

УДК 551.435.3(571.645)

## МОРФОЛИТОДИНАМИКА БЕРЕГОВ ОСТРОВА ИТУРУП (БОЛЬШАЯ КУРИЛЬСКАЯ ГРЯДА) ЗА ИСТОРИЧЕСКОЕ ВРЕМЯ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ<sup>#</sup>

© 2025 г. А. Л. Хомчановский<sup>1,\*</sup>, Ф. И. Батанов<sup>1</sup>, Т. К. Пинегина<sup>1</sup>, О. Р. Хубаева<sup>1</sup><sup>1</sup> Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

\* E-mail: khomscience@mail.ru

Поступила в редакцию 29.12.2023 г.

После доработки 09.09.2024 г.

Принята к публикации 10.01.2025 г.

Основные рельефообразующие процессы на голоценовых аккумулятивных морских террасах о-ва Итуруп связаны с перераспределением наносов на пляже и подводном береговом склоне. На интенсивность этих процессов в значительной степени влияют неотектонические и сейсмические условия, поскольку остров расположен в пределах Курило-Камчатской зоны субдукции. В этой связи он подвержен как медленным тектоническим вертикальным движениям, так и быстрым косейсмическим, которые наиболее сильно влияют на рельеф берега. Данное исследование рассматривает такие факторы рельефообразования и осадконакопления как затопление территории в результате штормовых нагонов и деформации берегового аккумулятивного рельефа при штормовом волнении в условиях изменения уровня моря. Использовано три взаимодополняющих метода: палеосейсмологический, геоморфологический и метод математического моделирования. Данный подход позволяет рассмотреть прошлое морской террасы, ее современное состояние, а благодаря методам моделирования перейти к прогнозу ее развития в будущем. По результатам палеосейсмологических работ в теле береговых валов аккумулятивной морской террасы найдено четыре погребенных уступа размыва, свидетельствующих о происходивших здесь ранее косейсмических опусканиях, которые привели к резкому изменению относительного уровня моря. По тефре Та-а 1739 г., вскрытой в уступе, установлен приблизительный возраст молодых береговых валов (~280 лет). На основании фондовых данных, топографических карт, спутниковых снимков и полевых исследований на о-ве Итуруп в 2022–2023 гг. построены цифровые карты и цифровые модели рельефа (ЦМР) береговой зоны Курильского залива. На основании полученной ЦМР показано потенциальное затопление территории при возможных резких изменениях относительного уровня моря, которые могут произойти в будущем. На основе теоретического берегового профиля равновесия (модель Дина) выявлено, что в данный момент аккумулятивная морская терраса находится в стабильном состоянии. С помощью литодинамического моделирования (модель SBEACH) воспроизведены сценарии штормов при различных уровнях моря. Сделан вывод, что размыв террасы возможен либо катастрофическими штормами редкой повторяемости, либо после опускания берега, которое может произойти после мощного землетрясения.

**Ключевые слова:** профиль равновесия; модель SBEACH; косейсмические деформации; затопление прибрежной суши; цунами; уровень моря; штормовые деформации

DOI: 10.31857/S2949178925020062; EDN: GPYBCL

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Итуруп расположен в южной части Курило-Камчатской островной дуги и является крупнейшим ее островом. Курильские острова протя-

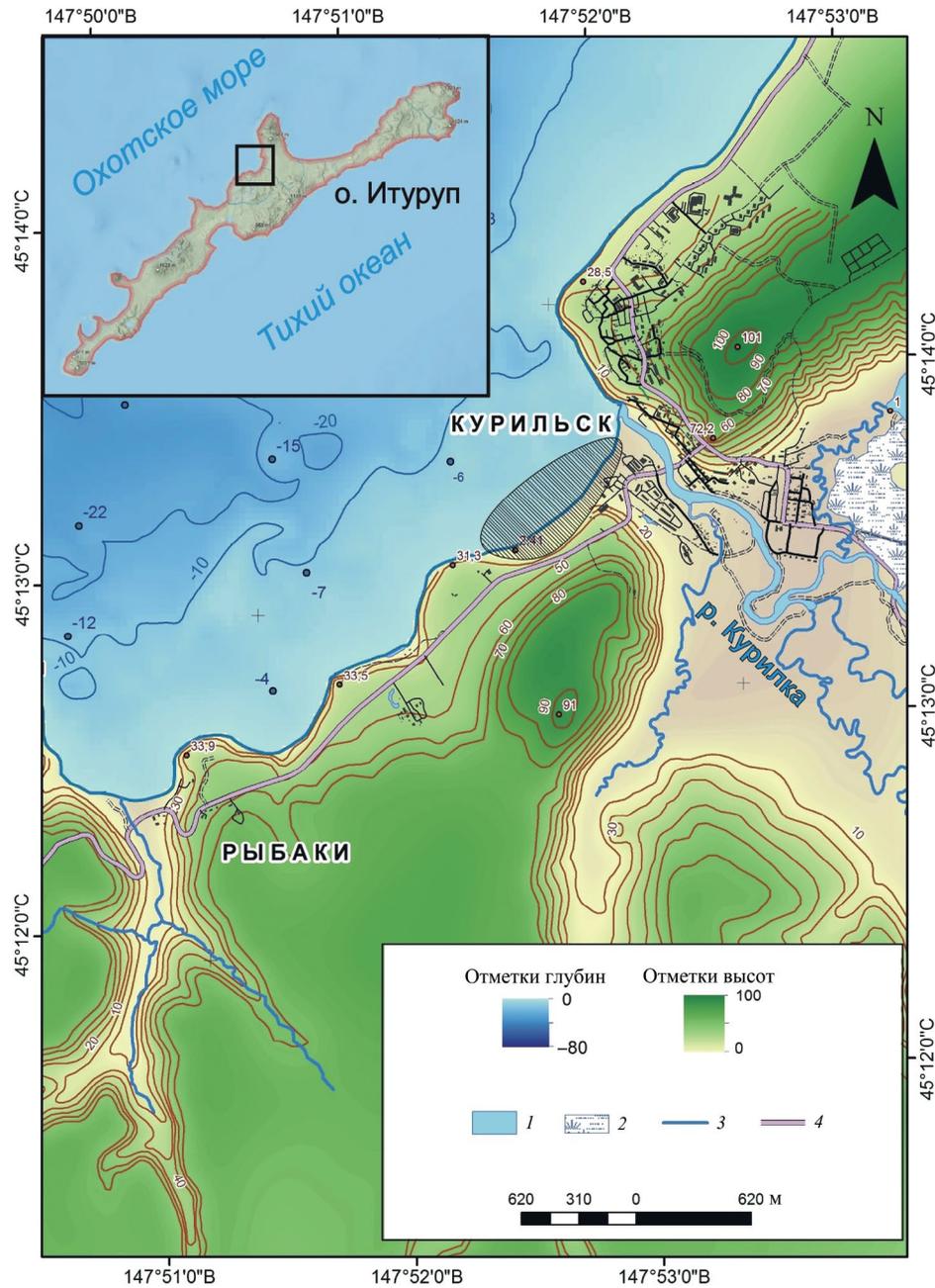
нулись вдоль Курило-Камчатской зоны субдукции. По данным USGS, с 1900 г. в радиусе 300 км от Итурупа произошло 31 землетрясение с  $M > 7$  и четыре – с  $M > 8$  (National..., 2023). Такие сильные землетрясения нередко сопровождаются косейсмическими вертикальными движениями, в результате чего относительный уровень моря может резко меняться, что, в свою очередь, может вызвать катастрофические процессы на берегах.

Одной из основных научных проблем на Курильских островах является прогноз повторяемости и последствий экстремальных природных

<sup>#</sup> Ссылка для цитирования: Хомчановский А. Л., Батанов Ф. И., Пинегина Т. К., Хубаева О. Р. (2025). Морфолитодинамика берегов острова Итуруп (Большая Курильская гряда) за историческое время по данным натуральных исследований и моделирования. *Геоморфология и палеогеография*. Т. 56. № 2. С. 262–282. <https://doi.org/10.31857/S2949178925020062>; <https://elibrary.ru/GPYBCL>

явлений в Курило-Камчатской зоне субдукции (землетрясения, цунами, извержения). С практической точки зрения наибольший интерес для изучения катастрофических природных процессов представляет район г. Курильска (рис. 1). В Курильске в 2023 г. проживало 2537 чел. Побережье Курильского залива включает в себя аккумулятивные и абразионно-денудационные берега (Атлас, 2009; Пчелкин и др., 1986; Кузнецов, 2021).

Аккумулятивная часть залива приурочена к устью р. Курилки. Современная морская терраса сложена береговыми валами, примыкающими к древней абразионной террасе. Протяженность аккумулятивной террасы чуть более 1 км при средней ширине 100 м, самый высокий береговой вал достигает высоты 5 м и примыкает к активному пляжу. Далее от моря высота террасы повышается, между террасой и уступом древней абразионной террасы



**Рис. 1.** Карта Курильского залива (заштрихованный овал – район исследования).

1 – водные объекты; 2 – болото; 3 – реки; 4 – дороги.

**Fig. 1.** Map of Kuril Bay (study area shown as shaded circle).

1 – water bodies; 2 – swamp; 3 – rivers; 4 – roads.

имеются заболоченные участки. На фоне общего тектонического поднятия острова (Мелекесцев, 1974; Каплин и др., 1991; Дунаев и др., 2020) берег может быть подвержен периодическим косейсмическим опусканиям, которые в итоге влияют на относительный уровень моря (Пинегина и др., 2023).

Косейсмические движения представляют релаксацию упругих деформаций, накопленных в интересейсмический интервал сейсмического цикла, не превышают их и не накапливаются. Медленные движения задают общий тренд вертикальных деформаций побережья (Пинегина, Кожурин, 2023). Исследование косейсмических вертикальных деформаций на побережьях мира детально рассмотрено в работах (Atwater, 1995; Atwater, 1997; Peterson, 2000; Pinegina, 2020; Tamura, 2012; Satake, 2008; Aedo et al., 2023). После резкого повышения уровня моря все берегоформирующие процессы усиливаются, а иногда и полностью меняют “знак” (с аккумуляции на размыв), проходит перестройка профиля динамического равновесия (Зенкович, 1962; Bruun, 1988; Dean, 2002; Игнатов, 2004; Афанасьев, 2020; Шуйский, 2018; Хабидов и др., 2012), что влияет на береговые формы рельефа и транспорт наносов, иными словами, – на морфолитодинамику.

Целью данного исследования является оценка гидродинамических, литодинамических и морфодинамических процессов в береговой зоне морской аккумулятивной террасы, ее современное состояние и прогноз развития с учетом изменения относительного уровня моря (на примере Курильского залива, о-в Итуруп). Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- анализ геологических процессов на голоценовых аккумулятивных морских террасах о-ва Итуруп и роли в этих процессах неотектонических и сейсмических условий;
- анализ современной гидрометеорологической обстановки района исследования, (волновой режим и цунамиопасность района);
- получение данных о современном рельефе береговой зоны и механических свойствах пляжеобразующих наносов;
- моделирование морфо- и литодинамических береговых процессов;
- прогноз развития морской аккумулятивной террасы при изменении относительного уровня моря.

## 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Во время полевых исследований морфо- и литодинамики берегов о-ва Итуруп использовались стандартные подходы: геоморфологическое описание, фотосъемка, отбор проб песка, проходка и ге-

ологическое описание шурфов, их палеосейсмологическая интерпретация, нивелировка береговых валов и батиметрическая съемка подводного берегового склона. Батиметрическая съемка проводилась методом косых галсов от пос. Рыбаки до мыса Курильский в створе устья р. Курилки (рис. 2). Для промеров был использован однолучевой эхолот Lowrance 527 CDF-iGPS, установленный на моторной лодке “Фрегат”. Работа сонара проходит в частотах от 50 до 200 кГц и обеспечивает измерение глубин в диапазоне от 1.0 до 762.0 м. Точность позиционирования модуля GPS составляет  $\pm 2$  м. Всего было выполнено 13 галсов общей протяженностью 21.87 км. Съемка проводилась в соответствии с инструкцией (Руководство... 1975). В результате получена 9521 точка с точной привязкой в системе WGS1984. На основании вышеописанных измерений и данных навигационной карты построена цифровая модель рельефа подводного берегового склона, которая представлена на рис. 2 и 3.

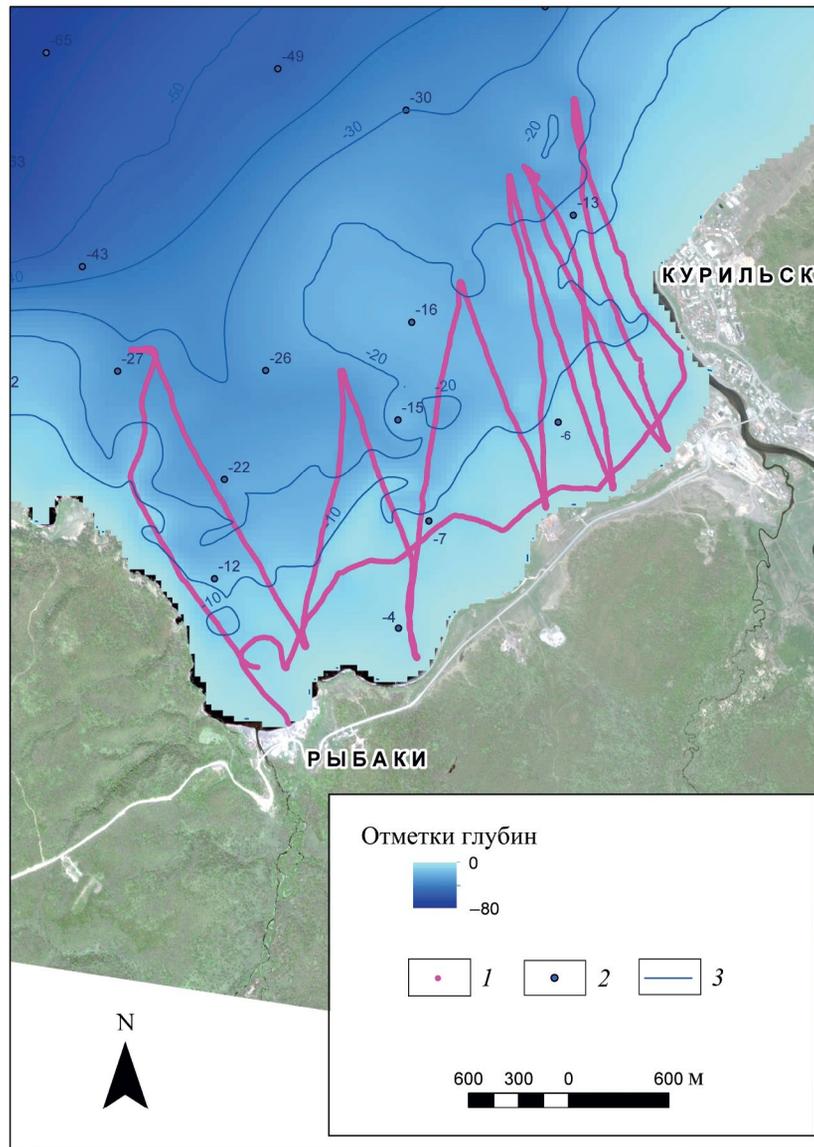
В процессе обработки полученных материалов использовались методы геоинформационного картографирования в программе ArcGIS Desktop и математического моделирования в программах IC – Береговой инженерный калькулятор (Леонтьев и др., 2009) и SBEACH 32 Version 2.0 (Larson, Kraus, 1990). При моделировании использовались модели Брууна-Зенковича (Bruun, 1988; Зенкович, 1962), Дина (Dean, 2002), SBEACH – численная модель для моделирования изменения пляжа, вызванного штормом (Larson, Kraus, 1990).

Для определения профиля относительного динамического равновесия применялась модель Дина (Dean, 2002). Профиль динамического равновесия – это теоретический профиль, в каждой точке которого достигается такое соотношение уклонов дна, при котором они компенсируют преобладание прямых скоростей над обратными. Таким образом, профиль относительного динамического равновесия подразумевает область подводного берегового склона, в пределах которой все наносы находятся в движении, обусловленном действием волн на дно, однако, перемещения наносов не происходит ни вниз, ни вверх по откосу, и таким образом материал не покидает этот участок (Зенкович, 1962). Расчеты профиля динамического равновесия проводились в программе IC – Береговой инженерный калькулятор.

Форма динамически равновесного профиля описывается функцией Дина (Dean, 2002):

$$h(x) = Ax^{2/3}, \quad (1)$$

где  $h$  – глубина водоема в интервале от 0 до  $h_*$ ;  $h_*$  – глубина замыкания, предельная глубина, до которой происходит перемещение наносов, а, следо-



**Рис. 2.** Батиметрическая съемка Курильского залива (изобаты проведены через 10 м).

1 – точки промера глубин (галсы); 2 – отметки глубин; 3 – изобаты.

**Fig. 2.** Bathymetric survey of the Kuril Bay (isobaths are drawn at 10 m intervals).

1 – depth measurement points (tacks); 2 – depth markers; 3 – isobaths.

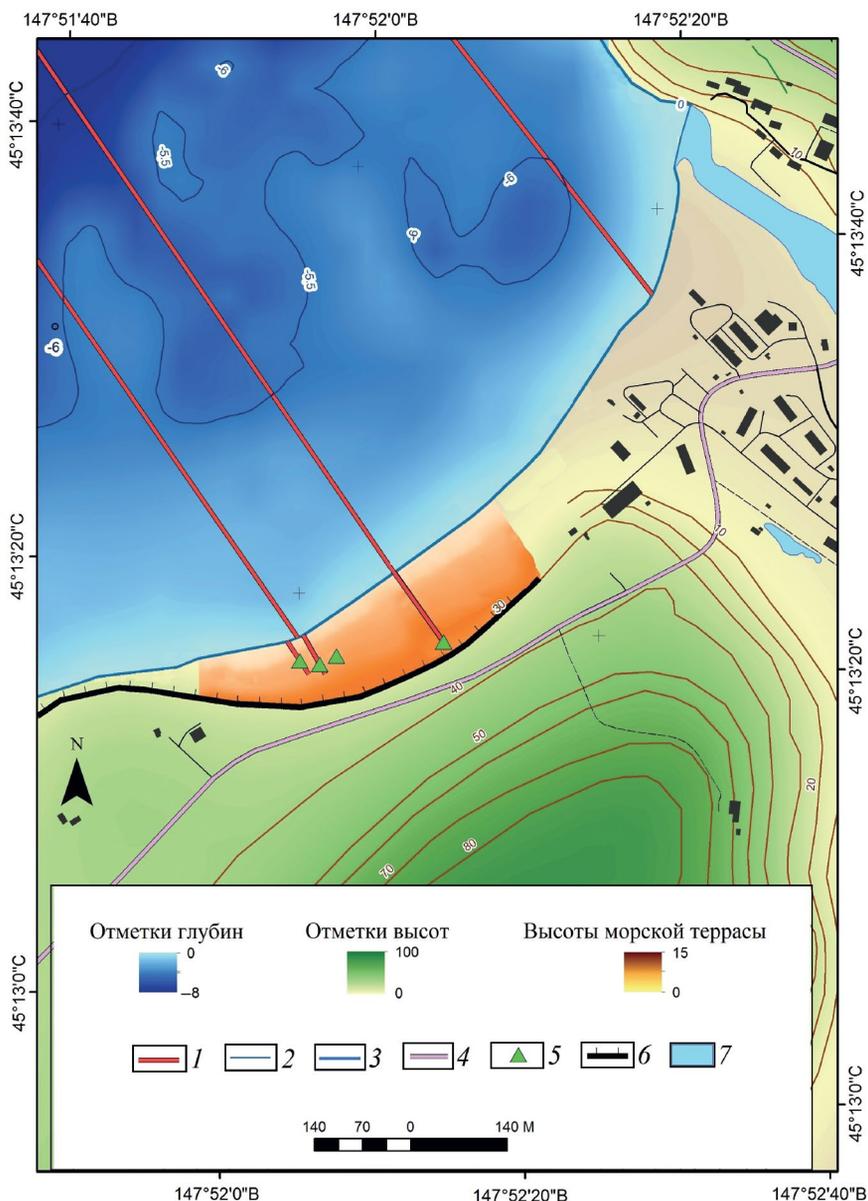
вательно, и текущие колебания формы профиля;  $A$  – параметр крутизны профиля, зависящий от медианной крупности материала ( $d_{50}$ ); чем крупнее материал, тем круче профиль.

Для расчета глубины замыкания  $h_*$  использовалось следующее выражение (Hanson, Kraus, 1989):

$$h_* = \frac{1.27}{b} H_b, \quad (2)$$

где  $H_b$  – высота расчетной волны на линии обрушения (м),  $b$  – коэффициент обрушения, принимаемый обычно  $b = 0.78$ .

Анализируя профиль берега, можно установить предшествующие фазы развития и выявить тенденцию его дальнейших изменений (Зенкович, 1962). Расчет теоретического равновесного профиля может помочь выявить характер/стадию развития берега (стабилизация, аккумуляция, размыв). Следует отметить, что одно лишь моделирование не позволяет однозначно судить о процессах, происходящих на берегах. Любые расчеты должны подкрепляться натурными геоморфологическими наблюдениями и доказательствами.



**Рис. 3.** Карта морской аккумулятивной террасы и подводного берегового склона Курильского залива. 1 – профили измерений; 2 – изобаты; 3 – реки; 4 – дороги; 5 – погребенные уступы; 6 – овраги; 7 – водоемы.  
**Fig. 3.** Map of the marine accumulative terrace and shoreface of the Kuril Bay. 1 – measurement profiles; 2 – isobaths; 3 – rivers; 4 – roads; 5 – buried ledges; 6 – cliff; 7 – water bodies.

Для расчета величины отступления берега в результате подъема относительного уровня моря использовалось правило Бруна–Зенковича (Bruun, 1988; Зенкович, 1962). Данная модель выражается следующей зависимостью:

$$R = \frac{L_*}{B + h_*} S, \tag{10}$$

где  $R$  – смещение берега;  $L_*$  – длина активной части профиля до  $h_*$  – глубины замыкания;  $B$  – вы-

сота бермы (или берегового вала),  $S$  – изменение уровня водоема. В нашей работе модель Бруна–Зенковича поможет установить возможное смещение берега при изменении уровня моря, которое может произойти как в результате медленных тектонических вертикальных движениях, так и при резких высокоамплитудных косейсмических деформациях, а также в результате климатических изменений.

Моделирование переформирования поперечно-го профиля берега заданным сценарием штормов

с учетом колебания уровня моря было проведено в программе SBEACH 32 Version 2.0 (Larson, Kraus, 1990), которая рассчитывает изменение профиля пляжа, включая формирование и перемещение его основных морфологических элементов, таких как подводные валы, ложбины и бермы в условиях изменяющихся штормовых волн и уровня воды. SBEACH — это модель, основанная на эмпирических данных, которая была разработана для песчаных пляжей. Данная модель обладает значительными возможностями, которые делают ее полезной для количественного и качественного изучения реакции профиля пляжа на штормы. Например, в качестве исходных данных принимаются переменные уровни воды в результате штормового нагона и прилива, переменные высоты и периоды волн, а также произвольный размер песка в диапазоне от мелкого до среднего. Скорость переноса наносов в поперечном направлении рассчитывается исходя из уровня воды, локальных волновых условий, диссипации энергии, профиля пляжа и свойств наносов. Временные изменения баланса наносов оцениваются с помощью уравнения сохранения массы.

### 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

#### 3.1. Полевые исследования и обработка результатов в геоинформационных системах (ГИС)

##### 3.1.1. Полевые геоморфологические работы

При исследованиях на побережье Курильского залива с помощью GPS было отснято положение вершины первого штормового вала, сделано детальное геоморфологическое описание современной аккумулятивной морской террасы (сопровождавшееся фото и видеосъемкой). На пляже от устья р. Курилки до ближайшего юго-западного мыса со скальным обрывистым берегом в створах гипсометрических профилей (о которых речь пойдет далее) было отобрано 3 пробы песка: у устья реки, в средней части пляжа (700 м от устья) и в районе юго-западного мыса (конец участка).

Каждая проба состояла из трех фрагментов: песка с подножья первого вала, песка с пляжа и песка с уреза (примерно по 30% каждый фрагмент). Далее эти пробы были сданы в лабораторию на гранулометрический анализ. Рассчитанная медианная крупность материала  $d_{50}$  составила: 0.8 мм (устье реки), 0.4 мм (средняя часть пляжа) и 0.5 мм (у мыса). Эти данные впоследствии использовались как исходные для моделирования штормовых процессов в SBEACH и для получения значения параметра  $A$  в расчетах профиля динамического равновесия по модели Дина (1) (Dean, 2002).

##### 3.1.2. Полевые палеосейсмологические работы

Вкрест простирания береговых валов заложено и описано 10 шурфов с целью анализа геологиче-

ского строения морской террасы, оценки ее возраста, а также поиска погребенных уступов размыва. Погребенные уступы в ряде случаев являются индикатором быстрых косейсмических опусканий, сопровождающих сильные субдукционные землетрясения. В результате шурфования было выявлено три предположительных погребенных уступа размыва (рис. 3, 4), которые были детально описаны и сфотографированы (см. разд. 5.1.). Из разреза для анализа был отобран слой тефры (предположительно тефра вулкана Тарумаэ, тефрохронологический код — Та-а 1739 г.н.э.), перекрывающий штормовые отложения террасы и свидетельствующий о ее возрасте.

В створах обнаруженных погребенных уступов размыва был измерен топографический профиль от уреза (прилив 0.21 м) до подножья уступа цокольной террасы высотой 20–40 м. Всего было сделано три профиля (см. рис. 4). На их основании в программе ArcGIS Desktop была построена цифровая модель рельефа морской аккумулятивной террасы (см. рис. 3).

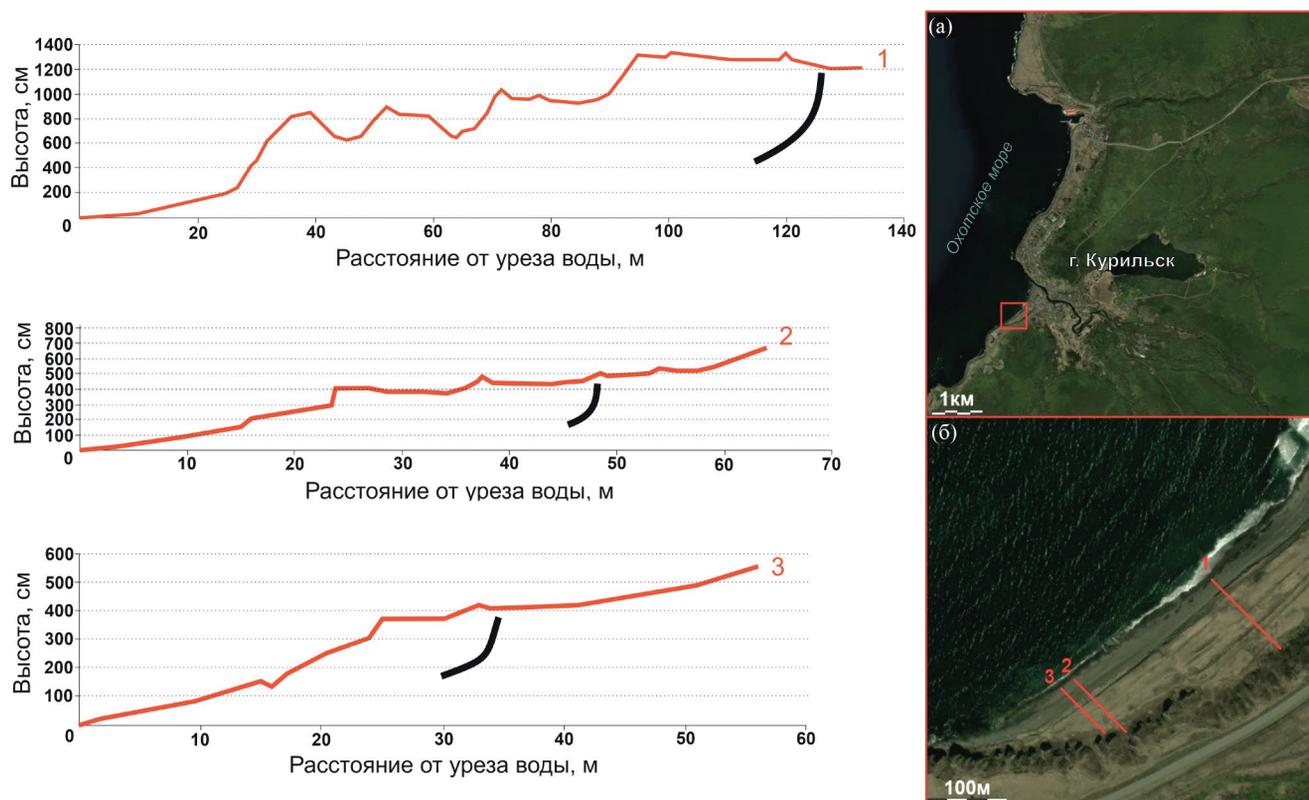
#### 3.2. Результаты анализа гидрометеорологической обстановки

##### 3.2.1. Волновые условия

Для анализа волновых условий использовались следующие опубликованные источники (Атлас..., 2009; Гидрометеорология..., 1998; Хузеева, 2015; Ячменев, Хузеева, 2017; Леонтьев, Афанасьев, 2016; Шевченко, 2015).

Нас больше всего интересовали экстремальные показатели параметров волн редкой повторяемости, поскольку речь идет о масштабах времени в несколько сотен лет. Для моделирования штормов использовалась информация о реальной их продолжительности. Для оценки изменения уровня мы анализировали информацию о приливах и штормовых нагонах.

Штормовое волнение в осенне-зимний период может достигать 55–70%, из которых 25% приходится на шторма с высотой волн более 6 м. Южная часть охотоморского побережья является наиболее беспокойной, здесь могут наблюдаться шторма с высотой волн 7–13 м (Атлас..., 2009). Анализ многолетних рядов визуальных наблюдений на береговых ГМС показал, что за последние 10 лет экстремальные шторма заметно усилились (Ячменев, Хузеева, 2017). Максимальные высоты волн в осенне-зимний период, зарегистрированные на прибрежной ГМС Курильск, достигают 8–9 м (3 и С3 направления). Продолжительность штормового волнения может сохраняться 1–5 дней (Хузеева, 2015). По данным источника (Гидрометеорология..., 1998), на ГМС Курильск 23.12.1966 были зарегистрированы волны  $H_{3\%} = 11.8$  м С3



**Рис. 4.** Профили берега (урез моря слева) и расположение погребенных уступов (черные линии – предполагаемое положение в почвенно-пирокластическом чехле).

(а) – расположение района исследований; (б) – положение профилей на морской террасе; фото уступов (см. рис. 12), пространственное расположение уступов (см. рис. 3).

**Fig. 4.** Coastal profiles (the sea shore on the left) and location of buried scarps (black lines – presumed position in the soil-pyroclastic sequence).

(a) – location of the study area; (b) – location of profiles on the marine terrace; photo of scarps in Fig. 12, spatial location of scarps in Fig. 3.

направления (по нормали к берегу). В том же справочнике имеются оценки высот волн 3%-обеспеченности, возможных в Охотском море 1 раз в год, 5, 25, 50, 100 лет, полученных путем экстраполяции эмпирических распределений высот волн, построенных на логарифмически нормальной вероятностной сетке, где обеспеченности  $F(h) = 0.1\%$  соответствует высота волны 10 м, которая в районе Итурупа может встречаться 1 раз в 25 лет. Совместное влияние нагонов и высоких приливов по данным (Шевченко, 2015; Гидрометеорология..., 1998) может достигать 2 м.

### 3.2.2. Цунамиопасность

Были проанализированы имеющиеся в доступе базы данных о случаях возникновения цунами на о-ве Итуруп. На сайте Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) (<https://www.ngdc.noaa.gov/hazel>) представлены данные о цунами (источник, магнитуда, за-

плеск, количество жертв и др.) с 1850 г. по всему миру. Для о-ва Итуруп было составлено две выборки. Первая включает в себя весь Итуруп, вторая – только Курильский залив.

Согласно второй выборке базы данных цунами NGDC/WDS (National..., 2023), с 1850 г. было два события: в 1973 и 2022 гг. Первое было вызвано землетрясением магнитудой  $M_w = 7.1$  с эпицентром в Тихом океане (координаты: 43.3° с.ш., 146.4° в.д.), в 27 км от о-ва Зеленый (Малая Курильская гряда). В Курильский залив цунами подошло через 1 ч 22 мин с амплитудой волны 8 см. Дистанция от источника составила 245 км. Цунами 2022 г. было вызвано извержением вулкана Хунга-Тонга-Хунга-Хаапай. Амплитуда волны составила 12 см, расстояние от источника 8178 км (National..., 2023; Российская система..., 2023; Tsukanova, Medvedev, 2022).

По данным первой выборки, ожидаемо, наиболее высокие волны встречались на тихоокеанском

побережье о-ва Итуруп. Всего за 170 лет произошло 10 цунами с высотой волны более 2 м, два из которых были от удаленных источников (свыше 1000 км).

В каталоге С.Л. Соловьева (1986) для пункта Курильск (Курильский залив) представлены данные о цунами за 1969, 1971, 1973 и 1975 гг. с максимальными высотами волн от 2 до 60 см. Примечательно, что лишь одно цунами 1973 г. вошло в каталог NGDC/WDS.

Известно, что в непосредственной близости от Курильского залива находятся несколько подводных вулканов (Блох и др., 2022), которые могут стать источниками цунами.

Имеется ряд работ, в которых авторы утверждают, что цунами в данной акватории могут происходить и в результате глубокофокусных охотоморских землетрясений, а силы Кориолиса за счет мелководности бассейна и нахождения его в высоких широтах могут усиливать эффект цунами (Носов и др., 2018, 2019). В других работах исследователи рассматривают эффект сейшевых колебаний уровня в результате землетрясений как в заливах (Bondeviketal, 2013; Sanitanoetal, 2017), так и в закрытых водоемах (Iwaki, Toda, 2022; Suzuki, 2012, Гранин и др., 2014). На расстоянии менее 2 км от берега в районе г. Курильска располагаются озеро и обширная низменность, находящиеся практически на уровне моря. Вышеупомянутые эффекты вполне могут вызвать подтопление прибрежных территорий.

**4.1. Моделирование морфо- и литодинамических процессов**

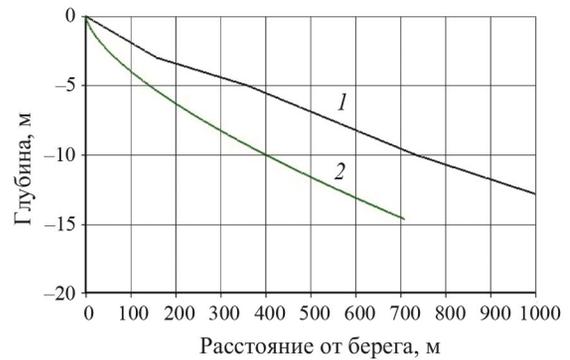
**4.1.1. Моделирование профиля равновесия подводного берегового склона**

Для Курильского залива был рассчитан теоретический профиль относительного динамического равновесия по модели Дина (Dean, 2002). В первую очередь теоретический профиль сравнивался с истинным профилем, снятым с топографических карт Генштаба СССР. Профиль равновесия был рассчитан по данным гранулометрического состава песка, отбирившегося в ходе экспедиции. Гранулометрический состав необходим для расчета медианной крупности ( $d_{50}$ ), которая составила 0.5 мм (средняя по пляжу из трех проб). Результаты моделирования представлены на рис. 5.

По результатам моделирования можно сделать вывод, что в настоящее время на берегу происходит аккумуляция, это подтверждает положение теоретического равновесного профиля ниже реального (см. рис. 5).

Второй подход исследования профиля пляжа основан на данных батиметрии. Напротив участков, где найдены погребенные уступы размыва, построены топографические профили через аккумулятивную морскую террасу.

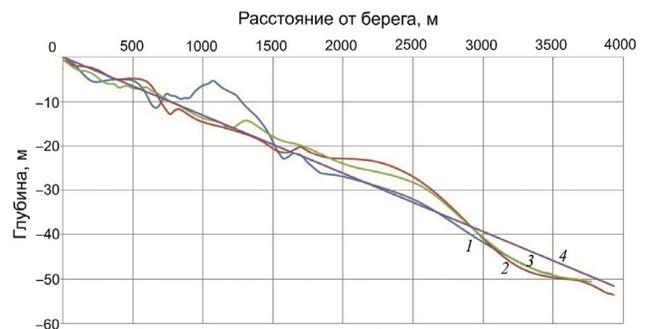
С цифровой модели рельефа были получены профили подводного берегового склона. Для каждого из них был рассчитан профиль динамического равновесия. Отснятые профили накладывались друг на друга, и из совокупности точек строился общий линейный тренд, послуживший исходным материалом для моделирования среднего профиля равновесия для всего участка. Линия тренда была получена с помощью встроенной функции программы Microsoft Excel. Достоверность аппроксимации линейного тренда составила 0.96. Все профили и линейный тренд



**Рис. 5.** Результаты моделирования профиля динамического равновесия для Курильского залива. 1 – исходный подводный береговой склон; 2 – теоретический профиль динамического равновесия по модели Дина.

**Fig. 5.** Results of equilibrium beach profile simulation for the Kuril Bay.

1 – initial shoreface; 2 – theoretical equilibrium beach profile based on the Dean model.

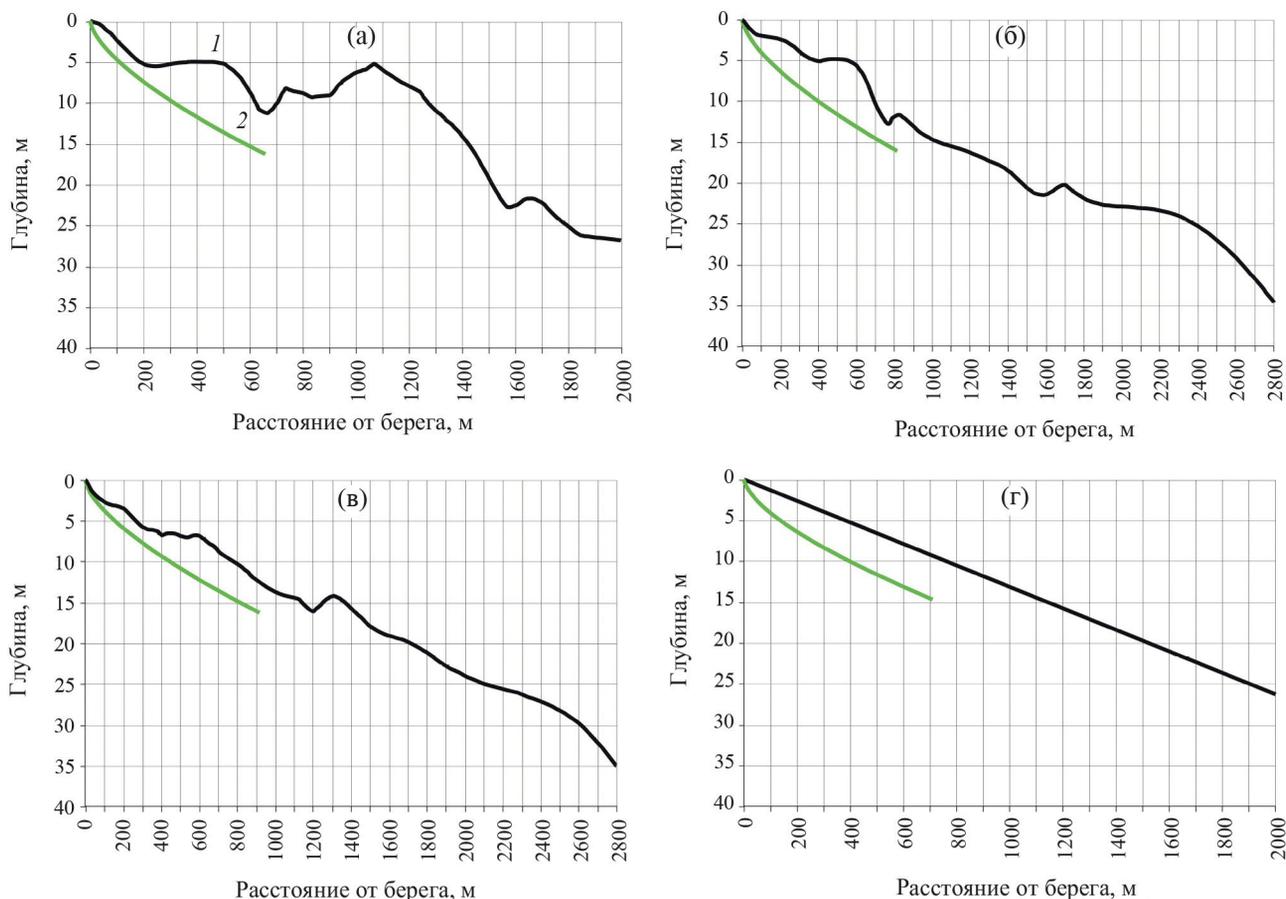


**Рис. 6.** Профили подводного берегового склона Курильского залива и линейный тренд (средний профиль).

1 – устье р. Курилки; 2 – профиль Б; 3 – профиль В; 4 – средний профиль.

**Fig. 6.** Shoreface profiles of the Kuril Bay and linear trend (middle profile).

1 – the mouth of the Kurilka River; 2 – profile B; 3 – profile B; 4 – medium profile.



**Рис. 7.** Результаты моделирования профилей динамического равновесия для Курильского залива.

*Профили:* (а) – северо-западный (ближайший к устью р. Курилки), (б) – центральный, (в) – юго-восточный, (г) – профиль равновесия объединенного профиля (расположение профилей на рис. 4 и 13). 1 – исходный подводный береговой склон; 2 – теоретический профиль динамического равновесия по модели Дина.

**Fig. 7.** Results of equilibrium beach profiles modeling for the Kuril Bay.

*Profiles:* (a) – north-western profile (closest to the mouth of the Kurilka River), (б) – central profile, (в) – southeastern profile, (г) – equilibrium beach profile of the combined profile (location of profiles in Figs. 4 and 13). 1 – initial shoreface; 2 – theoretical equilibrium beach profiles based on Dean's model.

(средний профиль) представлены на рис. 6. Результаты расчетов теоретических профилей равновесия по разным створам отображены на рис. 7. В данном случае для каждого профиля использовались разные гранулометрические составы песка из наиболее близкорасположенных к профилям проб. Это также подтверждает аккумулятивный характер берега либо аккумулятивную его стадию. Несмотря на изначальную различную конфигурацию подводного берегового склона и несколько отличающийся состав наносов ( $d_{50}$  профиля А = 0.5 мм;  $d_{50}$  профиля Б и В = 0.4 мм;  $d_{50}$  в устье р. Курилки = 0.8 мм) все измеренные профили находятся выше теоретического. Помимо результатов моделирования на аккумулятивный характер берега указывает существование аккумулятивной морской террасы с серией береговых валов, а также подводными ак-

кумулятивными формами, которые отчетливо прослеживаются по батиметрическим данным (рис. 7). Общий уклон измеренных профилей лежит в диапазоне 0.017–0.02.

#### 4.1.2. Моделирование отступления берега по модели Бруна–Зенковича

Далее моделировалось отступление берега в результате относительного изменения уровня моря по модели Бруна–Зенковича. Такие колебания уровня могут происходить во время штормовых нагонов, цунами, на фоне медленных тектонических и быстрых косейсмических деформаций во время сильных землетрясений, а также по причине климатических изменений.

Математическая суть модели представлена в работе (Вришп, 1988), краткое описание – в разд. 2, результаты моделирования – в табл. 1 и на рис. 8.

**Таблица 1.** Отступление берега (м) по модели Брууна–Зенковича (описание переменных приведено в тексте)  
**Table 1.** Shore retreat according (meters) to the Bruun–Zenkovich model (variables are described in the text)

| $L_1$ | $L_2$ | $S$ | $H_1$ | $H_2$ | $h_*(1)$ | $h_*(2)$ | $R_1$ | $R_2$ | $R_{cp}$ |
|-------|-------|-----|-------|-------|----------|----------|-------|-------|----------|
| 1050  | 700   | 0.1 | 10    | 6     | 16.28    | 9.77     | 5     | 5     | 5        |
|       |       | 0.2 |       |       |          |          | 10    | 9     | 10       |
|       |       | 0.3 |       |       |          |          | 15    | 14    | 15       |
|       |       | 0.4 |       |       |          |          | 20    | 19    | 19       |
|       |       | 0.5 |       |       |          |          | 25    | 24    | 24       |
|       |       | 0.6 |       |       |          |          | 30    | 28    | 29       |
|       |       | 0.7 |       |       |          |          | 35    | 33    | 34       |
|       |       | 0.8 |       |       |          |          | 39    | 38    | 39       |
|       |       | 0.9 |       |       |          |          | 44    | 43    | 44       |
|       |       | 1   |       |       |          |          | 49    | 47    | 48       |

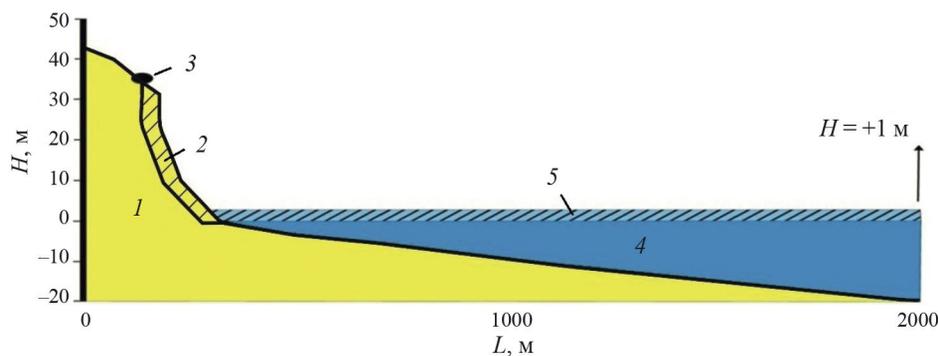
В табл. 1 показаны величина отступления берега  $R$  после относительного поднятия уровня  $S$  (м),  $L$  – расстояние активной части профиля от пляжа до глубины замыкания,  $h_*$  – глубина, с которой волны начинают активно влиять на дно и становятся одним из главных факторов прибрежного рельефообразования и осадконакопления, другими словами – это предельная глубина, до которой происходит перемещение наносов, а следовательно, и текущие колебания формы профиля. Существуют разные оценки по расчету глубины замыкания, мы применяли формулу (2). Использовались две расчетные высоты волны – 10 м ( $H_1$ ) и 6 м ( $H_2$ ). Дан-

ные были получены путем анализа прямых наблюдений и модельных расчетов из различных источников (Гидрометеорология... 1998; Хузеева, 2015; Ячменев, Хузеева, 2017; Леонтьев, Афанасьев, 2016).

Среднее отступление берега ( $R_{cp}$ ) для разных расчетных волн при амплитуде относительного подъема уровня моря на условный 1 м составит  $(R_1 + R_2)/2 = 48$  м.

4.1.3. Моделирование затопления территории в ГИС

Такие природные процессы, как волновые нагоны, сейши, цунами, косейсмические деформации, тектонические подвижки, оползни и др., на фоне



**Рис. 8.** Возможное переформирование берега Курильского залива после подъема относительного уровня моря на 1 м в результате гидродинамических и геодинамических факторов.

1 – начальный профиль; 2 – размывтый участок; 3 – дорога; 4 – начальный уровень моря; 5 – уровень моря после опускания.

**Fig. 8.** Possible reshaping of the Kuril Bay coastal after a rise in relative sea level by 1 m as a result of hydrodynamic and geodynamic factors.

1 – initial profile; 2 – blurred section; 3 – road; 4 – initial sea level; 5 – sea level after lowering.

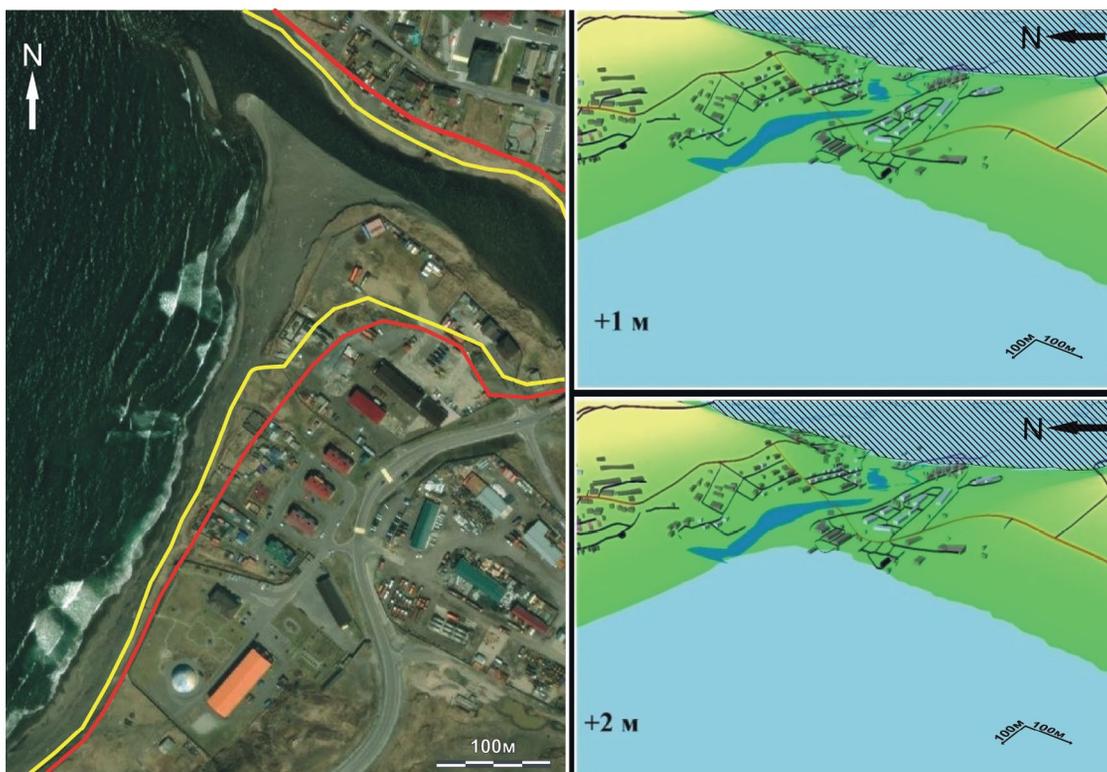
общего изменения уровня моря могут вызывать пассивное затопление территории. В программе ArcGIS Desktop (модуль ArcScene) было смоделировано затопление территории при подъеме уровня от 1 до 2 м, результаты которого представлены на рис. 9. Данный подход к оценке затопления учитывает только современный рельеф и никак не учитывает гидродинамические и морфодинамические эффекты конкретных процессов, показывая какая часть территории будет затоплена при относительном подъеме уровня моря. В результате видно, что первые здания затапливаются уже при подъеме уровня на 1 м. Следует также обратить внимание на большую низменность, расположенную менее чем в 1 км от береговой линии. На модели она также представлена затопленной в подтверждение, что вся эта территория находится на уровне моря или ниже. Следовательно, при относительном подъеме уровня могут наблюдаться подтопления этой части города в результате подъема уровня грунтовых вод.

#### 4.1.4. Моделирование переформирования штормового профиля в SBEACH

В программе SBEACH было проведено моделирование сильного шторма редкой повторяемо-

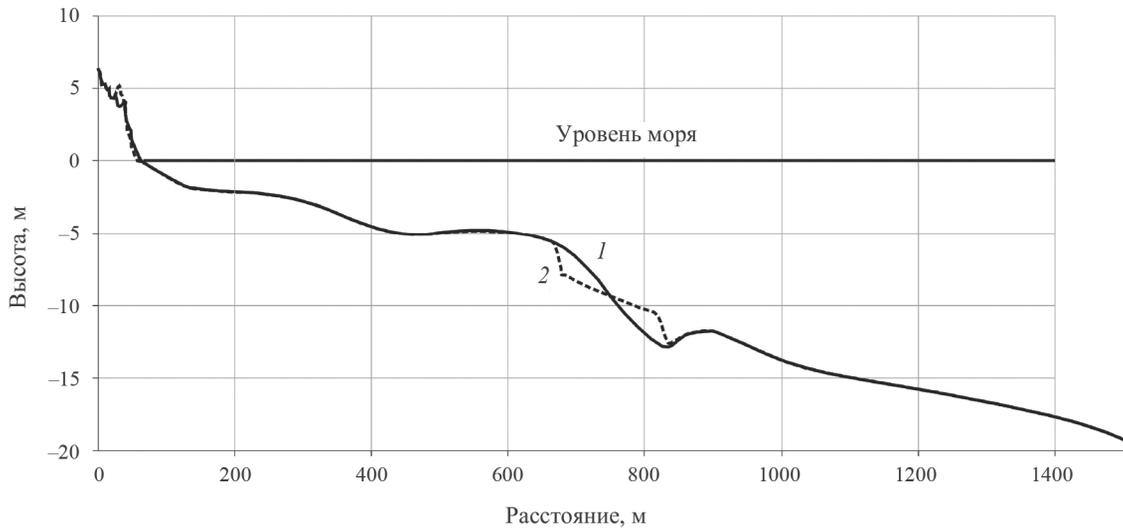
сти при различных относительных уровнях моря для двух участков (рис. 10, 11). Исходные данные волнения получены из источников (Атлас..., 2009) и (Гидрометеорология..., 1998). Статистические параметры повторяемости волнения представлены в табл. 2.

Использовались совмещенные профили берега и цифровой модели рельефа, построенной по данным батиметрии и измеренные нивелирные профили аккумулятивной террасы (рис. 10, 11). Для каждого профиля генерировалась сетка из 1000 ячеек с шириной ячейки 3 м. Для расчета транспорта наносов применялись стандартные эмпирические коэффициенты и параметры (Larson, Kraus, 1990). Гранулометрический состав наносов ( $d_{50}$ ) был получен из проб песка, отобранных с пляжа. В качестве первых исходных наборов координат использовался взятый с ЦМР профиль. На вход задавался первый шторм 2%-ной повторяемости. В файл конфигурации вносились данные о количестве временных шагов, значение шага по времени, тип волн (нерегулярные, монохроматические), параметры волн (высота, период) (рис. 10, 11).



**Рис. 9.** Затопление нижних районов г. Курильска при повышении уровня моря на 1 м (желтая линия) и 2 м (красная линия); штриховкой на рисунках справа указана низменность в районе оз. Лебединое (1.5 км от берега Охотского моря).

**Fig. 9.** Inundation of the lower areas of Kurilsk at sea level rise of 1 m (yellow line) and 2 m (red line); shading in the figures on the right indicates the lowland near Lake Lebedinoe (1.5 km from the shore of the Sea of Okhotsk).



**Рис. 10.** Переформирование профиля 2 штормом 2%-ной повторяемости (172 ч/год,  $H = 5$  м). 1 – исходный профиль; 2 – шторм 2%-повторяемости,  $H = 5$  м.

**Fig. 10.** Reshape of profile 2 by a storm of 2% recurrence (172 h/year,  $H = 5$  m). 1 – initial profile; 2 – storm of 2% recurrence,  $H = 5$  m.

На рис. 10 показан исходный профиль берега до шторма и профиль берега после шторма 2%-ной повторяемости. Поскольку не было данных о продолжительности штормовых циклов и фазах шторма, волнение задавалось непрерывное. В первые 500 шагов моделирования с шагом в 5 мин (41 ч) прибрежная область полностью переформировалась, далее наблюдались изменения лишь на подводном береговом склоне в зоне обрушения волн. В публикации (Ячменев, Хузеева, 2017) говорится, что за последние 10 лет в районе Южных Курильских островов было зарегистрировано несколько сильных штормов, продолжительностью 2–3 дня, высота волн достигала 5 м. Высота волн 3–8 м может сохраняться в течение 1–5 дней. Таким образом, даже не зная продолжительности основных фаз сильных штормов, можно прогнозировать переформирование первого берегового вала на начальных этапах шторма.

На втором этапе было проведено моделирование соседнего профиля (№ 3) с серией береговых валов по максимально экстремальному сценарию. По данным источника (Гидрометеорология... 1998) на ГМС Курильск 23.12.1966 были зарегистрированы волны  $H_{3\%} = 11.8$  м ( $H_s = 9$  м) СЗ направления (по нормали к берегу). В публикации (Хузеева, 2015) также говорится о волнах высотой 8–9 м. Совместное влияние нагонов и высоких приливов по данным (Шевченко, 2015; Гидрометеорология... 1998) могут достигать 2 м. Было промоделировано два сценария:

1. Шторм 2%-ной повторяемости:  $H_s = 4.16$  м,  $T_p = 9.3$  с, СЗ направления (по нормали к берегу),

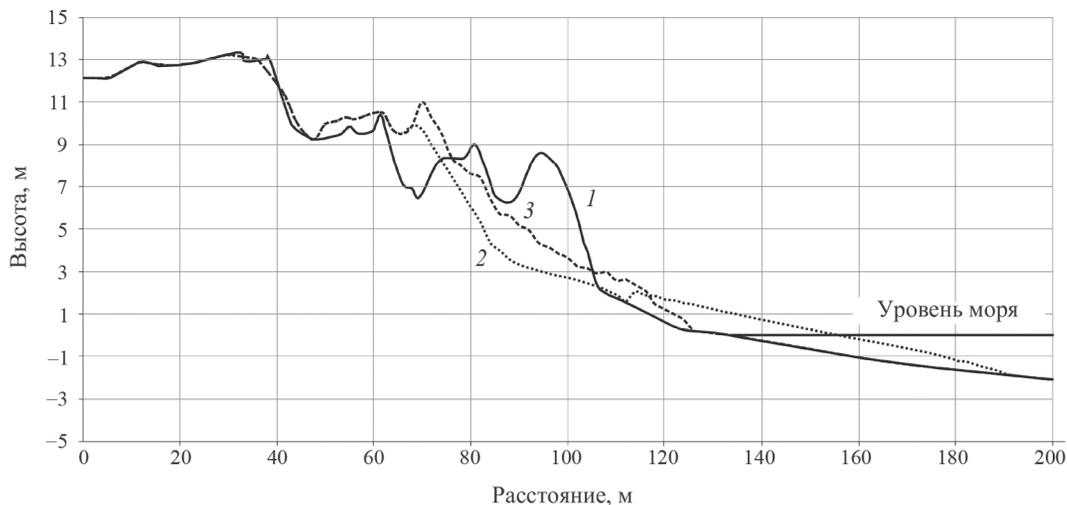
$t = 172$  ч, уровень +3 м (максимальный нагон после косейсмического опускания 1 м). Сценарий маловероятный, но теоретически возможный с учетом того факта, что после опускания профиль берега может адаптироваться к новым условиям несколько десятилетий, в которые может случиться экстремальный шторм).

2. Экстремальный шторм:  $H_s = 10$  м,  $T_p = 15$  с,  $t = 48$  ч, уровень +2 м (максимальный нагон). Данный эксперимент проводился скорее не с целью прогнозирования ближайшей перспективы, а с целью анализа поведения модели при наиболее экстремальных показателях и рассмотрения устойчивости или гибкости береговой системы в разных природных условиях, а также выявления известных

**Таблица 2.** Повторяемость волнения на Южных Курилах (Атлас..., 2009)

**Table 2.** Wave frequency in the Southern Kuril Islands (Atlas..., 2009)

| $H_s$ , м | $T_p$ , с | Повторяемость |        |
|-----------|-----------|---------------|--------|
|           |           | %             | ч      |
| 4.16      | 9.31      | 2             | 172.8  |
| 2.96      | 7.9       | 4             | 345.6  |
| 1.76      | 6.05      | 6             | 518.4  |
| 0.96      | 5.05      | 10            | 864    |
| 0.8       | 4.38      | 14            | 1209.6 |



**Рис. 11.** Переформирование профиля 3 различными штормами при разных уровнях (увеличенный масштаб приурезовой зоны).

1 – исходный профиль; 2 – экстремальный шторм ( $H = 10$  м, уровень +2 м); 3 – шторм 2%-повторяемости (уровень +3 м).

**Fig. 11.** Reshape of profile 3 by different storms at different levels (enlarged scale of the foreshore zone).

1 – initial profile; 2 – extreme storm ( $H = 10$  m, level +2 m); 3 – storm 2% recurrence (level +3 m).

(или новых) закономерностей путем преувеличения воздействия дестабилизирующих факторов. Результаты моделирования представлены на рис. 11.

## 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

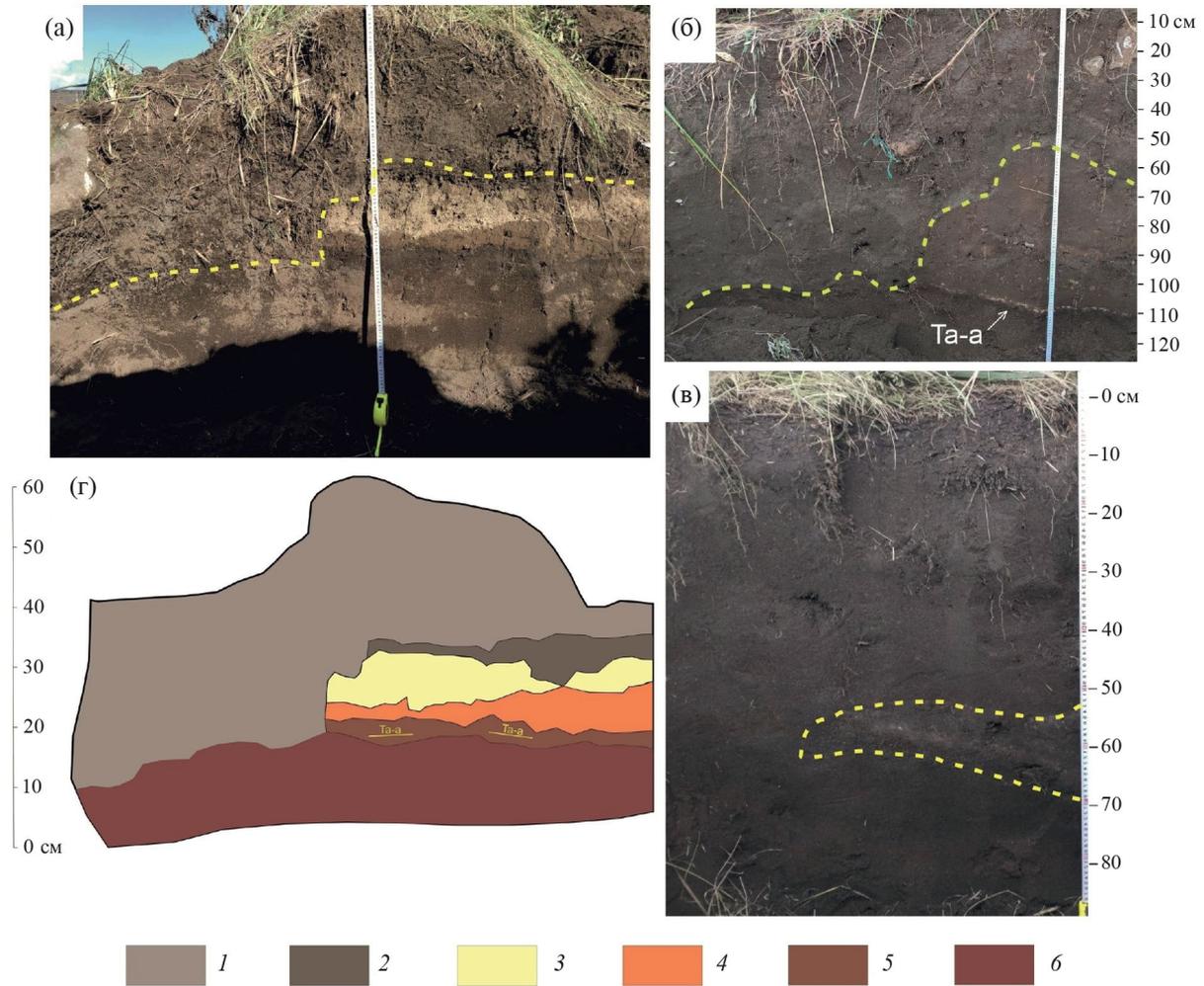
### 5.1. Палеосейсмологические исследования

Ранее были выявлены следы небольших косейсмических опусканий о-ва Итуруп с охотоморской стороны в районе оз. Доброе (Пинегина и др., 2023). Глубина сейсмофокальной зоны (слэба) около 70 км, и расстояние от глубоководного желоба (~200 км) для Курильского залива и залива Доброе Начало почти одинаковое. Следовательно, подобные события могут проявиться и в Курильском заливе. В геологических разрезах такие следы выражены в смене условий осадконакопления, где процесс аккумуляции береговых валов может резко смениться на абразионный в результате повышения уровня моря, после чего образуется погребенный уступ размыва. Разница высот вершин погребенного и современного береговых валов дает представление о минимальной амплитуде косейсмического опускания, а близость вулканов, материал извержения которых откладывается в почве, позволяет определить примерный возраст события с помощью тефрохронологического метода.

В зависимости от обстановки на поверхности в момент опускания, найденные уступы представлены погребенной в песке древней морской террасой, состоящей из почвенно-пирокластического

чехла и впоследствии перекрытой молодыми морскими отложениями, с выраженными границами размыва, (рис. 12а, б), либо тонким слабо сформированным слоем почвы (рис. 12г). Предполагаемые погребенные уступы были найдены в четырех шурфах (рис. 3, 13) и, по-видимому, связаны с одним сейсмическим событием. Исходя из палеосейсмологических исследований на оз. Доброе, максимальная амплитуда опускания здесь за одно сейсмическое событие была примерно 30 см, что совпадает с мощностью отложений молодых морских осадков. Отложения древней морской террасы, перекрывающей штормовые отложения, содержат слой тефры (предположительно извержение вулкана Тарумаэ 1739 г.). Других пеплов в шурфах найдено не было, что позволяет судить о возрасте молодых береговых валов, который составляет не более 280 лет.

Стоит отметить, что аккумулятивная терраса Курильского залива не является погружающейся. Высокая цокольная терраса, предположительно возраста MIS 5e (~125 тыс. лет), расположенная в 60–150 м от уреза воды, имеет высоту более 30 м, что свидетельствует о преобладающем медленном тектоническом поднятии территории. Данный факт подтверждает предположение, что косейсмические опускания не накапливаются в течение многих сейсмических циклов, они лишь компенсируют упругие деформации, накопленные в интерсейсмический период (Пинегина, Кожурин, 2023).



**Рис. 12.** Погребенные уступы размыта на береговых валах, слагающих аккумулятивную террасу Курильского залива и разрез уступа “(а)” (координаты: 45.22137, 147.8673).

*Уступы:* (а) – второй, (б) – третий, (в) – первый; (г) – разрез уступа “(а)”. Расположение уступов см. рис. 3 и 4. 1 – уплотненный морской песок (чехол морских штормовых отложений); 2 – коллювиальный конус выноса; 3 – слоистые галечные отложения русла; 4 – отложения мелкого водоема (сезонных паводков); 5 – суглинистый горизонт с содержанием светлого пепла (Та-а?); 6 – слоистый морской песок.

**Fig. 12.** Photo of buried scarps on the beach ridges of the Kuril Bay accumulative terrace and trench section of scarp “(a)” (coordinates: 45.22137, 147.8673).

*Scarps:* (a) – second scarp, (б) – third scarp, (в) – first scarp; (г) – trench section of scarp “(a)”. Location of scarps in Figs. 3 and 4. 1 – compacted sea sand (cover of marine storm sediments); 2 – colluvial cone of outflow; 3 – layered pebble sediments of the riverbed; 4 – sediments of a shallow reservoir (seasonal floods); 5 – loamy horizon with light ash content (Та-а?); 6 – layered sea sand.

Скорее всего, ввиду своих небольших размеров морская аккумулятивная терраса не имеет древних береговых валов, по высоте которых можно было бы более точно судить об амплитудах косейсмических опусканий. А те, что имеются, перекрыты коллювиальными склоновыми отложениями (рис. 12). Видимо поэтому на измеренных профилях мористая часть террасы ниже, чем часть, примыкающая к склону. Серии разновозрастных береговых валов,

вероятно, не успевают образоваться и размываются после очередного катастрофического события, сопровождавшегося косейсмическим опусканием.

### 5.2. Моделирование морфолитодинамических процессов

В данный момент на берегу Курильского залива преобладают аккумулятивные процессы. Этот факт подтверждают имеющиеся здесь береговые и подводные валы, а также моделирование профиля



**Рис. 13.** Общий вид на аккумулятивную террасу Курильского залива с местоположением измеренных профилей и вскрытых в шурфах погребенных уступов размыта (цифрами обозначены профили береговых валов (см. рис. 4), буквами – профили измеренного подводного берегового склона (см. рис. 6, 7).

**Fig. 13.** General view of the accumulative terrace of the Kuril Bay with the location of measured profiles and buried scarps (numerals denote profiles of beach ridges (see Fig. 4), letters – profiles of the measured shoreface (see Figs. 6, 7).

равновесия по Дину (Dean, 2002) – теоретический профиль находится ниже реального. По результатам моделирования в SBEACH видно, что основные изменения берега происходят при сильных штормах редкой повторяемости (высота волны 5–10 м) и при повышении относительного уровня моря. При некоторых штормах происходит не размыв, а, наоборот, выдвигание береговой линии. Во время экстремальных штормов полностью размывается первый береговой вал, который по сути и является источником наносов, откладывающихся на подводном береговом склоне (рис. 11). Выдвигание береговой линии и аккумуляция материала на уресе при штормовом воздействии описывались также для отмелого СВ побережья Сахалина (Леонтьев, Хабидов, 2009). Предположительно, аккумуляция в приурезовой зоне может быть связана с поперечным перемещением наносов с подводного берегового склона. Большая часть материала

транспортируется сюда рекой и вероятно поступает от размыва с ближайших мысов, поперечное перемещение наносов за счет волновой энергии перераспределяет его по подводному береговому склону. Учитывая замкнутость литодинамической системы Курильского залива, большая часть наносов, вероятно, остается в его пределах. Однако чтобы сделать однозначные выводы, надо иметь данные о твердом расходе наносов р. Курилки и о расходах вдольберегового транспорта. Помимо динамики берега, зависящей от уровня, на аккумулятивных берегах существуют и принципиально иные механизмы движения наносов (Сафьянов, 1996), которые необходимо учитывать.

Из расчетов отступления берега по модели Бруна–Зенковича очевидно, что при возможных здесь амплитудах опускания (Пинегина и др., 2023) может существовать опасность для инфраструктуры острова. Поскольку ширина всей аккумулятивной

террасы в некоторых частях не превышает 60 м, есть вероятность ее полного размыва даже при небольших вертикальных косейсмических опусканиях. Нужно также учитывать, что терраса частично застроена зданиями, риск повреждения которых настолько же велик. В работе (Aedo et al., 2023) показательно доказано, что размыв берега может продолжаться несколько десятков лет после опускания, как и последующее его восстановление до прежних параметров. Размыв и отступление берега зависят от конкретных условий: амплитуды опускания, баланса наносов, рельефа подводного берегового склона (наличие подводных каньонов, островов, конусов выноса, лавовых потоков и др.), течений, берегозащитных сооружений, подпитки пляжа материалом и др. Изучение резких опусканий территории является весьма важным, поскольку эти события не являются типичными и ландшафтоформирующими для аккумулятивных берегов, что создает ошибочное мнение о стабильности этой территории, которая на первый взгляд выглядит весьма привлекательной для строительства и развития инфраструктуры. Если не учитывать косейсмические движения, ввиду общего тектонического поднятия аккумулятивная терраса является растущей в сторону моря со скоростью проградации 9 см/год, согласно правилу Брууна–Зенковича. Однако, вероятно, именно косейсмические подвижки вносят свои коррективы в развитие террасы.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Курильский залив находится напротив Курило-Камчатской зоны субдукции и в районе активного вулканизма. К основным природным опасностям его побережья относятся абразия берегов, склоновые процессы, затопление территории морем, вулканические извержения и землетрясения. Некоторые из этих явлений могут провоцировать другие процессы. Например, во время сильного субдукционного землетрясения, извержения вулкана или обвала может возникнуть цунами, которое накатится на берег. Вверх по рекам цунами уходит значительно дальше, иногда до нескольких километров. Сами заплески цунами с охотоморской стороны, как правило, не сильные, до нескольких десятков сантиметров. Наибольший интерес представляет совокупное влияние сеймотектонических и гидрологических факторов, которые являются основополагающими в рельефообразовании и осадкораспределении на побережье. Главное, что этот гидрологически-сеймотектонический эффект работает не только “в момент” при катастрофическом событии, а продолжает проявляться еще многие годы после него. Это происходит из-за перестройки профиля равновесия и смены аккумуля-

тивного режима размывом. Во время сильных штормов образуются волновые нагоны, которые могут достигать 2 м (Шевченко, 2015). Соответственно, при сильном шторме редкой повторяемости во время пика прилива помимо сильного разрушения берега за счет механической абразии может также происходить затопление территории. В устье р. Курилки этот процесс будет происходить еще более интенсивно за счет повышения уровня подпора воды. Если такие редкие шторма пройдут после косейсмического опускания, они могут привести к катастрофе в г. Курильске.

В рамках работы были исследованы морфолитодинамические процессы в береговой зоне о-ва Итуруп в условиях колебания уровня моря. Относительный уровень моря менялся на острове в результате медленных тектонических поднятий и косейсмических опусканий поверхности, происходивших при наиболее сильных землетрясениях. Найденные в Курильском заливе погребенные уступы размыва на голоценовой морской аккумулятивной террасе являются достоверным геологическим доказательством подобных событий. Последнее такое землетрясение произошло после 1739 г., о чем свидетельствует найденный на береговых валах пепел вулкана Тарумаэ. В результате опускания часть террасы размывалась, после чего проградация возобновилась, и началась очередная аккумулятивная стадия. Данный факт подтверждает серия береговых и подводных валов, а также моделирование профиля динамического равновесия.

Возможное отступление берега при последующих подобных событиях было рассчитано по модели Брууна–Зенковича. При подъеме относительного уровня моря на 40 см (как это предположительно было после 1739 г.) берег отступит на 19 м. Однако амплитуда косейсмических опусканий может превышать 1 м (Pinagina et al., 2020). Таким образом, при подъеме уровня в Курильском заливе на 1 м отступление берега составит примерно 48 м, что может послужить причиной размыва аккумулятивной террасы. Для оценки литодинамической обстановки на западном побережье о-ва Итуруп было проведено моделирование переформирования штормового профиля в SBEACH. Основные изменения профиля происходят при штормах редкой повторяемости, а также при повышении уровня моря.

Подводя итоги, можно сделать вывод, что современная стабильность и аккумулятивная тенденция берегов Курильского залива обеспечиваются мощной подпиткой аллювиальным материалом за счет выносов реки, абразии клифов и перераспределения наносов по подводному береговому склону и, возможно, вдольбереговым переносом. Тем не менее эту стабильность и равновесие могут

нарушить экзогенные и эндогенные катастрофические процессы. Именно поэтому изучение морфо- и литодинамики берегов морских аккумулятивных террас и прогнозирование их дальнейшего развития в условиях активных геодинамических и гидродинамических процессов является важной и актуальной задачей.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны сотрудникам ИМГиГ ДВО РАН (г. Южно-Сахалинск) Д. Н. Козлову, Р. В. Жаркову и А. В. Дегтереву за помощь в организации гидрографических промеров и методических консультациях. Полевые данные получены при поддержке гранта Российского научного фонда № 21-17-00049, руководитель Е. И. Гордеев, <https://rscf.ru/project/21-17-00049/>. Обработка материала происходила в рамках темы НИР № 0282-2019-0005 (FWEW-2019-0005) “Глубинное строение, сейсмичность и геодинамика Курило-Камчатской островодужной системы”, руководитель – А. И. Кожурин.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Курильских островов. (2009) Под ред. В.М. Котлякова, П.Я. Бакланова, Н.Н. Комедчикова, Е.А. Федоровой. М. – Владивосток: ИПЦ “ДИК”. 516 с.
- Афанасьев В.В. (2020) Морфолитодинамические процессы и развитие берегов контактной зоны субарктических и умеренных морей Северной Пацифики. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 233 с.
- Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгалъ А.С. и др. (2022) Подводные вулканы Охотоморского склона острова Итуруп (Курильская островная дуга). В сб.: *Материалы конференции “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”*. СПб: ВСЕГЕИ С. 31–34.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Справочник. (1998) СПб: Гидрометеоздат. 343 с.
- Гранин Н.Г., Радзиминович Н.А., Кучер К.М., Чечельницкий В.В. (2014) Генерация колебаний уровня озера Байкал удаленными сильными землетрясениями. *Доклады академии наук*. Т. 455. № 2. С. 224–228. <https://doi.org/10.7868/S0869565214080180>
- Дунаев Н.Н., Леонтьев И.О., Афанасьев В.В., Репкина Т.Ю. (2020) Морфодинамика берега, сложенного пирокластическим материалом (на примере о. Итуруп Курильского архипелага). В сб.: *Труды IX Международной научно-практической конференции “Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)”*. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. С. 67–70.
- Зенкович В.П. (1962) Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 710 с.
- Игнатов Е.И. (2004) Береговые морфосистемы. М. – Смоленск: Маджента. 352 с.
- Каплин П.А., Леонтьев И.О., Лукьянова С.А. и др. (1991) Берега. М.: Мысль. 480 с.
- Кузнецов М.А. (2021) Берега острова Итуруп: морфология, динамика, прогноз развития. *Геоморфология*. Т. 52. № 1. С. 51–60. <https://doi.org/10.31857/S0435428121010089>
- Леонтьев И.О., Кошелев К.Б., Марусин К.В. и др. (2009) Программные продукты для математического моделирования и прогнозирования береговых процессов волновой. В сб.: *Труды Международной конференции “Создание искусственных пляжей, островов и других сооружений в береговой зоне морей, озер и водохранилищ”*. Новосибирск: Изд-во СО РАН. С. 24–31.
- Леонтьев И.О. (2012) Прогнозирование развития берега в масштабе столетия (на примере Вислинской (Балтийской) косы). *Океанология*. Т. 52. № 5. С. 757–767. <https://doi.org/10.1134/S0001437012050104>
- Леонтьев И.О. (2018) Моделирование берегового профиля, сформированного штормовым циклом. *Океанология*. Т. 58. № 6. С. 973–981. <https://doi.org/10.1134/S0030157418060084>
- Леонтьев И.О. (2022) К определению глубины замыкания у песчаного берега. *Океанология*. Т. 62. № 2. С. 301–308. <https://doi.org/10.31857/S0030157422020101>
- Леонтьев И.О., Афанасьев В.В. (2016) Динамика лагунного берега северо-восточного Сахалина на примере системы Ныйского залива и косы Пластун. *Океанология*. Т. 56. № 4. С. 618–626. <https://doi.org/10.7868/S0030157416030138>
- Леонтьев И.О., Хабидов А.Ш. (2009) Моделирование динамики береговой зоны. Обзор современных исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 90 с.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Эрлих Э.Н. и др. (1974) Камчатка. Курильские и Командорские острова. М.: Наука. 437 с.
- Носов М.А., Колесов С.В., Нурисламова Г.Н. и др. (2018) Влияние вращения Земли на волны цунами, вызванные глубокофокусным Охотоморским землетрясением 2013 г. *Вестник Московского Университета. Серия 3. Физика. Астрономия*. № 6. С. 117–123.
- Носов М.А., Колесов С.В., Нурисламова Г.Н. и др. (2019) Роль силы Кориолиса в динамике волн, возбуждаемых в океане глубокофокусными землетрясениями. *Вычислительные технологии*. Т. 24. № 1. С. 73–85. <https://doi.org/10.25743/ICT.2019.24.1.006>
- Пинегина Т.К., Разжигаева Н.Г., Дегтерёв А.В. и др. (2023) По следам голоценовых сильных землетрясений острова Итуруп. *Природа*. № 3(1291). С. 51–57. <https://doi.org/10.7868/S0032874X23030055>
- Пинегина Т.К., Кожурин А.И. (2023) Косейсмические и медленные тектонические деформации островной дуги: по данным исследований восточного побережья полуострова Камчатка (Дальний Восток, Россия). *Геотектоника*. № 6. С. 1–14. <https://doi.org/10.31857/S0016853X23060061>
- Пчёлкин В.И., Гальверсен В.Г., Тарануха В.И. (1986) Отчет о поисках термальных вод в центральной части

- о. Итуруп (отчет Итурупской ГПП за 1977–86 гг.). Южно-Сахалинск: СГЭ ПГО “Сахалингеология”. 1496 с. Российская система предупреждения о цунами (СПЦ) [Электронный ресурс]. URL: <https://rtws.ru/> (дата обращения: 05.12.2023).
- Руководство по методам исследований и расчетов перемещения наносов и динамики берегов при инженерных изысканиях. (1975) Под ред. М.Н. Костяничина, Л.А. Логачева, В.П. Зенковича. М.: Гидрометеиздат. 238 с.
- Сафьянов Г.А. (1996) Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ. 400 с.
- Соловьев С.Л., Го Ч.Н., Ким Х.С. (1986) Каталог цунами в Тихом океане, 1969–1982. М.: МГК АН СССР. 163 с.
- Хабидов А.Ш., Марусин К.В., Жиндарев Л.А. и др. (2012) Реакция берегов крупных водохранилищ на колебания уровня воды: классические и неклассические сценарии. *Геоморфология*. № 3. С. 61–68. <https://doi.org/10.15356/0435-4281-2012-3-61-68>
- Хузеева М.О. (2015) Повторяемость штормового волнения в прибрежной части Южной Курильской гряды по данным наблюдений береговых гидрометеорологических станций. В сб.: *Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Всероссийская научная конференция с международным участием (г. Южно-Сахалинск, 26–30 мая 2015 г.): сборник материалов*. Владивосток: Дальнаука. С. 381–385.
- Шевченко Г.В. (2015) Оценка высот цунами редкой повторяемости с учетом вероятности наложения на прилив или нагон для побережья Дальнего Востока России. В сб.: *Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России*. Петропавловск-Камчатский: Геофизическая служба (Камчатский филиал). С. 383–388.
- Шуйский Ю.Д. (2018) История развития и методология береговедения. Одесса: Астропринт. 448 с.
- Ячменев В.Е., Хузеева М.О. (2017) Повторяемость штормового волнения на Южных Курильских островах по данным визуальных наблюдений и инструментальных измерений. *Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук*. № 1(191). С. 121–127.
- Aedo D., Cisternas M., Melnick D. et al. (2023) Decadal coastal evolution spanning the 2010 Maule earthquake at Isla Santa Maria, Chile: Framing Darwin’s accounts of uplift over a seismic cycle. *Earth Surf. Processes Landforms*. Vol. 48. No. 12. P. 2319–2333. <https://doi.org/10.1002/esp.5615>
- Atwater B.F., Nelson A.R., Clague J.J. et al. (1995) Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Earthquake Spectra*. Vol. 11. No. 1. P. 1–18. <https://doi.org/10.1193/1.1585800>
- Atwater B.F., Hemphill-Haley E. (1997) Recurrence Intervals for Great Earthquakes of the Past 3500 Years at North-eastern Willapa Bay. Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* No. 1576. P. 109. <https://doi.org/10.3133/pp1576>
- Bondevik S., Gjevik B., Sørensen M.B. (2013) Norwegian seiches from the giant 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 40. No. 13. P. 3374–3378. <https://doi.org/10.1002/grl.50639>
- Bruun P. (1988) The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usage. *J. Coastal Res.* Vol. 4. No. 4. P. 627–648.
- Canitano A., Bernard P., Allgeyer S. (2017) Observation and modeling of the seismic seiches triggered in the Gulf of Corinth (Greece) by the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake. *J. of Geodynamics*. Vol. 109. P. 24–31. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.06.001>
- Dean R.G., Maurmeyer E.M. (1983) Models for Beach Profile Response. CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. P.D. Komar ed. Boca Raton, Fl.: Coastal Research Center Press. 305 p.
- Dean R.G. (2002) Beach nourishment. Theory and practice. *World Scientific*. 398 p.
- Hallermeier R.G. (1981) A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering*. Vol. 4. P. 253–277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Hanson H., Kraus N.C. (1989) GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change. Tech. Report CERC-89-19. Coastal Engineering Research Center. US Army Corps of Engineers. 247 p.
- Iwaki M., Toda T. (2022) Seismic seiche-related oscillations in Lake Biwa, Japan, after the 2011 Tohoku earthquake. *Scientific Reports*. Vol. 12. No. 1. P. 19357. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-23939-7>
- Larson M., Kraus N.C., Byrnes M.R. (1990) SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 2. Numerical formulation and model tests. 115 p. National Geophysical Data Center. World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information. [Electronic data]. Access way: <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml> (access date: 05.12.2023).
- Okada Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 75. No. 4. P. 1135–1154.
- Peterson C.D., Doyle D.L., Barnett E.T. (2000) Coastal flooding and beach retreat from coseismic subsidence in the central Cascadia margin, USA. *Environ. Eng. Geosci.* Vol. 6. No. 3. P. 255–269. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.6.3.255>
- Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I. et al. (2020) Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 233. 106171. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106171>
- Satake K., Nanayama F., Yamaki S. (2008) Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth, planets and space*. Vol. 60. P. 925–935. <https://doi.org/10.1186/BF03352848>
- Suzuki T. (2012) Seismic seiche occurred at Lake Saiko due to the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. *Proc. Jpn. Soc. Civil Eng. A*. Vol. 1. P. 68. [https://doi.org/10.2208/jscejsee.68.I\\_152](https://doi.org/10.2208/jscejsee.68.I_152)

- Tamura T. (2012) Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth Sci. Rev.* Vol. 114. No. 3–4. P. 279–297. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>
- Tsukanova E. (2022) The Observations of the 2022 Tonga-Hunga Tsunami Waves in the Sea of Japan. *Pure Appl. Geophys.* Vol. 179. P. 4279–4299. <https://doi.org/10.1007/s00024-022-03191-w>

## STUDY OF MORPHOLITHODYNAMICS AND MODELING OF COASTAL PROCESSES ON ITURUP ISLAND (KURIL ISLANDS)<sup>1</sup>

A. L. Khomchanovsky<sup>a,#</sup>, F. I. Batanov<sup>a</sup>, T. K. Pinegina<sup>a</sup>, and O. R. Khubaeva<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>#</sup> *E-mail: khomscience@mail.ru*

Sediment redistribution on the beach and offshore slope are the main processes forming the accumulating marine terraces of Iturup Island. The intensity of these processes is controlled by tectonic and seismic activity associated with Kuril-Kamchatka subduction zone. The long-term changes of the island ground level are due to vertical tectonic movement, while the short-term changes are associated with seismicity. Studies of morpholithodynamic processes in the coastal zone on the island of Iturup were carried out using the methods of paleoseismology, geomorphological analysis, and computer modeling. Based on previously collected data, analysis of topographic maps and satellite imagery, and field measurements on Iturup Island in 2022–2023, digital maps and digital elevation models (DEMs) of the coastal zone of the Kuril Bay were constructed. Four buried scarps were discovered within the beach ridge sediments on the accumulative marine terrace, indicating vertical coseismic subsidence that periodically occurs on the Sea of Okhotsk coast of Iturup. Based on tephra from the Tarumae volcano, the approximate age of the young beach ridges has been established (about 280 years). Applied 3D modeling predicted the flooding of the territory at different sea levels. Coastal profile of equilibrium developed from the DEM using the Dean model indicated that the modern marine terrace is stable. The SBEACH software was used to simulated storm surges and storm frequencies at different sea level scenarios. It was concluded that the erosion of the accumulative marine terrace, where the city of Kurilsk is located is possible either by catastrophic storms of rare recurrence, or after abrupt coseismic subsidence of the coast, which can occur during a strong earthquake in the area of the southern segment of the Kuril-Kamchatka subduction zone.

**Keywords:** Iturup; equilibrium beach profile; computer simulation; SBEACH model; coseismic deformations; coastal inundation; tsunami; sea level; storm deformation; coastal profile

### ACKNOWLEDGMENTS

The authors are grateful to D. Kozlov, R. Zharkov, and A. Degterev of the IMGG FEB RAS (Yuzhno-Sakhalinsk) for their assistance in organizing hydrographic. The study was funded by the Russian Science Foundation, grant No. 21-17-00049 (E. Gordeev), <https://rscf.ru/project/21-17-00049/> and state assignment IViS FEB RAS No. 0282-2019-0005 (FWEW-2019-0005) “Deep structure, seismicity and geodynamics of the Kuril-Kamchatka island-arc system”.

### REFERENCES

- Aedo D., Cisternas M., Melnick D. et al. (2023) Decadal coastal evolution spanning the 2010 Maule earthquake at Isla Santa Maria, Chile: Framing Darwin’s accounts of uplift over a seismic cycle. *Earth Surf. Processes Landforms.* Vol. 48. No. 12. P. 2319–2333. <https://doi.org/10.1002/esp.5615>
- Afanasyev V.V. (2020) Morfolitodinamicheskie protsessy i razvitie beregov kontaktnoi zony subarkticheskikh i umerennykh morei Severnoi Patsifiki (Morpholithodynamic processes and coastal development of the contact zone of the subarctic and temperate seas of the North Pacific). Yuzhno-Sakhalinsk: IMGG FEB RAS (Publ.). 233 p. (in Russ).
- Atlas Kuril’skikh ostrovov (Atlas of the Kuril Islands) (2009) Moscow–Vladivostok: IPTS “DIK” (Publ.). 516 p. (in Russ).
- Atwater B.F., Hemphill-Haley E. (1997) Recurrence Intervals for Great Earthquakes of the Past 3500 Years at North-eastern Willapa Bay. Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* No. 1576. P. 109. <https://doi.org/10.3133/pp1576>
- Atwater B.F., Hemphill-Haley E. et al. (1995) Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone. *Earthquake Spectra.* Vol. 11. No. 1. P. 1–18. <https://doi.org/10.1193/1.1585800>
- Bloh Ju.I., Bondarenko V.I., Dolgal’ A.S. et al. (2022) Submarine volcanoes of the Okhotomorsky slope of Iturup Is-

<sup>1</sup> *For citation:* Khomchanovsky A. L., Batanov F. I., Pinegina T. K., and Khubaeva O. R. (2025) Study of morpholithodynamics and modeling of coastal processes on Iturup Island (Kuril Islands). *Geomorfologiya i Paleogeografiya.* Vol. 56. No. 2. P. 262–282 (in Russ). <https://doi.org/10.31857/S2949178925020062>; <https://elibrary.ru/GPYBCL>

- land (Kuril Island Arc). In: *Materialy konferentsii "Voprosy teorii i praktiki geologicheskoi interpretatsii gravitatsionnykh, magnitnykh i elektricheskikh polei"*. Saint Petersburg: VSEGEI (Publ.). P. 31–34 (in Russ).
- Bondevik S., Gjevik B., Sørensen M.B. (2013) Norwegian seiches from the giant 2011 Tohoku earthquake. *Geophys. Res. Lett.* Vol. 40. No. 13. P. 3374–3378. <https://doi.org/10.1002/grl.50639>
- Bruun P. (1988) The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usage. *J. Coastal Res.* Vol. 4. No. 4. P. 627–648.
- Canitano A., Bernard P., Allgeyer S. (2017) Observation and modeling of the seismic seiches triggered in the Gulf of Corinth (Greece) by the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake. *J. of Geodynamics.* Vol. 109. P. 24–31. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.06.001>
- Dean R.G. (2002) Beach nourishment. Theory and practice. *World Scientific.* 398 p.
- Dean R.G., Maurmeyer E.M. (1983) Models for Beach Profile Response. CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. P.D. Komar ed. Boca Raton, Fl.: Coastal Research Center Press. 305 p.
- Dunayev N.N., Leontiev I.O., Afanas'ev V.V et al. (2020) Morphodynamics of the shore composed of pyroclastic material (on the example of Iturup Island of the Kuril Archipelago). In: *Trudy IX Mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferentsii "Morskoe issledovaniya i obrazovanie (MARESEDU-2020)"*. Tver: PolyPRESS (Publ.). P. 67–70 (in Russ).
- Gidrometeorologiya i gidrokimiya morei. Tom IX. Okhotskoe more. Vypusk 1. Gidrometeorologicheskie usloviya. Spravochnik (Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas, Vol. IX). (1998) Saint Petersburg: Gidrometeoizdat (Publ.). 343 p. (in Russ).
- Granin N.G., Radziminovich N.A., Kucher K.M. (2014) Generation of Lake Baikal level oscillations by remote strong earthquakes. *Doklady Earth Sci.* Vol. 455. No. 2. P. 224–228 (in Russ). <https://doi.org/10.7868/S0869565214080180>
- Hallermeier R.G. (1981) A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering.* Vol. 4. P. 253–277. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(80\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0378-3839(80)90022-8)
- Hanson H., Kraus N.C. (1989) GENESIS: Generalized model for simulating shoreline change. Tech. Report CERC-89-19. Coastal Engineering Research Center. US Army Corps of Engineers. 247 p.
- Ignatov E.I. (2004) Beregovye morfosistemy (Coastal morphosystems). Moskva–Smolensk: Madzhenta (Publ). 352 p. (in Russ).
- Iwaki M., Toda T. (2022) Seismic seiche-related oscillations in Lake Biwa, Japan, after the 2011 Tohoku earthquake. *Scientific Reports.* Vol. 12. No. 1. P. 19357. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-23939-7>
- Kaplin P.A., Leont'ev O.K., Luk'janova S.A. et al. (1991) Berega (Coasts). Moscow: Mys' (Publ.). 480 p. (in Russ).
- Khabidov A. Sh., Marusin K.V., Zhindarev L.A. et al. (2012) Response of large reservoir shores to water level fluctuations: classical and non-classical scenarios. *Geomorfologiya.* No. 3. P. 61–68 (in Russ).
- Khuzeeva M.O. (2015) Repeatability of storm waves in the coastal part of the Southern Kuril Ridge from observations of coastal hydrometeorological stations. In: *Materialy konferentsii "Geodinamicheskie protsessy i prirodnye katastrofy. Opyt Neftegorsk"*. Vladivostok: Dalnauka (Publ.). P. 381–385 (in Russ).
- Kostyanitsyn M.N., Logachev L.A., Zenkovich V.P. (Eds.). (1975) Rukovodstvo po metodam issledovaniya i raschetov peremeshheniya nasosov i dinamiki beregov pri inzhenernykh izyskaniyakh (Manual on research methods and calculations of material movement and coastal dynamics in engineering surveys). Moscow: Hydrometeoizdat (Publ.) 238 p. (in Russ).
- Kuznetsov M.A. (2021) Coasts of Iturup Island: morphology, dynamics, forecast. *Geomorfologiya.* Vol. 52. No. 1. P. 51–60. <https://doi.org/10.31857/S0435428121010089>
- Larson M., Kraus N.C., Byrnes M.R. (1990) SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Report 2. Numerical formulation and model tests. 115 p.
- Leontiev I.O. (2012) Predicting shoreline evolution on a centennial scale using the example of the Vistula (Baltic) spit. *Oceanology.* Vol. 52. No. 5. P. 700–709 (in Russ). <https://doi.org/10.1134/S0001437012050104>
- Leontiev I.O. (2018) Modeling a shore profile formed by storm cycle impact. *Oceanology.* Vol. 58. No. 6. P. 892–899. <https://doi.org/10.1134/S0001437018060085>
- Leontiev I.O. (2022) Evaluation of depth of closure on a sandy coast. *Oceanology.* Vol. 62. No. 2. P. 258–264 (in Russ). <https://doi.org/10.1134/S0001437022020102>
- Leontiev I.O., Koshelev K.B., Marusin K.V. et al. (2009) Software products for mathematical modeling and forecasting of coastal processes of wave nature. In: *Trudy Mezhdunarodnoi konferentsii "Sozдание iskusstvennykh plyazhei, ostrovov i drugikh sooruzhenii v beregovoii zone morei, ozer i vodokhranilishch"*. Novosibirsk: Sibirskoe otdelenie RAN (Publ.). P. 24–31 (in Russ).
- Leontiev I.O., Afanas'yev V.V. (2016) Evolution of the lagoon coast in northeastern Sakhalin exemplified by the Nyiskii inlet–Plastun spit coastal system. *Oceanology.* Vol. 56. No. 4. P. 564–571. <https://doi.org/10.7868/S0030157416030138>
- Leontiev I.O., Khabidov A. Sh. (2009) Modelirovanie dinamiki beregovoii zony. Obzor sovremennykh issledovaniy (Modeling coastal zone dynamics. Review of current research). Novosibirsk: Sibirskoe otdelenie RAN (Publ). 90 p. (in Russ).
- Melekestsev I.V., Brajceva O.A., Jerlih Je.N. et al. (1974) Kamchatka. Kuril'skie i Komandorskie ostrova (Kamchatka. Kuril and Commander Islands). Moscow: Nauka (Publ.). 437 p. (in Russ).
- National Geophysical Data Center. World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information. [Electronic data]. Access way: <https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu.shtml> (access date: 05.12.2023).

- Nosov M.A., Brajceva O.A., Jerlih Je.N. et al. (2018) Influence of the Earth's rotation on tsunami waves generated by the 2013 deep-focus Okhotomorsk earthquake. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 3. Fizika. Astronomiya*. No. 6. P. 117–123 (in Russ).
- Nosov M.A., Brajceva O.A., Jerlih Je.N. et al. (2019) The role of Coriolis force in the dynamics of waves excited in the ocean by deep-focus earthquakes. *Vychislitel'nye tekhnologii*. T. 24. No. 1. P. 73–85.  
<https://doi.org/10.25743/ICT.2019.24.1.006>
- Okada Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seismol. Soc. Am.* Vol. 75. No. 4. P. 1135–1154.
- Pchelkin V.I., Gal'versen V.G., Taranuha V.I. et al. (1986) Otchet o poiskakh termal'nykh vod v tsentral'noi chasti o. Iturup (otchet Iturupskoi GGP za 1977–1986 gg.) (Report on the search for thermal waters in the central part of Iturup Island (report of the Iturupskaya GGP for 1977–1986)). Yuzhno-Sakhalinsk: SGGG PGO “Sakhalingeologiya” (Publ.). 1496 p. (in Russ).
- Peterson C.D., Doyle D.L., Barnett E.T. (2000) Coastal flooding and beach retreat from coseismic subsidence in the central Cascadia margin, USA. *Environ. Eng. Geosci.* Vol. 6. No. 3. P. 255–269.  
<https://doi.org/10.2113/gseegeosci.3.255>
- Pinegina T.K., Razzhigaeva N.G., Degterjov A.V. et al. (2023) On the traces of Holocene strong earthquakes of Iturup Island. *Priroda*. No. 3 (1291). P. 51–57 (in Russ).  
<https://doi.org/10.7868/S0032874X23030055>
- Pinegina T.K., Kozhurin A.I. (2023) Coseismic and slow tectonic deformations of the island arc: according to studies of the eastern coast of the Kamchatka Peninsula (Far East, Russia). *Geotektonika*. No. 6. P. 1–14 (in Russ).  
<https://doi.org/10.31857/S0016853X23060061>
- Pinegina T.K., Bourgeois J., Bazanova L.I. et al. (2020) Coseismic coastal subsidence associated with unusually wide rupture of prehistoric earthquakes on the Kamchatka subduction zone: A record in buried erosional scarps and tsunami deposits. *Quat. Sci. Rev.* Vol. 233. 106171.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106171>
- Rossiiskaya sistema preduprezhdeniya o tsunami (SPTS) (Russian Tsunami Warning System (RTWS)) [Electronic data]. Access way: <https://rtws.ru/>.
- Safyanov G.A. (1996) Geomorfologiya morskikh beregov (Coastal geomorphology). Moscow: MGU (Publ.). 400 p. (in Russ).
- Satake K., Nanayama F., Yamaki S. (2008) Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench. *Earth, planets and space*. Vol. 60. P. 925–935.  
<https://doi.org/10.1186/BF03352848>
- Shevchenko G.V. (2015) Estimation of tsunami heights of rare recurrence taking into account the probability of imposition on the tide or surge for the coast of the Russian Far East. In: *Problemy kompleksnogo geofizicheskogo monitoringa Dal'nego Vostoka Rossii*. Petropavlovsk-Kamchatskii: Geofizicheskaya sluzhba (Kamchatskii filial). P. 383–388 (in Russ).
- Shuiskii Yu.D. (2018) Istoriya razvitiya i metodologiya beregovedeniya (History of development and methodology of coastal science). Odessa: Astroprint (Publ.). 448 p. (in Russ).
- Solovyov S.L., Goh J.N., Kim H.S. (1986) Katalog tsunami v Tikhom okeane (Catalog of tsunamis in the Pacific, 1969–1982). Moscow: MGK AN SSSR (Publ.). 163 p. (in Russ.).
- Suzuki T. (2012) Seismic seiche occurred at Lake Saiko due to the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake. *Proc. Jpn. Soc. Civil Eng. A*. Vol. 1. P. 68.  
[https://doi.org/10.2208/jscejsee.68.I\\_152](https://doi.org/10.2208/jscejsee.68.I_152)
- Tamura T. (2012) Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth Sci. Rev.* Vol. 114. No. 3–4. P. 279–297.  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>
- Tsukanova E. (2022) The Observations of the 2022 Tonga-Hunga Tsunami Waves in the Sea of Japan. *Pure Appl. Geophys.* Vol. 179. P. 4279–4299.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-022-03191-w>
- Yachmenev V.E., Khuzeeva M.O. (2017) Repeatability of storm surge on the Southern Kuril Islands based on visual observations and instrumental measurements. *Vestnik Dal'nevostochnogo otdeleniya Rossiiskoi akademii nauk*. No. 1(191). P. 121–127 (in Russ).
- Zenkovich V.P. (1962) Osnovy ucheniya o razvitii morskikh beregov (Fundamentals of the doctrine of the development of sea coasts). Moscow: USSR Academy of Sciences (Publ.). 710 p. (in Russ).