

Особенности образования следов циклонов (колебаний температуры воды) в районе мыса Свободного, юго-восточная часть острова Сахалин

П. Д. Ковалев^{1, ✉}, В. А. Сквайр², Д. П. Ковалев¹, А. И. Зайцев³

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

² University of Otago, Dunedin, New Zealand

³ Специальное конструкторское бюро автоматизации морских исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

✉ kovalev_pd@outlook.com

Поступила в редакцию 13.08.2021 г., после доработки – 17.09.2021 г.

Цель. Цель работы – изучение особенностей формирования следов циклонов после регулярного прохождения циклонов над районом измерения волнения и оценка параметров внутренних волн в следе по данным натуральных наблюдений.

Методы и результаты. Представлен анализ данных полевых наблюдений морских волн и температуры воды. Измерения проводились прибором APB-K14 (автономный регистратор волнения и температуры воды) в районе мыса Свободного на юго-восточном побережье острова Сахалин на глубине около 8 м. Полученные временные ряды колебаний уровня моря и температуры продолжительностью около полутора месяцев подвергались спектральному анализу с применением программных средств. Обнаружены доминирующие колебания температуры, достигающие 8,5 °С, с периодом 13,1 ч в верхнем квазиоднородном слое океана. Данные колебания были идентифицированы как следы циклонов в стадии их релаксации. Принимая во внимание синоптические обстоятельства, существующие во время прохождения нескольких циклонов и связанных с ними штормов в районе наблюдения, авторы исследовали наличие или отсутствия следа. **Выводы.** Показано, что если следующий шторм приходит раньше, чем через 10 дней после предыдущего, то след может быть короче или даже отсутствовать из-за активного перемешивания воды в верхнем квазиоднородном слое океана. Значение коэффициента ϵ в выражении $\omega = (1 + \epsilon)f$, связывающего доминирующую частоту ω внутренних волн, т. е. почти инерционных колебаний в следе за каждым тайфуном, с инерционной частотой f (параметром Кориолиса, определяемым географической широтой акватории, где распространяются волны), для полученных данных близко к значению, предложенному в работе Э. Кунзе. С использованием формулы Дж. Ф. Прайса определены характерные горизонтальные длины внутренних волн в направлении перемещения внутри следов циклонов, движущихся со скоростью 15–35 узлов. Эти длины составляют от 304,6 до 1066,1 км.

Ключевые слова: циклон, внутренние волны, след циклона, колебания температуры морской воды, верхний квазиоднородный слой

Благодарности: российские соавторы заявляют, что данное исследование выполнено в соответствии с государственными программами Института морской геологии и геофизики и Специального научно-исследовательского бюро автоматизации морских исследований Дальневосточного отделения Российской академии наук. Они также благодарны сотрудникам лаборатории волновой динамики и прибрежных течений за сбор полевых данных. Вернон А. Сквайр высоко ценит постоянную поддержку со стороны Университета Отаго на протяжении долгой карьеры и по сей день и особенно благодарит аспирантов и студентов, которые многому научились на этом пути.

Для цитирования: Особенности образования следов циклонов (колебаний температуры воды) в районе мыса Свободного, юго-восточная часть острова Сахалин / П. Д. Ковалев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 1. С. 34–52. doi:10.22449/0233-7584-2022-1-34-52

Features of Formation of the Cyclone Wakes (Fluctuations In Seawater Temperature) in the Area of Cape Svobodny, the Southeastern Part of the Sakhalin Island

P. D. Kovalev ¹, ✉, V. A. Squire ², D. P. Kovalev ¹, A. I. Zaytsev ³

¹ Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

² University of Otago, Dunedin, New Zealand

³ Special Design Bureau of Marine Research Automation, Far East Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

✉ kovalev_pd@outlook.com

Purpose. The purpose of the work is to study the peculiarities of formation of the cyclone wakes after the regular passage of cyclones over the area of the wave measurements, and to estimate the internal wave parameters in the track according to the field observations.

Methods and Results. The analysis of data from the field observations of the sea waves and water temperature is presented. The measurements were carried out by the ARW-K14 device (autonomous recorder of the waves and water temperature) in the area of the Cape Svobodny on the southeastern coast of the Sakhalin Island at the depth about 8 m. The obtained time series of the sea level and temperature fluctuations lasting about one and a half months were subjected to spectral analysis using software. The dominant temperature fluctuations reaching 8.5 °C with a 13.1 h period were detected in the upper mixed layer of the ocean. These fluctuations were identified as the cyclone wakes in the stage of their relaxation. Taking into account the synoptic circumstances that exist during the passage of several cyclones and the associated storms in the observation area, the authors investigated the presence or absence of a trace.

Conclusions. It is shown that if the next storm arrives earlier than 10 days after the previous one, the trace may be shorter or even absent due to active water mixing in the upper mixed layer of the ocean. As for the data obtained, the value of the coefficient ϵ in the expression $\omega = (1 + \epsilon)f$, which connects the dominant frequency ω of internal waves, i.e. almost inertial oscillations in the trace of each typhoon, with the inertial frequency f (the Coriolis parameter determined by the geographical latitude of the water area where the waves propagate), is close to the value proposed in the paper by E. Kunze. Using the formula of J. F. Price, the characteristic horizontal lengths of internal waves in the direction of movement inside the wakes of the cyclones moving at a speed 15–35 knots, are determined. These lengths range from 304.6 to 1066.1 km.

Keywords: cyclone, internal waves, cyclone wake, seawater temperature fluctuations, upper mixed layer

Acknowledgements: the Russian co-authors declare that this study was carried out in accordance with the state programs of the Institute of Marine Geology and Geophysics, and the Special Research Bureau of Automation of Marine Research of the Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences. They are also grateful to the staff of the Wave Dynamics and Coastal Currents Laboratory for collecting field data. Vernon A. Squire appreciates the continued support from the University of Otago over a long career to this day, and especially thanks the graduate students and students who have learned a lot along the way.

For citation: Kovalev, P.D., Squire, V.A., Kovalev, D.P. and Zaytsev, A.I., 2022. Features of Formation of the Cyclone Wakes (Fluctuations in Seawater Temperature) in the Area of Cape Svobodny, the Southeastern Part of the Sakhalin Island. *Physical Oceanography*, [e-journal] 29(1), pp. 30-46. doi:10.22449/1573-160X-2022-1-30-46

1. Введение

Лаборатория волновой динамики и прибрежных течений Института морской геологии и геофизики ДВО РАН в течение многих лет проводит наблюдение за волнением, в том числе и опасным для судоходства и строений на

берегу, в прибрежной зоне о. Сахалин и Курильских о-вов с целью выяснения особенностей волнового режима, который по-разному проявляется в конкретных акваториях. Описываемый здесь эксперимент изначально предназначался для сравнения точности измерителей волнения и различных первичных преобразователей. Однако полученные записи волнения оказались интересными, среди них были записи нескольких штормов, в том числе одного сильного. Эти записи были проанализированы с целью дать количественную оценку морских процессов, связанных с возникновением устойчивых колебаний в результате прохода циклонов.

Основой для настоящего исследования послужили несколько опубликованных статей, в частности статья [1], в которой рассматривается ситуация во время прохождения урагана «Иван», вызвавшего течения со скоростью, превышающей $200 \text{ см}\cdot\text{с}^{-1}$. Этот ураган вошел в Карибское море 8 сентября 2004 г., далее он смещался через Юкатанский пролив и вошел в Мексиканский залив по северо-западной траектории 14 сентября. Авторы статьи [1] отмечают, что наиболее отличительной особенностью релаксационной стадии после прохождения урагана обычно является трехмерный след внутренних волн околоинерционных (ОИ) периодов, колебания которых продолжались в течение ~ 10 сут. Такие же волны были зафиксированы в следах нескольких других ураганов [2–5].

Полагают [6–9], что ОИ волны в основном генерируются в поверхностном квазиоднородном слое океана атмосферными возмущениями, такими как штормы, ураганы и циклоны. Сильные ветры снабжают кинетической энергией верхний квазиоднородный слой океана, порождая сильные течения и ОИ внутренние волны, которые формируются после нескольких циклов настройки Россби [10, 11] и распространяются преимущественно в глубокий океан, достигая глубины 1200 м через несколько дней после того, как ураган уходит из региона [12]. Между тем авторы работы [13] обнаружили, что 12–33 % этих волн могут достигать глубины 800 м, как, например, на станции *Papa* в северо-восточной части Тихого океана.

Фактически ОИ колебания внутренних волн с частотами, близкими к локальной инерционной частоте f , наблюдались во всех океанических бассейнах и во всей океанической толще [14–20]. Однако наблюдения относятся в основном к ураганам, которые отличаются от циклонов средних широт тем, что последние часто следуют друг за другом в быстрой последовательности [21]. Разрушение ОИ волн может вызвать перемешивание океана, которое влияет на рассеивание загрязняющих веществ и продуктивность моря [22–24], поддерживает термохалинную циркуляцию океана и модулирует климат [16].

Знание морских процессов при прохождении ураганов и штормов очень важно при разработке технических условий для строительства морских сооружений, которые могут подвергаться воздействию ураганов [25]. Кроме того, точные оценки экстремальных условий необходимы для реалистичного моделирования океанографических условий и, следовательно, для разработки правильных проектных стандартов.

Изучение следа, который оставляют ураганы и тайфуны в верхнем слое вод при своем прохождении над акваториями морей и океанов, достаточно хорошо освещено в литературе, например в работах [2, 26, 27] и других. Вместе

с тем детальные достоверные измерения все еще редки, так как их планирование затруднено недостаточно надежной предсказуемостью точных мест зарождения и траекторий перемещения этих атмосферных образований.

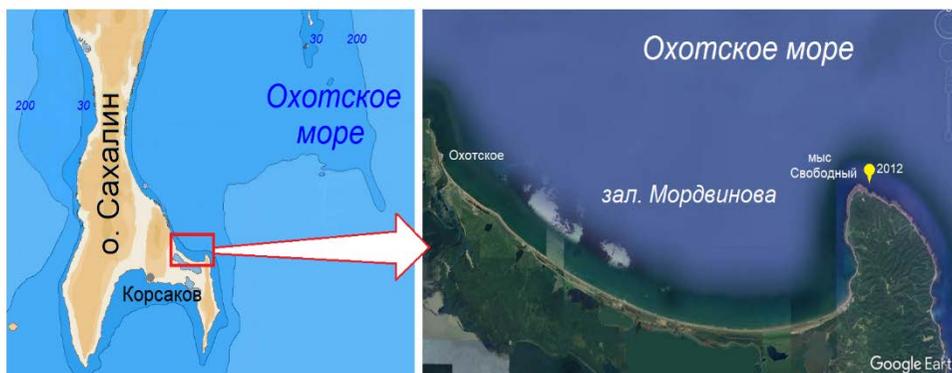
Анализ зарегистрированных нами данных о колебаниях температуры морской воды показал также присутствие следов с внутренними волнами ОИ периодов после прохождения циклонов, сопровождаемых штормами, в месте установки прибора в районе м. Свободного. При этом длительные следы с продолжительными колебаниями отмечались не после каждого шторма, и причину этого необходимо проанализировать.

С учетом вышеизложенного рассматриваемые в статье результаты исследований волнения, в том числе и внутренних волн, во время прохождения циклонов в районе прибрежной зоны восточного побережья о. Сахалин представляют как научный, так и практический интерес.

2. Данные наблюдений

2.1. Температура и уровень моря

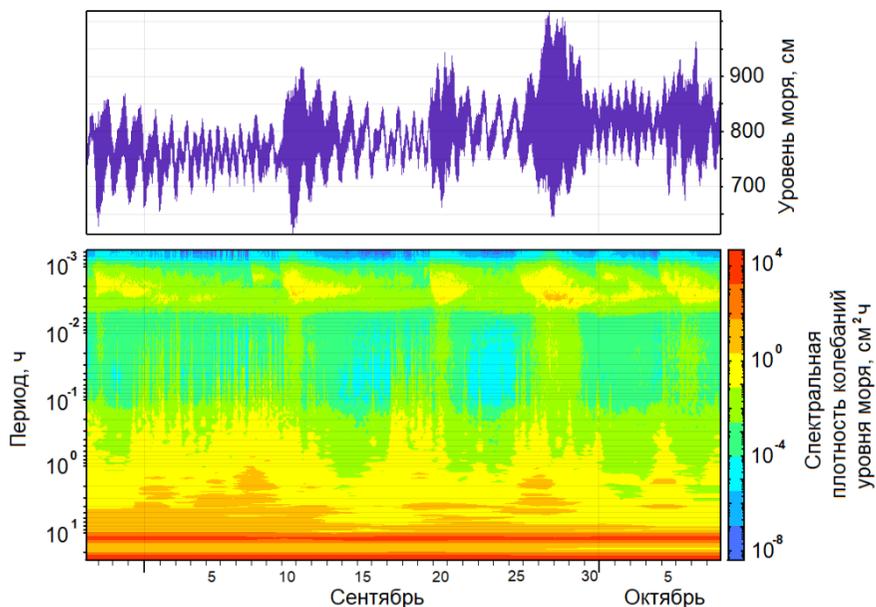
Для изучения особенностей распространения волн в море в районе м. Свободного летом 2020 г. был установлен автономный измеритель волнения АРВ-К14 с заводским номером 2012, который регистрировал колебания уровня моря и температуры в течение полутора месяцев с секундной дискретностью. Глубина установки прибора была около 8 м. Карта региона и места постановки приведена на рис. 1.



Р и с. 1. Карта региона (слева) и места постановки измерителя волнения и температуры АРВ-К14 № 2012 (справа)

F i g. 1. Map of the region (left) and the locations of the wave and temperature meter ARW-K14 No. 2012 (right)

В результате наблюдений была получена запись колебаний уровня моря, показывающая суточные и полусуточные приливные колебания уровня и включающая колебания уровня, вызванные несколькими штормами, один из которых с 26 по 30 сентября был наиболее сильным, с высотой волн до 3,6 м. По данным была рассчитана диаграмма текущей спектральной плотности колебаний уровня моря для диапазона периодов от 2 с до 26 ч (рис. 2).



Р и с. 2. Запись колебаний уровня моря (*сверху*) и диаграмма их текущей спектральной плотности (*снизу*)

Fig. 2. Record of sea level fluctuations (*top*) and spectrogram of their spectral density (*bottom*)

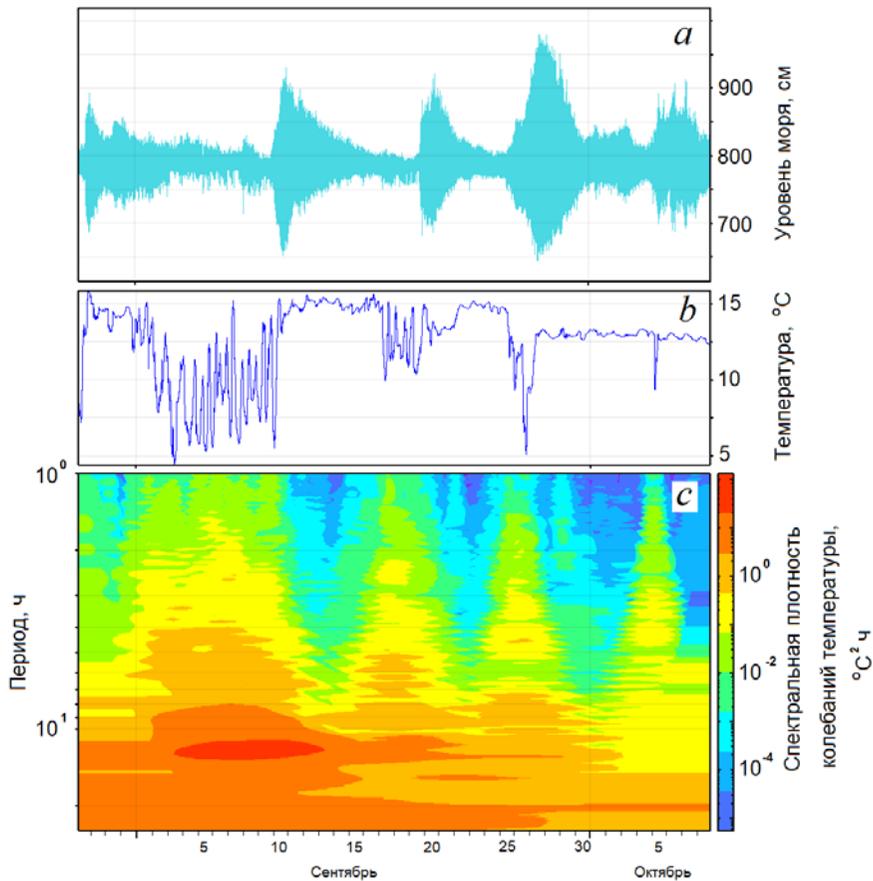
Отметим, что визуализация временных серий и расчет спектральных плотностей выполнялись с помощью специализированной программы комплексной обработки и анализа временных рядов колебаний уровня моря и температуры *Кута* с использованием авторских алгоритмов на основе оконного преобразования Фурье¹. В расчетах использовалась техника сглаживания спектральных оценок, окно Кайзера – Бесселя, а также учитывался коэффициент ослабления поверхностных волн с глубиной [28]. Программа неоднократно использовалась для расчетов спектральных плотностей в опубликованных ранее статьях. Параметры расчета спектральных оценок, используемых в настоящей статье, задавались исходя из длины временного ряда или его отрезка для обеспечения необходимого числа степеней свободы и выделения исследуемых диапазонов периодов колебаний, фильтрации фоновых колебаний в каждом конкретном рассматриваемом случае.

Как показывает рассчитанная диаграмма текущей спектральной плотности (рис. 2), колебания уровня моря в точке наблюдения не имели каких-либо выраженных особенностей. Подход штормов сопровождался ветровым волнением, и только в случае сильного шторма доминировали волны зыби. В диапазоне периодов от 20 с до 8 мин, включающем диапазон инфрагравитационных (ИГ) волн, существенный подъем энергии этих волн наблюдается только во время сильного шторма с 26 по 30 сентября.

¹ Ковалев Д. П. Кута [Электронный ресурс]. Электрон. прогр. Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2018. № гос. регистрации RU2018618773.

На диаграмме рис. 2 видны подъемы энергии колебаний уровня моря с периодом от 1 до 12 ч, не всегда связанные со штормовой ситуацией. Дополнительный спектральный анализ этого диапазона показал, что наблюдаемые периодически подъемы энергии в нем не связаны с приливными колебаниями и не имеют значимо выраженных пиков. На диаграмме также хорошо выделяются колебания с периодами суточной и полусуточной приливных волн.

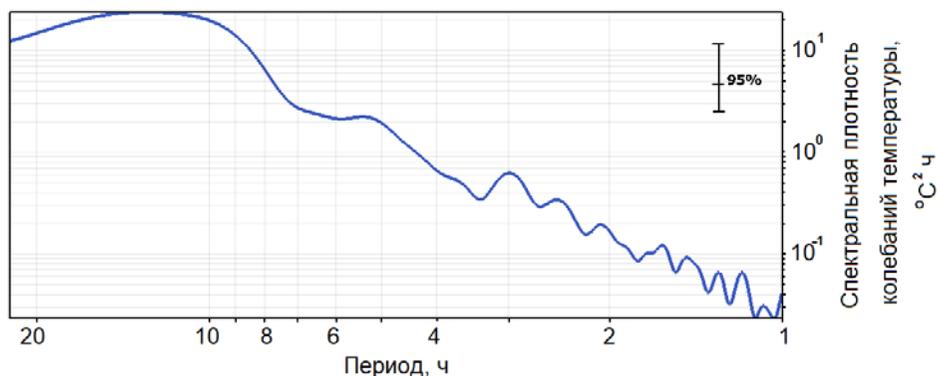
По измеренным колебаниям температуры воды были проанализированы их изменения в течение времени наблюдения за уровнем (рис. 3). При этом обращают на себя внимание резкие колебания температуры воды примерно от 7 до 12 °С с 31 августа по 9 сентября со средним периодом 13,1 ч. Похожая, но более малочисленная и с меньшей амплитудой группа колебаний наблюдается с 17 по 20 сентября. Причем эти группы появляются уже после того, как шторм значительно ослабел.



Р и с. 3. Графики колебаний уровня моря с вычтенным предвычисленным приливом (a), температуры морской воды (b) и диаграмма текущей спектральной плотности колебаний температуры воды (c)

Fig. 3. Graphs of the sea level fluctuations with the subtracted pre-computed tide (a), seawater temperature (b), and spectrogram of the spectral density of the water temperature fluctuations (c)

На диаграмме текущей спектральной плотности колебаний температуры (рис. 3, *c*) также виден существенный подъем энергии колебаний с периодом около 13 ч в дни появления этих двух групп волн. Пик с периодом около 13 ч хорошо виден также на диаграмме спектральной плотности, приведенной на рис. 4, вычисленной для временного ряда температуры с 31 августа по 10 сентября. Отметим, что спектр этих колебаний достаточно широкий и распространяется до ~ 30 мин, однако энергия колебаний температуры при этом резко падает на четыре порядка по сравнению с главным максимумом.



Р и с. 4. Диаграмма спектральной плотности колебаний температуры, вычисленная для временного ряда температуры с 31 августа по 10 сентября 2020 г.

Fig. 4. Diagram of spectral density of the temperature fluctuations calculated for the temperature time series from August, 31 to September 10, 2020

Наблюдаемые пакеты колебаний температуры относятся к внутренним волнам, поскольку они лишь незначительно проявляются в зарегистрированных колебаниях уровня моря. Такие пакеты внутренних волн, наблюдаемые после прохождения ураганов (а в рассматриваемых здесь случаях – циклонов), на так называемой стадии релаксации являются следом проходящего атмосферного возмущения. И такие пакеты волн наблюдались в следах нескольких ураганов разными исследователями в основном в районе Мексиканского залива [6–8]. Кроме того, спектральный анализ, приведенный в работе [4], показал, что частота ОИ волн обычно выше локального параметра Кориолиса f .

В статье [1] ОИ движения определяются частотой между $0,9 f$ и $1,2 f$ [29]. В то же время Дж. Прайс [21] считает, что частота ОИ колебаний в квазиоднородном слое выше локальной инерционной частоты на величину, приблизительно равную половине числа Бургера квазиоднородного слоя. В рассматриваемом нами случае на широте м. Свободного (около $46,8^\circ$) период ОИ колебаний, согласно Е. Кунце, располагается между периодами от 13,7 до 18,2 ч. Полученный нами из наблюдений период, равный 13,1 ч, несколько короче, т. е. частота обнаруженных внутренних волн следа циклона несколько выше.

Отметим, что частота ОИ волн, оцененная по прямым измерениям, приведенным в работе [1], так же как и в рассматриваемом здесь случае, оказалась

на 4 и 9 % выше параметра Кориолиса в местах наклона морского дна и внешнего шельфа и примерно соответствовала сдвигу инерционной частоты, определяемому числом Бургера для квазиоднородного слоя [30].

2.2. Синоптическая оценка

Представляет интерес проанализировать причину, по которой в некоторых случаях след циклона формируется и проявляется в колебаниях температуры морской воды, а в некоторых отсутствует. Для этого рассмотрим синоптические карты и проследим пути циклонов, прошедших над заливом Мордвинова и м. Свободным в то время, когда проводились наблюдения за температурой воды и волнением. На рис. 5–8 показаны синоптические карты с ситуациями для рассматриваемых случаев значительных колебаний или резкого понижения температуры. Синоптические карты взяты на открытом сайте *Japan Meteorological Agency* ².

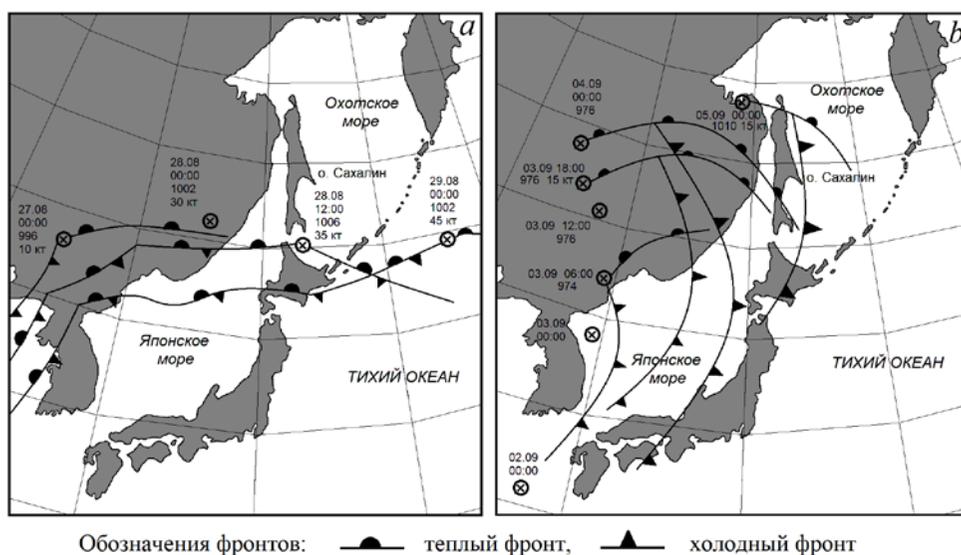


Рис. 5. Синоптические карты для периодов времени 27 августа – 29 сентября 2020 г. (a) и 2–5 сентября 2020 г. (b)

Fig. 5. Synoptic maps for the time periods August, 27 – September, 29 (a) and September, 2–5, 2020 (b)

Как показывает график на рис. 3, b, колебания температуры с периодом около 13 ч начались 31 августа. Очевидно, что инициировал их быстро перемещающийся в восточном направлении со скоростью около 35 узлов циклон, который сопровождался стационарным фронтом (рис. 5, a). Однако к 10:00 3 сентября влияние циклона значительно ослабло и высоты волн уменьшились до 40–60 см. В то же время именно 3 сентября амплитуды колебаний температуры резко возросли и удерживались на высоком уровне вплоть до прихода следующего циклона 10 сентября.

² URL: www.jma.go.jp (дата обращения: 11.10.2021).

Такого значительного увеличения амплитуд в следе циклона, пришедшего 10 сентября, не наблюдалось. Средняя амплитуда колебаний температуры в период с 17 по 20 сентября составляла около 1,7 °С, в то время как после 3 сентября она увеличилась более чем в два раза. Также отметим, что наблюдаемые колебания температуры, начавшиеся 31 августа, продолжались около 10 сут, что согласуется с данными работы [1], в то время как начавшиеся 17 сентября продолжались лишь 3 сут, хотя, возможно, их продолжению помешал очередной циклон.

Для объяснения этого явления была проанализирована синоптическая ситуация в районе наблюдений начиная со 2 сентября. Как показывает синоптическая карта (рис. 5, *b*), со 2 сентября в северном направлении перемещался циклон, сопровождаемый теплым и холодным фронтами. И хотя сам циклон перемещался вдали от места наблюдения, на дистанции более 1000 км, его фронты прошли над южной частью о. Сахалин, а впоследствии и над всем островом. Возможно, это и явилось причиной длительных и с большой амплитудой колебаний температуры морской воды. Хотя для точного доказательства этого необходимы дополнительные исследования.

Как уже отмечалось выше, амплитуды колебаний температуры морской воды, зарегистрированные с 17 по 20 сентября, были почти в два раза меньше, чем наблюдавшиеся после 3 сентября. Синоптическая обстановка для этого периода времени приведена на рис. 6. Видно, что с 9 по 10 сентября над южной частью о. Сахалин перемещался неглубокий циклон со скоростью около 15 узлов, сопровождаемый стационарными фронтами. Именно за ним и начал формироваться след, проявившийся в виде колебаний температуры с периодом около 13 ч. Однако он просуществовал всего около 5 сут, что почти в два раза короче, чем в первом рассмотренном случае, и в два раза короче обычной продолжительности следа, равной 10 сут, как полагают авторы статьи [1].

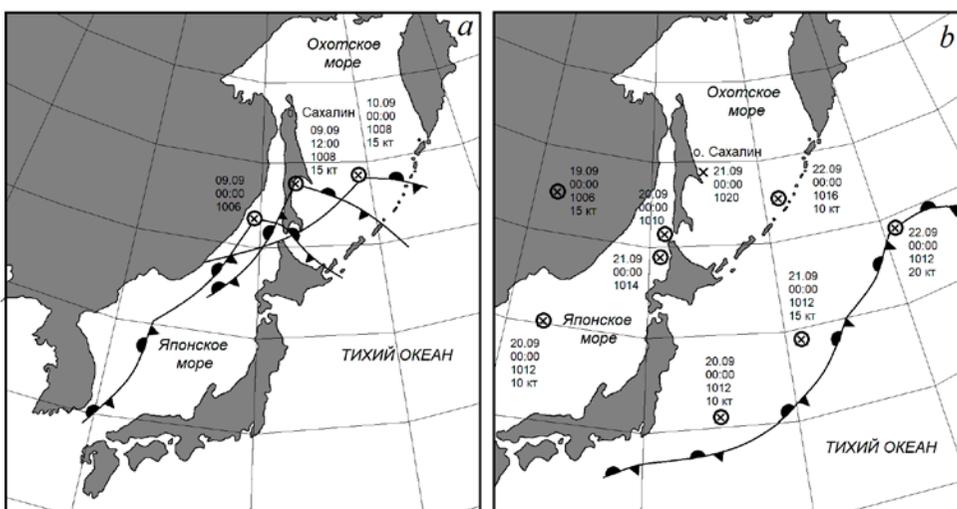


Рис. 6. Синоптические карты и пути перемещения циклонов 9–10 (*a*) и 19–22 (*b*) сентября 2020 г.
Fig. 6. Synoptic maps and the paths of the cyclones' movement on September, 9–10 (*a*) and 19–22 (*b*), 2020

Исходя из синоптической ситуации, складывающейся после 10 сентября, можно заключить, что след циклона, проявившийся в виде колебаний температуры, 20 сентября был разрушен в результате перемешивания верхнего квазигоризонтального слоя океана подошедшими к региону двумя циклонами (рис. 6, *b*), один из которых перемещался с континента и прошел над южной частью о. Сахалин. Сопровождающих его фронтов за все время наблюдения за ним зарегистрировано не было. Второй циклон также без сопровождающих фронтов подходил с юга из акватории Японского моря и вышел на акваторию Охотского моря на сутки позже – 21 сентября. Эти циклоны сопровождались штормом в рассматриваемом районе, что хорошо видно на рис. 3, *a* по увеличению волнения начиная с конца суток 19 сентября.

Отметим, что 18 сентября около 12:00 UTC с северо-запада к о. Сахалин на расстояние примерно 150 км от южной оконечности острова вышел циклон, который в дальнейшем изменил направление и сместился на северо-восток. Этот циклон существенно не изменил волнение в районе м. Свободного: как видно из рис. 3, *a*, волны начали расти только 19 сентября. Анализ синоптических карт показал, что при его перемещении 18 сентября над районом южной оконечности острова наблюдались только слабые ветры со скоростями 0,5–3 м·с⁻¹. К тому же район м. Свободного был прикрыт от них островом, что и определило лишь незначительное увеличение волнения моря.

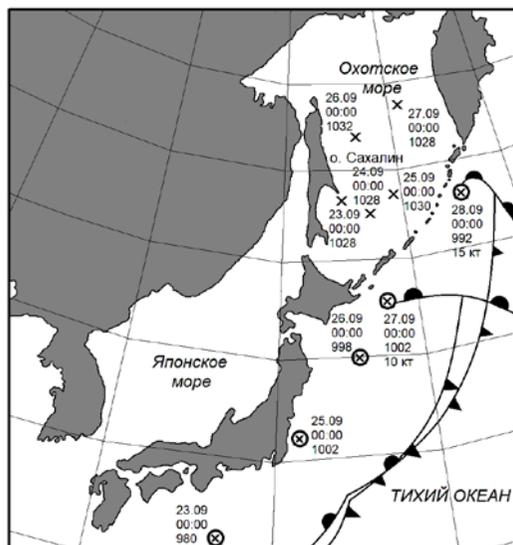
Отметим также хорошо видную на графике температуры (см. рис. 3, *b*) особенность наблюдаемого поведения температуры воды после шторма, начавшегося 9 сентября. С началом уменьшения штормового волнения в течение 3–4 сут наблюдаются колебания температуры морской воды, составляющие примерно 1,5 °С, с приливным периодом. Похожая картина наблюдается и при ослаблении волнения после шторма 19.09.2020, и при слабом шторме, начавшемся 5 октября.

Теперь рассмотрим подробнее третий случай, связанный с приходом в точку наблюдения 19.09.2020 около 21:00 UTC шторма, который, как уже выше отмечалось, сформировали два циклона (рис. 6, *b*). Вначале развивалась ситуация, похожая на первую рассмотренную. Здесь также наблюдалось резкое падение температуры воды 25 и 26 сентября (рис. 3, *b*), похожее на начало формирования следа циклона. При этом над северной частью Охотского моря с 23 по 27 сентября располагалась зона повышенного давления (рис. 7), что и способствовало уменьшению высоты волн и началу стадии релаксации после циклона.

Однако уже 25 сентября с юга к району наблюдения подошел новый шторм и высота волн стала нарастать, затем рост волнения прекратился, но 26 сентября около 17:00 вновь продолжился. При этом скорость восточного ветра у южной оконечности о. Сахалин достигала 14–16 м·с⁻¹. Этот шторм, скорее всего, и привел к перемешиванию воды и разрушению начавшего формироваться следа.

На графике колебаний температуры морской воды (рис. 3, *b*) имеется еще одно значительное (примерно на 3,5 °С), но достаточно непродолжительное, около 5 ч, понижение температуры, которое наблюдалось 5 октября 2020 г. Причиной этого понижения температуры могли быть два циклона, первый из

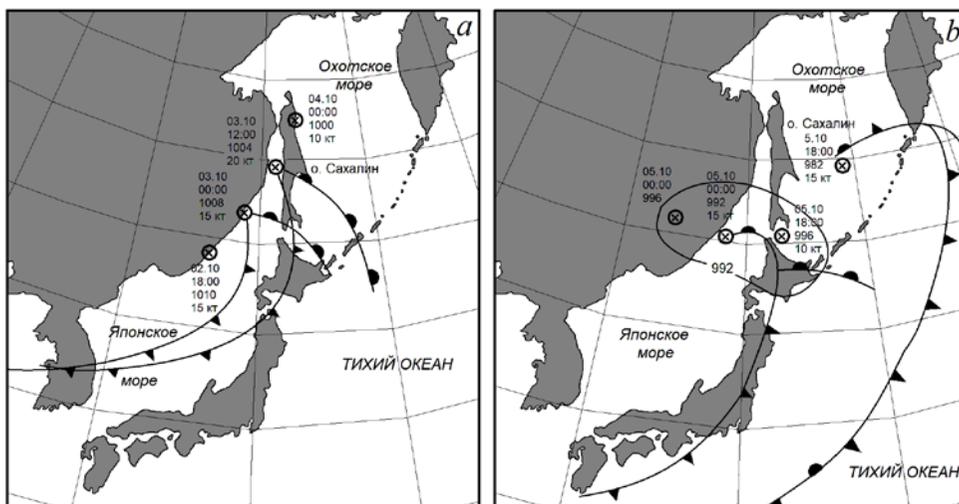
которых (рис. 7) вызвал шторм в районе наблюдений, начавшийся 25 сентября. Второй, более слабый циклон с давлением в центре 1010 мбар, центр которого перемещался над береговой линией Приморского края, 2–3 октября понемногу углублялся. Синоптическая ситуация для этого случая представлена на рис. 8, *a*. Небольшое волнение, вызванное циклоном, зарегистрированное в пункте наблюдения и превышающее фоновый уровень, хорошо видно 3 октября на рис. 3, *a*.



Р и с. 7. Синоптическая карта за 23–28 сентября 2020 г.
Fig. 7. Synoptic map for September, 23–28, 2020

Определить достоверно, который из циклонов явился причиной понижения температуры 5 октября, когда, по-видимому, начал формироваться след циклона, затруднительно. Авторы склоняются к версии, что это связано с циклоном, принесшим шторм 25 сентября, поскольку, как показал предыдущий анализ, после этого циклона прошло необходимое для релаксации моря время в несколько суток. В то же время в течение шторма 3 октября высота волн была в три раза меньше, и для релаксации после него вполне могло хватить и суток до момента резкого понижения температуры верхнего слоя моря

К 5 октября к южной части о. Сахалин подошла барическая система, состоящая из двух циклонов (рис. 8, *b*), которая перемещалась в восточном направлении и примерно к 3:00 UTC 5 октября центр первого циклона располагался над южной оконечностью о. Сахалин. За ним на расстоянии 400–500 км следовал второй циклон, центр которого на 18:00 5 октября тоже находился над заливом Анива, в то время как центр первого сместился к пятидесятому градусу северной широты. При этом, как видно из рис. 3, *b*, продолжалось сильное перемешивание верхнего квазиоднородного слоя моря, поскольку температура не росла, а оставалась равной ~ 13 °С. Это, по-видимому, и нарушило условия для дальнейшего формирования следа циклона.



Р и с. 8. Синоптические карты за 2–4 октября (a) и 5 октября (b) 2020 г.
Fig. 8. Synoptic maps for October, 2–4 (a) and October, 5 (b), 2020

Основываясь на вышеизложенном, а именно на поведении температуры морской воды и синоптических ситуациях, авторы пришли к заключению, что начало формирования следа, а значит, и стадии релаксации слабо связано с высотой волн, поскольку в первом рассмотренном случае высота волн в шторм, начавшийся 28 сентября, составляла около 1,75 м. При этой высоте сформировались колебания температуры следа, которые достигали 8,5 °С. При шторме, начавшемся 10 сентября, высота волн достигала 2,75 м, но колебания температуры составили всего около 4 °С. При этом промежуток времени от начала шторма до момента появления температурных колебаний следа варьируется от 3 сут в первом до 6 сут во втором рассматриваемом случае. По-видимому, время до начала стадии релаксации зависит от продолжительности шторма и, как следствие, охвата акватории: колебания уровня в большей по размерам акватории, возникнув, будут затухать медленнее.

3. Генерация внутренних волн

Как считают авторы многих работ, в том числе и [1, 31, 32], большая часть внутренних волновых движений в океане возникает из-за ветра и других поверхностных воздействий. Авторы статей [33, 34] и другие пришли к выводу, что скорость атмосферных фронтов обычно намного больше, чем фазовая скорость внутренних волн в океане, и поэтому реакция океана происходит в два этапа. На первом, коротком этапе в поверхностном слое океана возникают течения, которые на второй, более длинной стадии после прекращения воздействия подвергаются геострофической регулировке (корректировке Россби) [31].

Отметим, что геострофическая регулировка – это процесс в геофизической гидродинамике, при котором поля начального возмущения давления и скорости во вращающейся жидкости взаимно деформируются до тех пор, пока не

установится стационарный баланс между градиентом давления и силой Кориолиса, принадлежащей стационарному полю скорости. Такое конечное состояние называется геострофическим равновесием. Эта проблема была впервые теоретически решена Карлом-Густафом Россби и по этой причине носит название «корректировки Россби». На вращающихся планетах с атмосферой, а также с океанами, в которых соответствующие радиусы Россби меньше радиуса соответствующей планеты, геострофическая адаптация является фундаментальным процессом, в значительной степени определяющим динамику их атмосфер и океанов ³.

При этом генерируются волны ОИ частоты, разность их частоты ω и локальной инерционной частоты f зависит от горизонтального волнового числа (k, l) для возмущения, оставленного бурей, и определяется по формуле [31]

$$\omega^2 - f^2 = c_j^2 \kappa^2 = c_j^2 (k^2 + l^2),$$

где c_j – собственное значение, связанное с j -й вертикальной модой; (k, l) – двухмерное волновое число.

К. Гаррет [31] полагает, что диапазон ОИ волн простирается от f до $(1 + \epsilon)f$, и считает, что величина ϵ может принимать значение до 1 на том основании, что на частоте $2f$ сила Кориолиса и сила плавучести имеют равное значение для определения частоты волны. Величину ϵ иногда называют инерционным сдвигом [11]. И если $\omega = (1 + \epsilon)f$ и ϵ малы для того, чтобы ϵ^2 можно было пренебречь, то для j -го режима

$$\epsilon = \epsilon_j \approx \frac{1}{2} (c_j/f)^2 \kappa^2, \quad (1)$$

где $R_j = c_j / |f|$ – соответствующий j -й радиус Россби. К. Гаррет предполагает, что его типичное значение для средней широты может составлять 30 км для первой моды и меньше для более высоких мод, что дает значение $\epsilon \approx 0,05$ для первой моды, если $\kappa^{-1} \approx 100$ км, которое уменьшается с увеличением номера моды [31].

Авторы решили исследовать возможные значения ϵ для наблюдений, описанных в настоящей статье. Рассмотрены два метода определения значения ϵ с целью выяснить, который из них даст сопоставимый результат с ранее опубликованными результатами. При анализе научной литературы по рассматриваемой тематике нам встретились по крайней мере два метода, и здесь, как видно ниже, они дают похожие результаты. Поэтому неправомерно было бы не рассмотреть оба метода и не сравнить результаты. К тому же анализ существующей океанографической литературы не показал преимуществ какого-либо одного метода, позволивших его предпочесть.

Метод I предполагает использование R для места установки прибора. В работе [35] приведены значения частоты Брента – Вьясяля у о. Сахалин в июле, и они изменяются от 0,01 до 0,038 с⁻¹ со средним значением 0,025 с⁻¹. Рассматривая N как усредненную по глубине величину и используя формулу $R_j = NH / j\pi f$ [36, 37], где $H = 50$ м – глубина, а $f = 1,06 \cdot 10^{-4}$ с⁻¹, видим, что радиус Россби для $j = 1$ будет лежать в диапазоне 1,50–5,70 км со средним значением

³ URL: https://de.wikipedia.org/wiki/Geostrophische_Anpassung (дата обращения: 11.01.2022).

около 3,75 км. Эти значения сопоставимы с теми, которые были получены в работе [38] для шельфа о. Сахалин.

Далее перейдем к расчету непосредственно ϵ , используя формулу (1) и учитывая, что необходимо знать еще значение κ . Его величина, приведенная в работе [31], используется для 30° с. ш. и, вероятно, будет слишком малой для ОИ волновых чисел на более высокой широте – $46,8^\circ$ с. ш., на шельфе о. Сахалин в Охотском море, где был установлен прибор. Поэтому используется оценочная длина волны 40 км [39, 40]. С этим значением уравнение (1) дает $0,028 < \epsilon < 0,40$ с центром вокруг $\epsilon = 0,17$. Однако отметим, что результат этого расчета сильно зависит от выбранной горизонтальной длины волны. И хотя диапазон значений, указанных для ϵ , включает значения, полученные другими авторами, например в работах [11, 30], он расширяется до несколько более высоких значений, которые, возможно, будут отражать характер прибрежной океанографии Охотского моря.

В методе II используется значение частоты (периода) внутренних волн, наблюдавшихся во время эксперимента. Применим формулу $\omega = (1 + \epsilon) f$, предложенную К. Гарреттом и Дж. Прайсом. Заметим, что Дж. Прайс использовал символ ν вместо ϵ . Частота Кориолиса f в окрестности наших наблюдений на м. Свободном составляет $1,06 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ (инерционный период 16,4 ч), в то время как ОИ частота ω была получена из измерений: $\omega = 2,12 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1} = 1,33 \cdot 10^{-4} \text{ рад с}^{-1}$ (период 13,1 ч). Таким образом, $\omega/f = 1,253$, малый параметр ϵ равен 0,253 и находится в пределах диапазона, найденного методом I. Напротив, если мы возьмем среднее значение радиуса Россби, то есть 3,75 км, мы можем определить κ^2 и сделать вывод, что горизонтальная длина волны внутренних волн составляет примерно 33 км.

Определяющей характеристикой циклона для волн следа является его скорость, от которой зависит горизонтальная длина волны в направлении распространения λ , определяемая по формуле, полученной из кинематического соотношения для следа, зависящего от времени, $\frac{\partial}{\partial t} = U_H \frac{\partial}{\partial x}$, где $U_H \sim \omega\lambda/2\pi$ – скорость циклона, с осью x , направленной в сторону распространения волны. Этот след аналогичен следу поверхностной гравитационной волны за непрерывно движущимся кораблем [21]. Тогда λ определяется следующим образом:

$$\lambda = \frac{2\pi}{\omega} U_H = \frac{2\pi}{f(1-\epsilon)} U_H \approx \frac{2\pi}{f} (1 - \epsilon) U_H \approx \frac{2\pi}{f} U_H . \quad (2)$$

Рассчитанные с использованием уравнения (2) горизонтальные длины волн для наблюдаемых скоростей циклонов в их следах над о. Сахалин приведены в таблице. Очевидно, что скорости каждого циклона намного больше фазовых скоростей порожденных внутренних волн, и эти скорости обычно составляют около $2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ [21] или меньше [41]. При этом заметим, что фазовая скорость первой вертикальной бароклинной внутренней моды c_1 , используемой в методе I, варьируется от 0,16 до 0,60 $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$ для используемых величин. Поэтому, согласно выводам работы [21], бароклинная реакция на шторм включает в себя распространяющийся след инерционно-внутренних волн.

**Скорости перемещения циклонов и длины внутренних волн
в направлении перемещения**
**Speeds of the cyclones' movement and the internal wave lengths
in the direction of movement**

Параметры / Parameters	Даты начала шторма / Dates of a storm start				
	28.08.2020	10.09.2020	19.09.2020	25.10.2020	2.10.2020– 3.10.2020
Скорость циклона (узлы) / Cyclone speed (knots)	35	15	15	10	15–20
Скорость циклона (м·с ⁻¹) / Cyclone speed (m·s ⁻¹)	17,99	7,71	7,71	5,14	7,71–10,29
Длина волны в направлении рас- пространения (км) / Wave length in the direction of move- ment	1066,1	456,9	456,9	304,6	456,9–609,8

Дж. Прайс [21] также предлагает формулу для поперечной горизонтальной длины волны, составляющей приблизительно от $12R \approx 18$ км до 45 км для рассмотренных здесь случаев. Размеры горизонтальных длин волн в следе каждого циклона значительно превышают горизонтальные масштабы континуума внутренних волн, что позволяет предположить: начальные горизонтальные пропорции колебательного следа в следе каждого циклона непосредственно зависят от масштабов атмосферных факторов, которые влияют на наблюдаемые океанические результаты. К такому же выводу пришли в работе [42].

Когда атмосферное воздействие интенсивно, генерируются меньшие горизонтальные масштабы и более высокие частоты вследствие эффектов конечной амплитуды, как это было показано в работе [21] для типичного случая. Возможно, что пики именно этих высокочастотных гармоник в диапазоне периодов 1–3,5 ч и наблюдаются в спектре, приведенном на рис. 4, хотя это утверждение остается спорным, поскольку величины пиков меньше 95%-ного доверительного интервала.

4. Заключение

По данным натурных наблюдений за морским волнением и температурой воды проведен анализ колебаний температуры. За время наблюдений в течение 42 сут в исследуемом районе перемещались шесть циклонов, которые в месте установки регистратора волнения около м. Свободного, юго-восточная часть о. Сахалин, вызвали поверхностные волны высотой от 1 до 3,6 м.

Записи колебаний температуры морской воды позволили обнаружить четыре случая значительных, по сравнению с фоновыми, периодических и непериодических изменений температуры, достигающих 8,5 °С, при фоновых ко-

лебаниях около 1°C . Средний период колебаний составил $\sim 13,1$ ч, и сами колебания отнесены к внутренним волнам, образующим так называемый след циклона во время релаксации после его прохождения.

Установлено, что длительность колебаний в следе циклона может достигать 10 сут, что согласуется с данными других авторов. Анализ синоптических карт показал, что в случае прихода очередного циклона ранее, чем через 10 сут после начала образования следа предыдущего циклона, образуется короткий след, который разрушается в результате перемешивания верхнего слоя океана штормовым волнением. При этом наблюдались два случая, когда после резкого уменьшения температуры и подошедшего к этому моменту времени шторма, след вообще не формировался.

Основываясь на поведении температуры морской воды и синоптических ситуациях, авторы показали, что начало формирования следа, а значит и стадии релаксации, слабо связано с высотой волн предшествующего шторма. Авторы полагают, что промежуток времени до начала стадии релаксации зависит от продолжительности шторма и, как следствие, охвата акватории (большая акватория, приведенная в движение, будет затухать медленнее).

Показано, что коэффициент, связывающий доминирующую частоту внутренних волн – околоинерционных колебаний – в следе тайфуна ω с инерционной частотой f , для наблюдавшихся нами данных в соответствии с формулой, приведенной в работе Д. Прайса, равен 0,253, что близко к значению 0,2, предлагаемому в работе Е. Кунце. Характерные горизонтальные длины внутренних волн в направлении их перемещения, вычисленные с использованием формулы из работы Д. Прайса, для скоростей передвижения циклонов от 15 до 35 узлов в направлении их движения составляют от 304,6 до 1066,1 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Observed oceanic response over the upper continental slope and outer shelf during hurricane Ivan / W. J. Teague [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2007. Vol. 37, iss. 9. P. 2181–2206. <https://doi.org/10.1175/JPO3115.1>
2. Термическая реакция океана на прохождение урагана «Элла» / К. Н. Федоров [и др.] // *Океанология*. 1979. Т. 19, № 6. С. 992–1001.
3. *Brooks D. A.* The wake of Hurricane Allen in the western Gulf of Mexico // *Journal of Physical Oceanography*. 1983. Vol. 13, iss. 1. P. 117–129. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0117:TWOHAI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0117:TWOHAI>2.0.CO;2)
4. *Shay L. K., Elsberry R. L.* Near-inertial ocean current response to Hurricane Frederic // *Journal of Physical Oceanography*. 1987. Vol. 17, iss. 8. P. 1249–1269. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1249:NIOCRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1249:NIOCRT>2.0.CO;2)
5. *Brink K. H.* Observations of the response of thermocline currents to a hurricane // *Journal of Physical Oceanography*. 1989. Vol. 19, iss. 7. P. 1017–1022. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1989\)019<1017:OOTROT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1989)019<1017:OOTROT>2.0.CO;2)
6. *Leaman K. D., Sanford T. B.* Vertical energy propagation of inertial waves: A vector spectral analysis of velocity profiles // *Journal of Geophysical Research*. 1975. Vol. 80, iss. 15. P. 1975–1978. <https://doi.org/10.1029/JC080i015p01975>

7. *D'Asaro E. A., Perkins H.* A near-inertial internal wave spectrum for the Sargasso Sea in late summer // *Journal of Physical Oceanography*. 1984. Vol. 14, iss. 3. P. 489–505. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0489:ANIWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0489:ANIWS>2.0.CO;2)
8. *Pinkel R.* Doppler sonar observations of internal waves: The wavenumber-frequency spectrum // *Journal of Physical Oceanography*. 1984. Vol. 14, iss. 8. P. 1249–1270. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1249:DSOOIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1249:DSOOIW>2.0.CO;2)
9. *Sanford T. B.* Spatial structure of thermocline and abyssal internal waves in the Sargasso Sea // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2013. Vol. 85. P. 195–209. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.07.021>
10. *Rossby C.-G.* On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems // *Journal of Marine Research*. 1938. Vol. 1, iss. 1. P. 15–28. URL: <https://images.peabody.yale.edu/publications/jmr/jmr01-01-02.pdf> (date of access: 11.01.2022).
11. The structure of near-inertial waves during ocean storms / H. Qi [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25, iss. 11. P. 2853–2871. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2853:TSONIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2853:TSONIW>2.0.CO;2)
12. *Morozov E. G., Velarde M. G.* Inertial oscillations as deep ocean response to hurricanes // *Journal of Oceanography*. 2008. Vol. 64, iss. 4. P. 495–509. <https://doi.org/10.1007/s10872-008-0042-0>
13. *Alford M. H., Cronin M. F., Klymak J. M.* Annual cycle and depth penetration of wind-generated near-inertial internal waves at Ocean Station Papa in the northeast Pacific // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 6. P. 889–909. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-092.1>
14. *Pollard R. T., Millard Jr. R. C.* Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations // *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. 1970. Vol. 17, iss. 4. P. 813–821. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(70\)90043-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(70)90043-4)
15. *D'Asaro E. A.* The energy flux from the wind to near-inertial motions in the surface mixed layer // *Journal of Physical Oceanography*. 1985. Vol. 15, iss. 8. P. 1043–1059. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1985\)015<1043:TEFFTW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<1043:TEFFTW>2.0.CO;2)
16. *Alford M. H.* Improved global maps and 54-year history of wind-work on ocean inertial motions // *Geophysical Research Letters*. 2003. Vol. 30, iss. 8. 1424. doi:10.1029/2002GL016614
17. Observed upper ocean response to typhoon Megi (2010) in the Northern South China Sea / S. Guan [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 5. P. 3134–3157. <https://doi.org/10.1002/2013JC009661>
18. *Sanford T. B., Price J. F., Girton J. B.* Upper-ocean response to Hurricane Frances (2004) observed by profiling EM-APEX floats // *Journal of Physical Oceanography*. 2011. Vol. 41, iss. 6. P. 1041–1056. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4313.1>
19. Shallow ocean response to tropical cyclones observed on the continental shelf of the northwestern South China Sea / B. Yang [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, iss. 5. P. 3817–3836. <https://doi.org/10.1002/2015JC010783>
20. Near-inertial internal gravity waves in the ocean / M. H. Alford [et al.] // *Annual Review of Marine Science*. 2016. Vol. 8. P. 95–123. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010814-015746>
21. *Price J. F.* Internal wave wake of a moving storm. Part I. Scales, energy budget and observations // *Journal of Physical Oceanography*. 1983. Vol. 13, iss. 6. P. 949–965. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<0949:IWWOAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0949:IWWOAM>2.0.CO;2)
22. *Price J. F.* Upper ocean response to a hurricane // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, iss. 2. P. 153–175. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<0153:UORTAH>2.0.CO;2)
23. *Gregg M. C.* Diapycnal mixing in the thermocline: A review // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987. Vol. 92, iss. C5. P. 5249–5286. <https://doi.org/10.1029/JC092iC05p05249>

24. *Alford M. H.* Redistribution of energy available for ocean mixing by long-range propagation of internal waves // *Nature*. 2003. Vol. 423. P. 159–162. doi:10.1038/nature01628
25. *Forristall G. Z., Larrabee R. D., Mercier R. S.* Combined oceanographic criteria for deepwater structures in the Gulf of Mexico // *The 23d Offshore Technology Conference*, Houston, TX, 1991. Paper OTC6541. P. 377–390. <https://doi.org/10.4043/6541-MS>
26. *Иванов В. П., Пудов В. Д.* Структура термического следа тайфуна «Тесс» в океане и оценка некоторых параметров энергообмена при штормовых условиях // *Тайфун-75 / Под ред. В. Н. Иванова, Н. И. Павлова. Л. : Гидрометеиздат, 1977. Т. 1. С. 66–82.*
27. *Пудов В. Д., Варфоломеев А. А., Федоров К. Н.* Вертикальная структура следа тайфуна в верхнем слое океана // *Океанология*. 1978. Т. 18, вып. 2. С. 218–225.
28. *Плеханов Ф. А., Ковалев Д. П.* Программа комплексной обработки и анализа временных рядов данных уровня моря на основе авторских алгоритмов // *Геоинформатика*. 2016. № 1. С. 44–53. URL: http://geoinformatika.ru/wp-content/uploads/2020/06/Geo2016_1_44-53-1.pdf (дата обращения: 21.01.2021).
29. *Kunze E.* Near-inertial wave propagation in geostrophic shear // *Journal of Physical Oceanography*. 1985. Vol. 15, iss. 5. P. 544–565. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1985\)015<0544:NIWPIG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1985)015<0544:NIWPIG>2.0.CO;2)
30. *Price J. F., Sanford T. B., Forristall G. Z.* Forced stage response to a moving hurricane // *Journal of Physical Oceanography*. 1994. Vol. 24, iss. 2. P. 233–260. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024<0233:FSRTAM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<0233:FSRTAM>2.0.CO;2)
31. *Garrett C.* What is the “near-inertial” band and why is it different from the rest of the internal wave spectrum? // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. Vol. 31, iss. 4. P. 962–971. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2001\)031<0962:WITNIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<0962:WITNIB>2.0.CO;2)
32. Observation of near-inertial oscillations induced by energy transformation during typhoons / H. Hou [et al.] // *Energies*. 2019. Vol. 12, iss. 1. 99. doi:10.3390/en12010099
33. *Gill A. E.* On the behavior of internal waves in the wakes of storms // *Journal of Physical Oceanography*. 1984. Vol. 14, iss. 7. P. 1129–1151. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<1129:OTBOIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<1129:OTBOIW>2.0.CO;2)
34. *Zervakis V., Levine M. D.* Near-inertial energy propagation from the mixed layer: Theoretical considerations // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25, iss. 11. P. 2872–2889. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<2872:NIPEPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<2872:NIPEPT>2.0.CO;2)
35. The impact of seasonal changes in stratification on the dynamics of internal waves in the Sea of Okhotsk / O. Kurkina [et al.] // *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2017. Vol. 66, iss. 4. P. 238–255. <http://doi.org/10.3176/earth.2017.20>
36. *Nurser A. J. G., Bacon S.* The Rossby radius in the Arctic Ocean // *Ocean Science*. 2014. Vol. 10, iss. 6. P. 967–975. doi:10.5194/os-10-967-2014
37. Near-inertial ocean response to tropical cyclone forcing on the Australian North-West Shelf / M. D. Rayson [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, iss. 12. P. 7722–7751. doi:10.1002/2015JC010868
38. *Степанов Д. В.* Оценка бароклинного радиуса деформации Россби в Охотском море // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 9. С. 83–89.
39. Observation of near-inertial wave reflections within the thermocline layer of an anticyclonic mesoscale eddy / S.-S. Byun [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2010. Vol. 37, iss. 1. L01606. doi:10.1029/2009GL014601
40. *Kawaguchi Y., Wagawa T., Igeta Y.* Near-inertial internal waves and multiple-inertial oscillations trapped by negative vorticity anomaly in the central Sea of Japan // *Progress in Oceanography*. 2020. Vol. 181. 102240. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2019.102240>

41. Mesoscale-dependent near-inertial internal waves and microscale turbulence in the Tsushima Warm Current / Y. Kawaguchi [et al.] // Journal of Oceanography. 2021. Vol. 77, iss. 2. P. 155–171. doi:10.1007/s10872-020-00583-1
42. Garrett C. J. R., Munk W. H. Space-time scales of internal waves // Geophysical Fluid Dynamics. 1972. Vol. 3, iss. 3. P. 225–264. <https://doi.org/10.1080/03091927208236082>

Об авторах:

Петр Дмитриевич Ковалев, ведущий научный сотрудник, лаборатория волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693022, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б), доктор технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7509-4107**, **SCOPUS Author ID: 16429135400**, **ResearcherID: V-8662-2018**, p.kovalev@imgg.ru

Вернон А. Сквайр, профессор, Департамент математики и статистики, Университет Отаго (Новая Зеландия, Данидин, п/я 56), **ORCID ID: 0000-0002-5570-3446**, **SCOPUS Author ID: 7004257488**, vernon.squire@otago.ac.nz

Дмитрий Петрович Ковалев, ведущий научный сотрудник, руководитель лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693022, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1б), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5184-2350**, **SCOPUS Author ID: 26032627700**, **ResearcherID: A-9300-2016**, d.kovalev@imgg.ru

Андрей Иванович Зайцев, и. о. директора, ФГБУН Специальное конструкторское бюро автоматизации морских исследований ДВО РАН (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Алексея Максимовича Горького, д. 25), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-138-3637**, **SCOPUS Author ID: 36866694500**, **ResearcherID: A-1772-2014**, a.zaytsev@mail.ru