

## Экстремальные колебания уровня в морях российской Арктики в условиях глобального изменения климата\*

И.П. Медведев, М.Е. Куликов, Е.А. Куликов, А.Ю. Медведева, О.И. Яковенко, Д.А. Смирнова

Детально исследованы особенности экстремальных колебаний уровня морей российской Арктики в условиях глобальных изменений климата. Получены оценки скорости повышения среднего уровня моря в Арктике по данным среднемесячных значений уровня на прибрежных станциях и спутниковой альтиметрии. Обнаружено, что для морского побережья Арктики от Карского до Чукотского морей наибольшей величины приливы достигают в Хатангском заливе (остров Преображения) – 131 см. В Белом, Карском, Лаптевых и Чукотском морях была изучена сезонная изменчивость гармонических постоянных приливов, которая обусловлена изменениями гидрометеорологических условий в течение года. Выполнены адаптация гидродинамической модели ADCIRC для условий моря Лаптевых и численное моделирование колебаний уровня моря в 1980–2000 гг. По результатам моделирования, максимальные размахи остаточных колебаний уровня моря, как для суммарного уровня, наблюдаются в устье Хатанги (489 см) и Оленёкском заливе (444 см). На основе данных прибрежных наблюдений и численного моделирования были получены оценки экстремальных колебаний уровня с различными периодами повторяемости.

**Ключевые слова:** Арктика, приливы, штормовой нагон, колебания уровня моря, численное моделирование, глобальное потепление,

\*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№18-05-60250 и 20-35-90096).

### Введение

Колебания уровня моря – это сложный физический процесс, формирующийся под влиянием различных внешних и внутренних факторов: метеорологического воздействия, приливообразующих и гелиогеофизических сил, изменений полей плотности морской воды, океанической циркуляции, изменений водного баланса и морфометрических особенностей бассейна. Эти факторы приводят к возникновению разнопериодных процессов, таких как приливы, штормовые нагоны, сейши, сезонные колебания уровня моря и глобальные изменения среднего уровня Мирового океана.

В настоящей работе были исследованы колебания уровня в морях российской Арктики в широком диапазоне периодов. Приливы – это регулярные пери-

одические колебания уровня моря и связанные с ними течения, которые в Мировом океане достаточно подробно исследованы [1]. Но в условиях Арктики проявляются аномальные особенности приливных колебаний уровня моря, вызванные влиянием ледового покрова и, в первую очередь, припайного льда [2, 3].

Наиболее явным проявлением катастрофических событий в колебаниях уровня моря являются штормовые нагоны. Они формируются под влиянием метеорологических факторов (изменений атмосферного давления и ветрового напряжения) и носят нерегулярный, случайный



**МЕДВЕДЕВ**  
**Игорь Павлович**  
Институт океанологии  
им. П.П. Ширшова РАН



**КУЛИКОВ**  
**Михаил Евгеньевич**  
Институт океанологии  
им. П.П. Ширшова РАН



**КУЛИКОВ**  
**Евгений Аркадьевич**  
Институт океанологии  
им. П.П. Ширшова РАН



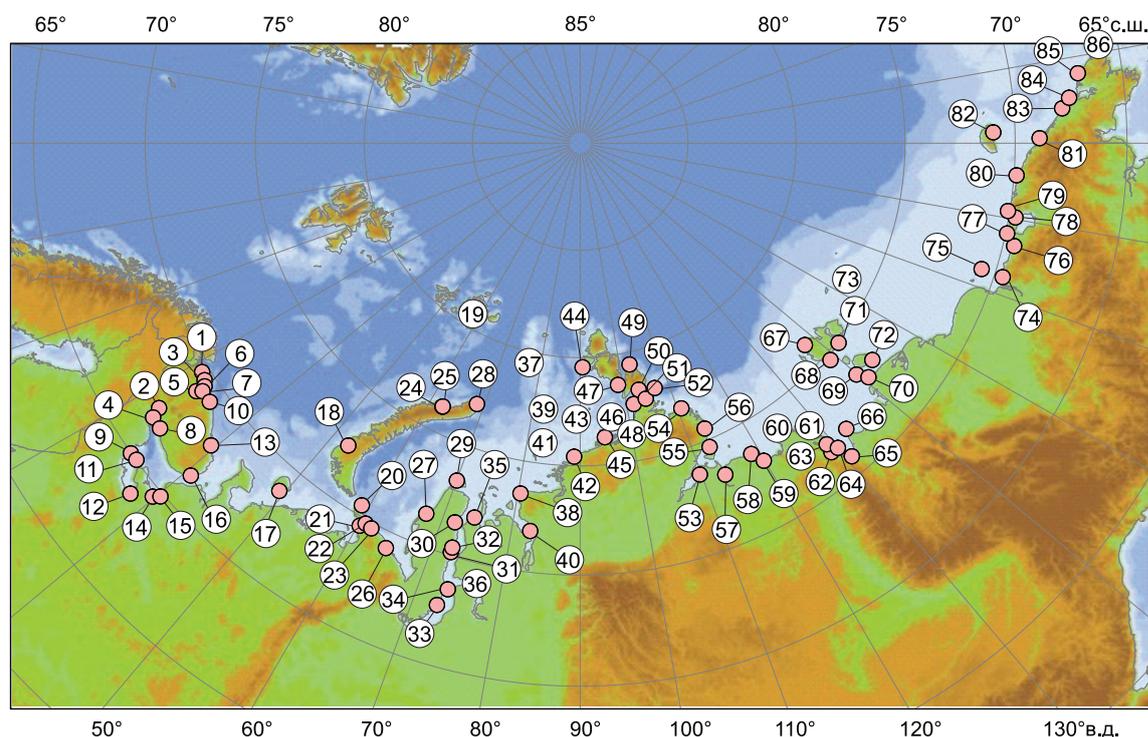
**МЕДВЕДЕВА**  
**Алиса Юрьевна**  
Институт океанологии  
им. П.П. Ширшова РАН



**ЯКОВЕНКО**  
**Ольга Игоревна**  
Институт океанологии  
им. П.П. Ширшова РАН



**СМИРНОВА**  
**Дарья Алексеевна**  
Институт океанологии  
им. П.П. Ширшова РАН



**Рис. 1.** Схема расположения равномерных станций: 1 – Печенга (Линыхамари); 2 – м. Пикишеув; 3 – Кислогубская ПЭС; 4 – Полярное; 5 – Мурманск; 6 – Териберка; 7 – Иоканьга; 8 – о. Сосновец; 9 – Умба; 10 – Ковда; 11 – Кандакиса; 12 – Кемь-порт; 13 – Соловки; 14 – Онега; 15 – Северодвинск; 16 – о. Мудьюг; 17 – Бугрино; 18 – Малые Кармакулы; 19 – Русская гавань 2; 20 – Русская гавань; 21 – м. Желания (бухта); 22 – ГМО им. Э.Т. Кренкеля; 23 – им. Е.К. Федорова (м. Болванский Нос); 24 – м. Белый Нос; 25 – пролив Югорский Шар; 26 – Амдерма; 27 – Усть-Кара; 28 – Моржовая; 29 – Тамбей; 30 – Тадебя-Яха; 31 – Сеяха; 32 – м. Каменный; 33 – Новый Порт; 34 – Антинаюта; 35 – им. 60 лет ВЛКСМ; 36 – о. Диксон (бухта); 37 – Сопочная Карга; 38 – о. Визе; 39 – о. Уединения; 40 – о-ва Известий ЦИК; 41 – о. Исаченко; 42 – м. Стерлегова; 43 – о. Правды; 44 – о. Русский; 45 – м. Голомянный; 46 – м. Песчаный; 47 – о-ва Краснофлотские; 48 – о-ва Гейберга; 49 – б. Солнечная; 50 – м. Челюскина (ГМО им. Е.К. Федорова); 51 – о. Малый Таймыр; 52 – о. Андрея; 53 – б. Марии Прончищевой; 54 – о. Преображения; 55 – м. Косистый; 56 – Анабар; 57 – м. Терпяй Тумса; 58 – Усть-Оленёк; 59 – о. Дунай; 60 – Сагыллах-Ары; 61 – Быков Мыс; 62 – б. Тикси; 63 – о. Муостах; 64 – Найба; 65 – Буор-Хая; 66 – о. Котельный; 67 – пролив Санникова; 68 – Земля Бунге; 69 – м. Кигиля; 70 – м. Святой Нос; 71 – м. Шалаурова; 72 – о. Жохова; 73 – о. Четырехстолбовой; 74 – б. Амбарчик; 75 – Рау-Чуа; 76 – о. Айон; 77 – Певек; 78 – Валькаркай; 79 – м. Биллингса; 80 – о. Врангеля; 81 – м. Шмидта; 82 – м. Ванкарем; 83 – о. Колючин; 84 – м. Неттэн; 85 – о. Ратманова.

характер. В мелководных морях российской Арктики сгонно-нагонные колебания уровня преобладают над приливными. В Карском море в безледные сезоны высота нагонов может достигнуть 2 м, а в море Лаптевых – до 3 м.

Глобальные изменения среднего уровня Мирового океана формируются под влиянием многих факторов, основными из которых являются изменения плотности воды, вызванные повышением ее температуры, а также таяние горных ледников и ледниковых куполов. Поскольку эти эвстатические и стерические колебания уровня Мирового океана обусловлены изменениями климата и, прежде всего, глобальной температурой воздуха, то межгодовые колебания уровня моря можно рассматривать

как интегральный индикатор изменений глобального климата.

### Данные

Для выявления особенностей долгопериодных колебаний уровня моря на российском побережье Арктики была сформирована база данных среднемесячных значений уровня моря. В ее основу легли данные двух порталов: 1) Постоянной службы среднего уровня моря, Ливерпуль, Англия (Permanent Service for Mean Sea Level, PSMSL), и 2) Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане, Обнинск, Россия (ЕСИМО). Всего на основе данных этих порталов были подготовлены временные ряды для 85 пунктов на побережье и островах российской Арктики. Расположение станций представлено на рис. 1. Станции имеют различный период наблюдений и процент пропусков. В основном, наблюдения покрывают период с 1950-х гг. по 1990-й г. На основе данных PSMSL

и ЕСИМО были сформированы длительные качественные ряды наблюдений: например, Мурманск (1952–2018 гг., временное покрытие данными 98%), Амдерма (1950–2018 гг., 98%), о. Визе (1953–2018 гг., 95%), Острова Известий ЦИК (1954–2013 гг., 99%), Бухта Тикси (1949–2010 гг., 100%) и др.

Для анализа короткопериодных колебаний уровня моря (приливы, нагоны и др.) были собраны ряды ежечасных наблюдений на 32 станциях. В Белом море сформированы ряды наблюдений трех станций: Сосновец, Соловки и Северодвинск. Период наблюдений на этих станциях покрывал 2004–2010 (2014) гг. На портале ЕСИМО для Карского моря были собраны ежечасные ряды наблюдений двенадцати стационарных пунктов, для моря Лаптевых – одиннадцати станций, для Восточно-Сибирского моря – четырех станций и двух пункта наблюдений – для Чукотского моря. Средний период наблюдений на этих станциях составил 17 лет. Длительные ряды ежечасных наблюдений были сформированы для станций мыс Лескина (1962–1993), Амдерма (1962–1993), о. Правды (1962–1995), бухта Тикси (1977–2009). Все ежечасные измерения приведены к единому часовому поясу (GMT); уровень моря по всем станциям приведен к нулю Балтийской системы высот (0 БС).

#### Тенденции в межгодовых изменениях среднего уровня

Колебания уровня моря можно представить как суперпозицию трех компонент: периодической, случайной и трендовой. К трендовой компоненте относятся положительные/отрицательные тенденции в многолетних изменениях среднего уровня моря. Эти тенденции в морях, омывающих российское побережье Арктики, формируются в основном под влиянием двух факторов: 1) повышения среднего уровня Мирового океана, вызванного глобальными изменениями климата Земли, и 2) локальных вертикальных движений земной коры, обусловленных восстановлением ее изостатического равновесия после таяния ледниковых щитов. Скорость повышения среднего уровня Мирового океана по данным прибрежных и спутниковых наблюдений с 1993 по 2009 гг. составляла 3.2 мм/год [4], а по данным наблюдений с 2005 по 2015 гг. увеличилась до 3.6 мм/год [5].

Межгодовые изменения среднего уровня частично формируются под действием вертикальных движений земной поверхности (postglacial land uplift). 11 000 лет назад в конце последнего ледникового периода растаял Фенноскандинавский ледяной щит. После удаления мощной нагрузки ледниковых покровов земная

кора стала стремиться к восстановлению изостатического равновесия, что вызывает подъем суши. В настоящем исследовании для учета вертикальных движений земной коры была использована модель ICE-6G [6]. Наибольшие скорости подъема земной поверхности наблюдаются в северной части Балтийского моря, до 9 мм/год. По модели ICE-6G в морях российской Арктики центральная часть Баренцева моря является областью, поднимающейся на ~8 мм/год. На периферии область поднятия суши включает в себя архипелаги: Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля. При этом в Норвежском и Гренландском морях происходит опускание суши, то есть область склона континентального шельфа стала областью градиента и смены знака для вертикальных движений суши. В целом регион Скандинавия – Кольский полуостров – Баренцево море – Карское море поднимается, побережье Евразийского континента от Горла Белого моря до реки Пясины медленно опускается, скорость изменения среднего уровня моря варьирует от 0 до –1 мм/год. И далее вплоть до Чукотского моря существенных вертикальных движений суши нет. Локальный центр опускания земной коры также располагается в Карском море вблизи побережья полуострова Ямал.

В настоящем исследовании были выделены тренды в многолетних изменениях уровня моря и оценены их скорости по наблюдениям 85 станций с длительными среднемесячными данными об уровне моря. На рис. 2 представлены примеры межгодовых изменений с 1960 по 2000 гг. на станциях Мурманск, о. Врангеля, ГМО им. Э.Т. Кренкеля и мыс Косистый (1960–1990). Для станций на о. Врангеля и в Мурманске характерны положительные тенденции в изменениях среднего уровня моря со скоростью 4.6–4.7 мм/год. На станции мыс Косистый уровень опускается со скоростью –8.2 мм/год, на ГМО

им. Э.Т. Кренкеля опускается со скоростью  $-2.2$  мм/год. Подобные различия в межгодовых изменениях вызваны неоднородностью полей изменения среднего уровня арктических морей и вертикальных движений земной коры.

Для каждой станции была выполнена коррекция на вертикальные движения земной коры и рассчитаны скорости изменения среднего уровня моря, вызванные климатическими факторами. На рис. 3 представлена скорость изменения уровня (мм/год), рассчитанная за весь период имеющихся данных. На большинстве станций тренды положительные, за исключением Обской губы ( $-6$  мм/год), Горла Белого моря ( $-4$  мм/год), Берингова пролива ( $-2$  мм/год), Хатангского залива ( $-7$  мм/год), Кандалакшского залива. Максимумы достигаются в Обской губе (23, 14 и 20 мм/год), в Мурманске (13 мм/год), в Кандалакшском заливе (7 мм/год), в устье Лены (13 мм/год). Таким образом, экстремумы наблюдаются в одних и тех же местах, что может свидетельствовать о неравномерности покрытия данными и неоднородности выборки.

### Сезонные колебания уровня в морях российской Арктики

Сезонные колебания формируются под воздействием различных факторов, основными из которых являются: изменения плотности морской воды, атмосферного давления, скорости и направления ветра, объема речного стока, испарения и атмосферных осадков. Результат влияния этих факторов на колебания уровня моря имеет временные и пространственные неоднородности.

Гармонические постоянные были рассчитаны для всех 85 станций. Среди различных составляющих долгопериодных колебаний уровня моря наибольших амплитуд достигают годовые изменения. В

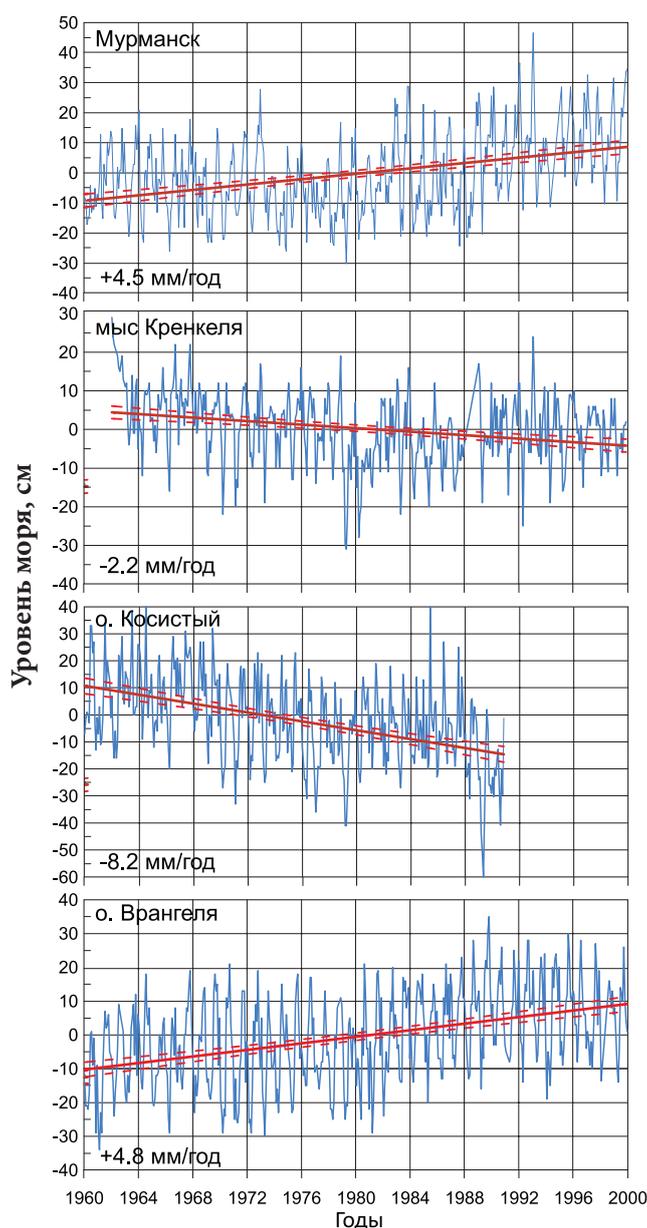


Рис. 2. Многолетние изменения среднего уровня в арктических морях, наблюдаемые на станциях Мурманск, мыс Кренкеля, мыс Косистый и о. Врангеля. Красным цветом показана линия тренда (мм/год) за весь период наблюдений в течение XX века.

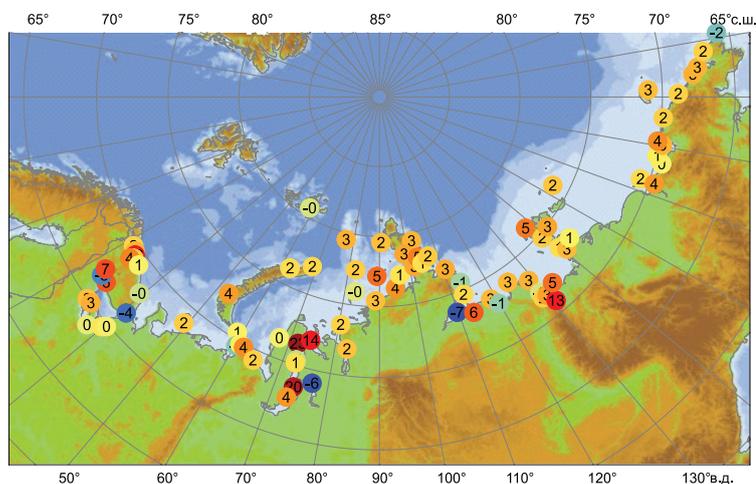


Рис. 3. Скорость изменения среднего уровня моря (мм/год) за весь период наблюдений.

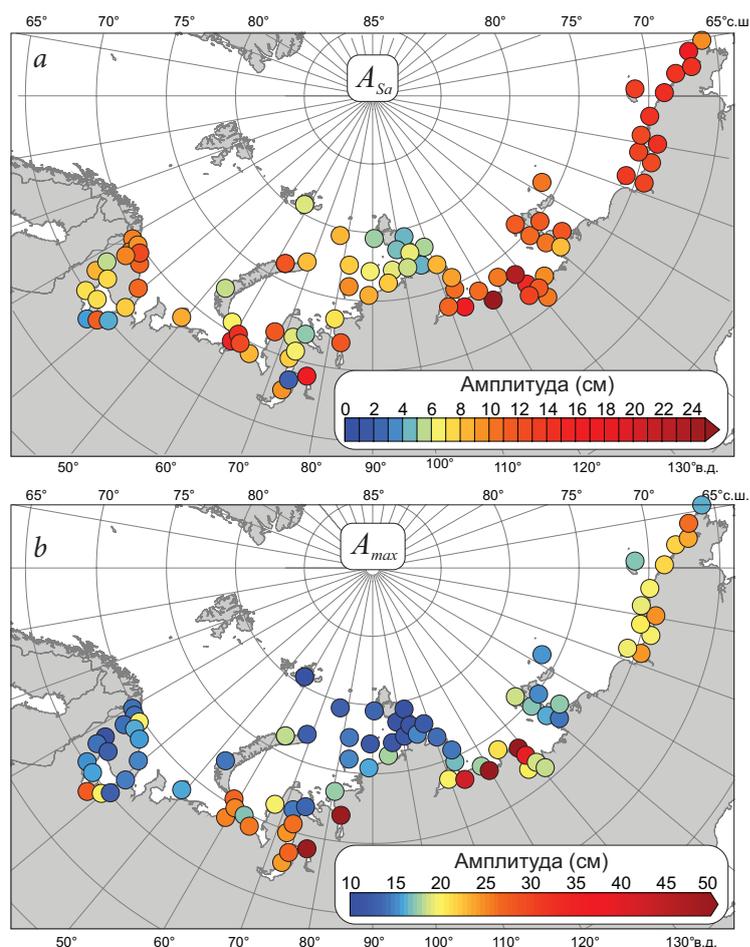


Рис. 4. Средние (а) и максимальные (б) амплитуды годовой компоненты колебаний уровня моря в Арктике.

пространственном распределении амплитуд наблюдается глобальная закономерность и локальные особенности. Глобальная закономерность заключается в увеличении амплитуд годовых колебаний с запада на восток (рис. 4а). Средняя амплитуда годовых колебаний уровня в Белом море составляет 7 см, в Баренцевом море 9–10 см, в Карском море 8–9 см, в море Лаптевых 10–11 см, в Восточно-Сибирском и Чукотском морях 13–14 см. Локальные особенности проявляются вблизи устьев рек, а также в проливах [7]. На станциях, располагающихся вблизи проливов Карские ворота, Шокальского и Вилькицкого, амплитуда годовых колебаний не превышает 4–6 см. В проливе Югорский Шар амплитуда увеличивается до 12–16 см. В устьях рек наблюдаются аномально высокие амплитуды годовых колебаний до 11 см в Енисейском заливе, до 23 см и 25 см вблизи устьев рек Лены и Оленёк соответственно. В Обской губе амплитуда годовых колебаний сильно варьируется: от 2 см на станции мыс Каменный до 18 см на станции Антипаюта в Тазовской губе.

Для выявления экстремальных характеристик сезонных колебаний и их межгодовой изменчивости в настоящем исследовании использовалась

процедура сезонной коррекции X-12-ARIMA. Максимальные значения амплитуды сезонных колебаний уровня моря  $A_{max}$  за весь период наблюдений меняется от 12 см в Белом море до 25 см на побережьях Восточно-Сибирского и Чукотского морей (рис. 4б). Максимальные значения  $A_{max}$  достигаются в устьевых областях: до 50 см в Енисейском заливе и Обской губе, до 60 см вблизи устья р. Лены и до 75 см в устье р. Оленёк. То есть в течение года размах изменений среднего уровня моря может достигать 100 см в Енисейском заливе и до 150 см в устье р. Оленёк [7].

### Сезонная изменчивость приливов

В Северном Ледовитом океане преобладают полусуточные приливы, которые проникают из Атлантического океана. Важной особенностью приливов в арктических морях является сезонная изменчивость гармонических постоянных, которая обусловлена сезонными изменениями площади ледяного покрова. В [2, 3] на основе анализа многолетних ежечасных рядов наблюдений за уровнем в Белом, Лаптевых и Чукотском морях была исследована сезонная изменчивость основных приливных гармоник и некоторых негармонических характеристик прилива. Использование многолетних рядов наблюдений позволило рассчитать средние амплитуды и фазы приливных гармоник в отдельные месяцы с высокой точностью и оценить их межгодовую изменчивость. Сезонный размах амплитуды прилива  $K_1$  для некоторых станций превышает половину от ее среднегодовой величины. Наименьший размах амплитуды характерен для беломорских станций Сосновец и Соловки, где он находится в пределах 15–20% от ее среднегодовой величины. Для всех беломорских станций характерен сентябрьский

пик амплитуды гармоники  $K_1$ , причем второй по величине пик также наблюдается в один и тот же месяц – в январе. Для лаптевоморской станции Тикси наблюдается сезонный ход с максимумом амплитуды  $K_1$  в августе и с минимумом в апреле, что соответствует развитию ледового покрова (максимум амплитуды в период «чистой воды», и наоборот) в этой акватории. Для других станций морей Сибирского континентального шельфа (о. Преображения и о. Врангеля), напротив, пик приходится на февраль–апрель, что далее будет именоваться аномальным сезонным ходом прилива, не соответствующим закономерностям сезонного развития ледового покрова.

В отличие от суточной гармоники, сезонный ход полусуточной волны  $M_2$  на большинстве станций выделяется одним пиком. В основном он соответствует летне-осеннему периоду (июнь–сентябрь), однако для некоторых станций он соответствует зимне-весеннему периоду (для станций Тикси и Соловки). Сезонный размах амплитуды прилива  $M_2$  является наибольшим для станций морей Сибирского континентального шельфа, составляя от 40 до 60% от ее среднегодовой величины. Для большинства станций Карского моря внутригодовой размах варьируется от 21 до 33%, а для всех беломорских станций размах находится в пределах от 7 до 11%. Из всех станций Карского моря сезонная изменчивость  $M_2$ , согласующаяся с сезонными изменениями ледового покрова (по максимумам), наблюдается на станциях Диксон и о. Правда с максимумами в июле и минимумами в октябре–декабре. В Сосновце, Северодвинске, на островах Преображения и Врангеля наблюдается схожая с ними сезонная изменчивость максимумов амплитуды гармоники  $M_2$ : в июле–августе, а минимум приходится на период максимального развития ледового покрова –

март–апрель. Это подтверждает выводы о влиянии ледового покрова на прилив. Для станций Соловки и Тикси выявлена аномальная сезонная изменчивость гармонических постоянных прилива  $M_2$  с максимальными амплитудами весной и минимальными летом.

### Экстремальные величины прилива и их сезонная изменчивость

Среднее значение удвоенной суммы амплитуд главных полусуточных составляющих  $M_2$  и  $S_2$  позволяет оценить величину полусуточного сизигийного прилива (spring tidal range,  $R_{spr}$ ) во время полнолуния и новолуния. Наибольших значений сизигийный прилив достигает на станции Сосновец – до 361 см (рис. 5). Среди станций восточной Арктики наибольшая средняя величина сизигийного прилива наблюдается на станции о. Преображения – до 96 см.

Максимальная абсолютная величина прилива рассчитывалась как максимальная разница между полной и малой водой в течение одних лунных суток по данным предвычисленного 18.6-летнего приливного ряда. Значения этого параметра существенно превышают значения средней величины сизигийного прилива: так, на станции Сосновец он составляет 429 см, что на 68 см больше, чем величина сизигийного прилива. На станциях Северодвинск ( $R_{abs} = 172$  см,  $R_{spr} = 101$  см) и Тикси ( $R_{abs} = 49$  см,  $R_{spr} = 31$  см) значения  $R_{abs}$  более чем на 50% превышают  $R_{spr}$ . Такое увеличение максимально возможной величины прилива связано с влиянием суточных и мелководных приливных гармоник.

Наиболее заметные сезонные изменения  $R_{spr}$  наблюдаются на станции Врангель, где этот параметр меняется от минимальных 43 см в апреле до максимума в 82 см в августе. Такой большой относительный размах сезонного хода (около 70%) обусловлен синфазным сезонным ходом амплитуд гармоник  $M_2$  и  $S_2$  для этой станции. Для Тикси, где сезонный ход

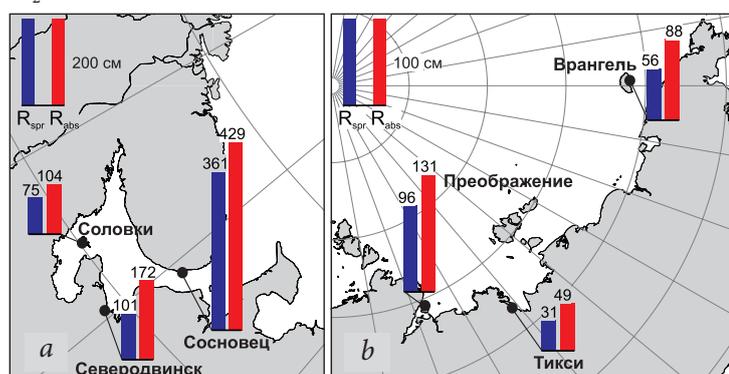


Рис. 5. Величины (см) среднего сизигийного прилива  $R_{spr}$  (синие столбики) и его максимального размаха в течение одного приливного цикла  $R_{abs}$  (красные столбики).

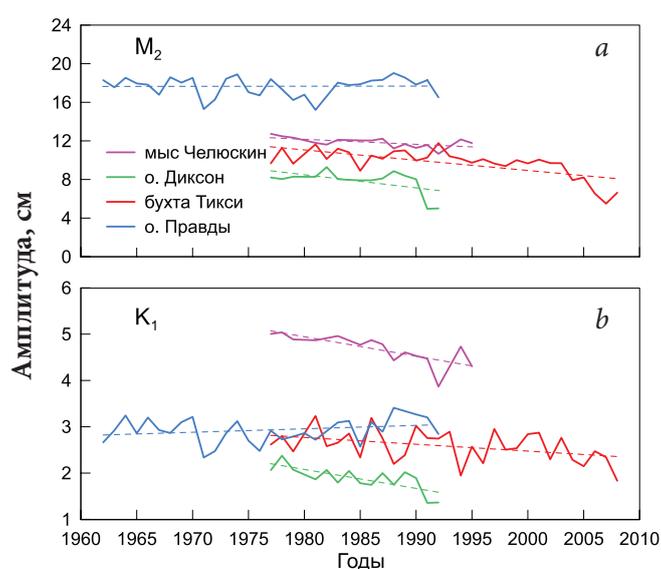


Рис. 6. Межгодовые изменения амплитуд гармоник  $M_2$  (a) и  $K_1$  (b) в пунктах Тикси (красная линия), мыс Челюскин (розовая линия), о. Диксон (зеленая линия) и о. Правды (голубая линия). Штриховой линией показан линейный тренд в изменениях амплитуды.

гармоник  $M_2$  и  $S_2$  находится в противофазе, внутригодовые изменения  $R_{spr}$  не превышают 40%, несмотря на большую сезонную изменчивость амплитуд этих гармоник. На беломорских станциях относительные изменения сезонного хода  $R_{spr}$  находятся в пределах 5–10%.

Полученные в настоящем исследовании результаты расширяют представление об особенностях приливов в Арктике. Подтверждаются гипотезы [8, 9] о влиянии ледяного покрова на прилив. Прежде всего на величину гармонических постоянных прилива влияет наличие неподвижного льда – припая. В Белом море он выражен достаточно слабо, занимая лишь отдельные участки его заливов, а в морях Восточного сектора Арктики (ВСА) он занимает значительную часть акватории (до 40% в море Лаптевых). В море Лаптевых наибольшее развитие припай имеет в районе станции Тикси. Там он устанавливается в начале октября, а сходит лишь к середине июля, начиная взламываться только в июне. Причем он покрывает собой всю юго-восточную часть моря Лаптевых так, что бухта Тикси и близлежащие акватории полностью покрыты припаем в радиусе 200–300 км. В Хатангском заливе припай нарастает из внутренней части залива к его границам и далее, поэтому на острове Преображения, расположенном на входе в этот залив, припай устанавливается поздно – лишь к марту, а сходит уже в июне. На острове Врангеля припай занимает лишь узкую полосу от берега, образуясь к середине декабря и сходя к концу июня.

По данным работы [9], амфидромическая система прилива смещается в сторону твердой границы (при-

пая). На станциях с развитым припаем (Соловки и Тикси) наблюдается аномальная сезонная изменчивость основной приливной гармоник  $M_2$  с максимумами амплитуды в марте и мае, соответственно. В Соловках мартовский максимум  $M_2$  превышает среднее значение этой амплитуды лишь на 3.6%, тогда как в Тикси сезонный максимум амплитуды  $M_2$  достигает 23.6% от среднемноголетнего значения, что объясняется большей толщиной припая в морях ВСА по сравнению с Белым морем. На станциях Сосновец, Северодвинск в Белом море, на островах Преображения в море Лаптевых и Врангеля в Чукотском море наблюдается ослабление амплитуд основной волны  $M_2$ , именно в период максимального развития ледяного покрова: март–апрель – для Белого моря и март–май для станций ВСА. Максимальные значения амплитуд основной полусуточной лунной гармоник прилива приурочены, соответственно, к безледному периоду – июль–август для Белого моря и август для морей ВСА. Общий сезонный размах амплитуды  $M_2$  в Белом море среди всех станций составляет 7–9%, в морях ВСА 40–58%.

#### Климатические тенденции во временном изменении характеристик прилива

Для выявления климатических тенденций в изменениях характеристик прилива были выбраны пункты с длительными и качественными рядами наблюдений: мыс Челюскин (1977–1995), о. Диксон (1977–1992) и о. Правды (1962–1992) в Карском море и Бухта Тикси (1977–2008) в море Лаптевых. Расчет гармонических постоянных приливов был выполнен для отдельных годовых серий наблюдений на этих станциях. Далее был проведен анализ межгодовой изменчивости амплитуд и фаз основных приливных составляющих, а также негармонических характеристик приливов.

Наибольших амплитуд в арктических морях достигает гармоника  $M_2$ . Амплитуда главной полусуточной гармоники на станции о. Правды с 1962 г. по 1992 г. испытывает существенные (для приливов) межгодовые колебания, но ярко выраженных тенденций не обнаружено (рис. 6а). На станциях Тикси, мыс Челюскин и о. Диксон, для которых имеющиеся записи начинаются с 1977 г., наблюдается существенный отрицательный тренд в изменениях амплитуды полусуточной гармоники  $M_2$ . Скорость уменьшения амплитуды изменяется от 0.05 см/год в пункте мыс Челюскин до 0.13 см/год на станции о. Диксон.

Амплитуда главной суточной гармоники  $K_1$  на станции о. Правды с 1962 по 1992 г. имеет слабый положительный тренд, тогда как на остальных станциях явный отрицательный: до 0.04 см/год в пунктах мыс Челюскин и о. Диксон (рис. 6б). В межгодовых изменениях фазы этой гармоники для о. Правды и мыс Челюскин тенденции отсутствуют. На станциях бухты Тикси и о. Диксон фаза гармоники  $K_1$  возрастает со скоростью 0.60° и 0.73° соответственно. Отмеченные тенденции в изменениях амплитуд и фаз основных приливных составляющих, возможно, вызваны климатическими изменениями в акватории арктических морей, в частности таянием морского льда. Изменения площади, в первую очередь, припайного льда в зимний период может приводить к модификации и смещению амфидромической системы и, как следствие, к уменьшению амплитуд и увеличению фаз на отдельных станциях. Вследствие изменения амплитуд отдельных приливных гармоник могут меняться и негармонические постоянные прилива. И если характер прилива (отношение основных суточных составляющих к основным полусуточным) почти не менялся в период рассматриваемых наблюдений, то максимальная величина прилива на всех рассматриваемых станциях также уменьшается.

### Численное моделирование короткопериодных колебаний уровня моря Лаптевых

Была выполнена адаптация гидродинамической модели ADCIRC [10] для условий моря Лаптевых. В качестве входных данных в модель задавались гидрометеорологические поля из реанализа NCEP/CFSR [11]: атмосферного давления, приземного ветра, а также концентрации льда. Данный реанализ имеет пространственное разрешение около  $0.3125^\circ \times 0.312^\circ$  для ветра и  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  для атмосферного давления и временной шаг один час. На первом этапе был использован массив данных реанализа, покрывающих период с 1980 по 2000 гг. Расчетная сетка ограничивает полигон с севера условной границей распространения многолетних льдов ( $81^\circ$  с.ш.), а с юга ограничивается береговой линией континента. На открытых границах моделируемой области задавались гармонические константы прилива, которые были взяты из базы FES2004 [12]. У берегов моря разрешение сетки FES2004 составляет 7.5 км. В качестве входных данных о рельефе дна использовался массив IBCAO (разрешение  $30''$ ), а также навигационные карты для уточнения батиметрии в отдельных прибрежных частях моря.

Вынуждающая сила задавалась в виде касательного напряжения ветра. Сила, связанная с переменным атмосферным давлением, учитывалась в уравнениях движения через градиенты полей давления. Адекватное воспроизведение колебаний уровня напрямую зависит от точности, с которой задаются поля давления и ветра, и от метода расчета ветровых касательных напряжений. Для верификации модели были использованы ежечасные ряды наблюдений за уровнем моря в трех пунктах моря Лаптевых. Для исключения прилива из суммарного уровня использовался гармонический анализ.

Для каждого участка побережья были оценены значения экстремальных характеристик уровня моря за весь моделируемый период. В акваториях большинства крупных заливов моря Лаптевых (Анабарский, Ленский, Буор-Хая, Янский), на побережье Новосибирских островов, а также в северной части полуострова Таймыр максимальная высота нагонов достигает более двух метров над средним уровнем моря. В отдельных частях этих заливов (Анабарский и Янский), на Таймыре и островах (Большой и Малый Ляховские, а также участок острова Котельный) нагоны имеют высоту более 2.5 метров.

Аномально сильные сгоны характерны для Анабарского и Янского заливов,

для бухт Нордвик и Тикси, а также островов Большой Бегичев и Большой Ляховский, где отметка уровня опускается ниже 1.2 м относительно нуля. В бухте Тикси и Анабарском заливе уровень опускается ниже 1.5 м. Для большинства участков побережья области максимумов и минимумов уровня совпадают, что приводит к высоким значениям максимального абсолютного размаха уровня моря. Значения этого размаха показаны в виде столбчатых диаграмм на рис. 7, где продемонстрирована величина размаха уровня и отношение его максимумов к минимумам. Среднее значение размаха уровня для всего побережья (с островами) моря Лаптевых составляет 3.9 м. Его величина варьируется от 2.7 м (полуостров Хара-Тумус Хатангского залива) до 5.4 м (Эбеляхская губа Янского залива). Высокие значения максимального размаха суммарного уровня также характерны для Анабарского залива (5.1 м) и Большого Ляховского острова (4.9 м).

Была проведена оценка возможных значений штормовых нагонов на различные периоды повторяемости: 20, 50 и 100 лет. Максимальных значений штормовые нагоны достигают в районе Ленского

залива, залива Буор-Хая (юго-восточная его часть), Янского залива (особенно Эбеляхская губа) и в районе острова Котельный. Наиболее значительные стоны были рассчитаны для Хатангского и Янского заливов. Отдельно стоит отметить Эбеляхскую губу Янского залива, где общий размах экстремальных значений неперриодического уровня приближается к 7 м для периода повторяемости в 100 лет.

### Экстремальные штормовые нагоны и стоны на побережье морей Российской Арктики

Были рассмотрены отдельные события штормовых нагонов (максимальные нагоны и стоны) по многолетним данным натурных наблюдений уровня моря. Использовались отфильтрованные от выбросов серии наблюдений за уровнем продолжительностью семь и более лет в морях российской Арктики. В итоге были выбраны шесть станций: две в Белом море (Сосновец, Северодвинск), две в Карском море (Диксон, о. Правды), одна в море Лаптевых (Тикси) и одна в Чукотском море (о. Врангеля). Рассматривался суммарный уровень моря (включающий в том числе прилив).

Наибольший размах суммарного уровня (разница между максимумом и минимумом уровня за весь период) наблюдается на станции Сосновец, расположенной в Горле

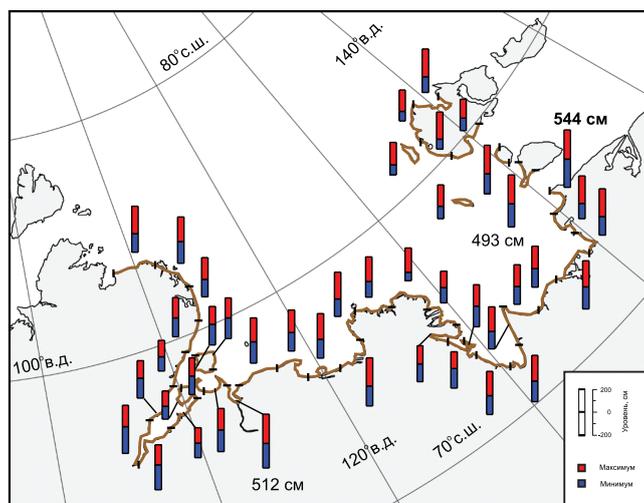


Рис. 7. Максимальный размах суммарных колебаний уровня моря Лаптевых за весь моделируемый период (1980–2000).

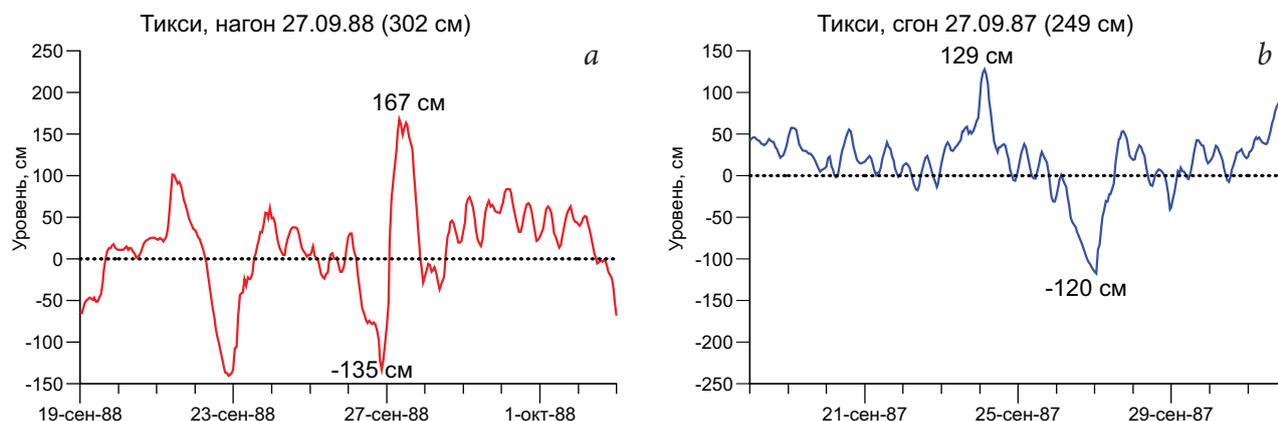


Рис. 8. Нагон (а) и стон (б) с максимальным размахом уровня моря на станции Тикси.

**Таблица 1.** Значения колебаний уровня Карского моря (см) для разных периодов повторяемости

Местоположение станции	Колебания уровня	Период повторяемости, лет:							
		суммарные колебания				непериодические колебания			
		10	20	50	100	10	20	50	100
О. Диксона (море)	макс.	126.4	136.5	149.8	159.9	126.1	135.4	147.6	156.9
	мин.	-117.3	-126.9	-139.7	-149.3	-110.4	-118.2	-128.5	-136.2
О. Правды	макс.	125.1	132.0	141.2	148.1	114.2	122.3	133.1	141.2
	мин.	-107.0	-112.4	-119.5	-124.9	-90.9	-94.6	-99.6	-103.3
Бухта Солнечная	макс.	81.5	85.9	91.8	96.3	68.7	74.2	81.5	87.0
	мин.	-80.6	-83.7	-87.9	-91.0	-54.3	-57.1	-60.8	-63.5
Мыс Челюскина	макс.	91.3	95.3	100.5	104.5	78.9	82.6	87.5	91.2
	мин.	-75.6	-77.8	-80.7	-82.9	-67.9	-72.7	-79.1	-83.9

Белого моря, где самые сильные приливы. Размах колебаний уровня за семь лет превышает 5 м (529 см), а размах колебаний во время сгонно-нагонных событий – 440 см. Также большой размах наблюдается в Тикси (432 см), где происходят самые сильные штормовые нагоны среди рассматриваемых станций. На рис. 8 показаны максимальные штормовые нагоны на станции Тикси, которые характеризуются слабым присутствием периодической составляющей уровня моря. Помимо самого сильного за период наблюдений нагона 27 сентября 1988 г. (302 см) и сгона 27 сентября 1987 г. (249 см), выделяются также нагоны 10 октября 1985 г. (263 см) и 30 октября 1997 г. (281 см) и сгоны 28 сентября 1986 г. (243 см) и 22 сентября 1988 г. (244 см). Самые сильные штормовые нагоны наблюдаются здесь чаще всего в период первой половины осени (сентябрь–октябрь), что связано со свободной ото льда поверхностью моря.

Изучение повторяемости экстремальных непериодических колебаний уровня моря чрезвычайно важно для строительства прибрежных объектов и инфраструктуры, а также для судоходства, особенно для арктического региона, который в последнее время приобретает все большее значение. Было выбрано шесть станций с длительными рядами наблюдений: о. Диксона (море), о. Правды, бухта Солнечная, мыс Челюскина, бухта

Тикси и о. Врангеля. Распределения экстремальных значений определяются как предельные распределения наибольшего (наименьшего) из значений независимых, одинаково распределенных, непрерывных случайных величин при бесконечном увеличении их числа, или, что то же самое, наибольшего (наименьшего) выборочного значения при бесконечном увеличении объема выборки из непрерывного распределения. Они были оценены с помощью неограниченного распределения Гумбеля. В природе процессы ограничены физическими причинами. Высота и период штормовых нагонов обуславливается силой и продолжительностью ветра. Аппроксимация распределения выполняется только для той части выборки, которая соответствует наиболее редким событиям. Были оценены экстремальные значения уровня моря с периодами повторяемости 10, 20, 50 и 100 лет (таблица 1). Наибольшая разница между абсолютными максимальными и минимальными значениями уровня моря наблюдается на о. Диксона для всех периодов повторяемости. По мере движения на восток абсолютные максимальные значения колебаний уровня моря уменьшаются, за исключением бухты Солнечной. Несмотря на то, что она находится западнее м. Челюскина, и суммарные, и непериодические колебания уровня моря там меньше. Возможно, это связано с ее географическим положением — на о. Большевик, в самой узкой части пролива Вилькицкого. Воды недостаточно, чтобы вызвать значительный подъем уровня. Уменьшение абсолютных максимальных значений уровня моря, вероятно, связано с ослаблением циклонов и, как следствие, скорости ветра — основной вынуждающей силы штормовых нагонов.

Несколько иная ситуация с абсолютными минимальными значениями. Для рядов непериодических колебаний уровня моря прослеживается та же закономерность, а для суммарных — уменьшение значений при движении с запада на восток. Можно

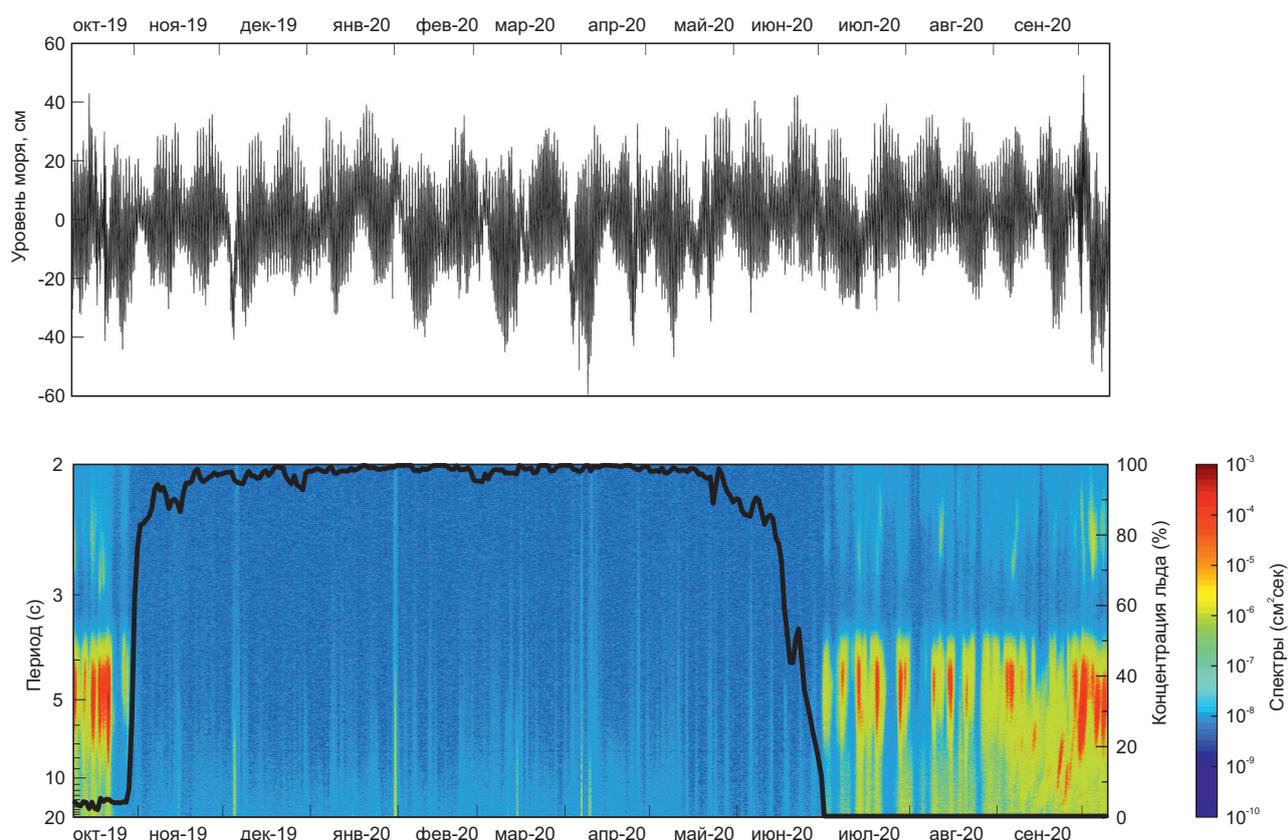


Рис. 9. Ежесуточные значения концентрации льда из реанализа EUMETSAT и спектрограмма колебаний уровня моря в 2019–2020 гг. по данным придонного мареографа RBR.

выдвинуть предположение, что на стоны в бухте Солнечной приливы влияют сильнее, чем на нагоны.

### Измерение высокочастотных колебаний уровня на шельфе моря Лаптевых

Для изучения свойств длинных волн с периодами от минут до часов в рамках совместных экспедиций ТОИ ДВО РАН и ИО РАН на судне «Академик Мстислав Келдыш» на шельфе моря Лаптевых ежегодно устанавливаются и поднимаются автономные мареографы [13, 14]. Впервые такой эксперимент был выполнен в 2018 г., когда на шельфе моря Лаптевых был установлен автономный регистратор волнения (мареограф) APB-K14-1, предназначенный для непрерывной регистрации придонного гидростатического давления. В рамках 78-го рейса на судне «Академик Мстислав Келдыш» (АМК-78) в 2019 г. мареограф APB был поднят, а новый мареограф фирмы RBR, модель virtuoso<sup>3</sup> D, установлен; оба прибора предназначены для периодической регистрации абсолютного давления морской воды на дне [15]. В 2020 г. во время экспедиции АМК-82 было установлено три мареографа RBR, а также поднят один (был установ-

лен во время прошлогодней экспедиции АМК-78). Основная задача данных приборов – измерение колебаний уровня открытой части моря Лаптевых с целью изучения их тонкой структуры в различных частотных диапазонах (от секунд до года). Длительность наблюдений составляет около года.

Общий спектр показывает два основных пика – в области приливных частот и в области частот ветрового волнения. Среди колебаний уровня моря в синоптическом диапазоне времени выделяются пики на трети и восьмые сутки, что может соответствовать периодам длинных волн, вызванных перемещениями барических образований и долгопериодными флуктуациями атмосферного давления. Существенную роль в сезонной изменчивости особенностей колебаний уровня в широком диапазоне частот играет морской лед. Ледовый покров устанавли-

вается в начале ноября, а исчезает полностью к июлю. Заметнее всего влияние льда проявляется на частотах ветровых волн и зыби (5–20 с, рис. 9). Наличие сплошного льда приводит к значительному уменьшению ветрового волнения моря и, вследствие этого, к соответствующему уменьшению уровня сейсмических шумов [13].

### Заключение

Выполненные исследования экстремальных колебаний уровня моря российской Арктики имеют как чисто научную значимость, так и практическую. В настоящем исследовании было показано, что характеристики приливных колебаний уровня в некоторых областях Северного Ледовитого океана существенно меняются в течение года. Обычно в практике предвычисления приливов в арктических морях используются гармонические постоян-

ные, рассчитанные по летним сериям наблюдений. Рассчитанные в представленном исследовании гармонические постоянные в отдельные сезоны года существенно улучшают качество прогноза приливов для этих прибрежных пунктов. Прикладную ценность имеют также оценки экстремальных значений уровня моря, рассчитанные в настоящем исследовании по данным наблюдений и результатов численного моделирования. Эти оценки нужны при проектировании и строительстве объектов инфраструктуры в прибрежной и шельфовой частях моря.

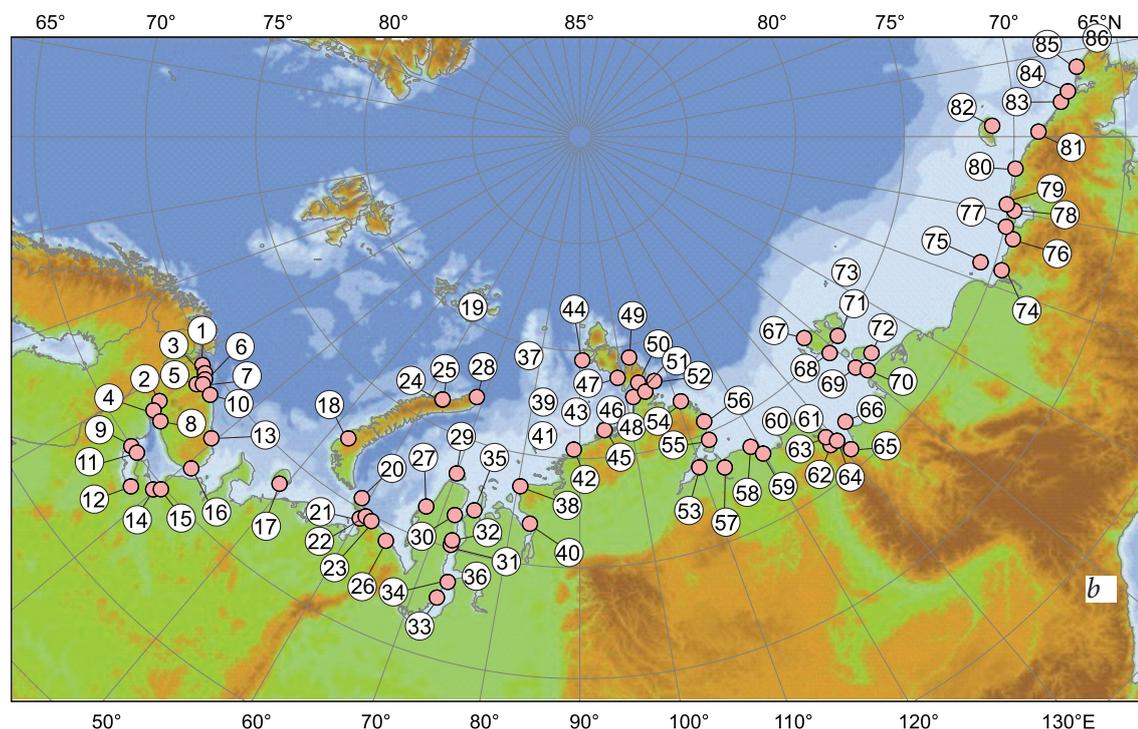
Открытым остается вопрос о возникновении и распространении длинных волн в диапазоне периодов волн цунами в акватории арктических морей [16]. Как было показано в [17, 18], опасность генерации цунами сейсмического происхождения оценивается как невысокая, но в Арктическом регионе вероятно образование волн цунами в результате схода оползней. Формирование потенциально цунамиопасных оползней может быть связано, например, с образованием конусов выноса великих сибирских рек, таких как Обь, Енисей и Лена [18]. Провоцирующим фактором (спусковым механизмом) схода оползней может оказаться сейсмичность. Даже относительно небольшие сотрясения дна могут вызвать разжижение осадков и срыв подводного оползня.

### Литература

1. D. Pugh, P. Woodworth  
*Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*, UK, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2014, 296 pp.
2. М.Е. Куликов, И.П. Медведев, А.Т. Кондрин  
*Russ. J. Earth. Sci.*, 2018, **18**, ES5003.  
DOI: 10.2205/2018ES000633.
3. М.Е. Куликов, И.П. Медведев, А.Т. Кондрин  
*Метеорология и гидрология*, 2020, **6**, 60.  
DOI: 10.3103/S1068373920060047.
4. J.A. Church, P.U. Clark, A. Cazenave et al.  
В IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds T.F. Stocker et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2013, pp. 1137–1216.  
([https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5\\_all\\_final.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_all_final.pdf)).
5. М. Oppenheimer, B.C. Glavovic, J. Hinkel et al.  
В IPCC *Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, Eds H.-O. Pörtner et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2019, pp. 321–445.  
DOI: 10.1017/9781009157964.06.
6. W.R. Peltier, D.F. Argus, R. Drummond  
*J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015, **120**(1), 450.  
DOI: 10.1002/2014JB011176.
7. И.П. Медведев  
*Океанология*, 2021, **61**(6), 869.  
DOI: 10.31857/S0030157421060096.
8. С.К. Попов  
*Гидрометеорологические исследования и прогнозы*, 2018, №4(370), 137.
9. А.Ю. Прокутинский  
*Колебания уровня Северного Ледовитого океана РФ*, Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, 1993, 216 с.
10. R.A. Luettich, J.J. Westerink  
*Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version 44.XX*, 2004, 74 pp.  
([https://adcirc.org/wp-content/uploads/sites/2255/2018/11/2004\\_Luettich.pdf](https://adcirc.org/wp-content/uploads/sites/2255/2018/11/2004_Luettich.pdf)).
11. S. Saha Saha, S. Moorthi, H.-L. Pan et al.  
*Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2010, **91**(8), 1015.  
DOI: 10.1175/2010BAMS3001.1.
12. F. Lyard, F. Lefevre, T. Letellier, O. Francis  
*Ocean Dynamics*, 2006, **56**, 394.  
DOI: 10.1007/s10236-006-0086-x.
13. А.А. Крылов, А.И. Иващенко, С.А. Ковачев, Н.В. Цуканов, М.Е. Куликов, И.П. Медведев, Д.А. Ильинский, Н.Е. Шахова  
*Вулканоология и сейсмология*, 2020, **6**, 33.  
DOI: 10.31857/S0203030620060140.
14. А.А. Крылов, И.В. Егоров, С.А. Ковачев et al.  
*Sensors*, 2021, **21**(12), 3979. DOI: 10.3390/s21123979.
15. V.A. Squire, D.P. Kovalev, P.D. Kovalev, I.P. Medvedev, M.E. Kulikov  
*Cont. Shelf Res.*, 2021, **227**, 104514.  
DOI: 10.1016/j.csr.2021.104514.
16. Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев, О.И. Яковенко, С.А. Ковачев  
*Арктика: экология и экономика*, 2016, №3(23), 38.  
([http://arctica-ac.ru/docs/3\(23\)/038\\_049\\_ARCTICA%203\(23\)%2009%202016.pdf](http://arctica-ac.ru/docs/3(23)/038_049_ARCTICA%203(23)%2009%202016.pdf)).
17. Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев, И.В. Файн, О.И. Яковенко  
*Геориск*, 2019, **13**(2), 18.  
DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-2-18-32.
18. Е.А. Куликов, А.И. Иващенко, И.П. Медведев, И.В. Файн, О.И. Яковенко  
*Геориск*, 2019, **13**(3), 6.  
DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-3-6-17.



## Images &amp; Tables



**Fig. 1.** Scheme of Tide Gauges location: 1 – Pechenga (Liinakhamari); 2 – Cape Pikshuev; 3 – Kislogubskaya TPP; 4 – Polyarnoe; 5 – Murmansk; 6 – Teriberka; 7 – Yokanga; 8 – Sosnovets Island; 9 – Umba; 10 – Kovda; 11 – Kandalaksha; 12 – Kem-port; 13 – Solovki; 14 – Onega; 15 – Severodvinsk; 16 – Mudyug Island; 17 – Bugrino; 18 – Small Karmakuly; 19 – Russkaya Gavan 2; 20 – Russian Harbor; 21 – Zhelaniya (bay) Cape; 22 – Krenkel HMO; 23 – Fedorov HMO (Cape Bolvansky Nos); 24 – Bely Nos Cape; 25 – Yugorsky Shar Strait; 26 – Amderma; 27 – Ust-Kara; 28 – Morzhovaya; 29 – Tambey; 30 – Tadebya-Yakha; 31 – Seyakha; 32 – Kamenny Cape; 33 – Novy Port; 34 – Antipayuta; 35 – 60 let VLKSM; 36 – Dikson Island (bay); 37 – Sopochnaya Karga; 38 – Vise Island; 39 – Uedinenia Island; 40 – Islands of Centr. Exec. Comm. Izvestia; 41 – Isachenko Island; 42 – Sterlegova Island; 43 – Pravda Island; 44 – Russky Island; 45 – Golomyanny Cape; 46 – Peschany Cape; 47 – Krasnoflotsky Islands; 48 – Geiberg Islands; 49 – Solnechnaya Bay; 50 – Chelyuskin Cape (Fedorov HMO); 51 – Small Taimyr Island; 52 – Andreev Island; 53 – Maria Pronchishcheva Bay; 54 – Fr. Preobrazhenia Island; 55 – Kosisty Cape; 56 – Anabar; 57 – Terpiay Tumsa Cape; 58 – Ust-Olenyok; 59 – Danub Islande; 60 – Sagyllakh-Ary; 61 – Bykov Cape; 62 – Tiksi Bay; 63 – Muostakh Island; 64 – Naiba; 65 – Buor-Khaya; 66 – Kotelny Island; 67 – Sannikov Strait; 68 – Bunge Land; 69 – Kigilyakh Cape; 70 – Svyatoy Nos Cape; 71 – Shalaurova Cape; 72 – Zhokhov Island; 73 – Chetyrekhtolbovy Island; 74 – Ambarchik Bay; 75 – Rau-Chua; 76 – Ayon Island; 77 – Pevek; 78 – Valkarkai; 79 – Cape Billings; 80 – Wrangel Island; 81 – Cape Schmidt; 82 – Cape Vankarem; 83 – Kolyuchin Island; 84 – Netten Cape; 85 – Ratmanov Island (Big Diamed).

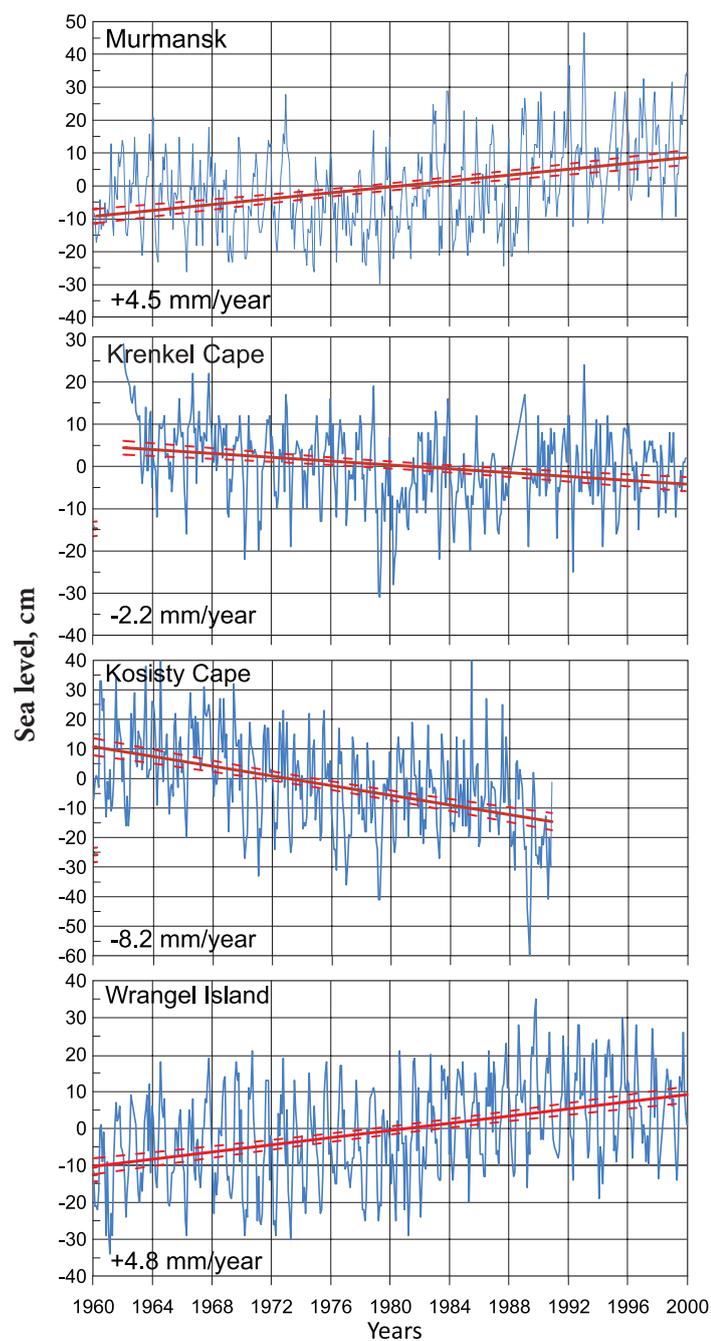


Fig. 2. Long-term changes in the mean sea level in the Arctic Seas at stations Murmansk, Krenkel Cape, Kosisty Cape and Wrangel Island. Red trend lines (mm/year) for the entire observation period during the 20th century are given for all stations.

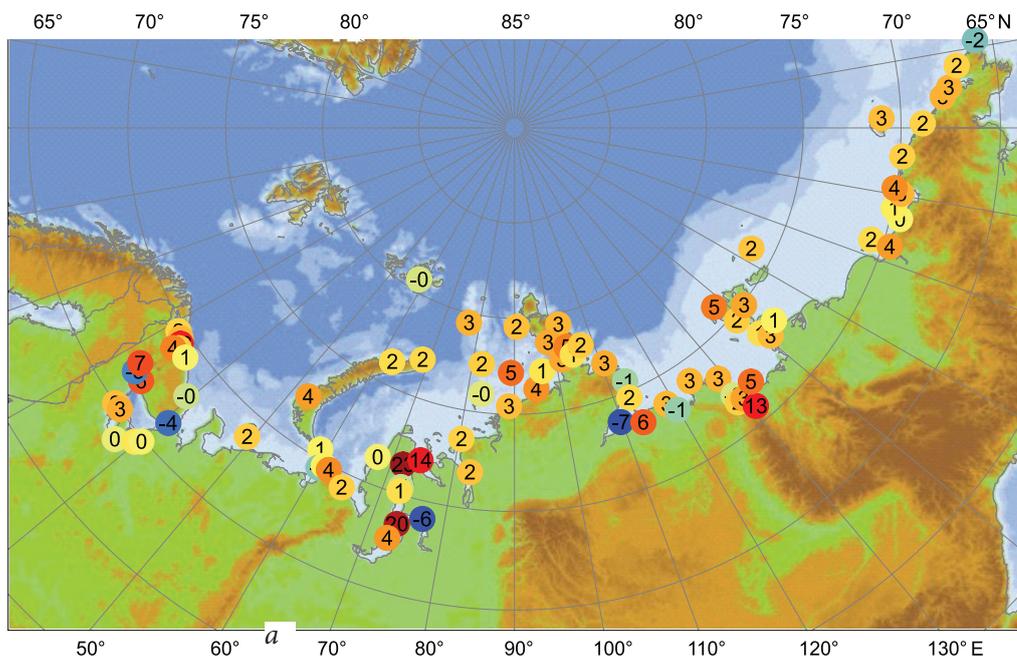


Fig. 3. Mean sea level change rate (mm/year) for the entire observation period.

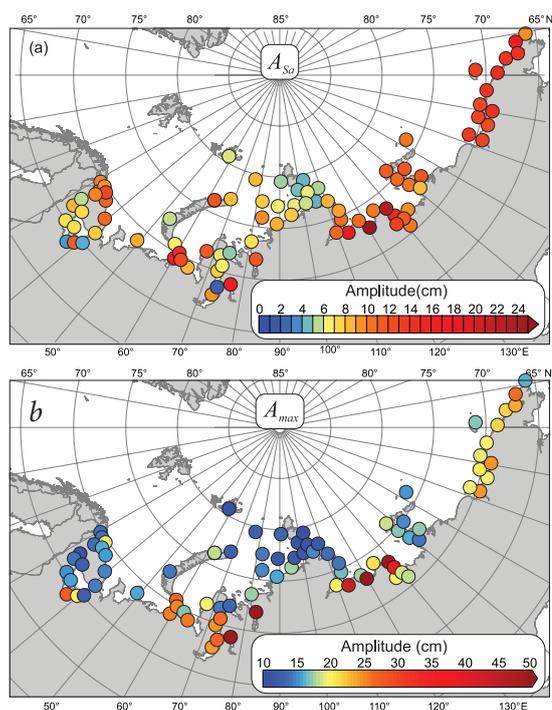


Fig. 4. Average (a) and maximum (b) amplitudes of the annual component of sea level oscillations in the Arctic.

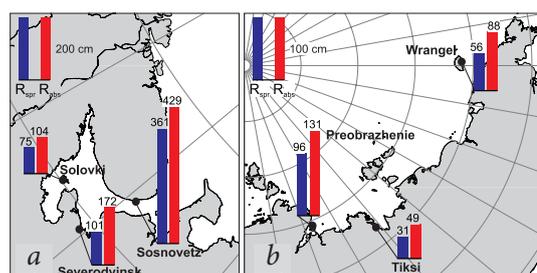


Fig. 5. Values (cm) of the mean spring tide  $R_{spr}$  (blue bars) and its peak-to-peak range during one tidal cycle  $R_{abs}$  (red bars).

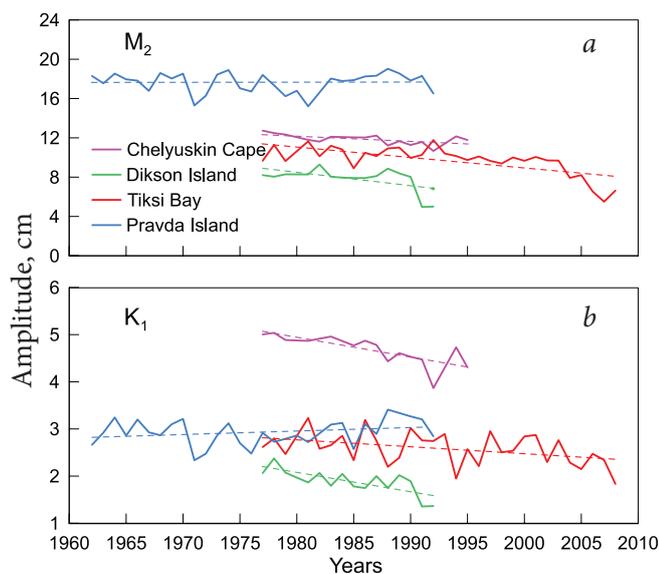


Fig. 6. Interannual variations in the amplitudes of  $M_2$  (a) and  $K_1$  (b) harmonics at Tiksi (red line), Cape Chelyuskin (pink line), Dikson (green line) and Pravdy Island (blue line). The dashed line shows a linear trend in amplitude changes.

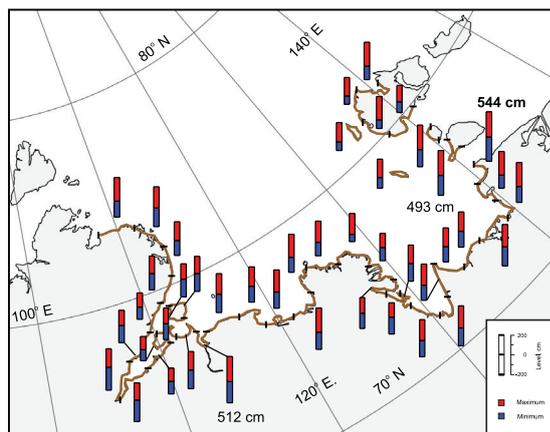


Fig. 7. Maximum peak-to-peak range of total sea level oscillations in the Laptev Sea for the entire simulation period (1980–2000).

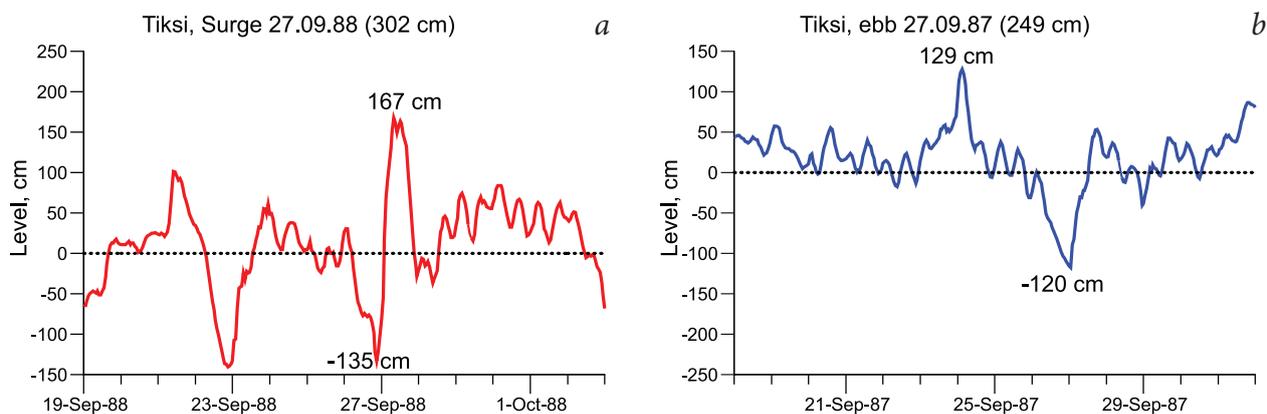
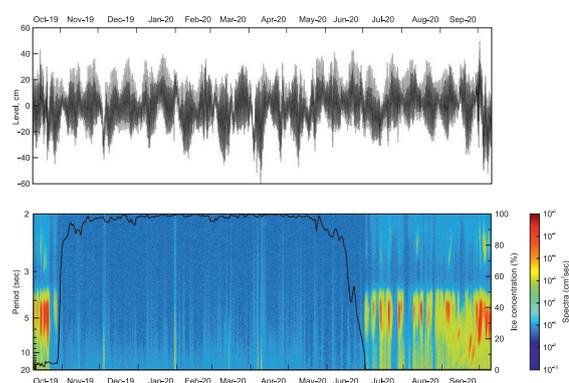


Fig. 8. The maximum peak-to-peak range of surge (a) and ebb (b) at Tiksi station.

**Table 1.** Level values in the Kara Sea, sm, for different return periods

Station location	Sea level oscillation	Period, years							
		Total oscillations				Non-heriodical oscillations			
		10	20	50	100	10	20	50	100
Dikson Isl. (sea)	max	126.4	136.5	149.8	159.9	126.1	135.4	147.6	156.9
	min	-117.3	-126.9	-139.7	-149.3	-110.4	-118.2	-128.5	-136.2
Pravdy Isl.	max	125.1	132.0	141.2	148.1	114.2	122.3	133.1	141.2
	min	-107.0	-112.4	-119.5	-124.9	-90.9	-94.6	-99.6	-103.3
Solnechnaya Bay	max	81.5	85.9	91.8	96.3	68.7	74.2	81.5	87.0
	min	-80.6	-83.7	-87.9	-91.0	-54.3	-57.1	-60.8	-63.5
Cheluskin Cape	max	91.3	95.3	100.5	104.5	78.9	82.6	87.5	91.2
	min	-75.6	-77.8	-80.7	-82.9	-67.9	-72.7	-79.1	-83.9

**Fig. 9.** Daily ice concentration values from EUMETSAT reanalysis and the spectrogram of sea level oscillations from 2019 to 2020 according to the bottom tide gauge RBR records.

## References

- D. Pugh, P. Woodworth**  
*Sea-Level Science: Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*, UK, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2014, 296 pp.
- M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, A.T. Kondrin**  
*Russ. J. Earth. Sci.*, 2018, **18**, ES5003. DOI: 10.2205/2018ES000633.
- M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, A.T. Kondrin**  
*Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, **45**(6), 411. DOI: 10.3103/S1068373920060047.
- J.A. Church, P.U. Clark, A. Cazenave et al.**  
In *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds T.F. Stocker et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2013, pp. 1137–1216. ([https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5\\_all\\_final.pdf](https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_all_final.pdf)).
- M. Oppenheimer, B.C. Glavovic, J. Hinkel et al.**  
In *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*, Eds H.-O. Pörtner et al., UK, Cambridge and USA, NY, New York, Cambridge University Press, 2019, pp. 321–445. DOI: 10.1017/9781009157964.06.
- W.R. Peltier, D.F. Argus, R. Drummond**  
*J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015, **120**(1), 450. DOI: 10.1002/2014JB011176.
- I.P. Medvedev**  
*Oceanology*, 2021, **61**(6), 869. DOI: 10.1134/S0001437021060096
- S.K. Popov**  
*Hydrometeorol. Res. Forecast.*, 2018, №4(370), 137 (in Russian).
- A.Yu. Proshutinsky**  
*Kolebania Urovnia Severnogo Ledovitogo Okeana [Fluctuations in the Level of the Arctic Ocean]*, RF, Snt Petersburg, Hydrometeoizdat, 1993, 216 pp. (in Russian).
- R.A. Luettich, J.J. Westerink**  
*Formulation and Numerical Implementation of the 2D/3D ADCIRC Finite Element Model Version 44.XX*, 2004, 74 pp. ([https://adcirc.org/wp-content/uploads/sites/2255/2018/11/2004\\_Luettich.pdf](https://adcirc.org/wp-content/uploads/sites/2255/2018/11/2004_Luettich.pdf)).
- S. Saha Saha, S. Moorthi, H.-L. Pan et al.**  
*Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2010, **91**(8), 1015. DOI: 10.1175/2010BAMS3001.1.
- F. Lyard, F. Lefevre, T. Letellier, O. Francis**  
*Ocean Dynamics*, 2006, **56**, 394. DOI: 10.1007/s10236-006-0086-x.
- A.A. Krylov, A.I. Ivashchenko, S.A. Kovachev, N.V. Tsukanov, M.E. Kulikov, I.P. Medvedev, D.A. Ilinskiy, N.E. Shakhova**  
*J. Volcanolog. Seismol.*, 2020, **14**, 379. DOI: 10.1134/S0742046320060044.
- A.A. Krylov, I.V. Egorov, S.A. Kovachev et al.**  
*Sensors*, 2021, **21**(12), 3979. DOI: 10.3390/s21123979.
- V.A. Squire, D.P. Kovalev, P.D. Kovalev, I.P. Medvedev, M.E. Kulikov**  
*Cont. Shelf Res.*, 2021, **227**, 104514. DOI: 10.1016/j.csr.2021.104514.
- E.A. Kulikov, A.I. Ivashchenko, I.P. Medvedev, O.I. Yakovenko, S.A. Kovachev**  
*Arktika. Ekologia i Ekonomika [Arctic: Ecology & Economy]*, 2016, №3(23), 38 (in Russian). ([http://arctica-ac.ru/docs/3\(23\)/038\\_049\\_ARCTICA%203\(23\)%2009%202016.pdf](http://arctica-ac.ru/docs/3(23)/038_049_ARCTICA%203(23)%2009%202016.pdf)).
- E.A. Kulikov, A.I. Ivashchenko, I.P. Medvedev, I.V. Fine, O.I. Yakovenko**  
*Georisk World*, 2019, **XIII**(2), 18 (in Russian). DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-2-18-32.
- E.A. Kulikov, A.I. Ivashchenko, I.P. Medvedev, I.V. Fine, O.I. Yakovenko**  
*Georisk World*, 2019, **XIII**(3), 6 (in Russian). DOI: 10.25296/1997-8669-2019-13-3-6-17.