© Ковалев Д. П., Ковалев П. Д., Борисов А. С., 2022, Океанологические исследования, 2022, Том 50, № 4, С. 5–29

УДК 551.466.6: 551.467 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).1

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНЫЕ ПОВЫШЕНИЯ И ПОНИЖЕНИЯ УРОВНЯ ПОКРЫТОГО ЛЬДОМ МОРЯ У ПОБЕРЕЖЬЯ ОХОТСКОГО МОРЯ В ЗАЛИВЕ МОРДВИНОВА

Д. П. Ковалев, П. Д. Ковалев, А. С. Борисов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (ИМГиГ ДВО РАН),
Россия, 693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б,
e-mail: p.kovalev@imgg.ru

В статье приводится анализ причин повышения и понижения уровня моря подо льдом с использованием временных рядов колебаний уровня моря, полученных в результате измерений, проведенных в прибрежной зоне юго-восточного побережья о. Сахалин в 2019–2021 годах. Анализ всех событий повышения и понижения уровня моря показал, что они не связаны с приливными волнами, минимумы уровня моря соответствуют разным фазам прилива и длительность событий в несколько раз больше периода суточной приливной волны. Анализ причин обнаруженных шести событий понижения уровня моря свидетельствует о том, что они являются следствием продолжительных ветров западного направления, при которых ледяное поле припая отрывается от берега и на образовавшейся полынье под действием тех же ветров западного направления наблюдается сгон небольшой величины, который и регистрируется приборами как понижение уровня моря. Анализ выбранных семи событий, связанных с повышением уровня моря, показал, что обнаруживается их связь с понижением атмосферного давления при прохождении циклонов вблизи района наблюдений. Проведенное сравнение характера поведения уровня моря и коэффициентов регрессии для моря, покрытого льдом, с аналогичными для моря свободного от льда, показало, что для моря, свободного от льда, подъемы уровня по времени примерно в два раза продолжительнее и наступают позже минимумов атмосферного давления, по сравнению с достоверно установленными событиями для моря, покрытого льдом. При этом абсолютные величины коэффициента регрессии для моря, свободного от льда, в среднем почти в четыре раза меньше, чем для покрытого льдом. Выполнена проверка предположения о том, что континентальные шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления с использованием модели шельфовых волн Бухвальда и Адамса. Полученные периоды шельфовых волн 37.7 часа из рассчитанных спектров подтвердили возможность передачи энергии в подъем уровня моря, а сами шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления от проходящих циклонов.

Ключевые слова: повышения и понижения уровня моря, атмосферное давление, ветер, шельфовые волны, лед

Введение

Интерес исследователей к синоптическому диапазону периодов колебаний уровня моря от нескольких десятков часов до десяти суток, который связан с характерным временем прохождения отдельных барических систем над районом наблюдений, вызван тем обстоятельством, что на этот диапазон приходится около 80 % кинетической

энергии атмосферы в средних широтах (Лаппо, 1979). Кроме того, синоптические процессы существенно влияют на многие природные процессы, что отображается в крупномасштабных движениях. В атмосфере, которая частично передает свою энергию океану, к таким процессам относят циркуляционные системы типа циклонов и антициклонов.

Изучение реакции уровня океана на изменение атмосферного давления представляет интерес с точки зрения анализа условий формирования больших подъемов уровня вод (Герман, 1974). Также отметим, что деформация уровня моря относительно равновесного положения имеет важное следствие – характеризует передачу энергии из атмосферы в океан при вариациях атмосферного давления (Лаппо, 1979).

Существует большое число исследований, посвященных изучению длинноволновых колебаний уровня моря, выполненных в разное время и для разных мест наблюдения, например, (Groves, Zetler, 1964; Roden, 1966; Lopez et al., 2012; Truccolo et al., 2015). Изучались и многолетние колебания уровня в северных морях, тренд уровня моря в Северном Ледовитом океане, например, статьи (Volkov et al., 2013; Xiao et al., 2020). Исследования выполнялись для разных периодов наблюдений и разных состояний поверхности моря, так, например, в статье (Andrade et al., 2018) рассмотрены результаты анализа периодических вариаций уровня моря в диапазоне периодов от 6 до 526 дней. Обзор существующих результатов исследований показал, что, несмотря на большое число публикаций, статьи с достаточно близкой тематикой исследований, а именно анализом возможных причин, в основном непериодических повышений и понижений уровня моря в то время, когда море покрыто льдом, – отсутствуют. Это и побудило авторов провести исследование, результаты которого представлены в рукописи.

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН проводит регулярные, порой круглогодичные, наблюдения за колебаниями уровня моря (волнением) в прибрежной зоне Охотского моря о. Сахалин в акватории залива Мордвинова. Измерения проводятся и в зимний период, когда море покрыто льдом. На рисунке 1 представлены карты региона, района наблюдений и показаны места установки измерителей волнения и температуры.

При анализе временных рядов колебаний уровня вод в зимний период, когда море покрыто льдом, были обнаружены длительные – до нескольких суток – значительные изменения уровня моря. Изначально внимание на это обратили при изучении колебаний уровня, зарегистрированных в зимний период 2021 г. прибором 136, которые показали достаточно резкое и значительное изменение уровня вод в марте 2021 г. Поэтому и было принято решение изучить вопрос, с чем такие изменения уровня моря связаны и являются ли они следствием воздействия циклонов («обратного барометра») или наличием льда, трещин и полыньи в нем.

Авторами было сделано предположение о возможной причине понижения уровня (уменьшения придонного давления), которое заключается в том, что видимое в данных изменение уровня моря для события, когда море очищается от льда, в действительности определяется отсутствием давления льда на воду. Это предположение

и решено было проверить. Для этого дополнительно использовались данные других приборов, полученные на разных глубинах и в разные годы, а также карты NASA с ледовой обстановкой и синоптические карты.

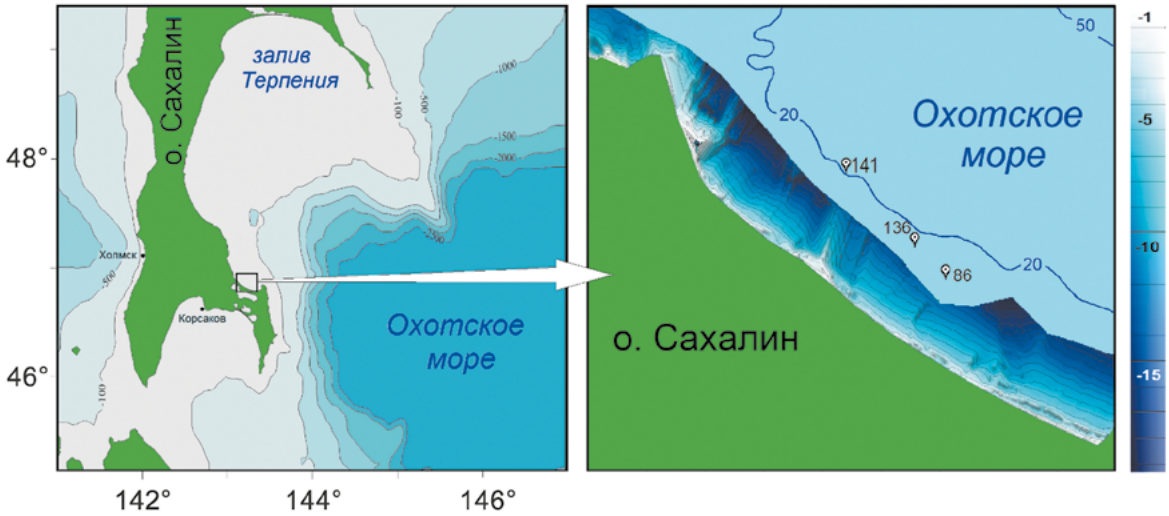

Рис. 1 – Карты региона и района наблюдения, на которых показаны места установки приборов. Цветовая панель масштаба глубин относится к прибрежной зоне, в которой авторы снимали батиметрию. Для глубин более 20 м использовалась батиметрия с географических карт. Числа рядом с приборами являются их заводскими номерами

Отметим также, что в связи с взаимодействием атмосферы и океана в широком диапазоне масштабов, включающих различные по характеристикам и механизмам генерации длинноволновые процессы, в настоящей работе рассматриваются только изменения уровня моря длительностью от 1 до 10 суток, которые преимущественно наблюдаются в зарегистрированных нами колебаниях уровня в море, покрытом льдом. Этот диапазон периодов, согласно классификации, приведенной в (Лаппо, 1979), связан с погодными системами. При этом в работе не рассматриваются подъемы уровня моря, обусловленные значительными волновым и штормовым нагонами, что, скорее всего, имело место, например, 21 и 26 марта 2020 г., когда у берега образовалась широкая, до 20 км, полынья, в которой 26 марта 2020 г. ветровое волнение послужило причиной генерации волн высотой до 1 метра, что могло быть и причиной подъема уровня в прибрежной зоне, где был установлен регистратор волнения.

Данные наблюдений

В работе в основном использованы временные серии наблюдений за колебаниями уровня моря и температуры, полученные в 2019–2021 годах. Однако привлекались и ранее полученные временные серии, но проблема с их использованием заключалась в поиске синоптических карт, находящихся в архивах. Измерения колебаний уровня моря проводились с использованием регистраторов волнения и температуры АРВ-К14

с основной приведенной погрешностью измерения уровня ±0.06 % (разрешающая способность ±0.0008 % от ВПИ) и разрешающей способностью датчика температуры ±0.01 ºС. Дискретность полученных временных рядов – 1 с.

Приборы устанавливались в разные годы и регистрировали колебания уровня моря с осени и до лета следующего года, поэтому охватывали весь период с января до конца марта, когда море было покрыто льдом. В работе анализируются данные наблюдений, полученные в зимний период времени: прибор 86 установлен в 2018 г. на глубине примерно 15.3 м и около 1100 м от берега в точке с координатами 46°49′25.86″ с. ш. и 143°14′54.95″ в. д.; прибор 141 установлен в 2019 г. на глубине 21.1 м в 1100 м от берега в точке с координатами 46º 51′ 32,1″ с. ш., 143º 12′ 34,2 в. д.; прибор 136 установлен в 2020 г. на глубине 15.7 м в 1000 м от берега в точке с координатами 46°49′55.10″ с. ш., 143°13′54.40″ в. д. Используемые приборы устанавливались на морское дно и регистрировали изменения придонного давления, которое затем пересчитывалось в изменение уровня моря.

В годы наблюдений в заливе Мордвинова, где устанавливались приборы, море было покрыто льдом в следующие периоды (EOSDIS Worldview (nasa.gov)): 2019 год – с 21 января по 11 апреля, 2020 год – с 14 января по 25 марта и 2021 год – с 15 января по 8 марта. При этом следует заметить, что морской лед в заливе и прилегающей акватории Охотского моря очень нестабилен и в течение зимнего сезона достаточно часто наблюдаются случаи, когда отливными течениями или совместно с воздействием ветра с берега лед относит в море на расстояние в несколько десятков километров.

Используемые временные серии обрабатывались на компьютере с помощью программы Kyma (Kovalev, 2018). На первом этапе из временных рядов наблюдений за уровнем вод был вычтен предвычисленный прилив, затем отфильтровано ветровое волнение и зыбь. Полученные временные серии с вычтенным предвычисленным приливом приведены на рисунке 2.

Программа Kyma для расчета прилива и его вычитания из исходных временных рядов по умолчанию использует 35 приливных гармоник. В программе имеется приложение LSMTM.exe, к которому она обращается и напрямую отправляет в приложение данные и считывает результат. Перед отправкой данные приводятся к минутной дискретности. Алгоритм LSMTM.exe использует метод наименьших квадратов, который был разработан А. Б. Рабиновичем и Г. В. Шевченко в 70-х годах двадцатого века. Метод неоднократно протестирован и показал хорошие результаты при расчете приливов. Фильтрация ветрового волнения и зыби уже давно не представляет проблем для океанологов и в наших исследованиях осуществляется цифровым фильтром из программы Kyma.

Для зимних месяцев (рисунки 2а–в) по отсутствию короткопериодного волнения хорошо виден период времени, когда море покрыто льдом. Обращает на себя внимание тот факт, что на всех этих временных сериях колебаний уровня вод присутствуют резкие и значительные подъемы уровня моря величиной примерно до 35 см, после чего он зачастую медленнее понижается до уровня, который был до подъема. Также наблюдаются понижения уровня моря до 20 см.

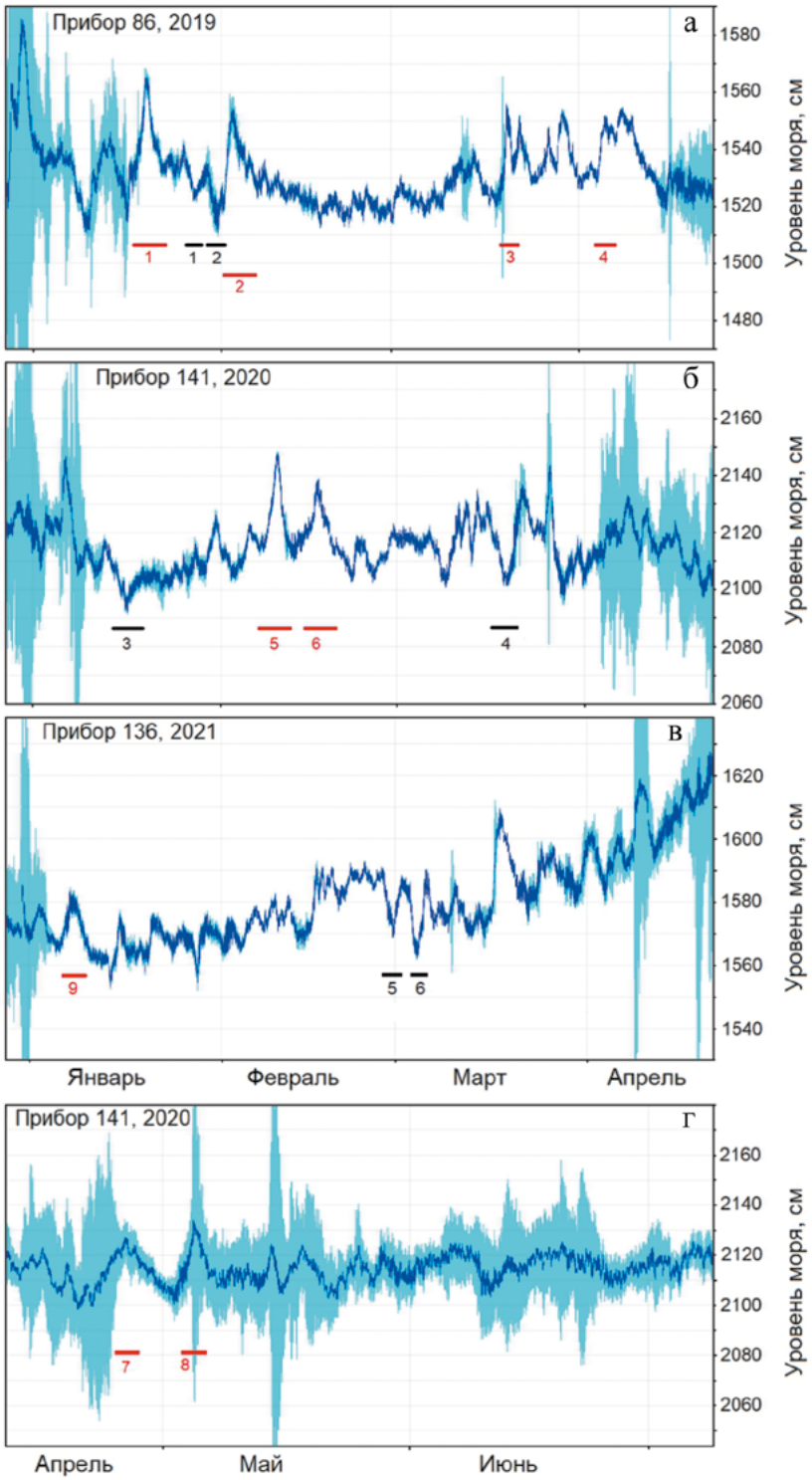

Рис. 2 – Временные серии колебаний уровня моря с вычтенным предвычисленным приливом (выделено голубым), и после фильтрации ветрового волнения (выделено синим), для зимы (**а**–**в**) и лета (**г**). Черные сегменты линии показывают время событий в соответствии с таблицей 1, красные – в соответствии с таблицей 2

Отметим, что характер колебаний уровня моря в летние и зимние месяцы различается. Для сравнения в дальнейшем оценок величин колебаний уровня моря, покрытого льдом и свободного от льда, на рисунке 2 г приведена временная серия для апреля – июля 2020 г. Хорошо видно, что для моря без льда колебания уровня связаны со штормами и сильным ветровым волнением. В противоположность этому, для моря, покрытого льдом, ветровое волнение в отсутствие трещин составляет единицы сантиметров. Наши измерения также показали, что высота ветровых волн в летний период в штиль для 2019–2021 гг. и мест установки приборов составляла около 5 см. Это обстоятельство можно использоваться при определении, было ли море свободно ото льда или покрыто льдом, когда на спутниковых картах море закрыто облачностью.

Чтобы исключить влияние температуры на наблюдаемые эффекты подъема и понижения уровня в результате изменения выходного сигнала датчика давления из-за изменения температуры, для моментов изменения уровня моря были проанализированы временные серии температуры, записанные синхронно с изменением уровня. Примеры изменения температуры приведены на рисунке 3. Видно, что небольшой пик температуры на записи прибора 136 наблюдается с 21:19 16.03.21 до 8:46 17.03.21 по UTC, величиной около 0.5 ºС (рисунок 3б) и совпадает с началом подъема уровня моря (рисунок 3а), но пик заканчивается значительно раньше, чем начинается снижение уровня моря, в 21:50 17.03.21. Из этого можно заключить, что данное повышение температуры не является причиной подъема уровня.

Для временной серии, полученной в 2020 г. прибором 141, повышения температуры для рассматриваемых событий значительного изменения уровня в ситуациях, когда море покрыто льдом, не наблюдается (рисунки 3в, г). В том числе и для подъемов уровня моря 10 и 16 февраля 2020 г., как показано на примере временных серий уровня и температуры, зарегистрированных прибором 141 (рисунки 3в, г), изменений температуры не наблюдается. Аналогично поведение температуры и по измерениям прибора 86 в 2019 г. Из вышеизложенного можно сделать вывод, что незначительные изменения температуры в течение периода времени, когда море покрыто льдом, не влияют на величину повышения и понижения уровня моря.

Следует отметить, что кривая температуры прибора 141 в зимнее время опускается ниже –2 ºС, что вызывает некоторое недоумение у океанологов. Однако, по данным зарубежных исследователей, например, Норвежского университета (Sylte, 2010), ими была зарегистрирована температура морской воды –2.6 ºС. Учитывая, что Охотское море относится к Арктическим морям и значительное давление на глубине 20 метров, можно допустить что температура была ниже –2 ºС. Используемые приборы производства СКТБ «Элпа» поверены и имеют высокий класс точности. Тем не менее, допускаем возможность погрешности измерения или калибровки первичного пьезокварцевого преобразователя температуры. В то же время, данные по температуре использованы для того, чтобы показать малые изменения температуры в периоды рассматриваемых событий, и поэтому погрешность измерения температуры не оказывает влияния на сделанный вывод.

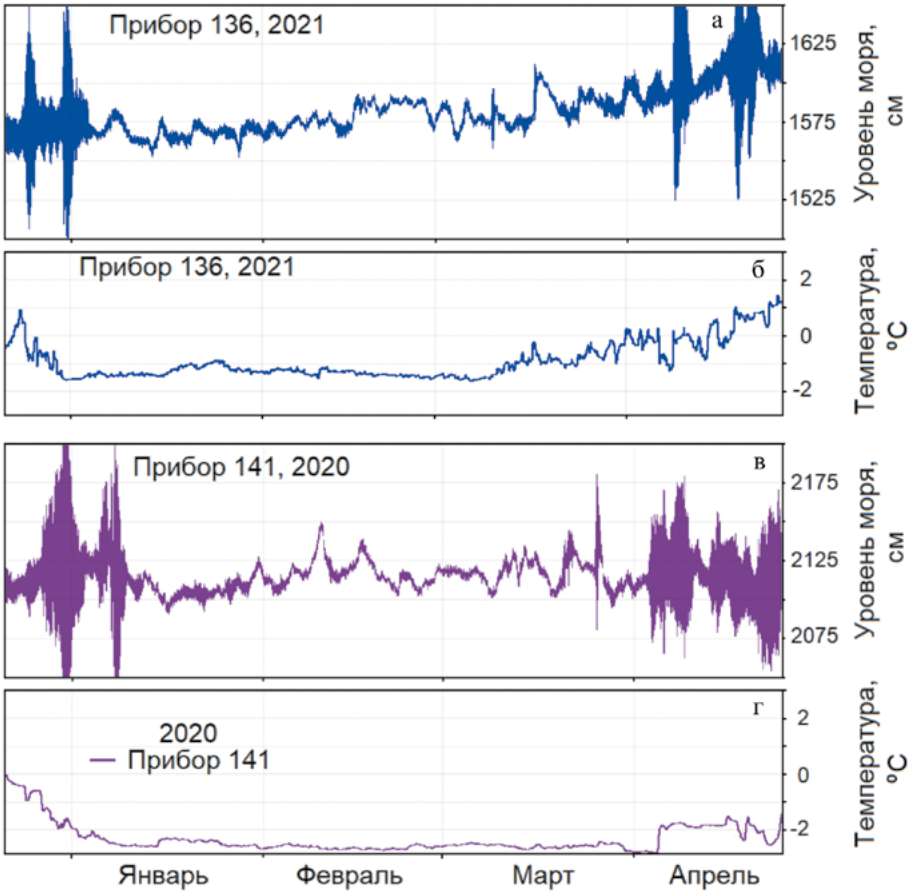

Рис. 3 – Синхронные записи уровня моря (давления) и температуры воды для прибора 136 (**а**, **б**) и прибора 141 (**в**, **г**)

Анализ событий, связанных с понижением уровня моря

По временным сериям наблюдений 2019–2021 гг. были составлены две таблицы для событий понижения и повышения уровня моря более 10 см от среднего уровня перед событием. В таблицах приведены значения повышения/понижения уровня моря, продолжительность события, высота ветровых волн, наличие льда, трещин и полыньи. Также приведены синоптические данные по атмосферному давлению, положению циклона, направлению и скорости ветра по данным (сайт Japan Meteorological Agency). В таблицах ниже с целью сокращения объема статьи приведены данные только для моментов времени начала события, максимального изменения уровня и через ½ – 1 суток после максимума. Но для детальных расчетов использовались синоптические данные через 6 часов.

В таблице 1 приведены события, связанные с понижением уровня моря. Анализ метеоусловий, состояния ледового покрытия моря в заливе Мордвинова и прилегающей акватории Охотского моря по спутниковым снимкам NASA (EOSDIS Worldview), направления и скорости ветра позволяет сделать вывод о возможных причинах понижения уровня моря, покрытого льдом.

Таблица 1 – События, связанные с понижением уровня моря

№	Дата события	Превышение среднего уровня (см)	Продолжительность (сут)	Высота ветровых волн и зыби по записям уровня (см)	Наличие льда по спутниковым картам	Положение циклона и давление в нем (гПа)	Атмосферное давление (гПа)	Направление и скорость ветра (м/с)
1	25.01.2019 18:00	–	12	2.5	Облачность	35N 140E 1006	1010	N 4–6
1	**27.01.2019 12:00**	−16	–	1	Ломаный лед, снег	46N 127E 1008	1014	W 2–3
1	28.01.2019 12:00	–	–	1	Сплошной лед	43N 139E 1000	1010	E 4–6
2	29.01.2019 16:30	–	–	10	Ломаный лед	45N 142E 1024	1022	S 2–3
2	**31.01.2019 8:50**	−17	3.3	2	Полынья у берега до 7 км шириной	49N 145E 988	995	W 4–6
2	1.02.2019 00:00	–	–	2	Полынья у берега до 2 км шириной	37N 155E 1002	984	W 4–6
3	14.01.2020 7:30	–	–	2.5	У берега полоса льда шириной 5 км	–	1018	E 2–3
3	**16.01.2020 14:43**	−10	3.5	2.5	У берега полоса льда шириной 5 км	–	1016	W 4–6
3	17.01.2020 00:00	–	–	2.5	У берега полоса льда шириной 7 км	–	1014	W 4–6
4	17.03.2020 12:00	–	–	0.5	В зал. Мордвинова полоса льда 500 м у берега	42N 138E 1004	1005	SW 7–8
4	**19.03.2020 1:58**	−19	4	0.5	Облачность	48N, 135E 996	1005	S 9–11
4	19.03.2020 12:00	–	–	0.5	Облачность	42N 133 E 984	995	S 0.5–1
5	27.02.2021 6:00	–	–	0.5	Сплошной лед	41N 135E 1036	1010	NW 4–6
5	**28.02.2021 16:09**	−17	3	2.5	Облачность	–	1016	SW 7–8
5	1.03.2021 6:00	–	–	2	У берега полоса льда шириной 5 км	–	1019	W 2–3
6	3.03.2021 10:00	–	–	0.5	Сплошной лед	40N 143E 1032	1025	SW 2–3
6	**4.03.2021 16:00**	−20	3	2	Облачность	42N 157E 1038	1018	SW 9–11
6	5.03.2021 6:00	–	–	2	Полоса льда в зал. Мордвинова	50N 142E 1004	1010	S 7–8

Примечание: жирным шрифтом выделены даты с минимальным уровнем моря.

Проведенный детальный анализ шести событий с понижением уровня моря в 2019–2021 гг. показал, что они не связаны с приливными волнами, минимумы уровня моря соответствуют разным фазам прилива, и к тому же продолжительность событий в несколько раз больше периода суточной приливной волны. Анализ синоптической

обстановки также не выявил связи между понижением уровня моря и изменениями атмосферного давления, направления и силы ветра (рисунок 4). Во всех рассмотренных выше событиях изменения атмосферного давления были небольшие и не имели хорошо выраженных минимумов (рисунок 4б), в отличие от других событий, связанных с колебаниями атмосферного давления, которые будут рассмотрены ниже. Хотя авторы изначально предполагали связь уровня вод с атмосферным давлением для всех рассмотренных в статье событий, принимая во внимание известный закон «обратного барометра» (Лаппо, 1979).

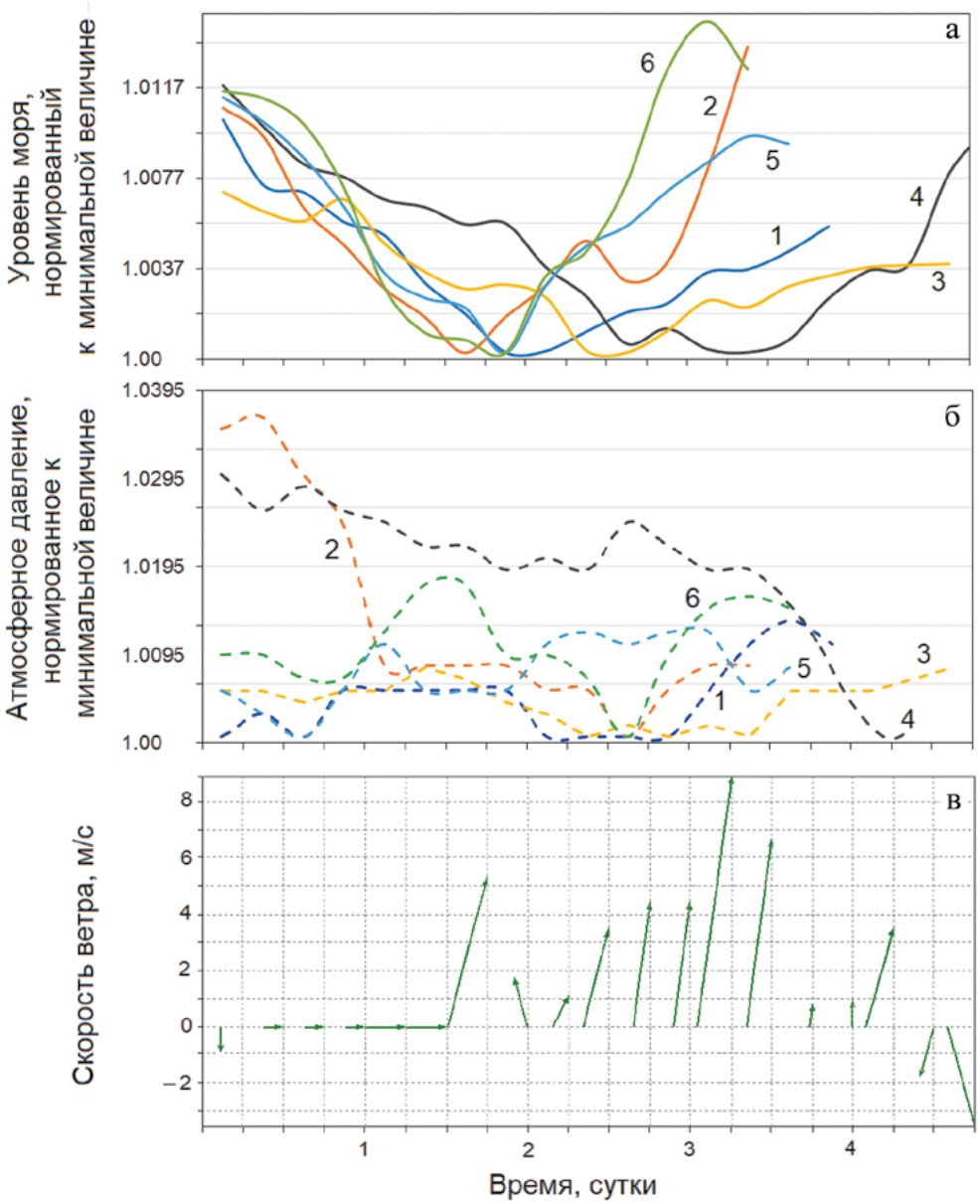

Рис. 4 – Нормированные к минимальному значению изменения уровня моря (**а**), атмосферного давления (**б**) и направления и скорости ветра (**в**) для события 5. Номера кривых соответствуют номерам событий из таблицы 1. Время по горизонтальной оси от начала события

Анализ возможных причин понижения уровня моря

При изучении причин понижения уровня моря (придонного гидростатического давления) первоначально рассматривался вопрос об уменьшении давления и как следствие – возможном проседании льдины за счет ее движения. Такое движение льдины относительно воды можно в равной степени принять как движение воды относительно льдины. При этом частицы воды, встречающие на своем пути льдину, вынуждены огибать ее снизу и с боков. Но поскольку вода обладает свойством неразрывности, то частицы воды, двигающиеся по криволинейным траекториям, огибая льдину, имеют бóльшую скорость. Кроме того, эти частицы, находившиеся в состоянии покоя относительно грунта, образуют поток, перемещающийся относительно грунта в направлении, встречном направлению движения льдины.

Для стационарного течения несжимаемой жидкости уравнение Бернулли может быть получено как следствие закона сохранения энергии. Закон Бернулли утверждает, что величина сохраняет постоянное значение вдоль линии потока:

$$\rho v^2/2 + \rho g h + p = \text{const}, \tag{1}$$

где ρ – плотность жидкости, v – скорость потока, h – высота, на которой находится рассматриваемый элемент жидкости, p – давление в точке пространства, где расположен центр массы рассматриваемого элемента жидкости, g – ускорение свободного падения.

Из уравнения (1) следует, что с увеличением скорости движения жидкости на каком-либо участке, для сохранения равенства должно понизиться давление. Значит, во время движения льдины вокруг нее происходит падение давления, а следовательно, и уровня. Такой эффект хорошо проявляется на мелкой воде. Согласно (Управление судном…, 1983), глубина мелководья, на котором проявляется влияние мелководья на поведение судна и льдины, определяется как:

$$H < 4d + 3V_c^2/g, \tag{2}$$

где H – глубина, м; d – толщина льдины, м; V_c – скорость судна, м/с; g – ускорение свободного падения. Согласно наблюдениям за ледовым полем скорость смещения составила 1.45 км/час (0.78 узла) или 0.4 м/с и тогда правая часть (2) равна 4.05 м. Отметим, что формула (2) выведена для движения судна, но может применяться для движения любого достаточно крупного тела, в том числе льдины.

Другим критерием оценки влияния мелководья, связанным с изменением картины волнообразования, является «число Фруда» по глубине:

$$Fr_H = Vc/(gH)^{1/2}. \tag{3}$$

Согласно этому критерию, ощутимое влияние мелководья начинает проявляться при $Fr_H > 0.4 – 0.5$. Из него следует, что для наблюдаемой скорости движения льдины – скорости обтекающего ее потока – мелководьем следует считать глубину менее $H \approx 0.08–0.1$. Из выше приведенного видно, что для наблюденных скоростей перемещения льдины от берега и толщине льда 1 м, эффект мелководья на льдину сказываться не будет.

Также был рассмотрен вопрос о воздействии ветра, ранее не учитывавшийся, поскольку полагали, что море покрыто льдом. Однако детальный анализ ледового покрытия моря показал, что для всех событий 1–6 таблицы 1 на начало события залив Мордвинова был покрыт льдом или существовала широкая полоса припая у берега. И оказалось, что продолжительное воздействие ветров западных направлений способствовало образованию широкой полыньи или полному отрыву припая от берега и удаление его на большое расстояние. При этом продолжающееся воздействие на открытую морскую поверхность могло явиться причиной небольшого сгона величиной до 20 см, даже при наличии у берега полосы припайного льда. На рисунке 4в для примера приведены скорости и направления ветра для события 5 из таблицы 1, из которого видно наличие ветров западных направлений в первые двое суток, что подтверждает заключение о сгоне. Примерно такого же направления ветра наблюдаются и в других рассмотренных событиях.

Отметим, что продолжительность обнаруженных понижений уровня моря по длительности близка к наблюденным ранее сгонам до 2 суток. Такие сгонные явления для открытого моря описаны в статьях (Като и др., 2003; Ковалев, 2013). Поэтому, учитывая все обстоятельства, а именно продолжительность событий, наличие западных ветров и появление открытой воды, можно сделать достоверный вывод о сгонных явлениях как причине рассмотренных понижений уровня моря.

Анализ событий, связанных с повышением уровня моря

В таблице 2 приведены события, связанные с повышением уровня моря. Для них так же, как и для событий понижения уровня моря, выполнен детальный анализ синоптических и ледовых условий, которые могут вызывать вышеназванные изменения уровня моря. Отметим, что изначально таких событий было отобрано значительно больше, чем понижений уровня моря. Однако облачность зачастую мешала анализу ледовой обстановки, а некоторые события подъема уровня наблюдались при наличии очень широкой полыньи и значительного штормового волнения в ней и, скорее всего, связаны с волновым или штормовым нагоном. Такие события были исключены из таблицы, ввиду невозможности сделать по ним выводы.

Подводя итог анализа семи событий, связанных с повышением уровня моря в 2019–2021 гг. для моря, покрытого льдом (таблица 2), можно заключить, что все они не связаны с приливными волнами. Для 3–6 и 9-го событий анализ ледовой обстановки, сопутствующей событиям, не показал явной связи с наличием льда в акватории зал. Мордвинова, что было обнаружено для событий 1–2. В то же время для рассмотренных событий 3–7 и 9 обнаруживается явная связь повышения уровня моря подо льдом с понижением атмосферного давления при прохождении циклонов вблизи района наблюдений. Это явление соответствует известному закону «обратного барометра», который выражается в компенсации атмосферного давления отклонением уровня моря (Лаппо, 1979).

Таблица 2 – События, связанные с повышением уровня моря

№	Дата события	Превышение среднего уровня (см)	Продолжительность (сут)	Высота ветровых волн и зыби по записям уровня (см)	Наличие льда по спутниковым картам	Положение циклона и давление в нем (гПа)	Атмосферное давление (гПа)	Направление и скорость ветра (м/с)
1	18.01.2019 12:00	–	–	2.5	Облачность	50N 152E 972	1005	NWW 2–3
1	**19.01.2019 12:30**	30.9	2	5	Полынья шириной 20 км	46N 158E 974	1012	NW 4–6
1	21.01.2019 00:00	–	–	2	Сплошной лед в заливе	43N 150E 980	995	NNW 9–11
2	1.02.2019 12:00	–	–	5	Полынья шириной 2 км	52N 152E 960	995	W 4–6
2	**2.02.2019 19:00**	32.6	2	7	Несколько небольших полыней	Восточнее п-ова Камчатка	1012	W 2–3
2	3.02.2019 12:00	–	–	7	Полоса льда 5 км	49N 137E 1006	1010	S 0.5–1
3	18.03.2019 6:00	–	–	10	Полоса льда 5 км	52N 132E 996	1008	SW 4–6
3	**20.03.2019 0:49**	20	2	3	Облачность	46N 135E 1004	1012	S 4–6
3	20.03.2019 12:00	–	–	2	Облачность	45N 148E 1010	1015	N-E, 9–11
4	4.04.2019 00:00	–	–	0.5	Лед около берега	43N 135E 1004	1004	NWW 2–3
4	**5.04.2019 3:30**	17	6	1	Лед около берега	43N 140E 990	995	NW 4–6
4	5.04.2019 18:00	–	–	1	Лед около берега	45N 147E	992	NNW 9–11
5	8.02.2020 00:00	–	–	0.5	Сплошной лед	42N 150E 1010	1020	NE 7–8
5	**10.02.2020 7:00**	32	4.5	0.5	Облачность	43N 153E 1014	1012	NW 7–8
5	10.02.2020 18:00	–	–	1	Облачность	45N 135E 1028	1018	N 7–8
6	15.02.2020 00:00	–	–	0.5	Сплошной лед с трещинами	45N 150E 998	1018	NW 4–6
6	**16.02.2020 22:00**	19	4	0.5	Сплошной лед	42N 137E 988	1012	E 9–11
6	17.02.2020 12:00	–	–	0.5	Облачность	43N 138E 986	1010	E 9–11
7	22.042020 00:00	–	–	83	Льда нет	47N 142E 984	995	W 7–8
7	**26.04.2020 7:45**	25	9	12	Льда нет	44N 147E 1004	1010	N 4–6
7	27.04.2020 00:00	–	–	12	Льда нет	50N 137E 998	1014	W 7–8
8	2.05.2020 12:00	–	10	7.5	Льда нет	52N 150E 998	1002	SW 9–11
8	**5.05.2020 6:00**	27	75	100	Льда нет	52N 154E 986	1010	W 2–3
8	6.05.2020 6:00	–	30	25	Льда нет	57N 163E 982	1014	SE 4–6
9	6.01.2021 00:00	–	–	2.5	Ломаный лед	53N 151E 1002	1018	E 2–3
9	**8.01.2021 6:40**	13	4	2	Облачность	45N 140E 996	1004	E 7–8
9	9.01.2021 12:00	–	–	4	Ломаный лед	44N 142E 996	1008	E 7–8

Примечание: жирным шрифтом выделены даты с максимальным уровнем моря.

Проявление закона «обратного барометра» для моря, покрытого льдом

Из событий, в которых наблюдается изменение уровня моря подо льдом, связанное с колебаниями атмосферного давления, наиболее пригодными для изучения влияния являются события 3–6 и 9, поскольку для них море было покрыто сплошным, не ломаным льдом или широкой полосой льда у берега, и это было точно установлено по спутниковым снимкам. При этом повышение уровня для события 3 составило 20 см, а изменение атмосферного давления – 14 гПа; для события 4 – 17 см, а изменение атмосферного давления – 10 гПа; для события 5 повышение было максимальным из наблюдаемых и составило 32 см, а изменение атмосферного давления – 10 гПа; для события 6 повышение было 19 см, а изменение атмосферного давления – 8 гПа и для события 9 повышение – 13.3 см, а изменение атмосферного давления – 18 гПа.

В других, не включенных сюда, событиях повышения уровня моря большая часть открытого моря без льда могла повлиять на результаты измерений. Отметим, что событие 3 вначале также было исключено из списка рассматриваемых событий по причине того, что большую часть времени море в течение этого события было закрыто льдом. Однако дальнейшие расчеты и анализ показали, что это событие можно отнести к событиям с «обратным барометром».

Известно (Лаппо, 1979), что из условия гидростатики давление P выражается как:

$$P = \rho g(z + \eta) + P_a, \tag{4}$$

где $\rho = 1025$ кг м$^{-3}$ – плотность воды, z – расстояние от поверхности, η – возвышение поверхности, P_a – атмосферное давление. Тогда для установившегося равновесного положения $\eta^* = -P_a/\rho g$. И для оценки реакции уровня моря на изменения атмосферного давления, пространственные и временные масштабы которых соответствуют нормальным погодным системам (Rombakis, 1948; Robinson, 1964), используют наблюдаемый барометрический коэффициент или отношение изменения уровня моря к изменению атмосферного давления, теоретическое значение которого близко к –1.01 см/мБ.

Выражение (4) использовано для пояснения механизма действия «обратного барометра». Однако оно является грубым приближением, поскольку не учитывает скорость распространения атмосферного возмущения. Поэтому для расчета отклика уровня на изменение атмосферного давления необходимо использовать выражение, приведенное в работе (Праудмен, 1957):

$$\Delta\eta = -\Delta Pa/[\rho g(1- c^2/gH)], \tag{5}$$

где c – скорость распространения атмосферного возмущения, H – глубина моря.

Проведенные расчеты для скоростей перемещения наблюдаемых атмосферных возмущений в диапазоне 15–30 узлов (7.7–15.4 мс$^{-1}$) показали, что величина отклика уровня моря для наблюдаемого диапазона изменения атмосферного давления 4–14 гПа составляет от 13 до 45 см. Эти величины близки к зарегистрированным подъемам уровня моря для событий 3–6 и 9.

Следует отметить, что обратный барометрический или «изостатический» отклик наблюдался на многих станциях побережья Австралии (Hamon, 1966). Б. Хамон для анализа основных особенностей изменения барометрического фактора (коэффициента регрессии) вокруг Австралии использовал регрессию среднесуточного уровня моря на среднесуточное атмосферное давление (Hamon, 1966). Авторы настоящей работы также провели вычисление коэффициента регрессии для исследуемых событий. При этом вначале были рассчитаны нормированные средние по шести часам значения изменений атмосферного давления – пунктирные кривые 1, 3, 5, 7 и уровня моря – кривые 2, 4, 6, 8, приведенные на рисунке 5а.

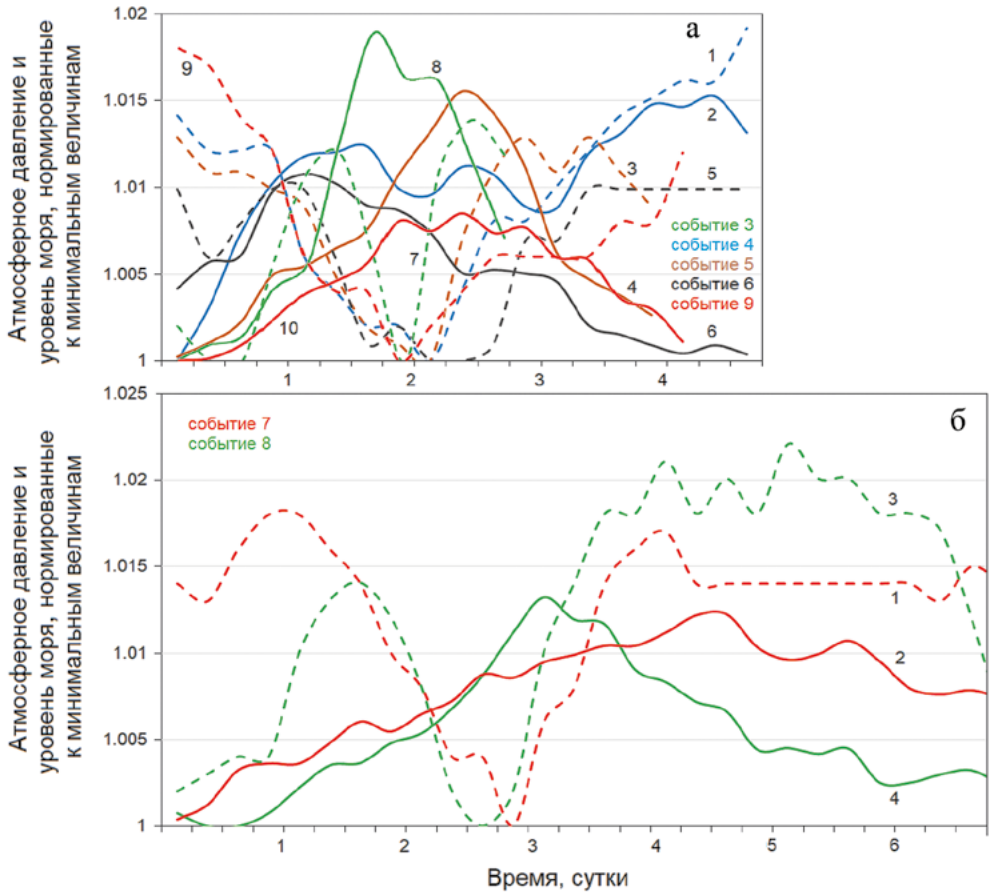

Рис. 5 – Нормированные значения временного хода атмосферного давления (пунктирные кривые) и уровня моря (сплошные кривые), усредненные по шести часам для моря, покрытого льдом, **а**: 1, 2 – начало 04.04.2019 (событие 4, таблица 2); 3, 4 – начало 08.02.2020 (событие 5, таблица 2); 5, 6 – начало 15.02.2020 (событие 6, таблица 2); 7, 8 – начало 18.03.2019 (событие 3, таблица 2).
Для открытого моря **б**: 1, 2 – начало 22.04.2020 (событие 7, таблица 2) и 3, 4 – начало 02.05.2020 (событие 8, таблица 2). Время по горизонтальной оси от начала события

Среднесуточный уровень моря был рассчитан по исходным рядам уровня моря, из которых первоначально был вычтен предвычисленный прилив с использованием программы Kyma (Kovalev, 2018), как описано выше. Затем этой же программой была

выполнена низкочастотная фильтрация с подавлением периодов короче шести часов с использованием цифрового фильтра с применением быстрого преобразования Фурье (алгоритм: прямое преобразование Фурье, подавление частот и амплитуд на заданном интервале, обратное преобразование Фурье). Полученные значения использовались для расчета среднесуточной величины уровня моря. Среднесуточное атмосферное давление вычислялось с использованием данных гидрометеослужбы, имеющихся в открытом доступе.

На кривых атмосферного давления рисунка 5а для моря, покрытого льдом, хорошо видно падение давления, при этом кривые для первых трех суток имеют близкий характер. Отметим, что максимум уровня для событий 3, 4 и 6 наступает раньше минимума атмосферного давления, в то же время для случая 5 и 9 наблюдаем обратное. Для свободного ото льда моря подъемы уровня вод по времени примерно в 1.5–2 раза продолжительнее, чем для моря, покрытого льдом (рисунок 4б). При этом максимумы уровня для обоих событий 7 и 8 (кривые 2 и 4) наступают позже минимумов атмосферного давления. Поэтому возможно, что и события 5 и 9 относятся к случаю открытого моря, поскольку ледовая обстановка части события скрыта облачностью, хотя волнение было минимальным и характерным для моря, покрытого льдом.

Из вышеприведенных результатов расчета и данных наблюдений можно заключить, что в первые сутки подъема уровня моря подо льдом определяющую роль на величину коэффициента регрессии оказывало изменение атмосферного давления.

Таблица 3 – Величины изменения атмосферного давления, уровня моря и коэффициенты регрессии для событий повышения уровня моря в связи с «обратным барометром» для моря, покрытого льдом (события 3–6 и 9) и свободного ото льда (события 7 и 8)

Событие	3	4	5	6	9	7	8
Максимальное изменение атмосферного давления (гПа)	14	12	12	9	18	18	22
Максимальное изменение уровня моря (см)	20	17	32	19	13	25	27
Коэффициент регрессии, первые сутки (см/гПа)	–0.93	–2.25	–2.75	–0.87	–0.5	1.7	0.39
Коэффициент регрессии, вторые сутки (см/гПа)	0.7	0.57	–1.82	0.44	–1.43	–0.49	1,1

Примечание: поскольку все значения коэффициента регрессии рассчитаны по 4-м суточным значениям, то число степеней свободы для них, вычисленное с использованием таблицы Стьюдента, для вероятности 0.9 составляет 2.35.

Величины изменения атмосферного давления, уровня моря и рассчитанные значения коэффициентов регрессии для событий повышения уровня моря в связи с «обратным барометром» приведены в таблице 3. Видно, что разброс значений достаточно большой, однако остается в пределах значений, найденных в работе (Hamon, 1966). Из полученных оценок можно сделать вывод, что для моря, покрытого льдом, закон «обратного барометра» выполняется со средним среднесуточным значением

коэффициента регрессии для первых суток значениями –0.5 ÷ –2.75 гПа (в среднем –1.46 гПа), в то время как по оценкам, сделанным в работе (Hamon, 1966), абсолютные величины коэффициента регрессии в среднем почти в 3 раза меньше, чем полученные нами, за исключением пункта наблюдения Geraldton, расположенного на западном побережье Австралии, где величина коэффициента регрессии достигала –2.39.

Для сравнения полученных коэффициентов регрессии для моря, покрытого льдом, с аналогичными для моря, свободного ото льда, были рассмотрены два события повышения уровня – 7 и 8 (таблица 2). Для этих событий лед на море отсутствовал, в 2020 г. лед ушел далеко от берега 12 апреля. Как показывает сравнение поведения уровня по нормированным кривым (рисунки 4, 5), нормированная величина подъема уровня примерно одинакова для событий как при наличии льда, так и в его отсутствие. Возможно, что в связи с более медленным и плавным подъемом уровня для свободного ото льда моря, в первые сутки величины коэффициентов регрессии были положительны для обоих событий 7 и 8 и во вторые сутки для события 8. Но уже на третьи сутки коэффициенты для обоих событий были отрицательными и равнялись –1.34 гПа и –0.6 гПа. Поэтому можно заключить, что в первые сутки на изменения уровня моря оказывали влияние еще и другие факторы, а не только связанные с законом «обратного барометра». К таким факторам может быть, по мнению (Hamon, 1966), отнесено влияние ветров, в нашем случае восточных, приводящее даже к изменению знака регрессии.

Следует отметить, что для западного побережья Австралии также наблюдается большой разброс значений коэффициента регрессии, в том числе и с изменением его знака, и характерны большие по абсолютной величине значения, превышающие 1. И, как показано в работе (Hamon, 1966), высокие и низкие значения коэффициента не распределены случайным образом, но появляются в определенных регионах; маловероятно, что эти расхождения могут быть объяснены специфическими особенностями рельефа дна вблизи отдельных регистраторов уровня моря.

Авторы также проверили предположение, сделанное B. V. Hamon в его статье 1966 г. о том, что постоянно существующие на восточном побережье Австралии движущиеся континентальные шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления. Сделать заключение по этому предположению B. V. Hamon не смог, из-за коротких временных серий, как он сам считал.

Для проверки этого предположения вначале был рассчитан спектр колебаний уровня по временной серии прибора 141 с вычтенным предвычисленным приливом продолжительность около 9 месяцев, приведенный на рисунке 6. На спектре видны несколько пиков на периодах 20.3, 25.5, 37.7, 39.5, 40.6, а превышающие 80 % доверительный интервал пики с периодами 25.5 и 37.7 часа. Отметим, что поскольку известно, что континентальные шельфовые волны дают относительно слабый вклад в колебания уровня, но порождают сильные течения (Cartwight, 1969; Cutchin, Smith, 1973) и подъем уровня при этом небольшой, то здесь рассматривается доверительный интервал 80 %.

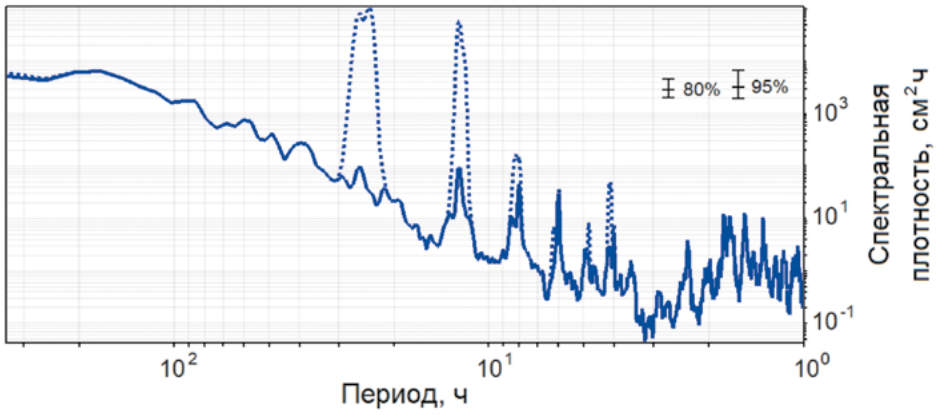

Рис. 6 – Спектры колебаний уровня моря, рассчитанные по исходной временной серии прибора 141, полученной в 2020 г. (пунктирная линия) и с вычтенным предвычисленным приливом (сплошная линия)

Затем был проведен анализ возможности существования шельфовых волн с использованием модельных расчетов. Учитывая, что географическая широта установки прибора 141 составляла приблизительно $\varphi = 48.86^{\circ}$, а круговая частота вращения Земли равна $\Omega = 7.2921 \cdot 10^{-5}$ с$^{-1}$, получаем инерционную частоту $f = 2\Omega\sin\varphi = 1.098 \cdot 10^{-4}$ с$^{-1}$ и, соответственно, период инерционных колебаний, равный 15.89 часа. Отметим также, что шельфовые волны существуют на частотах ниже инерционной частоты $\omega < f$, а краевые наоборот (Рабинович, 1993), они вызываются гироскопическими силами. И поскольку период наблюденных нами волн 37.7 часа, частота которых $\omega = 0.0265$ цикл/ч, то отношение $\omega/f = 0.421$, а для волн с периодом 25.5 часа $\omega/f = 0.62$. Именно для этих отношений рассмотрим возможность существования шельфовых волн.

Дисперсионное соотношение для волн континентального шельфа было получено В. Т. Бухвальдом и Дж. К. Адамсом в работе (Buchwald, Adams, 1968) для экспоненциального профиля морского дна на шельфе вида:

$$\begin{cases} H(x) = h_0 e^{-2bx} & 0 < x < L \\ H(x) = D & L < x < \infty \end{cases}, \tag{6}$$

где x – морская координата поперек берега, где $H(x)$ – профиль шельфа, ширина шельфа $L = 115$ км, D – глубина моря, b – коэффициент экспоненты равный 0.0205 для профиля дна от п. Охотское. Позднее П. Г. Леблоном и Л. А. Майсаком, а также А. Е. Гиллом, были сделаны обобщения теории, которые приведены в статьях (LeBlond, Mysak, 1981; Gill, 1982).

С использованием аппроксимации профиля дна была рассчитана дисперсионная диаграмма шельфовых волн для разных мод (от 0 до 4) шельфовых волн при помощи формулы, приведенной в работе (Mysak, 1980), для экспоненциального профиля дна. Рассчитанная дисперсионная диаграмма показала, что для волн обнаруженного периода 37.7 часа и соотношения $\omega/f = 0.421$ возможно существование шельфовых волн с первой по четвертую моды и двух первых мод для волн с периодом 25.5 часа

и $\omega/f = 0.62$. Такие волны, как считают (LeBlond, Mysak, 1978), захватываются вдоль шельфа и распространяются в виде последовательности горизонтальных вихрей с переменным знаком.

Оценка возможности вклада энергии шельфовых волн в колебания уровня проверялась совпадением зарегистрированных максимумов подъемов уровня с максимумами шельфовых волн. В случае совпадения максимумов можно сделать заключение о теоретической возможности вносить вклад в подъемы уровня моря. С использованием зарегистрированной прибором 141 временной серии и преобразования Фурье была выполнена полосовая фильтрация временного ряда колебаний уровня моря вблизи периода 37.7 ч (рисунок 7а). Однако сравнивать максимумы периодов такого модельного ряда с максимумами уровня исходного временного ряда (рисунок 7б), как видно из рисунка, затруднительно, ввиду меняющейся амплитуды модельного ряда и ее малой величины – примерно 1.5 порядка, по сравнению с исходным рядом колебаний уровня вод.

Поэтому было проведено сравнение совпадения периодов, с использованием простого сгенерированного ряда синусоидальной волны с обнаруженным периодом 37.7 часа по формуле $x(t) = 2110 + 20 \sin((2\pi/T) + \varphi_0)$, где T – период шельфовых волн, φ_0 – начальная фаза. Рисунок 7б показывает исходный ряд уровня и синусоиду с периодом 37.7 часа. Начальная фаза подбиралась по условию максимального числа совпадений с пиками колебаний уровня моря. Видно, что наблюдается хорошее согласование максимумов шельфовых волн с пиками подъема уровня моря. Нерегулярное совпадение можно отнести за счет большого числа факторов, влияющих на подъем уровня моря реальных шельфовых волн. Тем не менее, допустимо заключить, что движущиеся континентальные шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления и таким образом вносить вклад в подъем уровня моря.

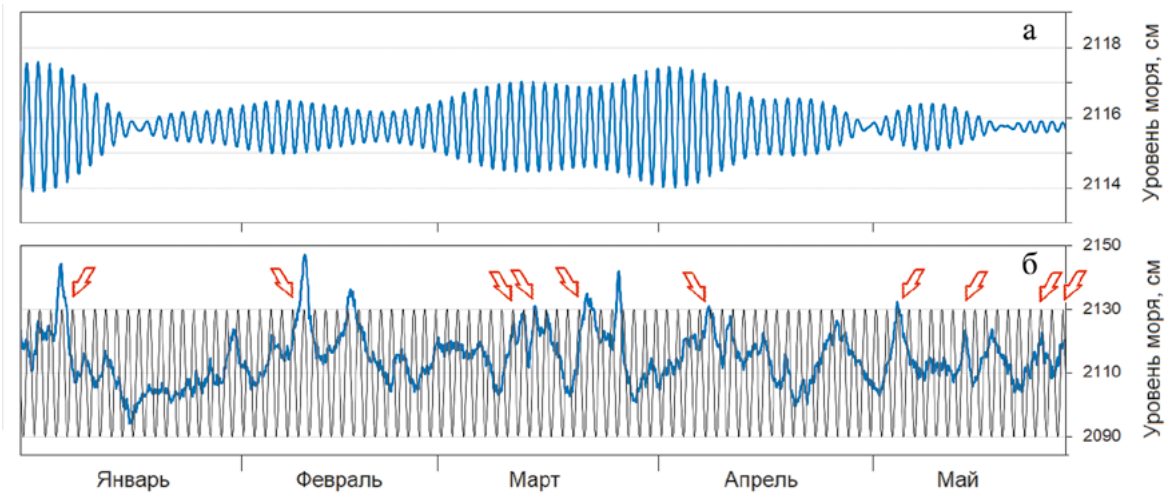

Рис. 7 – Колебания уровня для периода волны 37.7 часа (**а**). Часть временной серии прибора 141 для 2020 г. с вычтенным приливом, отфильтрованным ветровым волнением и сгенерированный ряд значений с периодом 37.7 часа (**б**).
Стрелками показаны моменты совпадения максимумов уровня

Кроме рассмотренных выше событий 3–9, было отмечено еще два события повышения уровня моря – события 1, 2 (таблица 2), когда присутствовал лед на части залива Мордвинова или во всем заливе, но с небольшими трещинами. Но в отличие от рассмотренных предыдущих событий, они наблюдались во время повышения атмосферного давления (рисунок 8). Проведенный анализ скорости и направления ветра для рассматриваемых случаев показал, что преобладали ветра западных направлений и они не могли быть причиной возможного нагона.

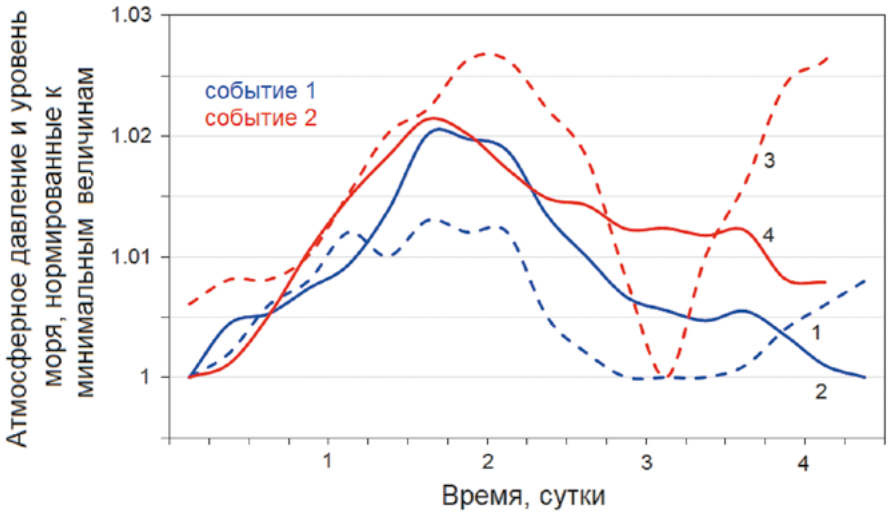

Рис. 8 – Нормированные значения временного хода атмосферного давления (пунктирные кривые) и уровня моря (сплошные кривые) для моря, покрытого льдом. Начало события 1 – 18.01.2019 (таблица 2); начало события 2 – 01.02.2019 (таблица 2). Время по горизонтальной оси от начала события

Для этих событий также была проверена возможность совпадения обнаруженных подъемов уровня с шельфовыми волнами и был сгенерирован ряд синусоидальной волны с обнаруженным периодом 37.7 часа. Полученная синусоида была наложена на временной ход колебаний остаточного уровня прибора 86, затем изменением начальной фазы синусоиды установили совпадение ее максимума с максимумом уровня события 1 (таблица 2). При этом видим на рисунке 9, что максимум синусоиды совпал с максимумом уровня события 2. Наблюдается хорошее согласование максимумов шельфовых волн с пиками подъема уровня моря для событий 1 и 2 из таблицы 2. Из этого можно заключить, что вклад в подъем уровня обеспечивают континентальные шельфовые волны, которые могли подпитаться энергией долго перемещающегося над районом наблюдения и Охотским морем циклона с давлением 972 гПа для первого события и энергией барической системы из двух циклонов с давлением 978 и 952 гПа для второго события.

Отметим также, что продолжительность событий 1 и 2 составляет около двух суток, в то время как для событий 3–6 (таблица 2) длительность событий больше, чем в 2 раза. Ширина огибающей наблюденных волн событий 1 и 2 близка к модельной синусоиде, что подтверждает вклад шельфовых волн в подъем уровня моря.

Так как увеличение атмосферного давления в первом событии составило 12 гПа, а во втором 26 гПа, то по закону обратного барометра уровень моря должен был опуститься, согласно теоретического коэффициента регрессии –1.01 см/гПа (Лаппо, 1979), на 12.1 и 26.3 см. Если же учитывать коэффициент регрессии, полученный в настоящей работе, и принять его приблизительно равным –2, то изменения уровня моря составят 24 и 52 см. Однако, согласно наблюденным данным, уровень вод поднялся на 30.9 и 32.6 см для первого и второго событий соответственно. Поэтому можно сделать вывод, что передача энергии атмосферного возмущения шельфовым волнам, которые способствовали подъему уровня моря, привела к его возвышению на 43.0–54.9 см и 58.9–78.3 см для первого и второго событий соответственно.

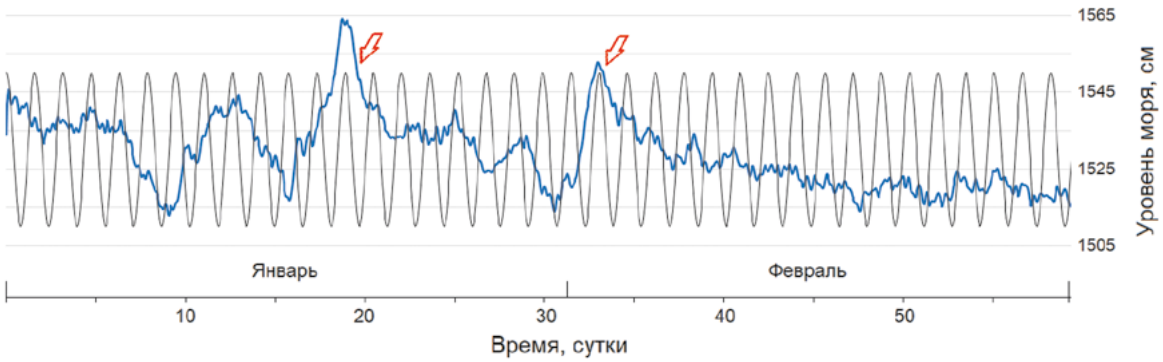

Рис. 9 – Часть временной серии прибора 86 для 2019 года с вычтенным приливом, отфильтрованным ветровым волнением и сгенерированный ряд значений с периодом 37.7 часа. Стрелками показаны моменты совпадения максимумов уровня

Выводы

Проведен анализ причин повышения и понижения уровня моря подо льдом с использованием временных рядов измерения гидростатического давления, пересчитанного в изменение уровня моря, выполненных в прибрежной зоне юго-восточного побережья о. Сахалин в 2019–2021 гг. Приборы устанавливались на глубинах 15.3–21.1 метра.

Анализ шести событий с понижением уровня моря в 2019–2021 гг. показал, что они не связаны с приливными волнами, минимумы уровня моря соответствуют разным фазам прилива и длительность событий в несколько раз больше периода суточной приливной волны. Также не обнаружено связи изменений атмосферного давления с понижением уровня моря.

Объяснение причин обнаруженных понижений уровня моря дано с учетом продолжительности событий, наличия западных ветров и появления открытой воды. Это позволило сделать достоверный вывод, что при наличии продолжительных ветров западного направления, ледяное поле припая отрывается от берега, возможно даже оставляя вдоль берега полосу льда шириной от 500 м до нескольких километров. При этом на образовавшейся полынье под действием тех же ветров западного направления

наблюдается сгон небольшой величины, который и регистрируется приборами как понижение уровня моря.

Анализ семи событий из таблицы 2, связанных с повышением уровня моря в 2019–2021 гг., показал, что все они не связаны с приливными волнами. Для 3–7 событий таблицы 2 анализ ледовой обстановки, сопутствующей событиям, не показал явной связи с наличием льда в акватории зал. Мордвинова, что было обнаружено для событий 1–2. В то же время для рассмотренных событий 3–7 повышения уровня моря подо льдом обнаруживается их связь с понижением атмосферного давления при прохождении циклонов вблизи района наблюдений. Это явление соответствует известному закону «обратного барометра», который выражается в компенсации атмосферного давления отклонением уровня моря (Лаппо, 1979).

Проведено сравнение характера поведения уровня и коэффициентов регрессии для моря, покрытого льдом, с аналогичными для моря, свободного ото льда, на примере двух событий повышения уровня – 7 и 8 (таблица 2). Данное сопоставление показало, что для свободного ото льда моря подъемы уровня по времени примерно в 2 раза продолжительнее и наступают позже минимумов атмосферного давления, по сравнению с достоверно установленными событиями для моря, покрытого льдом. При этом абсолютные величины коэффициента регрессии для моря, свободного ото льда, в среднем почти в 4 раза меньше, чем для покрытого льдом.

Проведена проверка предположения, сделанного B. V. Hamon, о том, что континентальные шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления. Рассчитанные с использованием модели В. Т. Бухвальда и Дж. К. Адамса дисперсионные кривые и полученные из спектров периоды волн 25.5 и 37.7 часа показали, что эти волны являются шельфовыми. Сгенерированные временные ряды с периодом 37.7 часа для обнаруженных шельфовых волн показали хорошее совпадение их максимумов с наличием пиков в подъемах уровня моря, что подтверждает возможность передачи части их энергии во вклад подъема уровня моря, а сами движущиеся континентальные шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления от проходящих циклонов.

Объяснение наблюдаемых коротких подъемов уровня моря, совпадающих с повышением атмосферного давления (события 1, 2 таблица 2), дано с использованием сравнения временного интервала между событиями с модельной волной с периодом 37.7 часа, которое показало, что энергия, затраченная на подъем уровня вод, получена за счет шельфовых волн с периодом 37.7 часа, которые, в свою очередь, подпитались от проходящих вблизи района наблюдений глубоких циклонов.

Благодарности. Представленные результаты получены в рамках государственного задания ИМГиГ ДВО РАН и при частичном финансировании гранта Президента Российской Федерации по государственной поддержке ведущих научных школ РФ № НШ-70.2022.1.5.

Список литературы

1. *Герман В. Х.* Об исследовании связи колебаний уровня моря с полем атмосферного давления как линейной динамической системы с постоянными параметрами // Труды Гос. Океаногр. института. 1974. Вып. 121. С. 13–21.
2. *Като Л. Н., Любицкий Ю. В., Шевченко Г. В.* Оценка экстремальных значений сгонно-нагонных колебаний уровня моря на юго-восточном побережье о. Сахалин // Колебания уровня в морях: сб. ст. / Российский государственный гидрометеорологический университет. СПб., 2003. С. 111–128.
3. *Ковалев Д. П.* Экстремальный сгон у юго-восточного побережья о. Сахалин // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2013. Т. 6. № 1. С. 52–56.
4. *Ковалев Д. П.* Kyma: программа для ЭВМ. RU 2018618773. № 2018612587; заявл. 20.03.2018; опубл. 19.07.2018.
5. *Лаппо С. С.* Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой. М.: Наука, 1979. 181 с.
6. *Праудмэн Дж.* Динамическая океанография. М.: Иностранная литература, 1957. 418 с.
7. *Рабинович А. Б.* Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. Л.: Гидрометеоиздат, 1993. 325 с.
8. Управление судном и его техническая эксплуатация. 3-е изд., перераб. и доп. / Под ред. А. И. Щетининой. М.: Транспорт, 1983. 656 с.
9. *Andrade M. M., Toldo E. E., Nunes J. C. R.* Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil // Brazilian Journal of Oceanography. 2018. No. 66. P. 245–254. https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603.
10. *Buchwald V. T., Adams J. K.* The propagation of continental shelf waves // Proc. Roy. Soc. Ser. A. 1968. Vol. 305. P. 235–250.
11. *Cartwight D. E.* Extraordinary tidal currents near St. Kilda // Nature, 1969. Vol. 223. P. 928–932.
12. *Cutchin D. L., Smith R. L.* Continental shelf waves: low frequency variations in sea level and currents over Oregon continental shelf // J. Phys. Oceanogr. 1973. Vol. 3. No. 3. P. 73–82.
13. EOSDIS Worldview (nasa.gov). https://worldview.earthdata.nasa.gov.
14. *Gill A. E.* Atmosphere-Ocean Dynamics. International Geophysics Series. Vol. 30. London: Academic Press, 1982. 662 p.
15. *Groves J. W., Zetler B. D.* The Cross Spectrum of Sea Level at San Francisco and Honolulu // Journal of Marine Research. 1964. Vol. 22. P. 269–275.
16. *Hamon B. V.* Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level // J. Geophys. Res. 1966. 71. No. 12. P. 2883–2893.
17. Japan Meteorological Agency. www.jma.go.jp.
18. *LeBlond P. H., Mysak L. A.* Waves in the Ocean. Elsevier, 1978. 602 p.
19. *LeBlond P. H., Mysak L. A.* Waves in the Ocean. Elsevier Oceanography Series. Vol. 20. Amsterdam: Elsevier, 1981. 602 p.
20. *Lopez M., Iglesias G., Kobayashi N.* Long period oscillations and tidal level in the Port of Ferrol // Applied Ocean Research. 2012. Vol. 38. P. 126–134. https://doi.org/10.1016/j.apor.2012.07.006.
21. *Mysak L.* Recent advances in shelfwave dynamics // Rev. Geophys. Space Phys. 1980. Vol. 18. P. 211–241.
22. *Robinson A. R.* Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems // J. Geophys. Res., 1964. Vol. 69. P. 367–368.

23. *Rombakis S.* Der Einfluss meteorologischer Faktoren auf die Topographie des physikalisches Meeresniveau // Z. Meteorol. 1948. No. 2. P. 300–305. https://www.uib.no/ka/50867/den-aller-kaldaste-havstraumen.
24. *Sylte G. U.* Den aller kaldaste havstraumen // Universitet I Bergen. 2010. https://www.uib.no/ka/50867/den-aller-kaldaste-havstraume.
25. *Truccolo E. C., Franco D., Schettini C. A. F.* The Low Frequency Sea Level Oscillations in the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil // Journal of Coastal Research. 2006. Vol. 1. P. 547–552.
26. *Volkov D. L., Landerer F. W., Kirillov S. A.* The genesis of sea level variability in the Barents Sea // Continental Shelf Research. 2013. Vol. 66. P. 92–104. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.007.467.
27. *Xiao K., Chen M., Wang Q., Wang X., Zhang W.* Low-frequency sea level variability and impact of recent sea ice decline on the sea level trend in the Arctic Ocean from a high-resolution simulation // Ocean Dynamics. 2020. Vol. 70. P. 787–802. https://doi.org/10.1007/s10236-020-46901373-5.

Статья поступила в редакцию 14.10.2022, одобрена к печати 12.12.2022.
Для цитирования: *Ковалев Д. П., Ковалев П. Д., Борисов А. С.* Продолжительные повышения и понижения уровня покрытого льдом моря у побережья Охотского моря в заливе Мордвинова // Океанологические исследования. 2022. № 50 (4). С. 5–29. https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).1.

LONG-TERM RISE AND FALL OF LEVEL OF ICE-COVERED OKHOTSK SEA NEAR THE COAST OF MORDVINOV BAY

D. P. Kovalev, P. D. Kovalev, A. S. Borisov

Institute of Marine Geology and Geophysics FEB RAS (IMGG FEB RAS),
1B, Nauki str., Yuzhno-Sakhalink, 693022, Russia,
e-mail: p.kovalev@imgg.ru

The analysis of the causes of sea level rise and fall under the ice was carried out using sea level time series obtained by measurements performed in the coastal zone of the south-eastern coast of Sakhalin island in 2019–2021. The analysis of all the events of sea level rising and falling showed that they are not associated with tidal waves, the minima of sea level correspond to different phases of tide and the duration of the events is several times longer than the period of the daily tidal wave. Analysis of the causes of six detected events of sea level fall showed that they are the result of long-lasting winds of the western direction. The fast ice field breaks away from the shore due to these winds and at the place of formed polynya a small set-down appears under the influence of the same winds. Instruments recorded this sea set-down as a decrease of sea level. The analysis of the seven selected events associated with sea level rise showed their connection with a decrease of atmospheric pressure during the cyclones passage near the observation area. The comparison of sea level behaviour and regression coefficients for an ice-covered sea with similar ones for an ice-free sea showed that for an ice-free sea, the level rises are about twice longer in time and occur later than the atmospheric pressure minima. At the same time, the absolute values of the regression coefficient for an ice-free sea are on average almost four times less than for an ice-covered one. The assumption that atmospheric pressure fluctuations

can saturate the continental shelf waves has been verified using the Buchwald and Adams shelf wave model. Shelf wave periods of 37.7 hours calculated from spectra confirmed the possibility of transmission to sea level rise, and the shelf waves themselves can be saturated by atmospheric pressure fluctuations from passing cyclones.

Keywords: rise and fall of sea level, atmospheric pressure, wind, shelf waves, ice

Acknowledgement: Presented results were carried out under the state assignment for IMG&G FEB RAS and under partial funding of Russian president′s grant for state assistance of leading scientific schools of RF No. НШ-70.2022.1.5.

References

1. Andrade, M. M., E. E. Toldo, and J. C. R. Nunes, 2018: Tidal and subtidal oscillations in a shallow water system in southern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, **66**, 245–254. https://doi.org/10.1590/s1679-87592018017406603.
2. Buchwald, V. T. and J. K. Adams, 1968: The propagation of continental shelf waves. *Proc. Roy. Soc.* Ser. A., **305**, 235–250.
3. Cartwight, D. E., 1969: Extraordinary tidal currents near St. Kilda. *Nature*, **223**, 928–932.
4. Cutchin, D. L. and R. L. Smith, 1973: Continental shelf waves: low frequency variations in sea level and currents over Oregon continental shelf. *J. Phys. Oceanogr.,* **3** (3), 73–82.
5. EOSDIS Worldview (nasa.gov) // https://worldview.earthdata.nasa.gov.
6. Gill, A. E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics.* International Geophysics Series, **30***,* London, Academic Press, 662 p.
7. Groves, J. W. and B. D. Zetler, 1964: The Cross Spectrum of Sea Level at San Francisco and Honolulu. *Journal of Marine Research*, **22**, 269–275.
8. Hamon, B. V., 1966: Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. *J. Geophys. Res.,* **71** (12), 2883–2893.
9. Herman, V. H., 1974: On the study of the relationship of sea level fluctuations with the atmospheric pressure field as a linear dynamic system with constant parameters. *Proceedings Gos. oceanogr. Institute,* **121**, 13–21.
10. Japan Meteorological Agency. www.jma.go.jp.
11. Kato, L. N., Yu. V. Lyubitsky, and G. V. Shevchenko, 2003: *Estimation of extreme values of sea level surges on the southeastern coast of O. Sakhalin. Sea level fluctuations.* [Collection of articles] Russian State Hydrometeorological University. Saint Petersburg, 111–128.
12. Kovalev, D. P., 2013: Extreme run-off off the southeastern coast of Sakhalin Island. *Fundamental and applied hydrophysics*, **6** (1), 52–56.
13. Kovalev, D. P., 2018: *Kyma. Federal patent of computer program.* RU 2018618773. No. 2018612587; application 20.03.2018; publ. 19.07.2018.
14. Lappo, S. S., 1979: *Medium-scale dynamic processes of the ocean excited by the atmosphere.* Moscow, Nauka, 181 p.
15. LeBlond, P. H. and L. A. Mysak, 1978: *Waves in the Ocean*. Elsevier, 602 p.
16. LeBlond, P. H. and L. A. Mysak, 1981: *Waves in the Ocean* Elsevier Oceanography Series, **20**, Amsterdam, Elsevier, 602 p.
17. Lopez, M., G. Iglesias, and N. Kobayashi, 2012: Long period oscillations and tidal level in the Port of Ferrol. *Applied Ocean Research,* **38**, 126–134, https://doi.org/10.1016/j.apor.2012.07.006.

18. Mysak, L., 1980: Recent advances in shelfwave dynamics. *Rev. Geophys. Space Phys.,* **18**, 211–241.
19. Proudman J., 1953: *Dynamical Oceanography*. London, 418 p.
20. Rabinovich, A. B., 1993: *Long gravitational waves in the ocean: capture, resonance, radiation*. Leningrad, Hydrometeoizdat, 325 p.
21. Robinson, A. R., 1964: Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems. *J. Geophys. Res*., **69**, 367–368.
22. Rombakis, S., 1948: Der Einfluss meteorologischer Faktoren auf die Topographie des physikalisches Meeresniveau. *Z. Meteorol.,* **2**, 300–305.
23. *Ship management and its technical operation*. 1983. 3rd ed., reprint and additional, Edited by A. I. Shchetinina, Moscow, Transport, 656 p.
24. Sylte, G. U., 2010: *Den aller kaldaste havstraumen*. Universitet I Bergen. https://www.uib.no/ka/50867/den-aller-kaldaste-havstraume.
25. Truccolo, E. C., D. Franco, and C. A. F. Schettini, 2006: The Low Frequency Sea Level Oscillations in the Northern Coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, **1**, 547–552.
26. Volkov, D. L., F. W. Landerer, and S. A. Kirillov, 2013: The genesis of sea level variability in the Barents Sea. *Continental Shelf Research,* **66**, 92–104. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.07.007.467.
27. Xiao, K., M. Chen, Q. Wang, X. Wang, and W. Zhang, 2020: Low-frequency sea level variability and impact of recent sea ice decline on the sea level trend in the Arctic Ocean from a high-resolution simulation. *Ocean Dynamics,* **70**, 787–802. https://doi.org/10.1007/s10236-020-46901373-5.

Submitted 14.10.2022, accepted 12.12.022.
For citation: Kovalev, D. P., P. D. Kovalev, and A. S. Borisov, 2022: Long-term rise and fall of level of ice-covered Okhotsk Sea near the coast of Mordvinov Bay. *Journal of oceanological research,* **50** (4), 5–29, https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2022.50(4).1.