

УДК 551.35.054 (268.45)

ИЗМЕНЕНИЕ СКОРОСТИ РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕЙ СУБЛИТОРАЛЬНОЙ ЗОНЕ МУРМАНСКОГО БЕРЕГА

©2024 г. М. В. Митяев^{1, *}, М. В. Герасимова¹, С. С. Малавенда²

¹ Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия

² Мурманский государственный технический университет, Мурманск, Россия

*e-mail: mityaev@mmbi.info

Поступила в редакцию 08.02.2023 г.

После доработки 30.04.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Проведено пятилетнее наблюдение (2017–2022 гг.) абразионного разрушения горных пород в литоральной и верхней сублиторальной зоне губы Дальнезеленецкая (Мурманский берег). В этот период наблюдалась медленная скорость разрушения горных пород не только в верхней сублиторальной зоне, но и по всей литорали побережья. Выявлено, что скорость разрушения крупнообломочного материала в 2017–2022 гг. в среднем составляла 15 ± 3 мкм/г¹. Наибольшее влияние на интенсивность разрушения горных пород оказывали шторма, генерируемые ветрами силой 7–12 м/с восточного и юго-восточного направления. Установлено, что в 2021–2022 гг. произошла активизация абразионного разрушения горных пород в сублиторальной зоне Мурманского берега. На основе анализа гидрологических, метеорологических и сейсмических данных делается предположение, что активизация абразионного процесса была вызвана увеличением количества штормовых периодов, возможно, важную роль в этом сыграла тектоническая активность дизъюнктивных структур на побережье. Полученные данные свидетельствуют, что изменения температуры и солености водной массы в губе не оказывают существенного влияния на скорость абразионного процесса.

Ключевые слова: скорость абразии, крупнообломочный материал, верхняя сублитораль, температура воздуха, ветровые волны, Мурманский берег

DOI: 10.31857/S0030157424010089, **EDN:** SOFSFL

ВВЕДЕНИЕ

Абразия относится к основным факторам преобразования береговой линии морей и поэтому справедливо считается опасным экзогенным геологическим процессом. Толчком к интенсивному изучению береговых зон России, возможно, послужило научно-координационное совещание, посвященное динамике берегов морей и водохранилищ, организованное ОГУ им. И.И. Мечникова, Береговой секцией Океанографической комиссии при Президиуме АН СССР, Главным управлением водного хозяйства при Совете Министров УССР и проектным институтом «Черноморпроект», состоявшееся 1 марта 1959 г. [32]. Уже через несколько лет выходят основополагающие монографии по геоморфологии морских берегов В.П. Зенковича [8] и О.К. Леонтьева [16]. В конце прошлого века морфолитодинамические процессы в береговых зонах стали рассматриваться с геозоологической позиции, чему способствовали научные труды Н.А. Айбулатова, Ю.В. Артюхина [2] и Г.А. Сафьянова [29]. В настоящее время морфолитодинамике морских побережий посвящено

много научных работ, основная их часть рассматривает три региона, где разрушение берегов нередко приобретает катастрофический характер: Черноморско-Азовский бассейн [3, 10, 11, 14, 15, 27]; Балтийский [13, 17, 28] и Дальневосточный регионы [4, 7]. Значительно меньше данных по абразионному изменению берегов Арктических морей России (особенно берегов, сложенных устойчивыми к размыву горными породами), и если по Белому морю существуют отдельные публикации [18, 22, 30], то по побережьям Баренцева моря научной информации крайне мало. При этом имеются как теоретические, так и экспериментальные данные по скорости разрушения горных пород в литоральной зоне Мурманского побережья [9, 21–25, 31]. Однако экспериментальные данные по разрушению горных пород в сублиторальной зоне представлены только в одной работе [25].

Изучение скорости разрушения крупнообломочного материала представляется весьма актуальным, так как в верхней сублиторальной зоне Мурманского берега сконцентрировано большое

его количество [23], что предопределено сильной тектонической раздробленностью горных пород, слагающих побережье, и ледниковым разносом псефитового материала. При этом крупнообломочный материал является не только участником литодинамических процессов, но и служит субстратом для многих бентосных организмов. Большая часть прикрепленных бионтов имеет народнохозяйственное значение, используется в медицине и пищевой промышленности. Все это предопределяет необходимость изучения как скорости разрушения крупнообломочного материала, так и сукцессии прикрепленных бионтов, не только в литоральной, но и сублиторальной зоне, особенно в условиях изменения океанографических и метеорологических показателей в настоящее время.

В работе подведены итоги пятилетних наблюдений за скоростью разрушения крупнообломоч-

ного материала в сублиторальной зоне, изменениями метеорологических условий (температура приземного слоя воздуха и ветровой режим) и океанографических показателей (соленость, температура водной толщи, параметры волн и уровень моря) в районе исследования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Экспериментальные работы по изучению разрушения крупнообломочного материала в сублиторальной зоне начаты 1 августа 2017 г. Экспериментальный полигон был оборудован в 100 м от южного берега острова Жилой в губе Дальнезеленецкой на глубине 4 м от уровня сизигийного отлива (рис. 1) на песчано-гравийных отложениях мелководной фации. Снятие—постановка образцов на полигон, а также измерение их массы и размера производилась раз в год 1 августа.

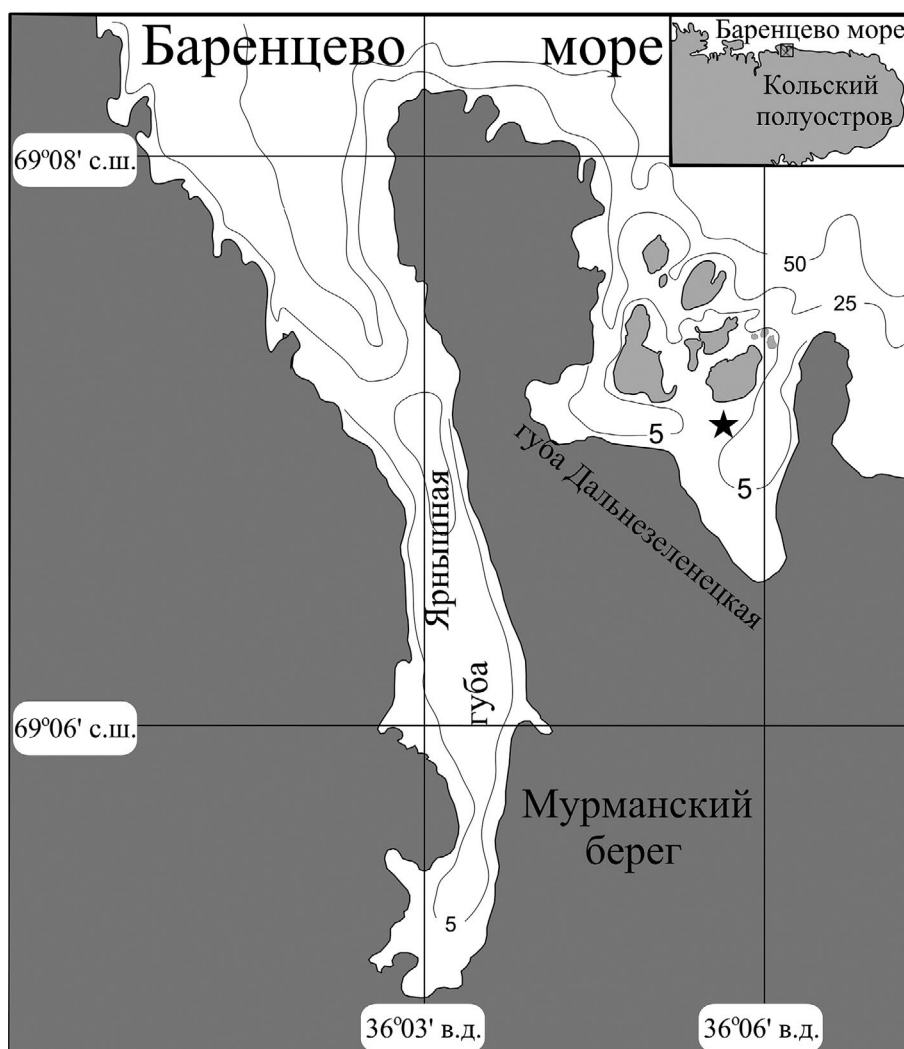


Рис. 1. Схема района исследований. Надписи на рисунке — Баренцево море, Кольский полуостров, Мурманский берег, губа Ярышная, губа Дальнезеленецкая, с.ш. — северная широта, в.д. — восточная долгота

На полигоне были установлены образцы крупнообломочного материала: один угловатый (глыба) и два хорошо окатанных (валуны), с ровными поверхностями, чтобы снизить степень обрастания прикрепляющимися бентосными организмами. Петрографический состав горных пород — микроклиновые граниты. Выбор горных пород обусловлен тем, что Мурманский берег более чем на 90% сформирован гранитоидами архейского возраста [19]. Работы выполнялись с борта маломерного катера профессиональным водолазом. После снятия экспериментального материала в лабораторных условиях измерялась их масса и размер. Экспериментальный материал имеет одинаковый размер длиной оси (260–285 мм). Валун хорошо окатан (4 класс окатанности) эллипсоидальной формы. Площадь поверхности валунов 0.18–0.20 м², вес 16.5–17.5 кг. Глыба кубической формы (0 класс окатанности) массой 16.5 кг с суммарной площадью граней 0.21 м². Вес экспериментального материала определялся на аналитических весах с точностью до 2 г. Площадь плоскостей глыб определялась измерительными приборами с точностью до 10 мм². Площадь поверхности валунов вычислялась как площадь эллипсоида вращения.

Метеорологические данные (температура воздуха, скорость и направление ветра) снимались 4 раза в сутки на стационарной метеостанции. Океанографические характеристики воды (температура, соленость), высота и скорость волн определялись раз в 5 дней на стационарном посту ММБИ. Штормовой коэффициент (W_q) рассчитывался как отношение количества штормов к количеству штилей за год [23]. Удельный поток энергии ветрового волнения рассчитывался по формуле: $E_w = 1/8 \rho g h^2 c_{гр}$, где ρ — средняя плотность воды, g — сила тяжести, h — высота волн, $c_{гр}$ — групповая скорость волн [26]. Для выявления зависимостей между наблюдаемым процессом и внешней средой рассчитывался коэффициент корреляции (r).

ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ В ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЯ

Высота приливов в губе изменялась от 1.5 до 4 м, высота ветровых волн не превышала 1.8 м, а их скорость — 6.5 м/с. Наиболее сильное волнение наблюдалось при западных и восточных ветрах, длина волн достигала 30 м, а период волн составлял 3–4 секунды. Только в юго-восточной части губы на широком мелководном участке наблюдается зона разрушения волн (примерно в 300 м от берега), на всех других берегах губы формируется отраженная волна. Чаше всего, движение отраженной волны происходит под углом 70–90° по отношению к основной волне, что при-

водит к беспорядочному волнению («толчее»), ширина таких зон достигает сотен метров. В пределах экспериментального полигона при ветровом волнении, создаваемом ветрами юго-восточных и юго-западных румбов, часто наблюдаются отраженные волны.

Большую часть года наблюдалась гомотермия водного столба, когда температуры поверхностного и придонного горизонтов различались не более чем на 0.6°C (в среднем $0.49 \pm 0.05^\circ\text{C}$, количество измерений $n = 297$). В продолжительные безветренные периоды наблюдалась стратификация водной толщи, когда разница температур между поверхностным и придонным горизонтами превышала 1.5°C (максимальная разница температур составляла 4.45°C , в среднем $2.27 \pm 0.13^\circ\text{C}$).

Годовая температура в столбе воды изменялась от 3.71 до 4.73°C , среднегодовая температура за пять лет составила $4.24 \pm 0.37^\circ\text{C}$ ($n = 594$). Отрицательных температур воды в 2017–2022 гг. не отмечалось. В целом за пять лет изменения в среднегодовых температурах воды незначительные и статистически недостоверные; достоверные отличия наблюдались только в аномальный 2019–2020 гг. ($3.45 \pm 0.30^\circ\text{C}$, $n = 56$), который определил цикличность изменения температур воды с периодом в четыре года (рис. 2а).

Самые низкие температуры воды всегда наблюдались в феврале и марте ($1.53 \pm 0.1^\circ\text{C}$ ($n = 52$) и $1.42 \pm 0.1^\circ\text{C}$ ($n = 54$) соответственно). Начиная с апреля, температура воды в губе постепенно повышалась, максимальный прогрев наблюдался в июле ($8.0 \pm 0.42^\circ\text{C}$, $n = 54$) и августе ($8.7 \pm 0.3^\circ\text{C}$, $n = 58$). В летние месяцы температура воды не поднималась выше 12.7°C , с конца августа происходило постепенное ее снижение. Существенное понижение температуры воды происходило только в конце сентября, начале октября ($6.9 \pm 0.1^\circ\text{C}$, $n = 34$).

Годовая соленость воды в губе изменялась от 32.914 до 34.407‰, в среднем составляла $33.553 \pm 0.058\text{‰}$ ($n = 594$). Большую часть года наблюдалась однородная соленость водного столба, когда на поверхности и в придонном горизонте соленость различалась менее чем на 1‰ (в среднем $0.479 \pm 0.09\text{‰}$, $n = 297$). Изредка наблюдалась стратификация водной толщи, когда разница солености между поверхностным и придонным горизонтами превышала 1.5‰, в среднем на $3.341 \pm 0.634\text{‰}$ ($n = 70$) (в мае 2018 и 2020 гг. различия в солености поверхностного и придонного горизонтов достигали 14–18‰). В целом, с июня по декабрь соленость воды в губе повышалась, а в холодный период года (октябрь–апрель) не опускалась ниже 32.5‰. Начиная с января соленость воды постепенно понижалась вплоть до середины июня. Таким образом,

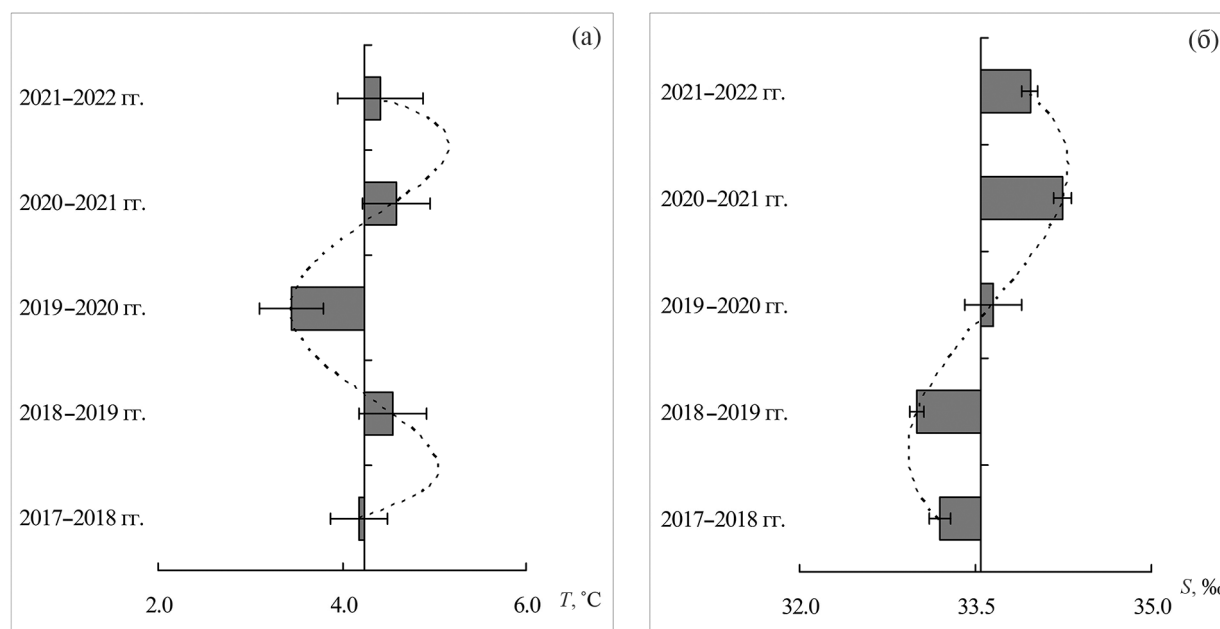


Рис. 2. Среднегодовая температура (а) и соленость (б) воды в губе Дальнезеленецкой. Пунктирная линия — полиномиальный тренд, гг. — года (период наблюдения), T , °C — температура в градусах Цельсия, S , ‰ — соленость воды в промилях.

за пять лет изменения среднегодовой солености воды не превышали 1.3‰. Минимальная среднегодовая соленость толщи воды зафиксирована в 2018–2019 гг. (33.001 ± 0.054 ‰, $n = 118$), а максимальная — в 2020–2021 гг. (34.245 ± 0.077 ‰, $n = 118$) (см. рис. 2б). Оба периода достоверно отличаются от других периодов и определяют цикличность изменения солености воды в губе с периодом в пять (возможно, больше) лет.

Необходимо отметить, что изменения солености и температуры воды в 2017–2020 гг. происходили асинхронно (снижение температуры воды сопровождалось повышением солености и наоборот), а в 2019–2022 гг. те же изменения происходили синхронно (температура воды снижалась и уменьшалась соленость, температура повышалась — соленость увеличивалась) (см. рис. 2а, б).

Таким образом, в период наблюдения Дальнезеленецкую губу заполняла однородная типичная прибрежная баренцевоморская водная масса, для которой характерен постепенный прогрев и охлаждение с кратковременными скачками солености, вызванными метеорологическими особенностями района [1].

ПОГОДНЫЕ УСЛОВИЯ ПЕРИОДА НАБЛЮДЕНИЙ

Рассмотрим изменение погодных условий, влияющих на абразионный процесс за период исследований (табл. 1–4). Среднегодовые тем-

пературы воздуха изменялись от 1.8 до 2.3°C (табл. 1), это выше среднеемноголетней температуры в районе в XXI веке (1.7 ± 0.2 °C, $n = 23$). В период 2017–2022 гг. по температурным показателям особенно выделяются два этапа. Первый этап (2018–2019 гг.) — самый холодный, он отличается от других этапов среднегодовой температурой с маленьким среднесуточным градиентом. Второй этап — 2020–2021 гг. — самый теплый, его отличает от других не только среднегодовая температура и среднесуточный градиент, но и годовой диапазон температур воздуха (см. табл. 1). У обоих этапов есть одно общее свойство — высокое (близкое к единице) значение отношения минимальной и максимальной температур.

В целом в 2018–2021 гг. происходило плавное повышение среднегодовых температур воздуха и среднесуточного градиента температур, при этом отношения абсолютных значений минимальных и максимальных температур изменялось незначительно (см. табл. 1). Наиболее существенно годовой диапазон температур изменился в 2020–2021 гг.: по сравнению с 2019–2020 гг. он увеличился на 8°C, а затем в 2021–2022 гг. снизился почти на 10°C (см. табл. 1).

Вероятно, 2017–2022 гг. по температурному режиму являлись частью более длительного цикла, начавшегося еще в 2011 г., так как среднеемноголетняя температура в районе исследований в 2000–2010 гг. составляла 1.4 ± 0.2 °C, а в 2011–2022 гг. она достоверно увеличилась до 2.0 ± 0.2 °C,

Таблица 1. Изменения температур воздуха в районе

Период	Температуры воздуха, °C					
	Средняя за период	Среднесуточный градиент	Max	Min	T_{air}^*	ΔT^{**}
2017–2018 гг.	2.0 (8.2)	4.0 (2.6)	29.9	–21.0	0.70	50.9
2018–2019 гг.	1.8 (7.2)	3.8 (2.4)	23.4	–22.6	0.97	46.0
2019–2020 гг.	2.0 (7.5)	3.9 (2.3)	24.8	–20.5	0.83	45.3
2020–2021 гг.	2.3 (8.2)	4.1 (2.7)	27.5	–25.8	0.94	53.3
2021–2022 гг.	2.0 (7.6)	4.0 (2.9)	27.5	–16.2	0.59	43.7

Примечание. В скобках указано стандартное отклонение. * Отношение минимальной и максимальной температур воздуха.

** Годовой диапазон температур воздуха.

Таблица 2. Изменения ветрового режима в районе

Период	Среднегодовая скорость, м/с	Доля ветров (м/с), %				
		<3	3–7	7–12	12–17	>17
2017–2018 гг.	6.4/6.3*/6.7** (3.5)	18.1	46.8	24.9	9.0	1.1
2018–2019 гг.	7.5/7.3*/7.9** (3.7)	8.8	42.2	32.9	14.8	1.4
2019–2020 гг.	7.9/7.3*/8.2** (4.4)	10.1	37.8	31.5	15.6	5.2
2020–2021 гг.	7.2/7.0*/7.6** (3.8)	11.8	43.0	31.0	11.8	2.5
2021–2022 гг.	7.1/7.0*/7.6** (3.7)	12.6	41.6	32.9	10.1	2.7

Примечание. В скобках стандартное отклонение. * Модальное значение. ** Медианное значение.

при этом различий в суточных колебаниях температур воздуха и годовом диапазоне температур за периоды 2000–2010 гг. и 2011–2022 гг. не наблюдается.

По изменению ветрового режима за период наблюдения (табл. 2–4) особенно выделяются два этапа: 2017–2018 гг. и 2019–2020 гг.

Этап 2017–2018 гг. характеризуется минимальной среднегодовой скоростью ветра, минимальной долей штормовых и ураганных ветров около 10% (доля ветров разной силы рассчитывалась от общей продолжительности этапа), максимальным количеством периодов со слабыми и очень слабыми ветрами более 64% (см. табл. 2). В этот этап наблюдалось большое количество как штормовых, так и штилевых периодов, что определило небольшой штормовой коэффициент (см. табл. 3). При высокой доле нагонных ветров (южных, восточных и западных) суммарный удельный поток энергии был небольшим (см. табл. 4), так как групповая скорость волн минимальна за весь период наблюдения.

В этап 2019–2020 гг. наблюдалась максимальная среднегодовая скорость ветра, доля сильных и штормовых ветров превысила 20%, но при этом штормовых и штилевых периодов было мало, что отразилось в штормовом коэффициенте (см. табл. 3). При максимальной, за все время наблюдения, доле южных ветров, доля восточных

и западных нагонных ветров минимальна, что определило небольшой суммарный удельный поток энергии (см. табл. 4).

Таблица 3. Изменения количества штормов и штилей и штормового коэффициента W_q в районе

Период	Количество		
	штормов	штилей	W_q
2017–2018 гг.	57	32	1.78
2018–2019 гг.	49	27	1.81
2019–2020 гг.	49	26	1.88
2020–2021 гг.	52	31	1.68
2021–2022 гг.	64	31	2.06

Этапы 2020–2021 гг. и 2021–2022 гг. по характеристикам ветрового режима очень схожи (см. табл. 2). В эти периоды преобладали слабые и очень слабые ветры, доля которых превышала 54%, регистрировалось большое количество штилей. Однако эти этапы резко различаются между собой по количеству штормовых периодов, что отражается в штормовом коэффициенте (см. табл. 3). В течение всего этого времени доля нагонных ветров была небольшой (13–14%), но в 2021–2022 гг. доля южных и юго-восточных ветров была в 1.5 раза больше, чем в 2020–2021 гг., что определило различия в удельном потоке энергии нагонных волн (см. табл. 4).

Таблица 4. Изменения преобладающих в районе ветров

Период	Направление ветра								E_w^*			
	С	С-В	В	Ю-В	Ю	Ю-З	З	С-З	W_{E-W}	W_{SE}	W_S	ΣW
2017–2018 гг.	10.3	8.8	9.6	3.0	5.3	44.1	8.1	10.8	1.88	0.89	0.62	3.39
2018–2019 гг.	11.0	8.6	8.5	1.8	2.1	41.6	9.2	17.3	2.40	0.50	0.28	3.18
2019–2020 гг.	10.8	7.4	7.1	2.9	6.0	41.8	5.5	16.0	1.65	1.25	0.73	3.63
2020–2021 гг.	8.1	7.8	7.4	4.0	2.5	49.5	6.8	13.8	1.85	0.79	0.32	2.96
2021–2022 гг.	6.6	11.1	11.6	5.6	3.1	42.3	5.6	13.8	2.19	1.06	0.47	3.72

* E_w — удельный поток энергии ветровых волн, кДж/с (W_{E-W} — ветра восточных и западных румбов, ветра вдоль длинной оси губы, W_{SE} — ветра юго-восточного румба, W_S — ветра южного румба, нагон на южный берег острова Жилой).

В целом весь период наблюдения 2017–2022 гг. характеризуется небольшим суммарным удельным потоком энергии ветровых волн (менее 4 кДж/с), вероятно, это связано с большой долей сгонных (юго-западных) и нейтральных (северо-западных) ветров (см. табл. 4).

По изменению ветрового режима в районе исследования за 2017–2022 гг. можно отметить следующее:

- большое количество сильных и штормовых ветров, доля которых менее 12% регистрировалось только в 2017–2018 гг.;
- с 2018 по 2022 гг. увеличивалось количество штормовых периодов;
- резко преобладали сгонные ветры, более 40%;
- общее снижение доли нагонных ветров, особенно северных румбов;
- снижение доли вдольбереговых ветров.

Таким образом, этап самых сильных ветров 2019–2020 гг. разделяет весь период наблюдений на две части. В первой части (2017–2020 гг.) увеличивается среднегодовая скорость ветра и доля сильных, штормовых ветров, при этом количество штормовых периодов и ветров восточных, северо-восточных румбов уменьшается. Во второй (2020–2022 гг.) — установление относительного ветрового баланса, в течение двух лет среднегодовая скорость ветра и количество ветров разной силы не изменяется (различия менее 2%, см. табл. 2). При этом если в 2021–2022 гг. количество штилевых периодов не изменилось, то количество штормовых периодов увеличилось на 20%, что отразилось на штормовом коэффициенте (см. табл. 3). Возможно, что эти изменения связаны с изменением количества ветров восточных румбов (увеличилось на 9%) и ветров юго-западного направления (снизилось на 7%, см. табл. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ АБРАЗИОННОГО ПРОЦЕССА И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее (2004–2018 гг.) для Мурманского берега было выявлено, что максимальные скорости разрушения псефитовых обломков горных пород в литоральной зоне наблюдаются в первые годы (до трех лет) после выставления их на экспериментальные площадки. Также было установлено, что интенсивность разрушения горных пород зависит от ветрового режима и температур воздуха и не зависит от изменения солености и температуры воды [21–23, 25].

Прежде чем рассматривать разрушение горных пород в сублиторальной зоне, необходимо отметить, что период 2017–2021 гг. относится к этапу резкого снижения интенсивности абразионного процесса в литоральной зоне. Так, в литоральной зоне среднемноголетняя скорость разрушения крупнообломочного материала в 2004–2021 гг. составила 31 ± 3 мкм/г ($n = 201$), за 2004–2017 гг. — 43 ± 3 мкм/г ($n = 117$), в 2017–2021 гг. — 15 ± 2 мкм/г ($n = 84$). Таким образом, скорость разрушения горных пород за последние годы снизилась почти в три раза. При этом трехлетний период 2018–2021 гг. вообще можно назвать этапом покоя, когда разрушение горных пород практически не происходило (средняя скорость абразии снизилась до 10 мкм/г, $n = 60$).

В период наблюдения (2017–2022 гг.) средняя скорость разрушения горных пород в сублиторальной зоне составляла 15 ± 3 мкм/г ($n = 15$), что идентично скорости разрушения аналогичных пород в литоральной зоне. За четыре года наблюдения достоверных отличий между скоростью разрушения горных пород в литоральной зоне (от 0 до 3.5 м над уровнем сизигийного отлива) и верхней сублиторальной зоне (до 4 м ниже уровня сизигийного отлива) не было выявлено (табл. 5). Можно предположить, что изменение

Таблица 5. Изменения среднегодовой скорости разрушения горных пород

Период	Литоральная зона, мкм/г	Верхняя сублиторальная зона, мкм/г
2017–2018 гг.	27±4	29±13
2018–2019 гг.	11±1	9±1
2019–2020 гг.	10±1	6±3
2020–2021 гг.	9±1	7±2
2021–2022 гг.	Нет данных	21±2

интенсивности разрушения горных пород в этих зонах происходит по одним и тем же законам. Во-первых, максимальная скорость разрушения горных пород была зафиксирована в первый год постановки образцов на экспериментальную площадку (2017–2018 гг.). Во-вторых, никакой связи изменения скорости разрушения горных пород с температурой и солёностью водной толщи не выявлено. В-третьих, увеличение скорости разрушения горных пород совпадает с ростом количества штормов и штормового коэффициента.

Если рассматривать зависимость скорости абразии за весь период наблюдения (2017–2022 гг.) от изменения факторов окружающей среды (изменения температур и солёности воды, ветрового режима и др.) то никаких зависимостей выявлено не будет, так как скорость разрушения горных пород в первый год наблюдения всегда аномально завышена. Исключив из расчетов первый год наблюдения, выявилась зависимость скорости абразии от отдельных гидрометеорологических факторов. Так, скорость разрушения горных пород усиливалась при росте годового диапазона температур воды ($r = 0.961$, $n = 12$), при увеличении доли ветров восточных румбов ($r = 0.913$, $n = 36$) и штормового коэффициента ($r = 0.959$, $n = 12$).

Не вызывает никаких противоречий связь скорости разрушения горных пород с волнами генерируемыми нагонными ветрами, как ключевого фактора разрушения береговых образований. Связь температур воды со скоростью разрушения горных пород не совсем ясна, с большой долей вероятности это связано с плотностью воды (так как поток энергии ветровых волн зависит от плотности воды [26]). Среднегодовое значение температуры воды в губе соответствует максимальной плотности воды (около 4°C). Следовательно, увеличение годового диапазона температур свидетельствует об увеличении доли более легких и более подвижных водных масс, что уменьшает количество энергии на создание ветровых волн. С другой стороны, увеличение годового диапазона температуры воды свидетельствует о большем прогреве столба воды (так как в 2017–2022 гг. от-

рицательных температур воды не наблюдалось) и, возможно, активизации химических (биохимических) процессов на поверхности горных пород, приводящих к их разрушению.

Более слабые зависимости выявляются для ветров разной силы, так при увеличении количества ветров средней силы (7–12 м/с) скорость разрушения горных пород увеличивается $r = 0.671$ ($n = 12$). Скорость разрушения горных пород снижается при увеличении: количества сильных штормовых ветров (12–17 м/с) $r = -0.758$ ($n = 12$), количества северных ветров $r = -0.747$ ($n = 12$) и среднегодовой скорости ветра $r = -0.883$ ($n = 12$).

Связь ветров средней силы (7–12 м/с) со скоростью разрушения горных пород в литоральной зоне была подмечена и ранее [23], поэтому нет никаких противоречий в том, что в верхней сублиторальной зоне зависимость сохраняется, поскольку волны, генерируемые ветрами средней силы, воздействуют на побережье наибольшее количество времени. Снижение скорости абразии при увеличении количества ветров северного направления логично вытекает из расположения полигона — при северных ветрах полигон располагается в зоне ветровой тени.

Среднегодовая скорость ветра и количество штормовых ветров параметры взаимосвязанные, поэтому они оказывают одинаковое влияние на разрушение горных пород, но почему при увеличении этих показателей скорость абразии снижается не ясно, хотя схожая зависимость была выявлена при изучении разрушения горных пород в литоральной зоне [23].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение отметим главное. Средняя скорость разрушения горных пород в верхней сублиторальной зоне в 2017–2022 гг. низкая (15 ± 3 мкм/г, $n = 15$), но она абсолютно идентична скорости абразии в сопредельной литоральной зоне (15 ± 2 мкм/г, $n = 84$). На протяжении трех лет (2018–2021 гг.) наблюдалась крайне низкая интенсивность абразионного процесса, как в литоральной, так и сублиторальной зоне. В целом ни один фактор окружающей среды напрямую достоверно не влияет на изменение интенсивности абразионного процесса, но выявляется слабая связь между скоростью разрушения горных пород и изменением ветрового режима.

В 2021–2022 гг. произошла активизация абразионного процесса в сублиторальной зоне. Хотя, казалось бы, данный факт однозначно связан с резким увеличением штормовых периодов (см. табл. 3), необходимо отметить, что в 2021–2022 гг. произошла активизация Зеленецко-Харловской системы

разломов взбросо-сбросовой кинематики, непосредственно сопрягающейся с разломом Карпинского в районе губ Ярнышная и Дальнезеленецкая [12, 20]. Сейсмическая активность данной зоны известна давно [33], подтверждена мониторингом сейсмичности Мурманской области [6] и шельфа Баренцева моря [5]. По информации Кольского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» 5 марта 2022 г. в Хибинском горном массиве произошло сейсмическое событие. По результатам оперативной обработки данных региональной сейсмологической сети магнитуда (ML) составила 3.7 единиц, координаты эпицентра 67.668° с.ш., 34.151° в.д. Интенсивность колебаний земной поверхности в баллах шкалы МСК-64 изменялась от 1 до 5.7 баллов. Вполне возможно, что данное сейсмическое событие активизировало глубинные разломы, а подвижки отдельных тектонических блоков в береговой зоне могли быть причиной возникновения морских волн с большой энергией.

Активизация Зеленецко-Харловской системы разломов отчетливо фиксируется по перемещению свежего коллювиального материала вдоль юго-западных склонов водораздельных пространств. Возможно, тектоническая подвижка была неоднократная, и проявлялась несколько раз, на что указывают многочисленные взаимно пересекающиеся полосы коллювиального материала. Аналогичное явление произошло в 2011–2012 гг., но на прилегающем шельфе, и послужило толчком к перестройке всей литоральной зоны [23]. С большой долей вероятности можно предположить, что сейсмическая активность в зоне сочленения континента и шельфа (Зеленецко-Харловского глубинного разлома и глубинного разлома Карпинского) стала причиной возникновения морских волн не ветровой природы большой разрушающей силы.

Таким образом, подтверждается ранее выявленный факт, что абразионное разрушение горных пород на Мурманском берегу происходит постоянно, при этом периодически усиливается. Нами предполагается, что тектонические процессы оказывают непосредственное влияние на интенсивность экзогенных геологических процессов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ММБИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Адров Н.М.* Природа энерговлагообмена водных и воздушных масс Баренцева моря. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2012. 75 с.
2. *Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В.* Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 303 с.
3. *Артюхин Ю.В.* Волновое разрушение обвальных берегов Азовского моря // Геоморфология. 1982. № 4. С. 51–58.
4. *Бобыкина В.П.* Современный абразионный процесс на берегах Камчатки // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 373–378.
5. *Виноградов А.Н., Асминг В.Э., Баранов С.В. и др.* Сейсмичность Шпицбергенской окраины Баренцево-мурской плиты и прилегающей части Норвежско-Гренландского океанического бассейна в 2006 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. Вып. 7. С. 118–126.
6. *Виноградов Ю.А., Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Жиров Д.В.* Современная сейсмичность на территории Мурманской области и ее проявления в горнопромышленных зонах // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2016. № 1. С. 62–70.
7. *Григорьев М.Н., Разумов С.О., Куницкий В.В., Спектор В.Б.* Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции // Криосфера Земли. 2006. Т. 10. № 4. С. 74–94.
8. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов. М.: Наука, 1962. 710 с.
9. *Зенкович В.П.* Наблюдения над морской абразией и физическим выветриванием на Мурманском берегу // Ученые записки МГУ. 1937. Вып. 16. С. 113–142.
10. *Ивлиева О.В., Бердников С.В.* Современные скорости разрушения берегов Российского побережья Азовского моря // Геоморфология. 2005. № 4. С. 74–82.
11. *Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д.* Морские берега Крыма // Геоморфология. 2016. № 1. С. 55–63.
12. *Козлов М.Т.* Разрывная тектоника северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 140 с.
13. *Корзинин Д.В.* Морфодинамика абразионно-бухтового берега при волнении разной интенсивности (на примере северного побережья Калининградского полуострова, ЮВ Балтика) // Геоморфология. 2016. № 2. С. 41–40.
14. *Косьян Р.Д., Крыленко В.В.* Основные критерии комплексной классификации Азово-Черноморских берегов России // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 501–511.
15. *Крыленко В.В., Косьян Р.Д., Крыленко М.В.* Берега северо-западной части Черноморского побережья Кавказа в начале XXI века // Океанологические исследования. 2021. Т. 49. № 1. С. 68–92.
16. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд. МГУ, 1961. 215 с.
17. *Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Ковалева О.А.* Прогноз рецессии берегов восточной части Финского залива на ближайшее столетие // Океанология. 2015. Т. 55. № 3. С. 480–487.

18. Лукьянова С.А., Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д. и др. Типы берегов арктических морей России // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 290–296.
19. Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.
20. Митяев М.В. Морфотектоника и позднечетвертичная история формирования Мурманского побережья и прилегающего шельфа Баренцева моря: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГГА, 2001. 22 с.
21. Митяев М.В., Герасимова М.В. Скорость абразии грубообломочного материала на литорали Мурманского побережья // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 120–123.
22. Митяев М.В., Герасимова М.В. Грубообломочный материал в литоральных зонах Мурманского и Карельского побережий // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 277–284.
23. Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы). Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.
24. Митяев М.В., Герасимова М.В. Абразия горных пород в литоральной зоне Мурманского побережья, 2012–16 гг. // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) морской геологии. М.: Изд. ИО РАН, 2017. Т. II. С. 75–79.
25. Митяев М.В., Герасимова М.В. Павлова Л.Г. Изменение скорости абразии горных пород в береговой зоне Мурманского побережья, 2012–2018 гг. // Океанология. 2020. Т. 60. № 4. С. 611–621.
26. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд. МГУ, 1998. 176 с.
27. Мысливец В.И., Бредихин А.В., Сафьянов Г.А. и др. Проблемы прогноза развития морских берегов европейской России (Морфогенетические типы берегов) // Геоморфология. 2016. № 4. С. 70–77.
28. Рябчук Д.В., Колесов А.М., Сергеев А.Ю. и др. Абразионные процессы в береговой зоне восточной части Финского залива и их связь с многолетними трендами режимобразующих факторов // Геоморфология. 2012. № 4. С. 99–105.
29. Сафьянов Г.А. Геоэкология береговой зоны океана. М.: Изд. МГУ, 2000. 115 с.
30. Сафьянов Г.А., Репкина Т.Ю. Динамика берегов Унской губы (Летний берег Белого моря) // Геоморфология. 2013. № 1. С. 82–90.
31. Тарасов Г.А. К изучению степени волновой обработки крупнообломочного материала в условиях Мурманского берега Баренцева моря // Географические проблемы изучения и освоения арктических морей. Тез. докл. II Всесоюз. конф. по географии и картографированию океана, Мурманск, май 1985 г. Ленинград: ГО СССР, 1985. С. 119–120.
32. Труды совещания по динамике берегов морей и водохранилищ. Одесса: Изд. ОГУ, 1959. 84 с.
33. Юдахин Ф.Н. Сейсмичность / Литосфера и гидросфера Европейского севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: Изд. УрО РАН, 2001. С. 113–129.

CHANGES OF THE SPEED OF ROCK DESTRUCTION IN THE UPPER SUBLITTORAL ZONE, 2017–2022

Mityaev M.V.^{a,*}, Gerasimova M.V.^a, Malavenda S.S.^b

^a Federal state budgetary establishment of a science Murmansk marine biological institute RAS, Murmansk

^b Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education Murmansk State Technical University, Murmansk

*e-mail: mityaev@mmbi.info

A five-year observation (2017–2022) of abrasion destruction of rocks in the littoral and upper sublittoral zone of the Dalnezelenetskaya Bay (Murmansk coast) was carried out. During this period, a slow rate of destruction of rocks was observed, not only in the upper sublittoral zone, but also along the entire littoral of the coast. It was revealed that the rate of destruction of coarse-grained material in 2017–2022 averaged $15 \pm 3 \mu\text{m/g}$. The greatest influence on the intensity of destruction of rocks was exerted by storms generated by winds with a force of 7–12 m/s from the east and southeast directions. It is established that in 2021–2022 there was an activation of abrasion destruction of rocks in the sublittoral zone of the Murmansk coast. Based on the analysis of hydrological, meteorological and seismic data, it is assumed that the activation of the abrasion process was caused by an increase in the number of storm periods, perhaps the tectonic activity of disjunctive structures on the coast played an important role in this. The data obtained indicate that changes in the temperature and salinity of the water mass in the bay do not have a significant effect on the rate of the abrasion process.

Keywords: abrasion speed, coarse material, upper sublittoral, air temperature, wind waves, Murmansk coast