемки проводились в летние месяцы.

Таким образом, на Каспийском море выделяются районы, где ледово-экзарационный рельеф сохраняется постоянно (или хотя бы в течение продолжительного времени) и районы периодического распространения следов ледовых воздействий.

Наиболее известным районом постоянного распространения ледово-экзарационного рельефа на Каспийском море, на наличие которого указывал Б.И. Кошечкин, являются Тюленьи острова (Рисунок 5.1). Следы ледовых воздействий распространены по всему архипелагу к северу от Мангышлакского залива, от о. Кулалы до о. Долгий. Где находится северная граница распространения борозд выпахивания в этом районе сказать трудно из-за увеличения глубин. Самые северные борозды видны на мозаиках спутниковых снимков на 45,231° с.ш. на глубинах не более 3 м, но, возможно, распространяются дальше через Бузачинский порог, отчленяющий Уральскую бороздину. Но, вероятнее всего, севернее 45,040 ° с.ш., они не сохраняются в течение продолжительного времени, перемываясь под действием ветров северо-восточных румбов.



Рисунок 5.1. Ледово-экзарационные борозды на дне Северного Каспия в районе Тюленьих островов (16 апреля 2016 г.) (https://landsat.visibleearth.nasa.gov/view.php?id=87903).

Другим недавно выявленным В.Б. Ушивцевым и П.И. Бухарицыным (личное сообщение) районом распространения борозд выпахивания является зал. Кендырли. Вследствие мелководности залива и его малого теплозапаса, льды образуются там практически ежегодно, но в течение непродолжительного времени. На фоне сильных ветров в зимний период торошения льда в этом районе весьма вероятны. Залив отчленен косой Ада (Кендырлинской), что закрывает его от и так нечасто повторяющихся ветров западных румбов. С трех других сторон акваторию залива окружает суша (Рисунок 5.2).



Рисунок 5.2. Общий вид зал. Кендырли (слева) и ледово-экзарационная борозда на его дне (справа). Мозаики спутниковых снимков WorldView-3, весна 2016 г.

В отличие от района Тюленьих островов, где плотность борозд весьма высока, а количество неисчислимо, в зал. Кендырли по данным ДЗЗ обнаружено лишь 8 сколько-нибудь выраженных единичных борозд, практически не пересекающихся между собой (Рисунок 5.2). По-видимому, эти борозды являются одними из самых южных зафиксированных на настоящий момент в северном полушарии свидетельств ледовых воздействий на дно. В то же время, отмечались следы деятельности подвижных льдов на дне Красноводского залива (Кошечкин, 1958).

В других районах следы ледовых воздействий фиксировались единично и несистематично, и в большей степени отражены в закрытых коммерческих отчетах организаций, проводивших разведочные работы для организации инфраструктуры месторождений на шельфе Каспийского моря. Тем не менее, некоторые сведения можно почерпнуть из опубликованной литературы.

Другой возможностью изучения ледовых воздействий на дно является детальный спутниковый мониторинг положения стамух, разрабатываемый ААНИИ, НИЦ «Планета» и LLP ICEMAN.KZ. Данные о положении стамух, полученные LLP ICEMAN.KZ находятся в открытом доступе. К сожалению, данный подход не дает возможности судить о каких-либо параметрах форм рельефа, создаваемых в результате взаимодействия ледяных торосистых образований с дном, однако можно однозначно судить о наличии ледовых воздействий в местах обнаружения стамух. Район воздействия стамухи на дно ограничен ее размером, который достигает на Каспии нескольких сотен метров по большему из измерений. При этом остается неясным, производило ли ледяное образование рельефообразующую деятельность на дне до

посадки на мель. Наиболее распространенной формой рельефа, образуемой в результате экзарации, остается борозда выпахивания (Огородов, 2011). Формируются они в результате взаимодействия киля дрейфующего ледяного торосистого образования с морским дном. К сожалению, до настоящего момента технология идентификации торосов по данным ДЗЗ не отработана. Единственным источником сколько-нибудь достоверной информации о положении зон торосистости остаются данные авиаразведки, проводившейся до конца 1970-х годов. Известно, что авиаразведки проводились по определенным маршрутам с определенной периодичностью, и не охватывали всей акватории, поэтому относиться к этим данным следует с осторожностью.

Зафиксированные в марте 2008 г. в результате съемки борозды выпахивания располагались на морском дне в районе месторождений Корчагина и Филановского (к востоку от банок Малой и Средней Жемчужных) с глубинами 7-13 м. Борозды были обнаружены на глубинах до 12 м (Огородов, Архипов, 2010). Следы ледовых воздействий могут прослеживаться и на больших глубинах – максимально до 15-16 м (Андреев и др., 1971).

Большое количество борозд отмечено в весенний период после очищения ото льда районов островов Чапуренок, Чистая Банка, мелководий северного и восточного побережий Каспия (Бухарицин, 1984). Густота борозд достигала 20-50, а местами 100 и более на 1 км. Кроме того, зафиксированы многочисленные навалы и надвиги льдов на острова и берега моря. Эти ледовые процессы способствуют выпахиванию верхней части грунтов, и могут оставлять следы длиной в несколько километров и глубиной до 0,5 м. Такие процессы зафиксированы на островах Чистая Банка, Малый Жемчужный, Укатный, Кулалы, Зюйдвестовая Шалыга (Бухарицин, 1984).

В то же время, по результатам промеров глубин в холодный период в непосредственной близости от стамух на лицензионном участке «Северо-Каспийская площадь» возле дельты Волги, было показано наличие слабовыраженных ледово-экзарационных борозд при наличии изменений рельефа в результате давления стамух на дно (Непоменко, Попова, 2018). Безусловно, ограниченность исследований не дает однозначного ответа на вопрос присутствия или отсутствия ледово-экзарационных борозд на участке, но показывает другие варианты ледовых воздействий. Аналогичные исследования на месторождении Кашаган (восточная часть Северного Каспия, между Уральской бороздиной и устьем Эмбы) также показали наличие ям застамушивания и напорных валиков (Parr et al., 2013), а также ледово-экзарационных борозд (Fuglem et al., 2013) на большой площади на глубинах до 6 м. Таким образом, для северной части Каспийского моря уместнее говорить о различной интенсивности воздействий, в то время как их распространение можно считать повсеместным в рамках зон выявления распространения

ледяных торосистых образований. Об интенсивности ледовых воздействий на Каспийском море подробнее см. раздел 5.3.

Как видно из схемы (Рисунок 5.3), стамухи в 2013-2020 гг. группируются преимущественно на глубинах до 5 м, повторяя контуры мелководий. Реже стамухи «сидят» на глубинах до 8 м, единично – до 11 м. Как показано ранее, зона распространения ледовоэкзарационного рельефа достигает глубин по крайней мере в 12 м (Огородов, Архипов, 2010), так как зависит не столько от стамух, сколько от дрейфующих торосистых образований.



Рисунок 5.3. Положение стамух на Северном Каспии в 2013-2020 гг. по спутниковым данным (Sigitov et al., 2019; <u>https://iceman.kz/</u>)

#### 5.2. Морфометрические параметры ледово-экзарационных форм рельефа Каспийского

### моря

В ходе полевого обследования ледово-экзарационных форм рельефа исследованы участки в районе островов Морской и Рыбачий архипелага Тюленьих островов и зал. Кендырли. Также два участка в районе Тюленьих островов исследованы дистанционными методами, причем один из них совпадает с районом полевого обследования.

Для проведения полевых работ выбран участок в районе о. Морской. По предварительному изучению ДЗЗ было выявлено наличие ледово-экзарационных форм на глубинах около 1 м. В районе о. Рыбачий глубины не превышают 1 м, что позволило провести только визуальные работы с лодки и воды. Слой воды в среднем составляет около 40-50 см, 20-

30 см из которого занимают растительные маты, предположительно представленные *Charophyceae* или *Najas*. В итоге, слой свободной воды всего около 20 см, передвижение в нем на лодке или вплавь затруднительно. Дно сложено на данном участке водонасыщенными илистыми грунтами, что препятствует свободному передвижению пешком по дну моря. Рекогносцировочные работы показали, что на участке присутствуют хаотичные нарушения рельефа дна, но выраженные борозды не обнаружены.

Возле о. Морской большие глубины моря (до 1,5 м) позволили провести полноценный комплекс работ по обследованию рельефа дна и донных отложений. Выполнены видеодокументация дна, отбор проб грунта и эхолотные промерные работы. Эхолотные промеры были выполнены на малой скорости пятью галсами с запада на восток вкрест простирания следов ледовых воздействий. В результате на кадрах видеосъемки зафиксированы следы ледовых воздействий на дно в виде вытянутых борозд без растительного покрова шириной от 5 до 50 м, слабо выраженные в рельефе, с амплитудой высот до 0,2 м (Рисунок 5.4). Эхолотные промеры также показали, что борозды не слишком отчетливо выражены в рельефе дна.



Рисунок 5.4. Вид ледово-экзарационных борозд на дне Каспийского моря в районе Тюленьих островов (слева) и в зал. Кендырли (справа). Красным пунктиром показана ось борозды. Сентябрь 2019 г.

Результаты эхолотных промеров (Рисунок 5.5) показывают, что борозды в районе съемки имеют ширину от 50 до 150 м (в среднем – около 100 м), пологие борта, глубину 20-60 см (в среднем – 30 см). Высота валиков составляет не более 0,2 м, ширина – порядка 10 м. В то же время, Б.И. Кошечкин (1958) утверждает, что борозды выпахивания углублены лишь на 3-4 см относительно поверхности дна, тогда как водорослевый покров дает еще 7-15 см. Борозды имеют сложную форму, чаще всего W-образную, с несколькими локальными повышениями (грядами) в центральной части. По сути такие борозды – слившиеся гребенки с остаточными валиками в центральной части. Также хорошо выражены напорные валики, представленные смесью водорослей и илистыми грунтами, слагающими верхнюю часть разреза.



Рисунок 5.5. Результаты эхолотных промеров в районе о. Морской (Тюленьи острова). На основе фрагментов мозаик спутниковых снимков WorldView-3, весна 2016 г.

Участок дешифрирования 1 (Рисунок 5.6) выбран в районе максимального распространения борозд выпахивания и наибольшей визуальной плотности. Борозды

выпахивания располагаются между о. Морской и проливом между ним и о. Кулалы. Участок характеризуется наличием хорошо выраженных крупных борозд и гребенок с четкими напорными, но не боковыми валиками.



Рисунок 5.6. Положение участков дешифрирования на Северном Каспии (мозаика спутниковых снимков WorldView-3, весна 2020 г.).

Ширина борозд на участке колеблется от 11 до 325 м (Таблица 5.1), в среднем – 39 м (медиана 33 м). Борозды имеют длину от 263 до 8846 м, в среднем – 1277 м (медиана 966 м). Гребенки состоят из 3-4 борозд и имеют среднюю ширину 306 м, медианную – 163 м. При этом длина и ширина единичных борозд чуть больше, чем длина и ширина борозд в гребенках и системах борозд, и единичных борозд в целом больше, чем гребенок (67 % против 33 %). Борозды в основном имеют направления с 3C3 на ВЮВ (Рисунок 5.7), что отвечает основным направлениям ветров в районе. На участке преобладают борозды средней длины (49 %) и средней ширины (63 %). Расчетное покрытие дна формами ледовых воздействий составляет 61 %.

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	204	204	137	137	67	67	67	67
Минимальное значение	11	263	11	345	56	263	15	2
Максимальное значение	325	8846	325	8846	2208	4667	95	17
Среднее квадратическое отклонение	31,1	1068,7	36,8	1160,3	380,9	849,0	11,9	2,9
Коэффициент вариации	0,8	0,8	0,9	0,9	1,2	0,7	0,4	0,7
Среднее значение	39	1277	41	1330	306	1167	33	4
Медиана	33	966	33	1032	163	948	32	3
Мода	32		32		115		25	2

Таблица 5.1. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 1



Рисунок 5.7 . Роза-диаграмма направлений распространения борозд на участках 1 (слева) и 2 (справа).

Участок дешифрирования 2 выбран в районе с меньшей визуальной плотностью борозд, в районе проведения полевых работ. Борозды выпахивания располагаются к востоку от южной оконечности о. Морской. Участок характеризуется наличием хорошо выраженных, ориентированных крупных и мелких борозд и гребенок с выраженными напорными, но не боковыми валиками.

Ширина борозд на участке колеблется от 5 до 79 м (Таблица 5.2), в среднем – 21 м (медиана 18 м). Борозды имеют длину от 64 до 4950 м, в среднем – 691 м (медиана 508 м). Гребенки состоят из 3-4 борозд и имеют среднюю ширину 144 м, медианную – 93 м. При этом ширина единичных борозд чуть больше, чем ширина борозд в гребенках и системах борозд. Средняя длина борозд в гребенках больше, чем единичных, но медианная – меньше. Единичных борозд в целом больше, чем гребенок (53 % против 47 %). Борозды в основном имеют направления с 3 на В (Рисунок 5.7), что отвечает основным направлениям ветров в районе. На участке преобладают короткие (77 %) и узкие борозды (82 %). Расчетное покрытие дна формами ледовых воздействий составляет 24 %.

Таблица 5.2. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд на участке дешифрирования 2

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Ширина гребенок, м	Длина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	155	155	82	82	73	73	73	73
Минимальное значение	5	64	6	165	16	64	5	2
Максимальное значение	79	4950	79	2380	688	4950	57	16
Среднее квадратическое отклонение	14,0	660,6	15,7	440,5	142,6	842,9	11,0	3,1
Коэффициент вариации	0,7	1,0	0,7	0,7	1,0	1,1	0,6	0,7
Среднее значение	21	691	24	648	144	740	18	4
Медиана	18	508	20	521	93	497	15	3
Мода	15		24		59		18	2

Для того, чтобы охарактеризовать ледово-экзарационный рельеф в районе Тюленьих островов, данные по двум участкам были обобщены (Таблица 5.3). Средняя ширина борозд составляет 31 м, медианная – 27 м. Борозды имеют среднюю длину 1024 м, медианную – 767 м. Гребенки состоят из 3-4 борозд и имеют среднюю ширину 221 м, медианную – 127 м.

	Ширина борозд, м	Длина борозд, м	Ширина единич- ных борозд, м	Длина единич- ных борозд, м	Длина гребенок, м	Ширина гребенок, м	Ширина единич- ных борозд в гребенке, м	Количест- во борозд в гребенке, шт
Число определений	359	359	219	219	140	140	140	140
Минимальное значение	5	64	6	165	64	16	5	2
Максимальное значение	325	8846	325	8846	4950	2208	95	17
Среднее квадратическое отклонение	26,6	959,0	31,7	1010,7	869,5	293,2	13,7	3,0
Коэффициент вариации	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,3	0,5	0,7
Среднее значение	31	1024	35	1075	945	221	25	4
Медиана	27	767	31	812	711	127	23	3
Мода	32		32			62	25	2

Таблица 5.3. Морфометрические показатели ледово-экзарационных борозд для двух участков

На глубинах от 3 до 12 м в районе месторождений Филановского и Корчагина ширина борозд составила до 5 м, систем борозд – до 200 м, длина – более нескольких километров, глубина – менее 1 м (Огородов, Архипов, 2010). Б.И. Кошечкин (1958) указывал на длину борозд выпахивания до 2-3 км. На глубинах до 6 м в районе месторождения Кашаган ширина борозд составила от 2 до 77 м, максимальная глубина – 1,15 м (с учетом заполнения) (Fuglem et al., 2013). Наибольшая глубина ям застамушивания в том же районе составляет 1,2 м. Размеры ям зависят от размеров стамухи, но достигают, по крайней мере, 200 м (Parr et al., 2013). В районе Северо-Каспийской площади с глубинами до 3 м отсняты следы воздействия льдов с бороздами глубиной до 10 см и высотой валиков до 10 см (Непоменко, Попова, 2018). Следы преимущественно распространялись вдоль линий север-юг и северо-запад – юго-восток. Глубина ям застамушивания 10-30 см, в среднем – чуть более 10 см. Направления борозд с северо-запада на юго-восток также характерно и для западной части Северного Каспия (Непоменко и др., 2020).

### 5.3. Интенсивность ледовых воздействий на берега и дно Каспийского моря и ее

## изменение под действием различных факторов

Исследование интенсивности ледовых воздействий на Северном Каспии впервые проведено С.А. Огородовым (2014, 2017). На интенсивность экзарации дна Каспийского моря ледяными образованиями влияет ряд факторов, главнейшими из которых являются ледовые условия, зависящие от степени суровости зимы, общая ледовитость и уровень водоема. Схема была составлена на базе батиметрической карты для условий среднемноголетней ледовитости и тороситости (умеренно холодная зима). В пределах Северного Каспия выделены 4 зоны с различной интенсивностью ледовых воздействий (Огородов, 2014):

1 – область припая, характеризующаяся ограниченным экзарационным воздействием ледяными торосистыми образованиями, преимущественно стамухами и грядами торосов, подвижность которых и воздействие на дно определяется устойчивостью и подвижностью самого припая. Экзарация дна дрейфующими ледяными образованиями происходит только в период разрушения припая;

2 – область припая / дрейфующих льдов, характеризуется интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля, в редких случаях крупных стамух;

3 – область дрейфующих льдов в пределах относительно глубоких участков дна, характеризуется интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля;

4 – область дрейфующих льдов в пределах банок и отмелей, характеризуется наиболее интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля, и формированием крупных стамух.

Ледовые условия Северного Каспия в значительной степени зависят от степени суровости зимы (Kouraev et al., 2004). Наиболее распространенный метод типизации зим по степени суровости – определение (вычисление) сумм градусодней мороза (СГДМ). Такой подход неоднократно использовался для типизации каспийских зим (Tamura-Wicks et al., 2015; Думанская, 2013, Бухарицин, 2008; Федоренко, 2011). Типизация отражает межгодовую динамику зимних температурных условий, что является ключевым параметром при формировании льда на акватории. В статье Бухарицина (1984) приведены местоположения торосов и стамух в мягкие, умеренные и суровые зимы по данным ледовых авиаразведок в 1959-1974 гг. С целью актуализации данных были использованы материалы, полученные на основе дешифрирования спутниковых данных за 2014-2020 гг. (Sigitov et al., 2019; Рисунок 5.3). На основании анализа местоположения торосов и стамух, распространения различных типов

ледовых условий за разные типы зим (Гидрометеорология..., 1992) и рельефа дна были составлены схемы распространения интенсивности экзарации дна ледяными образованиями для мягких, умеренных и суровых зим. Схемы учитывают не только положения стамух, но и динамику ледяного покрова, типичное положение кромки льда и особенности рельефа дна.

Наиболее интенсивное воздействие морских льдов в условиях Северного Каспия имеет место на поясе торошения мористой кромки припая и зоне дрейфующих льдов, примыкающей к кромке припая. На больших глубинах торосистые образования не достают дна, а на меньших – их движения ограничены слабой подвижностью припая. Припай, в свою очередь, сдерживает воздействие дрейфующих льдов.

Выполненный автором анализ ледовых условий в различные по суровости зимы, рельефа береговой зоны и распределения следов ледовых воздействий, позволил построить карты интенсивности ледовых воздействий на Северном Каспии в разные типы зим (Рисунок 5.8). В суровые зимы площадь припая максимальна (Рисунок 5.9), он занимает около 75% акватории Северного Каспия. При этом он обладает высокой прочностью, что препятствует активному торошению. В мягкие зимы ледяной покров развит значительно слабее, чем в умеренные, торосистость также низка вследствие слабого развития ледяного покрова. В то же время, в мягкие зимы расширяется площадь зоны интенсивной экзарации не только в относительных, но и в абсолютных значениях. Необходимо отметить, что на самом деле, несмотря на то, что это зона называется зоной интенсивной экзарации, в мягкие зимы интенсивность заметно снижается по сравнению с аналогичной зоной в умеренные или суровые зимы.





Рисунок 5.8. Карты интенсивности ледово-экзарационных процессов в мягкую, умеренную и суровую зиму. Условные обозначения: 1 – область припая, характеризующаяся ограниченным экзарационным воздействием ледяными торосистыми образованиями, преимущественно стамухами и грядами торосов, подвижность которых и воздействие на дно определяется устойчивостью и подвижностью самого припая. Экзарация дна дрейфующими ледяными образованиями происходит только в период разрушения припая; 2 – область припая / дрейфующих льдов, характеризуется интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля, в редких случаях крупных стамух; 3 – область дрейфующих льдов в пределах относительно глубоких участков дна, характеризуется интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля; 4 – область дрейфующих льдов в пределах банок и отмелей, характеризуется наиболее интенсивным экзарационным воздействием на дно килями ледяных торосистых образований, вмерзших в дрейфующие ледяные поля, и формированием крупных стамух.

Интенсивность экзарации дна зависит в первую очередь от количества формирующихся ледяных образований и общей ледовитости. Ранее рассматривались условия экзарации дна в зависимости от колебаний уровня и ледовитости (Бухарицин и др., 2015). Вместе с количеством ледяных образований меняются и ареалы распространения экзарации дна разной интенсивности (Рисунок 5.8). Площадь зоны экзарации слабой интенсивности, относящейся к ареалу распространения припайных льдов, сокращается в мягкие зимы как в абсолютных, так и в относительных значениях. В то же время в мягкие зимы припайные льды более мягкие и ломкие, что способствует лучшему торошению, что подтверждается современными данными 2013-2020 гг. По данным (Sigitov et al., 2019) большая часть стамух в мягкие годы образуется вблизи береговой черты, а наиболее интенсивное торошение и стамухообразование

наблюдается в зоне припайных льдов. СГДМ в умеренные зимы с середины ХХ в. увеличивается. Более мягкие температурные условия обеспечивают меньшую толщину и прочность льдов, что способствует активному торошению. Площадь припайных льдов в мягкие зимы остается довольно обширной, что создает условия для торошения и стамухообразования на большом участке акватории. В том числе это говорит о том, что интенсивность ледовоэкзарационных процессов в зоне припая в последние годы возрастает. Это обеспечивает большую интенсивность экзарации дна в этой зоне по сравнению с умеренными и суровыми зимами.

При этом площадь зоны дрейфующих льдов с вмерзшими ледяными образованиями в мягкие, умеренные и суровые зимы остается практически неизменна как в относительно глубоких местах, так и на банках и мелководьях (Рисунок 5.8). Приведенные примеры показывают, что в зависимости от суровости зим условия экзарации дна изменяются. Меняются не только площади распространения воздействий различной интенсивности, но и степень интенсивности в самих зонах. Несмотря на смягчение климатических показателей, интенсивность экзарации дна на Северном Каспии не снижается: при том, что мягких и умеренных зим в последнее время становится больше (Ogorodov et al., 2020) интенсивность наблюдается в умеренные зимы, но в мягкие зимы интенсивность также высока. Аналогичные зависимости выявлены также и для Белого моря (Romanenko et al., 2012).

Как показано ранее (см. раздел 2.5), колебания уровня влияет на положение ледяных торосистых образований. Их смещение вслед за береговой линией при прочих равных условиях обеспечивает и смещение основных зон с разными условиями экзарации. Так, например, если зона наиболее интенсивных ледовых воздействий располагается на глубинах 2-5 м, то при повышении уровня Каспия она сместится в сторону суши, располагаясь на тех же глубинах, но при новом уровне. Изменения уровня Каспийского моря приводят к сложному изменению рельефа мелководий (Игнатов и др., 1999), и способны приводить к существенному перераспределению глубин и перестройке рельефа дна (Игнатов, Огородов, 1998). Этот процесс, в свою очередь, запускает механизм изменения условий формирования ледяных торосистых образований на мелководьях и экзарации ими дна и берегов в новой конфигурации (Огородов, 2003, 2011; Бухарицин и др., 2015).

### 5.4. Сравнение параметров ледово-экзарационных борозд различных акваторий

Проведенное исследование морфометрических параметров ледово-экзарационных борозд Аральского и Каспийского морей позволяет сравнить их с параметрами форм в других регионах (Таблица 5.4). Необходимо отметить, что борозды выпахивания на Аральском и Каспийском морях имеют самые небольшие длину, ширину и глубину. Исключение составляют борозды в районе Тюленьих островов, где ледовые воздействия производятся отчасти наслоенным льдом, производящим воздействия крупными льдинами, а не узкими килями торосов. В то же время, в этом районе много слившихся борозд от многокилевых образований, считающихся за единую борозду. Борозды в районе Тюленьих островов самые короткие, так как разгон льдин при формировании борозд ограничен конфигурацией и расположением островов в архипелаге. Глубины, на которых имеют место ледовые воздействия на Аральском и Каспийском морях, значительно ниже таковых в Байдарацкой губе и оз. Эри. По сравнению с бороздами, формирующимися и сохраняющимися в этих водоемах на таких глубинах благодаря слабой гидродинамической активности и низкой скорости седиментации, в Аральском и Каспийском морях так или иначе происходила и происходит их волновая переработка и заполнение. В целом, несмотря на то, что по своим морфометрическим параметрам ледовоэкзарационные борозды на дне Аральского и Каспийского морей меньше борозд в других замерзающих водоемах, в целом они имеют близкие значения, а экстремально крупные борозды - сравнимые.

Акватория	Средняя длина борозд, м	Средняя ширина борозд, м	Средняя глубина борозд, м	Глубины наиболее интенсивных ледовых воздействий, м	Среднее время сохранности
Аральское море	1430	7	0,2	2-5 (предположительно)	десятилетия
Каспийское море (Тюленьи острова)	1024	31	0,3	1-3	несколько лет
Каспийское море (район м-ий Корчагина и Филановкого) (Огородов, Архипов, 2010)	первые км	5	<1,0	2-5	первые месяцы
Байдарацкая губа Карского моря (Ogorodov et al., 2013)	первые км	10	1,0	12–26	от 1-2 до первых десятков лет
оз. Эри (Daly, 2016)	4,5-6,0 км	60–100	>1,0	17–21	?

Таблица	5.4.	Сравнение	параметров	ледово-экзарационных	борозд	Аральского,	Каспийского,
Карского	мор	ей и оз. Эри	4				

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе был проведен анализ ледовых условий Аральского и Каспийского морей за исторический период наблюдений с акцентом на вторую половину XX – начало XXI веков. Показано изменение ледовых условий в связи с изменениями уровня водоемов. Проведена оценка других природных условий, влияющих на воздействия льдов на рельеф дна. Получены такие основные морфологические характеристики ледово-экзарационного рельефа на дне Аральского и Каспийского морей, как форма в плане, форма поперечного профиля, набор основных морфологических элементов. Получены И основные морфометрические характеристики: длина, ширина единичных борозд, ширина гребенок, глубина, направления распространения. Для основных морфометрических характеристик получены статистические показатели (среднее, медианное, модальное значение и др.). По результатам анализа батиметрической схемы и положения береговых линий восстановлено время формирования ледово-экзарационных борозд на дне Аральского моря. По результатам анализа морфологических особенностей ледово-экзарационного рельефа установлены условия его формирования в северной, центральной и южной частях Аральского моря. Проведена оценка интенсивности ледовых воздействий на дно Каспийского моря при изменении температурных, ледовых и уровенных условий.

В результате исследований были получены следующие выводы:

- Специфический микрорельеф на бывшем дне Аральского моря, обнаруженный на мозаиках спутниковых снимков и верифицированный в ходе полевых исследований, является результатом воздействия ледяных торосистых образований на морское дно. В работе показано существование природных условий для таких воздействий на Аральском море как до начала падения его уровня, так и во время него.
- В результате дешифрирования шести участков дна в северной, центральной и южной частях Аральского моря получены морфометрические характеристики ледово-экзарационных форм рельефа. Их средняя длина составила 1430 м, медианная 853 м; средняя ширина 7 м, медианная 6 м; средняя глубина около 0,2 м.
- По результатам дешифрирования двух участков дна Каспийского моря в районе Тюленьих островов получены морфометрические характеристики борозд выпахивания. Их средняя длина составила 1024 м, медианная – 767 м; средняя ширина 31 м, медианная – 27 м; средняя глубина около 0,3 м.

- Ледово-экзарационные формы рельефа на дне Аральского и Каспийского морей морфологически сходны с аналогичными формами, известными в других регионах, а также имеют сравнимые морфометрические показатели.
- Ледово-экзарационный рельеф распространен в основном в центральной котловине Аральского моря, также большое количество следов отмечено на равнине северной части моря. Ледовая экзарация затронула южную периферию глубоководной впадины, а также южную и восточную части срединных поднятий. Небольшое количество следов отмечено на прибрежной наклонной равнине. В котловинах северного Арала ледовоэкзарационные формы рельефа обнаружены не были.
- Зоны наибольшей концентрации форм ледового воздействия на дно (более 50 %) отмечены в северной части центральной котловины моря, тяготеющей к ней части северной равнины, а также на южной периферии современной акватории Западного Арала. Несколько меньшее покрытие бывшего дна формами ледовой экзарации (30-50 %) отмечается в центральной части центральной котловины, западной части северной равнины и северной части наклонной равнины. Зоны со средней концентрацией форм (20-30 %) тяготеют к о. Возрождения или примыкают к зонам высокой концентрации с запада, к ЮВ от о. Барсакельмес. Зоны пониженной концентрации (10-20 %) обрамляют зоны высокой концентрации в центральной котловине с юга, запада и востока, а также зону высокой концентрации на Западном Арале с юга. Южная часть котловины Западного Арала, тяготеющие к центральной котловине части наклонной равнины и северная часть северной равнины (у о. Кокарал) покрыты следами ледовых воздействий в наименьшей степени (менее 10 %).
- Для северной части моря характерна наихудшая сохранность ледово-экзарационного рельефа, относительно большая ширина борозд и четкая ориентация их по ветру. Для центральной части, напротив, характерна хорошая выраженность ледово-экзарационных борозд – следствие их хорошей сохранности, – и наименьшая ширина борозд среди всех районов. Для южной части моря характерны средняя ширина единичных борозд и крупные и длинные системы борозд, редко встречающиеся в других районах. Также для этого района типичен сложный характер строения гребенок борозд, указывающий на перестроение ледяных торосистых образований в процессе экзарации.
- До 1960 года формирование ледово-экзарационного рельефа происходило преимущественно на глубинах до 5 м в прибрежных зонах акватории. До начала 1970-х годов падение уровня моря не изменяло ход ледовых процессов. С начала 1970-х годов скорость падения уровня увеличилась, что при сохраняющихся ледовых условиях и интенсивности экзарации, способствовало лучшей сохранности микрорельефа и

формированию участков дна с относительно большой концентрацией борозд выпахивания. С середины 1980-х сокращение акватории и уменьшение теплозапаса начало приводить к ужесточению ледовых условий. В это время формировалась основная масса ледово-экзарационных борозд, лучшей сохранности которых способствовало практическое отсутствие волновой переработки на восточном побережье и доминирование северо-восточных ветров. К концу 1980-х – середине 1990-х годов зона наиболее интенсивной экзарации, достигла центральной части акватории. В этот момент создались лучшие условия для формирования и сохранения ледовоэкзарационного рельефа на дне моря. С середины 1990-х до середины 2000-х годов в центральной части котловины Восточного Арала и на юго-восточном побережье Западного Арала сохранялись условия для формирования ледово-экзарационного рельефа, однако интенсивность его формирования снизилась из-за увеличения солености и сокращения зеркала воды. В конце 2000-х экзарация дна практически прекратилась.

По результатам анализа авиаразведочных работ, проводившихся в советское время, и современных спутниковых данных установлено положение зон разной интенсивности ледовой экзарации дна Каспийского моря. В суровые зимы площадь ледовых воздействий минимальна. В мягкие зимы площадь зоны интенсивной экзарации расширяется, однако в целом интенсивность экзарационных процессов заметно снижается. В то же время в мягкие зимы припайные льды более мягкие и ломкие, что способствует лучшему торошению в зоне припая. Это говорит о том, что интенсивность ледово-экзарационных процессов в зоне припая в последние годы возрастает, что обеспечивает большую интенсивность экзарации дна в этой зоне по сравнению с умеренными и суровыми зимами. Несмотря на смягчение климатических показателей, интенсивность экзарации дна на Северном Каспии не снижается. Наибольшая интенсивность наблюдается в умеренные зимы, но в мягкие зимы интенсивность также высока.

Особенностью данной работы является использование дистанционных методов получения информации. Применяющиеся традиционно для целей изучения микрорельефа дна акваторий геофизические методы, к сожалению, не позволяют увидеть рисунок борозд на дне на большой площади. В данном исследовании удалось увидеть картину целиком, ледовоэказарционные борозды не выходили за границы полигонов, и удалось совершенно точно определить их длину и увидеть крупнейшие системы борозд, достигающие на Аральском море нескольких километров в ширину.

129

В то же время, натурные наблюдения в данной работе ограничены доступностью внутренних районов Аральского моря, центральная часть которого, несмотря на усыхание моря, остается в значительной степени увлажненной, и представляет собою мокрый солончак. На Каспийском море полевые исследования также были ограничены доступностью участков для выбранных методов исследования.

Тем не менее, представленные результаты исследований и массивы данных о микрорельефе дна Аральского и Каспийского морей, условиях и истории его формирования, сохранности, а также интенсивности ледовых воздействий представлены впервые. Наибольшую перспективу в будущем будут иметь спутниковые исследования положения ледяных торосистых образований, положения зон с разными типами льда вместе с исследованиями морфологии и морфометрии форм ледово-эказарационного рельефа на Каспийском море. Для Аральского моря получены лишь первичные данные о морфометрии и морфологии следов ледовых воздействий, собрана первичная описательная статистика. Продолжение исследований, в том числе с применением беспилотных летательных аппаратов и современных методов датирования отложений, позволит восстановить историю и механизмы его формирования с большей точностью. Более широкое использование функционала ГИС и геофизических методов позволит повысить качество и количество получаемой информации о ледово-экзарационном микрорельефе и слагающих отложениях в регионе и вывести будущие исследования на новый уровень.

130

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев С.П., Анцыферов С.М., Давидан И.Н., Добротворский А.Н., Драбкин В.В.,. Дружевский С.А, Кантаржи И.Г., Лавренов И.В., Леонтьев И.О., Неелов И.А., Серебряков А.М. Исследование закономерностей переформирования рельефа дна под воздействием волнения, течений и ледяного покрова в некоторых прибрежных районах Балтийского моря // Морской вестник. 2005. Т. 15. № 3. С.110-115.
- 2. Алисов Б.П. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1956. 127 с.
- Андреев В.В., Добрынина Т.А., Игнатов Е.И., Маев Е.Г., Ширяев В.Н. Рельеф и донные отложения Мангышлакского порога // Комплексные исследования Каспийского моря. 1971. Вып. 2. Изд-во МГУ. С. 75-89.
- Андреев О.М., Иванов Б.В. Применение одномерной термодинамической модели для расчета толщины ровного льда и интенсивности промерзания торосов для условий Северного Каспия // Метеорология и гидрология. 2012. №1. С. 50-56.
- 5. Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980. 158 с.
- 6. Асеев А.А., Бронгулеев В.В., Муратов В.М., Пшенин Т.Н. Экзогенные процессы и реакция земной коры // Геоморфология. 1974. №1. С. 3-15.
- 7. Атлас льдов Аральского моря Ташкент: ФОЛ УГМС УзССР, 1970. 64 с.
- 8. Афанасьев В.В., Романов А.О., Уба А.В. Динамика берегов в холодный период // Геосистемы переходных зон. 2017. Т. 1. №1. С. 23-29.
- Бадюкова Е. Н. История колебаний уровня Каспия в плейстоцене (была ли великая хвалынская трансгрессия?) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2015. Т. 74. С. 111–120.
- Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. Влияние колебаний уровня моря на развитие береговой зоны // Вестник Московского университета. Серия 5: География. — 1996. — № 6. — С. 83–89.
- Берг Л.С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. СПб.: Типография М.М. Стасюлевича, 1908. – 580 с.
- 12. Берега. Под ред. П.А. Каплина. М.: Мысль, 1991. 479 с.
- 13. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.
   384 с.
- Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любушин А.А. Каспийское море: экстремальные гидрологические события. – М.: Наука, 2007. – 381 с.
- Большое Аральское море в начале XXI века: физика, биология, химия. Под ред. П.О.
   Завьялова. М.: Наука, 2012. 227 с.

- Бородачев В.Е., Гаврило В. П., Казанский М.М. Словарь морских ледовых терминов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. – 127 с.
- Бродская Н.Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Аральское озероморе / Образование осадков в современных водоемах. Под ред. Н.М. Страхова– М.: Издво АН СССР, 1954. С. 237–282.
- Бухарицин П.И. Опасные гидрологические явления на Северном Каспии // Водные ресурсы. 1994. Т 21. №№ 4-5. С. 444-452.
- Бухарицин П.И. Особенности ледового режима и методы прогноза ледовых условий северной части Каспийского моря: Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. – Л.: ААНИИ, 1987. – 149 с.
- 20. Бухарицин П.И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря // Водные ресурсы. 1984. № 6. С. 115-123.
- Бухарицин П.И. Сравнительные характеристики многолетней изменчивости ледяного покрова северной части Каспийского и Азовского морей // Вестник Астрахан. гос. техн. ун-та. 2008. Т. 44. № 3. С. 207–213.
- Бухарицин П.И., Огородов С.А., Архипов В.В. Воздействие ледяных образований на дно Северного Каспия в условиях колебаний уровня и ледовитости // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. № 2. С. 101-108.
- Вейнбергс И.Г. Морфология и динамика современного берега Аральского моря // Вопросы четвертичной геологии. 1976. №9. С. 100-140.
- 24. Вершинин С.А., Трусков П.А., Кузмичев К.В. Воздействие льда на сооружения Сахалинского шельфа. М.: "Институт Гипростроймост", 2005. 208 с.
- 25. Вершинин С.А., Трусков П.А., Лиферов П.А. Воздействие ледовых образований на подводные объекты. М.: ИПК «Русская книга», 2007. 196 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том VII. Аральское море. Под ред.
   В.Н. Бортника, С.П. Чистяевой. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 196 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IV. Каспийское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Ф.С. Терзиева и др. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 360 с.
- Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., Кравцова В. И. Спутниковый мониторинг Аральского моря // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. 2010. Т. XXIII. С. 150-193.
- 29. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 2004. 342 с.

- Гляциологический словарь. Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 527
   с.
- 31. Голубов Б. Н. Аномальный подъем уровня Каспийского моря и катастрофическое обмеление Аральского моря как результат дренирования Арала под плато Устюрт и в Каспий вследствие техногенных возмущений недр // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2018. Т. 16. Вып. 1—2. DOI 10.24411/2227-9490-2018-11072.
- Данилов И.Д., Жигарев Л.А. Некоторые аспекты морской криологии литоральношельфовой зоны // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 115-135.
- 33. Деев М.Г. Морские льды. М.: Издательство Московского университета, 2002. 135 с.
- 34. Думанская И.О. Типовые ледовые условия на основных судоходных трассах морей европейской части России для зим различной суровости // Труды Гидрометеорологического Научно-Исследовательского Центра Российской Федерации. 2013. №350. С. 142-160.
- 35. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане. URL: http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php.
- Жигарев Л.А., Плахт И.Р. Сезоннокриогенные породы Ванькиной губы // Географические проблемы изучения Севера. М.: Изд-во МГУ. 1977. С. 143-149.
- 37. Зенкевич Л.А. Моря СССР и их фауна и флора. М.: Учпедгиз, 1955. 424 с.
- Зенкович В.П. Донные отложения Аральского моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы, отдел геологический. 1947. Т. 22. Вып. 4. С. 39–60.
- 39. Зенкович В.П. Основы учения о морских берегах. М.: Изд-во АН СССР, 1962. –710 с.
- 40. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
- 41. Ивкина Н.И. Сгонно-нагонные явления в устьевой зоне Казахстанского сектора Каспийского моря // Труды ГОИН. 2013. №214. С. 278-290.
- 42. Игнатов Е.И., Огородов С.А. Морфодинамика берегов Каспийского моря в условиях колебаний его уровня // Известия русского географического общества. 1998. Т. 130. Вып. 6. С. 27-38.
- 43. Игнатов Е.И., Сафьянов Г.А., Огородов С.А. Особенности морфодинамики аккумулятивных берегов Каспийского моря на современном этапе // Геоморфология. 1999. № 1. С. 56-63.
- 44. Казьмин В.Г., Вержбицкий Е.В. Возраст и происхождение Южно-Каспийского бассейна // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 136-145.

- 45. Карта новейшей тектоники Северной Евразии, масштаб: 1:5000000. МПР РΦ, Российская академия наук. 1997. Под ред. Грачева А.Φ.
- 46. Каспийское море: Геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. 295 с.
- 47. Клиге Р.К. Варианты прогнозов положения уровня Каспийского моря / Геоэкология Прикаспия. Вып. 1. Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря. Под ред. П.А. Каплина, Е.И. Игнатова. – М.: МГУ. 1997. С. 14-27.
- 48. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Тутубалина О.В. Аэрокосмические методы географических исследований. М.: Издательский центр «Академия», 2004. 336 с.
- 49. Козина Н.В. Минеральный состав донных отложений и особенности современного осадконакопления в Каспийском море. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – М.: Институт океанологии РАН, 2015. – 245 с.
- 50. Корсаков О.Д., Казаков О.В. Результаты первых сейсмических исследований на Аральском море // Морская геология и геофизика. 1971. Вып. 2. С. 17-33.
- 51. Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Издательство Московского университета, 1975. 272 с.
- Кошечкин Б.И. Следы деятельности подвижных льдов на поверхности дна мелководных участков Северного Каспия // Труды Лаборатории аэрометодов АН СССР. 1958. Т. 6. С. 227-234.
- 53. Кривоногов С.К. Арал умер. Да здравствует Арал! // Природа. 2012. №8, С. 46-53.
- 54. Кравцова В.И., Тарасенко Т.В. Космический мониторинг деградации Арала // Водные ресурсы. 2010. Т. 37. № 3. С. 292–303.
- Купецкий В.Н. Замерзает ли Аральское море? // Известия ВГО. 1959. Т. 92. Вып. 6. С. 542-546.
- 56. Лабутина И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков. М.: Аспект Пресс, 2004. 184с.
- Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. – 119 с.
- Ледяные образования морей Западной Арктики. Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Пб.: ААНИИ, 2006. – 272 с.
- 59. Леонтьев О. К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четверичном периоде / Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. Под ред. Л. Б. Аристарховой. – М.: Издательство Московского университета, 1968. С. 106-140.

- Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. – М.: Изд-во МГУ, 1977. – 210 с.
- 61. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во. МГУ, 1961. –214 с.
- 62. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
- Ломоносов М.В. Трактат «Мысли о происхождении ледяных гор в северных морях».
   1761. // Полное собрание сочинений в 10 т. Т. З. М., СПб: Наука, 2011. 351 с.
- 64. Лукьянова Л.В. Соленость и плотность каспийских льдов / Гидрометеорология Азербайджана и Каспийского моря. Под ред. С. Г. Рустамова Баку: изд-во Академии наук АзССР, 1965. С. 197-201.
- Лымарев В.И. Берега Аральского моря внутреннего водоема аридной зоны. Л. Наука.
   1967. 252 с.
- 66. Маев Е.Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. 1994. № 2. С. 94-101.
- 67. Мазнев С.В., Огородов С.А. Воздействие ледяных образований на берега и дно мелководных морей и крупных озер умеренных и субарктических широт // Лед и снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 578-591.
- 68. Матишов Г.Г., Яицкая Н.А., Бердников С.В. Особенности внутривекового режима солености Каспийского моря // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 5. С. 549 553.
- Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления. Масштаб 1:2500000. Под ред. Хаина В.Е., Богданова Н.А.М.: ПКО «Картография», 2003.
- 70. Милановский Е.Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): [Учеб. для вузов по направлению и специальности «Геология»]. М.: Изд-во МГУ, 1996. 434 с.
- Миронов Е.У., Гузенко Р.Б., Порубаев В.С., Харитонов В.В., Корнишин К.А., Ефимов Я.О. Морфометрия и внутренняя структура стамух в замерзающих морях России // Метеорология и гидрология. 2020. №4. С. 62-73.
- 72. Миронов Е.У., Порубаев В.С. Формирование гряд торосов в прибрежной части Карского моря и их морфометрические характеристики // Современные проблемы науки и образования. 2012. № 4. URL: http://www.science-education.ru/ru/article/view?id=6707.
- Митина Н.Н., Малашенков Б.М., Телитченко Л.А. Подводные ландшафты Северного Каспия: структура, гидроэкология, охрана. – М.: Изд-во ФГУП «Типография Россельхозакадемии», 2016. – 215 с.
- 74. Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Гуров Ф.Н. и. др. Оценка современного состояния Аральского моря // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2001, № 6, с. 14–21.

- Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения. Научн. ред. В.П. Зенковича и Б.А. Попова. М.: Мысль, 1980. 280 с.
- 76. Мысливец В.И. Особенности развития морфоструктур дна Аральского моря в новейшее время. / Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое (материалы совещания в Московском университете в январе 1982 г.). Под ред. Е.Г. Маева. – М.: Издательство Московского университета, 1983. С. 52-61.
- 77. Непоменко Л.Ф., Попова Н.В. Исследование экзарации морского дна торосистым льдом методами эхолокации и промеров со льда // Астраханский вестник экологического образования. 2018. Т. 46. №4. С. 35-49.
- 78. Непоменко Л.Ф., Попова Н.В., Зубанов С.А., Островская Е.В. Ледовые условия западной части Северного Каспия в современный период // Астраханский вестник экологического образования. 2020. Т. 60. №6. С. 4-17.
- 79. Нестеров Е.С., Попов С.К., Лобов А.Л. Статистика и моделирование штормовых нагонов в Северном Каспии // Метеорология и гидрология. 2018. № 10. С. 53-59.
- 80. Огородов С.А. Районирование береговой зоны замерзающего моря по видам и интенсивности воздействий морских льдов на берега и дно // Материалы Международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Д.Г. Панова (8-11 июня 2009 г., г. Ростов-на-Дону). – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН. 2009. С. 253-255.
- 81. Огородов С.А. Рельефообразующая деятельность морских льдов. Диссертация на соискание ученой степени доктора географических наук. М.: МГУ, 2014. 261 с.
- 82. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике береговой зоны арктических морей // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 5. С. 555-564.
- 83. Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике рельефа береговой зоны М.: Издательство Московского университета, 2011. – 173 с.
- 84. Огородов С.А., Архипов В.В. Экзарация дна Каспийского моря ледяными торосистыми образованиями // Доклады Академии наук. 2010. Т. 432. № 3. С. 403–407.
- 85. Огородов С.А., Архипов В.В., Ермолов А.А., Камалов А.М., Марченко А.В., Цвецинский А.С. Комплексные исследования динамики берегов и дна Байдарацкой губы Карского моря на трассе перехода магистральными газопроводами // Материалы XXII Международной береговой конференции «Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря», Геленджик, 16-20 мая 2007 г. Краснодар: «Эдарт принт», 2007. С. 132-135.

- 86. Огородов С.А., Мазнев С.В., Бухарицин П.И. Ледово-экзарационный рельеф на дне Каспийского и Аральского морей // Известия Русского географического общества. 2019.
   Т. 151. №2. С. 35-50. DOI 10.31857/S0869-6071151235-50.
- 87. Огородов С.А., Цвецинский А.С. Абразия берегов и экзарация дна ледяными образованиями, как факторы риска возникновения чрезвычайных ситуаций в прибрежношельфовой зоне морей России в условиях климатических изменений XXI века // Обеспечение комплексной безопасности северных регионов Российской Федерации. Материалы научно-практической конференции. Москва, 22 апреля 2008 г. – М.: МЧС России, 2008.С. 192-203.
- 88. Поломошнов А.М. Формирование стамух и воздействие их на морское дно в условиях шельфа северного Сахалина. Автореферат на соискание ученой степени кандидата географических наук. – Владивосток: ТОИ, 1990. – 23 с.
- Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр. Под редакцией Г.И. Дубикова, В.А. Совершаева и В.С. Тужилкина. М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
- 90. Розенблатс М.А. Морфология дна Аральского моря // Вопросы четвертичной геологии.
   1976. №9. С. 90-99.
- 91. Ромашкин В.С. Ледовые авиационные разведки на Аральском море // Труды института математики и механики АН УзССР. 1955. Вып. 6. С. 37-46.
- 92. Рубанов И.В., Ишниязов Д.П., Баскакова М.А., Чистяков П. А. Геология Аральского моря. – Ташкент: Изд-во ФАН, 1987. – 236 с.
- 93. Рычагов Г.И. К методике геоморфологических исследований (геоморфологические уроки Каспия) // Геоморфология. 2019. № 4. С. 27–39.
- 94. Рычагов Г.И. Колебания уровня Каспия: причины, последствия, прогноз // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2011. № 2. С. 4–13.
- 95. Рычагов Г.И. Общая геоморфология. М.: изд-во МГУ, 2006. 416 с.
- 96. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267
  с.
- 97. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Географический факультет МГУ, 1996. – 400 с.
- Сачкова Н.А. О ледовых условиях на Аральском море // Труды НИИАК. 1965. Вып. 17. С. 37-43.
- 99. Свальнов В.Н., Алексеева Т.Н., Газенко О.А. Современные осадки Северного Каспия и дельты реки Волги // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 123–135.

- 100. Свиточ А. А. История последнего Аральского моря // Аридные экосистемы. 2009. Т. 15.
   № 38. С. 5–17.
- 101.Словарьокеанографическихтерминов,ЕСИМО,2002.URL:http://www.oceaninfo.ru/sprav/termin2.htm.
- 102. Смердов Б.А. Следы на дне Аральского моря. Научное исследование. Алматы. 2008. URL: https://textarchive.ru/c-1088611-pall.html.
- 103. Совершаев В.А. Береговая зона Арктических морей / Геоэкология Севера. Под ред. В.И. Соломатина. М.: МГУ. 1992. С. 55-60.
- 104. Совершаев В.А. Влияние морских льдов на развитие криолитозоны арктического шельфа / Криолитозона арктических морей. Под ред. Л.А. Жигарева – Якутск: Изд. Инта Мерзлотоведения СО АН СССР, 1981. С. 70-83.
- 105. Сурков Г.А., Трусков П.А. Опыт исследования борозд от воздействия дрейфующих ледовых образований на дно // Гидротехнические сооружения: Межвузовский сборник научных трудов. ДВГТУ. – Владивосток, 1993. С. 124-131.
- 106. Федоренко А.В. Исследование сезонных и внутривековых колебаний основных ледовых параметров на южных морях (Азовское и Каспийское) // Труды ГОИН. 2011. №213. С. 15-25.
- 107. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Труды геологического института АН СССР. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1957. 298 с.
- 108. Фролов А.А., Асмус В.В., Землянов И.В., Зильберштейн О.И., Кровотынцев В.А., Мартыщенко В.А., Миронов Е.А. Комплексные исследования гидрометеорологической и ледовой обстановки в северо-западной части шельфа Каспийского моря на основе данных спутниковых и экспедиционных наблюдений и модельных расчетов // Метеорология и гидрология. 2009. №3. С. 20-34.
- Фролов В.Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. –
   М.: Издательство Московского университета, 1964. 310 с.
- 110. Хрусталев Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1978. 208 с.
- 111. Чувардинский В.Г. Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70-77.
- 112. Шестов А.С., Марченко А.В., Огородов С.А. Математическое моделирование воздействия ледяных образований на дно Байдарацкой губы Карского моря // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. 2011. Вып.5. Т. 347. № 63. С. 105–118.
- 113. Яндекс.Карты поиск мест и адресов, городской транспорт. URL: https://yandex.ru/maps

- 114. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто–Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, 2012. 263 с.
- Are, F.E. Dynamics of the littoral zone of the Arctic seas (State of the art and goals) //
   Polarfoschung. 1996. V. 64. No 3. P. 123-131.
- 116. Arpe K., Leroy S. The Caspian Sea Level Forced by the Atmospheric Circulation, as Observed and Modelled // Quaternary International. 2007. No 173-174. P. 144-152.
- Barnes, P.W. Marine Ice-Pushed Boulder Ridge, Beaufort Sea, Alaska // Arctic. 1982. V. 35.No. 2. P. 312-316.
- 118. Barnes, P.W., Rawlinson, S.E. and Reimnitz E. Coastal geomorphology of Arctic Alaska // Arctic Coastal Proc. and Slope Protection Design. ASCE, New York. 1988. P. 3-30.
- Barnes, P.W., Rearic, D.M. and Reimnitz E. Ice gouging characteristics and processes / The Alaskan Beaufort Sea: Ecosystems and Environments. Eds.: P.W. Barnes, D.M. Schell, E. Reimnitz. Acad. Press Inc., Orlando, Florida. 1984. P. 185-212.
- 120. Bird E.C., Schwartz M.L. The world's coastline. New York: John Wilye & sons, Inc., 1985.1071 p.
- 121. Bing Карты маршруты, планирование поездок, камеры слежения на дорогах и многое другое. URL: https://www.bing.com/maps
- 122. Burr G.S., Kuzmin Y.V., Krivonogov S.K., Gussikov S.A., Cruz R.J. A history of the modern Aral Sea (Central Asia) since the Late Pleistocene // Quaternary Science Reviews. 2019. V. 206. P. 141-149. DOI 10.1016/j.quascirev.2019.01.006.
- Carsola A.J. Extent of glaciation on the continental shelf in the Beaufort Sea // American Journal of Science. 1954. V. 252. No 6. P. 366-371.
- 124. Daly S.F. Characterization of the Lake Erie Ice Cover. U.S. Army Engineer Research and Development Center (ERDC), Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL), Hanover, USA. 2016. 100 p.
- 125. Eyles N., Meulendyk T. Ground-penetrating radar study of Pleistocene ice scours on a glaciolacustrine sequence boundary // Boreas. 2008. V. 37. P. 226–233.
- 126. Forbes D.L., Manson G.K., Chagnon R., Solomon S.M., van der Sanden J.J. and Lynds T.L. Nearshore ice and climate change in the southern Gulf of St. Lawrence // Ice in the Environment: Proceedings, 16th International Symposium on Ice. International Association of Hydraulic Engineering and Research – Dunedin, New Zealand, 2002. P. 344-351.
- 127. Forbes D.L., Taylor R.B. Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts // Progress in Physical Geography. 1994. V. 18. No. 1. P. 59-89.

- 128. Fuglem M., Parr G., Jordaan I., Verlaan P., Peek R. Sea Ice Scour Depth and Width Parameters for Design of Pipelines in the Caspian Sea // Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions – Espoo, Finland, 2013.
- 129. Gilbert R., Handford K.J., Shaw J. Ice Scours in the Sediments of Glacial Lake Iroquois, Prince Edward County, Eastern Ontario // Géographie physique et Quaternaire. 1992. V. 46. No 2. P. 189–194.
- Gilbert R., Glew J.R. A wind driven ice push event in eastern Lake Ontario // Journal of Great Lakes Research. 1987. No 2. P. 326–331.
- 131. Google Карты. URL: https://www.google.ru/maps
- Grass J.D. Ice scour and ice ridging studies in Lake Erie // Proceedings of the 7th International Symposium on Ice. Association of Hydraulic Engineering and Research – Hamburg, Germany, 1984. P. 33-43.
- 133. Home | Database for Hydrological Time Series of Inland Waters (DAHITI). URL: https://dahiti.dgfi.tum.de
- 134. INTAS Project—0511 REBASOWS. Final Report: The Rehabilitation of the Ecosystem and Bioproductivity of the Aral Sea under Conditions of Water Scarcity. IWHW-BOKU: Vienna, Austria; Tashkent, Uzbekistan, 2006. P. 276.
- 135. Izhitskiy A.S., Zavialov P.O., Sapozhnikov P.V., Kirillin G.B., Grossart H.P., Kalinina O.Y., Zalota A.K., Goncharenko I.V., Kurbaniyazov A.K. Present state of the Aral Sea: diverging physical and biological characteristics of the residual basins // Science Report. 2016. No 6. 23906. DOI 10.1038/srep23906.
- 136. Jenks G.F. The Data Model Concept in Statistical Mapping // International Yearbook of Cartography. 1967. No 7. P. 186–190.
- Johnson D.W. Shore processes and shoreline development. New York: John Wilye & sons, Inc., 1919. 584 p.
- 138. Kadranov Y., Vernyayev S., Sigitov A. Semi-Automatic Ice Floe Detection for Drift Evaluation // Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC. – Deft, the Netherlands, 2019. P. 1-14.
- Kostianoy A.G., Kosarev A.N. The Aral Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. V. 7. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, Germany, 2010. P. 335.
- 140. Kouraev A.V., Papa F., Mognard N.M., Buharizin P.I., Cazenave A., Cretaux J.-F., Dozortseva J., Remy F. Synergy of Active and Passive Satellite Microwave Data for the Study of First-Year Sea Ice in the Caspian and Aral Seas // IEEE transactions on geoscience and remote sensing. 2004. V. 42. No. 10. P. 2170-2176.

- 141. Kouraev A.V., Kostianoy A.G., Lebedev S.A. Ice Cover and Sea Level of the Aral Sea from Satellite Altimetry and Radiometry (1992–2006) // Journal of Marine Systems. 2009. V. 76. No 3. P. 272–286.
- 142. Landsat Image Gallery Ice Scours the North Caspian Sea. URL: https://landsat.visibleearth.nasa.gov/view.php?id=87903
- 143. Liferov P., Shkhinek K.N., Vitali L. and Serre N. Ice gouging study actions and action effects // Proceeding of 19th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions "Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions", POAC-07. – Dalian, China, 2007. P. 774-786.
- 144. LLP ICEMAN.KZ. URL: https://iceman.kz/
- 145. Luo L., Wang X., Lasaponara R., Xiang B., Zhen J., Zhu L., Yang R., Liu D., Liu C. Auto-Extraction of Linear Archaeological Traces of Tuntian Irrigation Canals in Miran Site (China) from Gaofen-1 Satellite Imagery // Remote Sensing. 2018. V. 718. No 10.
- 146. Marchenko A.V., Ogorodov S.A., Shestov A.V. and Tsvetsinsky A.S. Ice Gouging in Baidaratskaya Bay of the Kara Sea: Field Studies and Numerical Simulations // Proceeding of 19th International Conference on Port and Ocean Engineering Under Arctic Conditions "Recent Development of Offshore Engineering in Cold Regions", POAC-07 – Dalian, China, 2007. P. 747-759.
- Maznev S.V., Ogorodov S.A., Baranskaya A.V., Vergun A.P., Arkhipov V.V., Bukharitsin P.I.
  Ice-gouging topography of the exposed Aral Sea bed // Remote Sensing. 2019. Vol. 11, no. 2. P. 1–25.
- 148. Mena J.B. State of the art on automatic road extraction for GIS update: a novel classification // Pattern Recognition Letters. 2003. V. 24. P. 3037–3058.
- 149. Micklin P. The future Aral Sea: Hope and despair // Environmental Earth Science. 2016. V. 75. No 9.
- 150. Mironov Ye.U., Porubaev V.S. Structural peculiarities of ice features of the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea. // Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions. (POAC). – Potsdam, New York, 2005. V. 2. P. 483–492.
- 151. Nematzadeh A., Shiri H. The influence of non-linear stress-strain behavior of dense sand on seabed response to ice gouging // Cold Regions Science and Technology. 2020. № 170. P. 1-16. Doi: 10.1016/j.coldregions.2019.102929
- Nikiforov S.L. Seabed Morphology of the Russian Arctic Shelf. New York: Nova Science Pub Inc., 2010. 202 p.

- 153. Ogorodov S.A., Magaeva A.A., Maznev S.V., Yaitskaya N.A., Vernyayev S., Sigitov A., Kadranov Y. Ice features of the Northern Caspian under sea level fluctuations and ice coverage variations // Geography, Environment, Sustainability. 2020. No 3. P. 129-138
- Ogorodov S., Arkhipov V., Kokin O., Marchenko A., Overduin P, Forbes D. Ice Effect on Coast and Seabed in Baydaratskaya Bay, Kara Sea // Geography, Environment, Sustainability. 2013. No 03. V. 06. P. 32-50.
- 155. Parr G., Fuglem M., Jordaan I., Verlaan P. Stamukha Pits Input Characteristics for Design of Pipelines in the Caspian Sea. Proceedings of the 22nd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. – Espoo, Finland, 2013.
- 156. Reimnitz E., Barnes P.W. Sea Ice as a Geologic Agent on the Beaufort Sea Shelf of Alaska // The Coast and Shelf of the Beaufort Sea; Arctic Institute of North America, Arlington, VA. Eds.: J.C. Reed, J.E. Sater. 1974. P. 301-353.
- 157. Reimnitz E., Barnes P.W., Forgatsch T. and Rodeick C. Influence of grounding ice on the Arctic shelf of Alaska. U.S. Geological Survey, Menio Park, California // Marine Geology. 1972. V. 13. P. 323-334.
- Reimnitz E., Kempema E.W. Dynamic ice-wallow relief in nothern Alaska's nearshore // Journal of Sedimentary Petrology. 1982. V. 52. No.2. P. 451-462.
- 159. Rex R.W. Microrelief Produced by Sea Ice Grounding in the Chukchi Sea near Barrow, Alaska// Arctic. 1955. V. 8. No 3. P. 177-186.
- 160. Romanenko F.A., Repkina T.Y., Efimova L.E., Bulochnikova A.S. Dynamics of the ice cover and peculiarities of the ice transportation of the sediments at the tidal flats of the Kandalaksha Gulf of the White Sea // Oceanology. 2012. № 5 (52). P. 710–720. doi: 10.1134/S000143701205013X.
- 161. Schwatke C., Dettmering D., Bosch W. & Seitz F. DAHITI an innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-mission satellite altimetry // Hydrology and Earth System Sciences. 2015. V. 19. P. 4345-4364.
- 162. Sigitov A., Kadranov Y., Vernyayev S. Analysis of Stamukhi Distribution in the Caspian Sea // Proceedings of the International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, POAC.– Deft, the Netherlands, 2019. P. 1-14.
- 163. Shestov A.S., Marchenko A.V. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points // Cold Regions Science and Technology. 2016. № 121. P.1-10. doi: 10.1016/j.coldregions.2015.09.015.
- Svitoch A. A. History of the great Caspian Sea // Stratigraphy and sedimentology of oil-gas basins. 2014. No. 1. P. 138–141.

- 165. Tamura-Wicks H., Toumi R., Budgell W.P. Sensitivity of Caspian sea-ice to air temperature. // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2015. V. 141, 3088–3096. DOI 10.1002/qj.2592.
- WMO Sea-Ice Nomenclature, Volume 1: Terminology and Codes // World Meteorological Organization, report 259. – Geneva, Switzerland. Suppl. No. 5, 1989.
- 167.WorldImagery.URL:https://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9.
- 168. Yaitskaya N., Lychagina Yu., Berdnikov S. The ice conditions study of the Caspian Sea during the winter periods 2008-2010 using satellite monitoring data and geographical information system // Fresenius Environmental Bulletin. 2014. V. 23, No 11. P. 2771-2777.
- Yang Q.S., Poorooshasb H.B. Numerical Modeling of Seabed Ice Scour // Computers and Geotechnics. 1997. V. 21. P. 1-20.
- 170. Zavialov P.O. Physical Oceanography of the Dying Aral Sea. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005. 146 p.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1. ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА И ПРОФИЛИ



Ортофотоплан участка 1, съемка с дрона.



ЦМР участка 1. Черными линиями показаны профили.


Профиль 1 на участке 1, построенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Профиль 2 на участке 1, построенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Ортофотоплан участка 2, съемка с дрона.



ЦМР участка 2. Черными линиями показаны профили.



Профиль 1 на участке 2, построенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Профиль 2 на участке 2, построенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Ортофотоплан участка 3, съемка с дрона.



ЦМР участка 3. Черными линиями показаны профили.



Профиль 1 на участке 3, построенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Профиль 2 на участке 3, простроенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Ортофотоплан участка 4, съемка с дрона.



Ортофотоплан участка 5, съемка с дрона.



ЦМР участка 5. Черными линиями показаны профили.



Профиль 1 на участке 5, простроенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.



Профиль 2 на участке 5, простроенный по данным ЦМР. Пунктирной линией показана высота фоновой поверхности.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2. АЛЬБОМ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ЛЕДОВО-ЭКЗАРАЦИОННЫХ БОРОЗД



Участок 1. Борозда с отчетливо выраженными валиками и сменой направления.



Участок 1. Небольшая гребенка борозд, валики маркируются растительностью.



Участок 1. Прерывистые борозды, маркирующиеся растительностью.



Участок 2. Хорошо выраженные борозды в южной части участка.



Участок 2. Пересекающиеся и изгибающиеся борозды на севере участка.



Участок 2. Система борозд с крутым изгибом



Участок 2. Гребенки прерывистых борозд, маркирующихся растительностью.



Участок 2. Система изгибающихся борозд. Полигон 2 полевых работ.



Участок 3. Борозды, распространяющиеся вдоль линии берега о. Барсакельмес.



Участок 3. Борозды, распространяющиеся перпендикулярно к линии берега о. Барсакельмес.



Участок 3. Борозды различных генераций в области сгущения.



Участок 3. Изгибающаяся гребенка борозд с напорными валиками на конце.



Участок 3. Плохая выраженность борозд в области сгущения.



Участок 3. Сложнопостроенные борозды.



Участок 3. Хорошая выраженность борозд в области разряжения.



Участок 4. Сложнопостроенная система борозд.



Участок 4. Ямы на пересечении систем борозд.



1

Участок 4. Борозды, претерпевшие вторичную флювиальную перерабботку.



Участок 4. Валики и ямы на концах борозд.



Участок 4. Хорошо выраженная морфология борозд.



Участок 4. Борозды различной выраженности с вторичными изменениями.



Участок 4. Расхождение борозд из гребенки.



Участок 4. Борозда в форме петли.



Участок 5. Ледово-экзарационная борозда и дороги.



Участок 5. Система борозд с большим расстоянием между ними.







Участок 5. Борозда сложной формы.



Участок 5. Гребенка из непараллельных борозд.



Участок 5. Единичные параллельные борозды.







Участок 6. Система единичных параллельных борозд с крутым изгибом.



Участок 6. Хорошо выраженные борозды.



169



Учаасток 6. Единичные далеко отстоящие параллельные изгибающиеся борозды.



Участок 6. Буровые профили, борозды и дороги.



Участок 6. Плохо читающаяся морфология борозд.



Участок 6. Параллельные на определенном участке борозды.







Участок 6. Сложнопостроенная система борозд.