

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ

О.О. Трусенкова, И.О. Ярощук, А.В. Кошелева, А.Н. Самченко, А.А. Пивоваров

По данным четырех автоматических донных станций, оснащенных термогирляндами и установленных на шельфе юго-западной части залива Петра Великого Японского моря вдоль трассы с северо-северо-запада на юго-юго-восток (поперек изобат), были оценены статистические характеристики изменчивости температуры воды в период 3–14 октября 2022 г. С этой целью применялось разложение временных рядов вертикальных профилей температуры и ее градиента на каждой станции по эмпирическим ортогональным функциям, масштабы изменчивости оценивались на основе вейвлет-преобразования. Старшая мода для всех станций описывает изменения вертикальной стратификации вод, связанные с опусканием или подъемом термоклина и проявляющиеся в согласованных колебаниях температуры и ее вертикального градиента, которые происходят на квазиинерционном, полусуточном и двухсуточном масштабах. Большую часть периода наблюдений наиболее интенсивными были квазиинерционные колебания, а на четвертые и пятые сутки наблюдений – полусуточные. На основе взаимных вейвлет-спектров показано, что температурные аномалии распространяются в сторону меньших глубин моря; оценены скорости их переноса: 0,44–0,55 и 0,95–1,11 м/с на квазиинерционном и полусуточном масштабах соответственно. На двухсуточном масштабе скорости различаются на порядок величины для пар более глубоководных и более мелководных станций, составляя 1,17 и 0,15 м/с соответственно. Дана интерпретация оцененной изменчивости как проявления внутренних волн в квазиинерционном и приливном диапазонах, а двухсуточного масштаба – как разностного между ними, обусловленного нелинейностью.

Ключевые слова: термогирлянда, вертикальный профиль температуры, вертикальный градиент температуры, внутренние волны, шельф, залив Петра Великого Японского моря, эмпирические ортогональные функции, вейвлет-преобразование, спектр, квазиинерционный, полусуточный и двухсуточный масштабы

Введение

В юго-западной части залива Петра Великого Японского моря находится залив Посьета (130,9°–131,2° в.д.), в восточной части которого расположен полигон ТОИ ДВО РАН, где в течение многих лет проводятся гидрофизические исследования. Глубины залива Посьета не превышают 45 м, что позволяет отнести его к внутреннему шельфу, поэтому здесь весьма значительны дрейфовые и градиентные течения, обусловленные ветром, а также приливно-отливные течения [1]. Приливы в заливе Петра Вели-

кого, относятся к типу неправильных полусуточных, а полусуточная приливная волна входит в залив с юго-запада [2]. В бухтах залива Посьета развиваются антициклонические циркуляции, обусловленные сложной конфигурацией береговой линии и рельефа дна. Помимо этого течения залива Посьета связаны с крупномасштабной циркуляцией Японского моря: с востока сюда заходит ветвь холодного Приморского течения [1], а вихри и струи системы Восточно-Корейского течения приносят теплые воды с юго-запада [3]. Взаимодействие течений разных типов приводит к значительной изменчивости температуры воды, в том числе на масштабах меньше суток.

Значительная часть работ, проводимых на полигоне ТОИ, посвящена внутренним волнам, важность которых для турбулентного перемешивания, в свою очередь во многом определяющего гидрохимические и гидробиологические процессы на шельфе, нельзя переоценить. С этой целью проводятся натурные эксперименты с помощью систем автоматических донных станций, оснащенных термогирляндами, которые обеспечивают данные о температуре во всей толще вод с высокой дискретностью. Генерация внутренних волн в районе к югу от залива Петра Великого объясняется взаимодействием прилива с континентальным склоном (внутренний прилив), после чего внутренние волны распространяются на север и северо-запад, проникая, в том числе, в залив Посыета [4–6]. Значительное внимание уделяется интенсивным квазилинейным и нелинейным явлениям (внутренним борам и солитонам), которые исследуются как по данным наблюдений, так и на основе гидродинамического моделирования, а также проблемам их трансформации и разрушения с формированием короткопериодных внутренних волн, важного фактора перемешивания, и определения характеристик волн как по контактными, так и по спутниковым данным [4–12]. Прохождение внутренних волн приводит к значительным температурным аномалиям на соответствующих временных масштабах, в том числе появлению линз холодной воды в придонном слое [9, 12].

Известно, что полусуточный прилив M_2 является главным генератором внутренних волн в Мировом океане [13], что делает вполне обоснованным соотношение долгопериодных внутренних волн в заливе Петра Великого с этим временным масштабом. Однако на графиках и спектрах, приведенных в работах [6, 9], видно, что характерные периоды могут располагаться между суточным и полусуточным, т.е. вопрос о временных масштабах остается открытым. В частности, важным классом внутренних волн являются волны с частотой, близкой к инерционной, которые обеспечивают перенос энергии в толщу вод благодаря значительной вертикальной составляющей [14], но до сих пор не обсуждались в работах, посвященных заливу Петра Великого. Эти волны порождаются интенсивными инерционными колебаниями ветра, сопровождающими прохождение атмосферных фронтов и циклонов [14], и могут приходить на шельф залива из открытого моря, где скорость ветра значительно выше, чем в прибрежной зоне.

В этой связи представляется актуальной оценка временных масштабов колебаний температуры в западной части залива Петра Великого на основе спек-

трального анализа, применимого к нестационарным рядам. Немаловажной также является статистическая оценка характеристик изменчивости не только в периоды интенсивных колебаний, но и за весь срок наблюдений в целом, что и является целью этой работы, основанной на данных системы автоматических донных станций на полигоне ТОИ в осенний период 2022 г.

■ Данные и методы

Система автоматических донных станций, оснащенных термогирляндами, была установлена на шельфе залива Посыета в юго-западной части залива Петра Великого в первой половине октября 2022 г. В настоящей работе анализируются данные четырех станций (S1 – S4), расположенных поперек изобат вдоль трассы с северо-северо-запада на юго-юго-восток и удаленных друг от друга на 526, 1300 и 1971 м соответственно (рис. 1).

Данные о температуре воды со станции S1 доступны за 5,5 сут, со станций S2 и S3 – за период несколько менее 11 сут, со станции S4 – за 10 сут. Измерительный комплекс детально обсуждается в работе [15], полная схема полигона 2022 г. представлена в работе [16]. Здесь отметим, что термисторы располагались на глубинах от подповерхностных до придонных с дискретностью 1–1,5 м, измерения выполнялись с дискретностью 1 с и точностью 0,06 °С. Последующее сглаживание и осреднение по времени до 1 мин позволило достичь точности 0,01 °С [15]. Информация об измерениях сведена в табл. 1. Пример временных рядов на характерных горизонтах для станции S3 показан на рис. 2, средние профили и среднеквадратичный разброс температуры приведены на рис. 3, а. По данным с ежеминутной дискретностью рассчитывался вертикальный градиент температуры $\partial T/\partial z = (T_{k+1}^i - T_k^i)/(z_{k+1} - z_k)$, относимый к глубине $(z_k + z_{k+1})/2$, где T_k^i – исходная температура на горизонте k , z – глубина измерения (горизонт), $k = 1, 2, \dots, M$ – номер горизонта, M – число горизонтов (табл. 1). Мы полагаем, что температура является достаточно гладкой функцией, поэтому при расчете градиента ошибки данных просто суммировались, т.е. составили 0,02 °С/м, а в целом шум в данных усиливался, что проявляется и в средних профилях градиента (рис. 3, б).

Разложение пространственно-временных данных по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) широко применяется для исследования изменчивости, позволяя разделить переменные и представить данные набором мод, упорядоченных по вкладам в

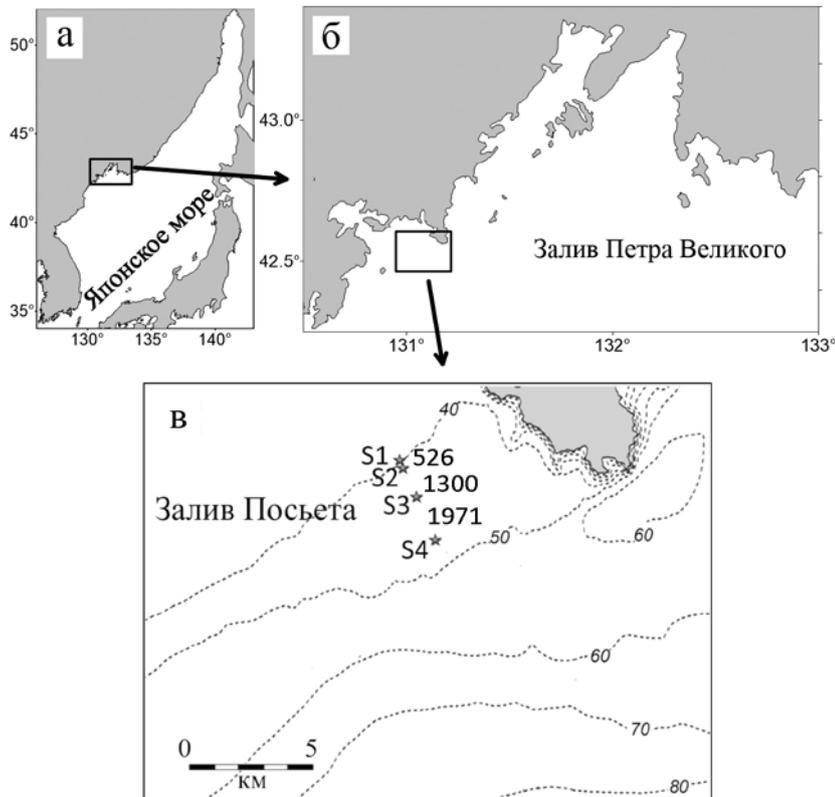


Рис. 1. Район исследования и схема постановки: а – Японское море, б – залив Петра Великого, в – схема постановки в заливе Посыета; показаны изобаты (м) и расстояния между станциями (м)

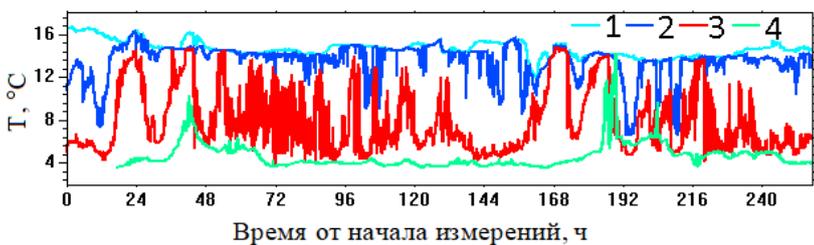
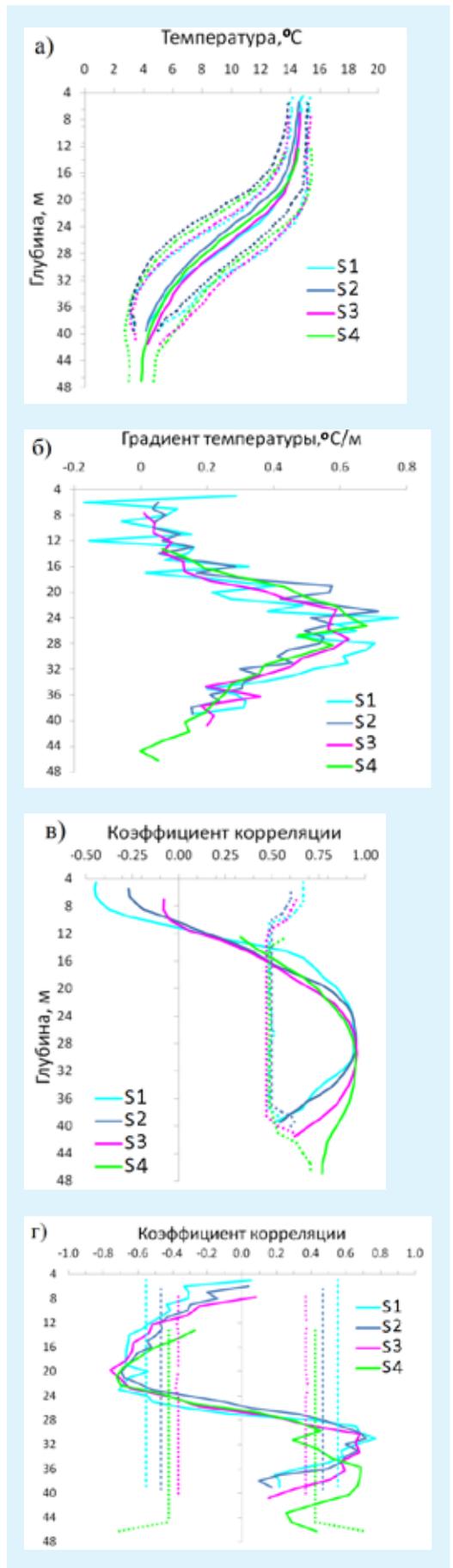


Рис. 2. Зависимость температуры (°C) от времени (ч) на станции S3 на горизонтах: 1 – 7 м, 2 – 19 м, 3 – 29,5 м, 4 – 40 м

дисперсию поля [17, 18]. В данном случае данные представлены в осях «глубина – время», осреднение проводится по времени, т.е. собственно ЭОФ (базисные функции) представляют собой вертикальные профили, а коэффициенты при них (главные компоненты) являются временными рядами. Таким образом, исходные данные X представимы в виде $X(z,t) = \sum A^k(z) \cdot B^k(t)$, где $A^k(z)$ и $B^k(t)$ – это ЭОФ и главные компоненты для k -й моды соответ-

Рис. 3. Вертикальные профили: а – средней температуры (°C), б – среднего вертикального градиента температуры (°C/м) и коэффициентов корреляции: в – между T и B^1_{τ} , г – между $\partial T / \partial z$ и $B^1_{\sigma_{T/z}}$ на станциях S1 – S4; штрихпунктирными линиями показаны среднеквадратичный разброс температуры (а) и уровни статистической значимости коэффициентов корреляции (в, г)



ственно, $k = 1, 2, \dots, M$, M – число горизонтов (уровней) измерений, z – глубина, t – время. Подобный анализ уже проводился для вертикальных профилей частоты плавучести и температуры, полученных с помощью автономного профилографа «Аквалог» вблизи восточной границы залива Петра Великого [19] и для течений, полученных по измерениям акустического профилографа на стационарном буе SEAWATCH WaveScan в юго-западной части залива [20]. В данной работе анализ выполнялся как для температуры, так и для ее вертикального градиента, что способствовало интерпретации результатов. Из-за зашумленности данные о градиенте температуры были подвергнуты низкочастотной фильтрации с периодом отсечения 2 ч, что способствовало получению интерпретируемых мод. Для сопоставимости были профильтрованы и данные по температуре; для краткости полученные с помощью низкочастотной фильтрации данные о температуре и ее градиенте далее обозначаются как T и $\partial T/\partial z$ соответственно.

Мода 1 по T учитывает около половины дисперсии данных для станций S1 – S3, а для станции S4

даже более 65%, а мода 1 по $\partial T/\partial z$ учитывает около четверти дисперсии (табл. 1), что объясняется увеличением шума при дифференцировании, но приемлемо, поскольку моды по T и по $\partial T/\partial z$ соответствуют друг другу (см. ниже). Вклады в дисперсию вторых мод более чем вдвое ниже, что позволяет ограничить анализ первыми модами. Для краткости ЭОФ первой моды для T и $\partial T/\partial z$ далее обозначаются как A^1_T и $A^1_{\partial T/\partial z}$, главные компоненты – как B^1_T и $B^1_{\partial T/\partial z}$ соответственно. Отметим, что разложение по исходным данным о температуре дает практически те же результаты, что и по фильтрованной T , а наиболее короткопериодная изменчивость (с периодами менее 2 ч) почти не вносит статистически значимого вклада в спектральные характеристики.

Для оценки значимости ЭОФ по глубине анализируются коэффициенты корреляции R между временными рядами T и $\partial T/\partial z$ на каждом горизонте и B^1_T и $B^1_{\partial T/\partial z}$ соответственно; ЭОФ считаются значимыми на тех глубинах, где значимы R . Применяется тест Фишера для уровня статистической значимости 95%, с учетом числа степеней свободы N^* ; N^* оце-

Таблица 1. Характеристики данных

Показатели	Станции			
	S1	S2	S3	S4
Начало измерений	3.10, 19:00	3.10, 19:00	3.10, 19:00	4.10, 12:17
Конец измерений	9.10, 5:58	14.10, 12:15	14.10, 12:15	14.10, 12:15
Дискретность данных по времени, мин	1	1	1	1
N	7859	15436	15436	14399
Глубина измерений, м	4,5–39,5	5,5–39,5	7–41,5	12,5–47
Дискретность данных по глубине, м	1	1	1,5	1,5
M (для температуры)	36	35	24	24
N^* для T на разных горизонтах	7–31	31–9	29–18	28–6
N^* для $\partial T/\partial z$ на разных горизонтах	58–11	56–18	57–25	69–9
Доля дисперсии, учитываемой модой 1 по T (%)	51,9	48,4	51,5	65,8
Доля дисперсии, учитываемой модой 1 по $\partial T/\partial z$ (%)	28,8	24,1	27,7	25,5
N^* для B^1_T	15	14	16	15
N^* для $B^1_{\partial T/\partial z}$	11	16	27	20
Глубина залегания максимума A^1_T , м	25,5	27,0	29,5	30,5
Глубины залегания экстремумов $A^1_{\partial T/\partial z}$, м	18,0; 31,0	20,5; 33,5	19,75; 33,25	20,75; 35,75–37,25
Средние аномалии T , связанные с модой 1, °C	7,2	7,2	9,4	8,0
Средние аномалии $\partial T/\partial z$, связанные с модой 1 (в верхнем / нижнем экстремуме), °C/м	0,14 / 0,14	0,40 / 0,38	0,44 / 0,46	0,17 / 0,16
Максимумы осредненных по времени взаимных вейвлет-спектров B^1_T и $B^1_{\partial T/\partial z}$, ч	9,6; 17,9–18,3	9,6–9,8; 16,7–17,1; 48,3–49,5	9,8; 16,7–17,1; 48,3–49,5	15,9; 48,3; 48,3–49,5

Примечание. Обозначения здесь и в табл. 2: M – число горизонтов (уровней) измерений, N – число временных отсчетов, N^* – число степеней свободы временных рядов, T – температура, подвергнутая низкочастотной фильтрации с периодом отсечения 2 ч, $\partial T/\partial z$ – градиент температуры, подвергнутый низкочастотной фильтрации с периодом отсечения 2 ч, N – число временных отсчетов, N^* – число степеней свободы временного ряда, B^1_T – главная компонента моды 1 по T , $B^1_{\partial T/\partial z}$ – главная компонента моды 1 по $\partial T/\partial z$, A^1_T – ЭОФ моды 1 по T , $A^1_{\partial T/\partial z}$ – ЭОФ моды 1 по $\partial T/\partial z$, КИ – квазиинерционный.

ниваются на основе коэффициентов корреляции для всех возможных временных сдвигов [18]. Оценки для временных рядов приведены в табл. 1. Для $\partial T/\partial z$ N^* в целом больше, чем для T , вследствие зашумленности градиента, а N^* для T изменяется по горизонтам в соответствии со среднеквадратичным разбросом (рис. 3, а). Аномалии T и $\partial T/\partial z$, связанные с модой 1, оценивались как произведения средних абсолютных величин V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ на A_T^1 и $A_{\partial T/\partial z}^1$, осредненные в зонах значимости, соответственно. Отметим, что при осреднении данных их ошибки снижаются как $(N^*)^{1/2}$, а разложение по ЭОФ также является осреднением [17], что следует учитывать при оценке значимости аномалий, связанных с модами.

Для оценки временных масштабов изменчивости V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ рассчитывались спектры на основе вейвлет-преобразования, пригодного для анализа нестационарных временных рядов [21]. В данной работе использовался комплексный вейвлет Морле, дающий хорошее разрешение по шкале периодов (скейлов) и позволяющий оценить когерентность и фазовый сдвиг для взаимных спектров. Статистическая значимость на 90%-м уровне оценивалась с помощью теоретического спектра красного шума; результаты интерпретируются только вне краевых зон возможного искажения за счет достраивания временных рядов до степеней двойки (т.н. конусов влияния краевых эффектов) [21]. Периоды колебаний в каждый момент времени определялись по максимальным значениям мощности спектров внутри заданных диапазонов. Вейвлет-преобразование также использовалось для фильтрации данных. Расчеты производились с помощью модифицированной нами процедуры Торренса и Компо [21].

■ Результаты и обсуждение

Для всех рассмотренных станций A_T^1 статистически значима на глубинах 16–40 м (рис. 3, в), т.е. в зоне термоклина (рис. 3, а) и максимальных средних градиентов температуры (рис. 3, б). Глубина максимума A_T^1 уменьшается с уменьшением глубины места на 5,5 м (табл. 1), что существенно превышает дискретность данных по вертикали (1–1,5 м). Для всех станций $A_{\partial T/\partial z}^1$ характеризуется минимумом в верхнем слое и максимумом в нижнем, которые являются статистически значимыми на глубинах выше и ниже максимальных значений среднего градиента соответственно (рис. 3, б, 3, з). Нижний экстремум $A_{\partial T/\partial z}^1$ поднимается с уменьшением глубины места на 5,5 м, как и максимум A_T^1 , тогда как глубина верхнего экстремума $A_{\partial T/\partial z}^1$ почти не изменяется (табл. 1).

С модой 1 связаны значительные аномалии температуры, на два порядка превышающие ошибки данных, и аномалии градиента температуры, значимые с учетом их снижения за счет осреднения при вычислении ЭОФ [17]. Величины средних аномалий температуры и ее градиента, связанных с модами, близки к их средним значениям на глубинах экстремумов A_T^1 и $A_{\partial T/\partial z}^1$ или даже превышают их (табл. 1, рис. 3, а). Следует отметить, что в исходных данных присутствуют отрицательные значения градиента температуры, превышающие по абсолютной величине ошибки данных (0,02 °C/м), что соответствует увеличению температуры с глубиной; их число составляет 17,5%, 10,3%, 8,4%, 3,9% для станций S1 – S4 соответственно. Для станции S1, где отрицательных градиентов больше всего, средние значения градиента отрицательны на горизонтах 6 и 12 м (0,17 и 0,15 °C/м соответственно); при этом N^* равно 35 и 27, что уменьшает ошибки средних до 0,004 и 0,003 °C/м соответственно, т.е. эти отрицательные средние являются значимыми. В Японском море плотность воды и ее вертикальный градиент зависят в основном от температуры [2], однако в шельфовой зоне вклад солёности может быть значимым за счет взаимодействия прибрежных вод с водами открытого моря. Более теплые и солёные воды открытого моря могут быть плотнее, чем распресненные и менее теплые прибрежные воды, что приводит к появлению отрицательных вертикальных градиентов температуры при сохранении устойчивой плотностной стратификации и особенно ярко проявляется на самой мелководной станции S1.

Изменения температуры и ее градиента согласованы: коэффициенты корреляции между V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ для всех станций равны 0,81–0,87; согласована также изменчивость между станциями (рис. 4). Таким образом, на всех станциях происходит одновременное увеличение (уменьшение) температуры и ее градиента в нижнем слое и уменьшение (увеличение) градиента в верхнем слое, т.е. изменения вертикальной стратификации вод, связанные с опусканием (подъемом) термоклина. Наиболее интенсивные колебания V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ происходили на вторые и восьмые сутки (12–48 и 162–192 ч) от начала наблюдений почти синфазно на всех станциях. Эти события демонстрируются подъемами температуры на глубине 29,5 м, на которой достигается максимум A_T^1 на станции S3 (рис. 2). В течение ряда лет на этом полигоне наблюдались внутренние волны, сопровождавшиеся изменениями вертикальной стратификации вод [6, 9]. Интенсивные колебания V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ можно связать с ранее выявленными событиями высокоамплитудных

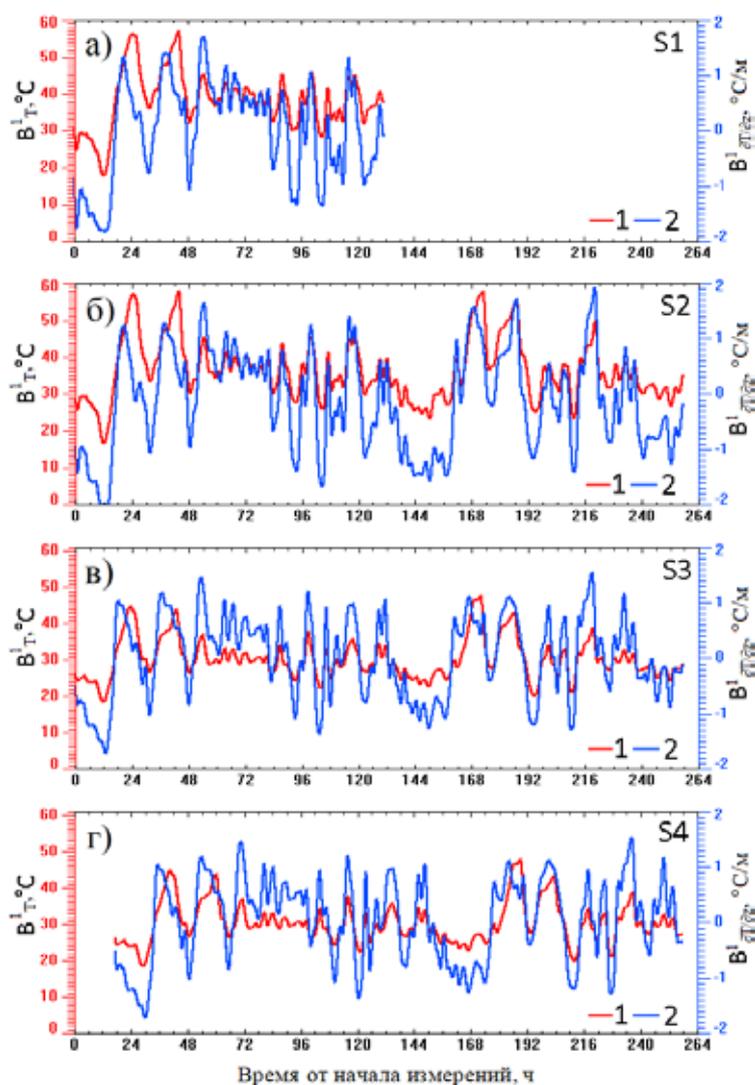


Рис. 4. Главные компоненты V_T^1 (°C, кривые 1, левые оси ординат) и $V_{\partial T/\partial z}^1$ (°C/m, кривые 2, правые оси ординат) для станций: а – S1, б – S2, в – S3, г – S4

внутренних волн (внутренними борами и солитонами) [4, 6, 7, 11].

Для оценки временных масштабов колебаний термоклина использовались вейвлет-спектры. Индивидуальные вейвлет-спектры V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ оказались малоинформативными, поэтому анализировались их взаимные спектры, позволившие выявить согласованную изменчивость, отвечающую колебаниям термоклина. Эти спектры оказались сходными для всех станций с учетом более короткого периода наблюдений на S1 (рис. 5). Мощность спектров статистически значима для периодов больше 6 ч и характеризуется высокой когерентностью, в среднем 0,9 и выше. Как показывает фазовый сдвиг, колебания V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ в целом близки к синфазным, но при прохождении боров, особенно во вторые и третьи сутки наблюдений, $V_{\partial T/\partial z}^1$ может опережать V_T^1 на 2–4 ч, что видно и из графиков главных компонент (рис. 4).

В период наблюдений наиболее интенсивными были колебания с периодами 9–12, 16–20 и 48–50 ч (рис. 5, 6,

табл. 1). На этих масштабах уровень красного шума составляет не более 1–2 % мощности спектра, т.е. значительно уступает сигналу. Как видно из осредненных по времени вейвлет-спектров, колебания были наиболее интенсивны на квазиинерционном (КИ) масштабе (15,9–18,3 ч; рис. 6), причем их интенсивность уменьшалась с уменьшением глубины места от станции S4 к станции S1 (рис. 6). (Отметим, что в спектрах Фурье выделить статистически значимые максимумы не удалось, что можно объяснить нестационарностью временных рядов.) Во временном ходе КИ колебания были высокоинтенсивны в первые – третьи и седьмые – десятые сутки наблюдений; высокоинтенсивные внутренние боры (см. выше) также происходили на этом масштабе. На четвертые – шестые сутки КИ колебания ослабевали, хотя и оставались статистически значимыми, а усиливались в это время полусуточные колебания (рис. 5, а, в, д, ж). Соответственно периоды максимальной мощности спектров в диапазоне 6–20 ч, рассматриваемые вне конуса влияния краевых эффектов, относятся к КИ масштабу, за исключением временного промежутка 4–5,5 сут, когда они составляют 9,4–12,6 ч (рис. 5, б, г, е, з). В предыдущих работах по анализу данных на этом полигоне рассматривались внутренние волны приливного диапазона, как обсуждалось выше. Тем не менее наши результаты показывают, что в октябре 2022 г. преобладали КИ колебания.

Как известно, внутренние волны покрывают диапазон от частоты плавучести до инерционной; на широте наблюдения инерционный период составляет 17,7 ч. Периоды КИ колебаний температуры возрастали с уменьшением глубины места, в среднем от 15,9 ч на станции S4 к 16,7–17,1 ч на станциях S2 и S3 и к 17,9–18,3 ч на станции S1, что превышает инерционный период (рис. 6, табл. 1). Изменения КИ периодов во времени более сложны, но видно, что на самой глубоководной S4 эти периоды наиболее малы, а сильнее всего красный сдвиг выражен в начале вторых суток измерений (рис. 5, б, г, е, з). Отметим, что дискретность периодов (скейлов), используемых при вейвлет-преобразовании, в КИ диапазоне составляет 0,4–0,45 ч, что более чем вдвое меньше этих сдвигов, которые, таким образом, хорошо

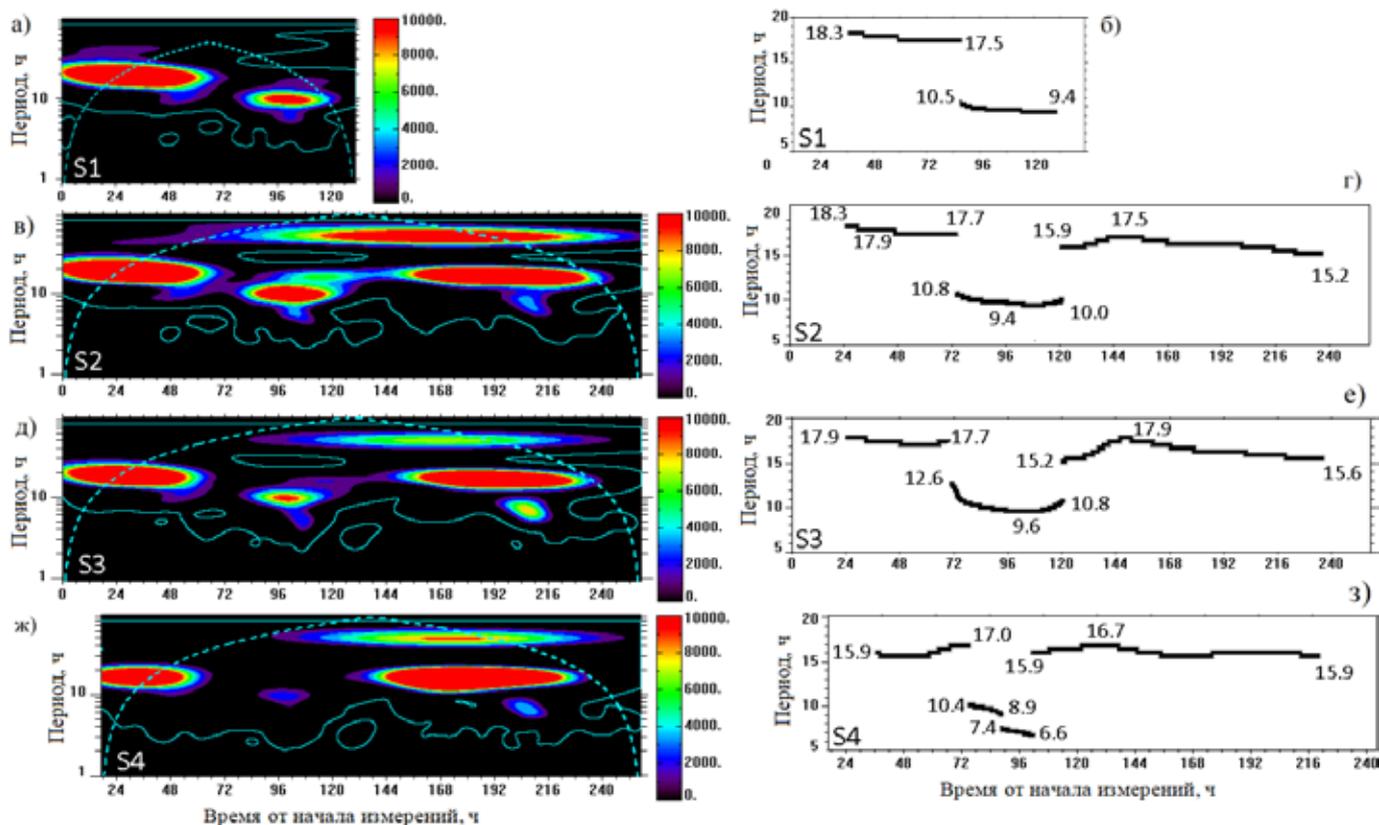


Рис. 5. Взаимные вейвлет-спектры V_T^1 ($(^\circ\text{C})^2$) V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ ($(^\circ\text{C})^{2/m^2}$) для станций: а – S1, в – S2, д – S3, ж – S4; , а также периоды максимальной мощности этих спектров в диапазоне 6–20 ч для станций: б – S1, г – S2, е – S3, з – S4; здесь и на рис. 7 на спектрах показаны конус влияния краевых эффектов (голубой пунктир) и 90%-й уровень статистической значимости (голубые сплошные линии); цифрами показаны характерные периоды (б, г, е, з)

разрешены. Как было установлено ранее, частоты внутренних волн могут переходить через инерционный предел в зонах антициклонической относительной завихренности течения, где имеет место их красный сдвиг [22]. Этот эффект уже наблюдался нами при анализе скорости течения в юго-западной части залива Петра Великого [20]. Таким образом, в период

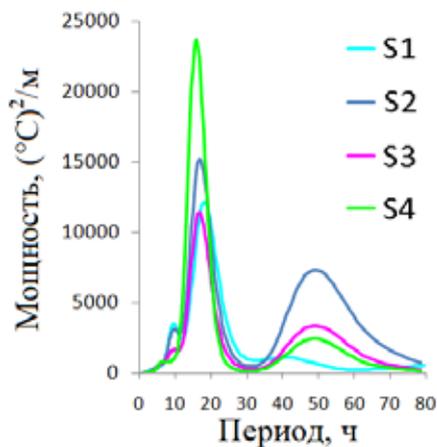


Рис. 6. Осредненные по времени взаимные вейвлет-спектры V_T^1 ($(^\circ\text{C})^2$) V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ ($(^\circ\text{C})^{2/m^2}$) для станций S1 – S4

наблюдений самые мелководные станции попадают в зону антициклонической завихренности течения в соответствии с представлениями о том, что в бухтах залива Посьета развиваются антициклонические циркуляции [1].

На четвертые и пятые сутки максимальная мощность спектров приходилась на периоды 9,4–12,6 ч (рис. 5, б, г, е, з), что близко к многократно зарегистрированному здесь полусуточному внутреннему приливу, как обсуждалось выше. Эти колебания были наиболее интенсивны на станциях S1 и S2, давая слабый максимум в средних спектрах на масштабе 9,6–9,8 ч (рис. 6), и ослабевали с увеличением глубины места (рис. 5, д, ж). На самой глубоководной станции S4 период максимальной мощности спектра уменьшался до 6,6 ч к середине пятых суток (рис. 5, з), что, вероятно, связано с появлением кратных частот вследствие нелинейности. В частности, возможно появление суммарной частоты $f_m = f_t + f_i$, где f_t – полусуточная приливная частота, f_i – КИ частота. Принимая $f_t = 1/12,4 \text{ ч}^{-1}$ (для прилива M_2) и $f_i = 1/15,9 \text{ ч}^{-1}$ (табл. 1), получаем период $1/f_m = 7,0 \text{ ч}$. Следует подчеркнуть, что дискретность скейлов в

диапазоне 9–12 ч составляет 0,2–0,3 ч, т.е. полученные периоды хорошо разрешены. Причины сдвига периодов максимальной мощности спектров от периода полусуточного прилива остаются неясными.

На станциях S2 – S4 наблюдались хорошо выраженные двухсуточные колебания в диапазоне 48,3–50,6 ч, которые являются значимыми вне конуса влияния от 66 до 192 ч наблюдений для станций S2 и S3 и от 86 до 192 ч для станции S4 (рис. 5, в, д, ж). Они наиболее интенсивны на станции S2, где наиболее интенсивен внутренний прилив (рис. 5, в, б). Как видно из временного хода температуры, взятой на глубине залегания максимума A_T^1 (табл. 1) и подвергнутой полосовой фильтрации в диапазоне 6–20 ч, сильные и слабые колебания на всех станциях сменяют друг друга согласованно во времени (рис. 7), и происходит это на двухсуточном масштабе. Этот эффект можно видеть и на графиках V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ (рис. 4). Несмотря на то что для станции S1 двухсуточный спектральный максимум отсутствует из-за недостаточной длительности наблюдений, эта изменчивость отчетливо видна на рис. 4, а, 7. Двухсуточный масштаб можно рассматривать как разностный между полусуточным и КИ, который возникает вследствие нелинейности. Разностная частота представима как $f_{2d} = f_1 - f_2$; принимая $f_1 = 1/12 \text{ ч}^{-1}$ и $f_2 = 1/16 \text{ ч}^{-1}$, получаем оценку разностного периода ($1/f_{2d}$) – 48 ч. Вместе с тем периоды полусуточных и КИ колебаний отклонялись от вышеприведенных значений, что должно приводить к изменению разностных периодов, поэтому это предположение требует дополнительного обоснования.

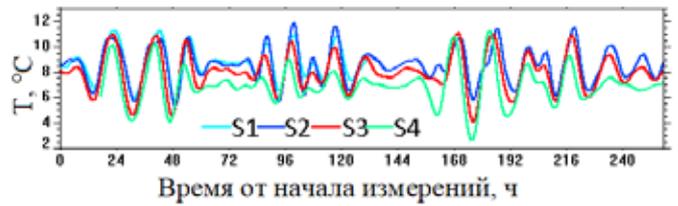


Рис. 7. Температура, подвергнутая полосовой фильтрации в диапазоне 6–20 ч, на глубинах залегания максимума моды 1 для станций S1 – S4 (табл. 1)

Были рассчитаны взаимные вейвлет-спектры между V_T^1 для пар станций S1 и S2, S2 и S3, S3 и S4, что позволило оценить направление и скорость перемещения сигнала на разных временных масштабах. Эти спектры оказались сходными друг с другом и с взаимными спектрами V_T^1 и $V_{\partial T/\partial z}^1$ для всех станций; они содержат максимумы на тех же масштабах – полусуточном, КИ и двухсуточном, с низким уровнем красного шума (не более 2%) (ср. рис. 5 и 8, 6 и 9, табл. 1 и 2). Мощность взаимных спектров статистически значима для периодов больше 3–6 ч, когерентность превышает 0,9. Как и в спектрах для отдельных станций, наибольшая мощность приходится на КИ масштаб (рис. 8, а, в, д, 9), за исключением четвертых и пятых суток наблюдений, когда мощность максимальна на полусуточном масштабе (рис. 8, б, г, е). КИ колебания наиболее интенсивны в спектрах для пары более глубоководных станций (S3 и S4), полусуточные – для пары более мелководных (S1 и S2), со слабым, но статистически значимым максимумом среднего спектра (рис. 9). Наблюдался красный сдвиг КИ

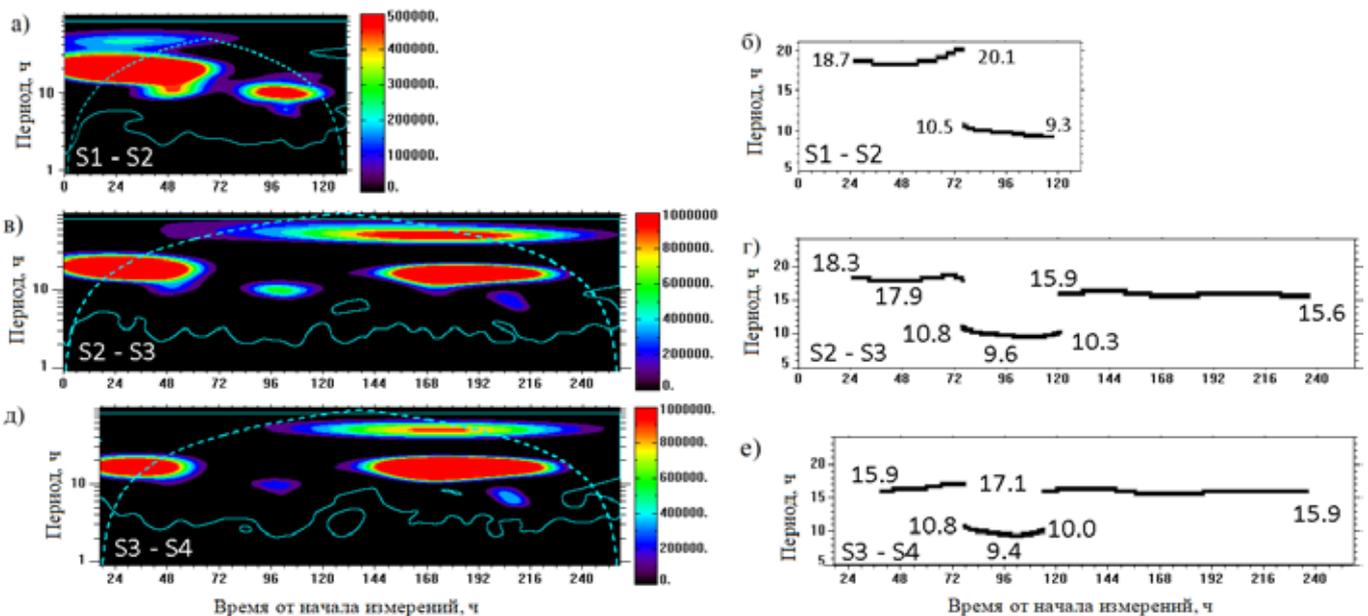


Рис. 8. Взаимные вейвлет-спектры $(\text{°C})^2 V_T^1$ для станций: а – S1 и S2, в – S2 и S3, д – S3 и S4, а также периоды максимальной мощности этих спектров в диапазоне 6–20 ч (вне конуса влияния краевых эффектов): б – S1 и S2, г – S2 и S3, е – S3 и S4; цифрами показаны характерные периоды (б, г, е)

Таблица 2. Характеристики взаимных спектров V_T^1

Показатель	Станции		
	S1 – S2	S2 – S3	S3 – S4
Максимумы взаимных спектров, ч	9,8–10,0; 18,7–19,2	16,3–16,7; 49,5–50,6	15,9; 48,3
Средняя скорость переноса сигнала в полусуточном диапазоне, м/с	1,11	1,06	0,95
Средняя скорость переноса сигнала в КИ диапазоне, м/с	0,44	0,41	0,55
Средняя скорость переноса сигнала в квазидвухсуточном диапазоне, м/с	–	0,15	1,17

колебаний и усиление полусуточных и двухсуточных с уменьшением глубины моря, как это имело место для отдельных станций (табл. 2, рис. 9).

Фазовые сдвиги взаимных спектров положительны, что указывает на перемещение аномалий температуры в сторону меньших глубин моря, т.е. в направлении движения внутренних волн с юга от континентального склона. Скорости распространения сигнала для разных временных масштабов рассчитаны по формуле $U = L / (p \cdot \Delta\varphi / 2\pi)$, где L – расстояние между станциями, p – период колебаний, $\Delta\varphi$ – фазовый сдвиг для данного периода, $\pi = 3,14\dots$ Средние скорости для полусуточного и КИ масштабов близки для всех трех пар станций, составляя 0,95–1,11 и 0,44–0,55 м/с соответственно (табл. 2). Неожиданным оказалось, что скорости распространения двухсуточных колебаний различаются на порядок величины для пар более глубоководных (S3 и S4) и более мелководных (S2 и S3) станций, составляя 1,17 и 0,15 м/с соответственно (табл. 2). (Во взаимных спектрах для станций S1 и S2 этот максимум

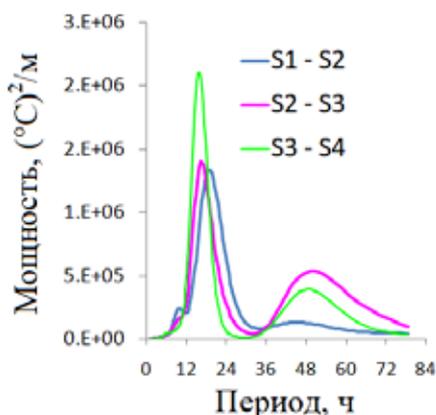


Рис. 9. Осредненные по времени взаимные вейвлет-спектры $((^{\circ}\text{C})^2) V_T^1$ для станций S1 и S2, S2 и S3, S3 и S4

отсутствует из-за недостаточной длительности наблюдений на S1). Причины этого блокинга остаются неясными. Напротив, двухсуточный максимум взаимного спектра интенсивнее для пары самых мелководных станций (рис. 8, 9). Сделанные ранее оценки давали скорость перемещения сигнала поперек изобат как 0,2–0,6 м/с [6], в этих пределах находится скорость на наиболее интенсивном КИ масштабе, но не скорости на полу- и двухсуточном масштабах. Однако в работе [6] оценки делались для интенсивных колебаний (внутренние боры, солитоны) без разделения по масштабам изменчивости, а наши оценки являются средними для всего периода измерений, а в среднем КИ колебания являются наиболее интенсивными, что и приводит к соответствию с оценками в работе [6]. Обсуждаемый здесь перенос температурных аномалий по уменьшению глубины моря правомерно связать с распространением внутренних волн.

Заключение

По данным четырех автоматических донных станций, оснащенных термогирляндами и установленных вдоль трассы с северо-северо-запада на юго-юго-восток, были оценены статистические характеристики изменчивости температуры воды на шельфе юго-западной части залива Петра Великого Японского моря (в юго-восточной части залива Посыета к западу от п-ова Гамова) в период 3–14 октября 2022 г. С этой целью применялось разложение временных рядов вертикальных профилей температуры и ее вертикального градиента на каждой станции по ЭОФ, масштабы изменчивости оценивались на основе вейвлет-преобразования. Были получены следующие основные результаты.

1. Установлено, что описываемые первой модой всех разложений изменения вертикальной стратификации вод, связанные с опусканием или подъемом термоклина и проявляющиеся в согласованных колебаниях температуры и ее вертикального градиента, происходят на КИ, двухсуточном и полусуточном масштабах (упорядочено по убыванию интенсивности). Как показали многочисленные предыдущие исследования, колебания термоклина связаны с внутренними волнами, генерируемыми над континентальным склоном и распространяющимися по направлению к внутреннему шельфу [4–12]. Однако до сих пор внимание было сосредоточено на отдельных событиях интенсивных внутренних волн (боры, солитоны) полусуточного диапазона (внутреннем приливе). Нами же показано, что эти колебания проис-

ходили в течение всего срока наблюдений, причем наиболее интенсивно на КИ масштабе.

2. С уменьшением глубины моря период КИ колебаний увеличивался и на самой мелководной станции превышал инерционный период для широты наблюдений (17,7 ч), что можно объяснить антициклонической относительной завихренностью течений, приводящей к красному сдвигу инерционной частоты [22]. Это соответствует имеющимся представлениям о том, что в бухтах залива Посьета развиваются антициклонические циркуляции [1]. Интенсивность КИ колебаний, напротив, падает при уменьшении глубины места. Наиболее интенсивные колебания происходили на КИ масштабе на вторые и восьмые сутки наблюдений, что соответствует выявленным ранее внутренним борам [16].

3. На четвертые и пятые сутки наблюдений полусуточные колебания были интенсивнее КИ колебаний, что говорит о преобладающем влиянии внутреннего прилива в это время. Внутренний прилив был интенсивен на двух самых мелководных станциях и ослабевал с увеличением глубины моря.

4. На всех станциях имели место хорошо выраженные двухсуточные колебания, наиболее интенсивные на второй по глубине станции, которые проявляются последовательным усилением и ослаблением КИ колебаний. Высказано предположение о

разностном характере двухсуточных колебаний, связанном с нелинейностью и взаимодействием между КИ и полусуточным масштабами.

5. На основе взаимных вейвлет-спектров установлено, что в период наблюдений происходил перенос температурных аномалий по направлению уменьшения глубины моря (поперек изобат), что можно связать с распространением внутренних волн. Сделаны оценки скорости переноса на преобладающих масштабах. На КИ и приливном масштабах средние скорости были близки по всей трассе, составляя 0,44–0,55 и 0,95–1,11 м/с соответственно. На двухсуточном масштабе они различаются на порядок величины для пар более глубоководных и более мелководных станций, составляя 1,17 и 0,15 м/с соответственно; причины этого блокинга остаются неясными. Скорости на наиболее интенсивном КИ масштабе соответствуют ранее сделанным оценкам скоростей для интенсивных внутренних волн (внутренние боры, солитоны) [6].

Гранты и программы

Работа выполнена в рамках госбюджетных тем ТОИ ДВО РАН № 124022100079-4 и 124022100074-9 и проекта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 075-15-2022-1127.
DOI: 10.37102/1992-4429_2024_49_03_02

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Григорьева Н.И., Кучерявенко А.В. Гидрологические условия юго-западной части зал. Петра Великого // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 78–95.
2. Японское море. Гидрометеорологические условия. Проект “Моря”. Т. 8. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. 398 с.
3. Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Островский А.Г. Поверхностная циркуляция Японского моря (спутниковая информация и данные дрейфующих буев) // Исследование Земли из космоса. 1998. № 1. С. 66–83.
4. Серебряный А.Н. Эффекты нелинейности во внутренних волнах на шельфе // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26, № 3. С. 285–293.
5. Navrotsky V.V., Lozovatsky I.D., Pavlova E.P., Fernando H.J.S. Observations of internal waves and thermocline splitting near a shelf break of the Sea of Japan (East Sea) // Continental Shelf Research. 2004. Vol. 24, No. 12. P. 1375–1395.
6. Ярошук И.О., Леонтьев А.П., Кошелева А.В., Самченко А.Н., Пивоваров А.А., Храпченков Ф.Ф., Швырев А.Н., Ярошук Е.И. Экспериментальные исследования внутренних волн в прибрежной зоне Японского моря // Подводные исследования и робототехника. 2013. № 1. С. 37–43.
7. Серебряный А.Н. Проявление свойств солитонов во внутренних волнах на шельфе // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29, № 2. С. 244–252.
8. Плотников В.В., Дубина В.А. Субмезомасштабная изменчивость абиотических факторов экосистем залива Петра Великого по данным спутниковых наблюдений. Владивосток: Дальрыбвтуз, 2016. 120 с.
9. Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П., Храпченков Ф.Ф. Трансформация и эффекты внутренних волн в прибрежной зоне моря // Океанологические исследования. 2019. Т. 47, № 2. С. 230–245.
10. Кукарин В.Ф., Ляпидевский В.Ю., Храпченков Ф.Ф., Ярошук И.О. Нелинейные внутренние волны в шельфовой зоне моря // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2019. № 3. С. 38–47.
11. Кириллов В. В., Ляпидевский В. Ю., Суторихина И. А., Храпченков Ф. Ф. Особенности трансформации нелинейных внутренних волн на шельфе и в глубоком озере // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2023. № 6. С. 121–131. DOI: 10.31857/S1024708423600537.
12. Кошелева А.В., Ляпидевский В.Ю., Храпченков Ф.Ф., Ярошук И.О. Пространственная эволюция придонных линз холодной воды в шельфовой зоне Японского моря // Прикладная механика и техническая физика. 2023. № 3. С. 110–121.
13. Morozov E.G. Semidiurnal internal wave global field // Deep-Sea Research I. 1995. Vol. 42, No. 1. P. 135–148.
14. Alford M.H., MacKinnon J.A., Simmons H.L., Nash J.D. Near-Inertial Internal Gravity Waves in the Ocean // Ann Rev Mar Sci. 2016. Vol. 8. P. 95–123.
15. Леонтьев А.П., Ярошук И.О., Смирнов С.В., Кошелева А.В., Пивоваров А.А., Самченко А.Н., Швырев А.Н. Пространственно-распределенный измерительный комплекс для мониторинга гидрофизических процессов на океаническом шельфе // Приборы и техника эксперимента. 2017. № 1. С. 128–135. DOI: 10.7868/S0032816216060227.

16. Yaroshchuk I., Kosheleva A., Lazaryuk A., Dolgikh G., Pivovarov A., Samchenko A., Shvyrev A., Gulin O., Korotchenko R. Estimation of Seawater Hydrophysical Characteristics from Thermistor Strings and CTD Data in the Sea of Japan Shelf Zone // *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. Vol. 11, No. 6. Artno. 1204. DOI: 10.3390/jmse11061204.
17. Preisendorfer R.W. *Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography*. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1988. 425 p.
18. Thomson R.E., Emery W.J. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 3rd ed. New York, USA: Elsevier Science, 2014. 728 p. DOI: 10.1016/C2010-0-66362-0.
19. Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б. Эволюция термохалинной стратификации северо-западной части Японского моря: синоптическая изменчивость и внутригодовые колебания // *Океанология*. 2021. Т. 61, № 3. С. 366–376.
20. Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю. Течения в юго-западной части залива Петра Великого, Японское море (по данным стационарного буя Wavescan, 2016 г.) // *Океанология*. 2022. Т. 62, № 3. С. 365–379. DOI: 10.31857/S0030157422030145.
21. Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. Vol. 79, No. 1. P. 61–78.
22. Kunze E. Near-Inertial Wave Propagation in Geostrophic Shear // *J. Phys. Oceanogr.* 1985. Vol. 15, No. 5. P. 544–565.

Справка об авторах

ТРУСЕНКОВА Ольга Олеговна, к.т.н., в.н.с.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
ДВО РАН

Адрес: 690041 г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Область научных интересов: физическая океанология, климат, многомерный статистический анализ данных, гидродинамическое моделирование океана

Тел.: +7(423) 231-1400, факс: +7(423) 231-2573

E-mail: trolia@poi.dvo.ru

ORCID: 0000-0001-6756-5354

ЯРОЩУК Игорь Олегович, д.ф.-м.н., зав. лаб.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
ДВО РАН

Адрес: 690041 г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Область научных интересов: статистическая гидроакустика, статистическое моделирование, сейсмоакустика, океанология

E-mail: yaroshchuk@poi.dvo.ru

ORCID: 0000-0002-3212-9752

КОШЕЛЕВА Александра Васильевна, н.с.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
ДВО РАН

Адрес: 690041 г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Область научных интересов: гидроакустика, океанология, обработка данных

E-mail: kosheleva@poi.dvo.ru

ORCID: 0000-0001-6508-6325

САМЧЕНКО Александр Николаевич, к.г.н., с.н.с.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
ДВО РАН

Адрес: 690041 г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Область научных интересов: геоакустическое моделирование, низкочастотная гидроакустика, сейсмоакустика, геоморфология шельфа и прибрежной зоны

E-mail: samchenko.an@poi.dvo.ru

ORCID: 0000-0002-5184-0718

ПИВОВАРОВ Александр Анатольевич, н.с.

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева
ДВО РАН

Адрес: 690041 г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

Область научных интересов: гидроакустика, технические средства, океанология

E-mail: pivovarov@poi.dvo.ru

ORCID: 0000-0003-0037-1568



Для цитирования:

Трусенкова О.О., Ярошук И.О., Кошелева А.В., Самченко А.Н., Пивоваров А.А. ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО ЯПОНСКОГО МОРЯ // *Подводные исследования и робототехника*. 2024. № 3 (49). С. 13–25. DOI: 10.37102/1992-4429_2024_49_03_02. EDN: GATBSD.

INSTRUMENTAL OBSERVATIONS AND STATISTICAL ANALYSIS OF VERTICAL TEMPERATURE PROFILES IN THE SOUTHWESTERN PETER THE GREAT BAY, THE SEA OF JAPAN

O.O. Trusenkova, I.O. Yaroshchuk, A.V. Kosheleva, A.N. Samchenko, A.A. Pivovarov

The study is based on data from four moorings stretched out in the north-northwest – south-southeast direction across the isobaths in the southwestern Peter the Great Bay, the Sea of Japan, on 3–14 October, 2022. For this purpose, timeseries of vertical profiles of temperature and its gradient were expanded into empirical orthogonal functions; timescales were estimated using wavelet transform. In all cases, the leading mode captures vertical stratification variability related to the thermocline shoaling or deepening, manifesting itself by concerted oscillations of temperature and its vertical gradient, which occurred on the near-inertial, semi-diurnal and two-diurnal timescales. The near-inertial oscillations were the most intense during most of the time, while the semi-diurnal ones were the most intense on the fourth and fifth days. From the joint wavelet spectra it was found that temperature anomalies moved towards the shallower area and the speed was estimated as equal to 0.44–0.55 and 0.95–1.11 m/s for the near-inertial and semi-diurnal timescales, respectively. The speed on the two-diurnal timescale differs by an order of magnitude between the pairs of two deeper and two shallower moorings, equaling to 1.17 and 0.15 m/s, respectively. The results were interpreted as related to the near-inertial and semi-diurnal internal wave propagation from the continental slope towards the inner shelf and two-diurnal timescale was speculated to be a difference between them caused by non-linearity.

Keywords: thermostring, vertical temperature profile, vertical temperature gradient, internal waves, shelf, Peter the Great Bay, Sea of Japan, empirical orthogonal functions, wavelet transform, spectrum, near-inertial, semi-diurnal, and two-diurnal timescales.

References

1. Grigoryeva N.I., Kucheryavenko A.V. *Gidrologicheskie usloviya yugo-zapadnoy chasti zal. Petra Velikogo*. *Izv. TINRO*. 2002. Vol. 131. P. 78–95. [In Russ.].
2. Yaponskoe more. *Gidrometeorologicheskie usloviya. Proekt "Morya"*. Vol. 8. Iss. 1. SPb.: *Gidrometeoizdat*, 2003. 398 p. [In Russ.].
3. Ginzburg A.I., Kostyanoy A.G., Ostrovskiy A.G. *Poverkhnostnaya tsirkulyatsiya Yaponskogo morya (sputnikovaya informatsiya i daniye dreyfuyushchikh buev)*. *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 1998. No. 1. P. 66–83. [In Russ.].
4. Serebryany A.N. *Effekti nelineinosti vo vnutrennih volnakh na shelfe*. *Izv. AN. Fizika atmosfery i okeana*. 1990. Vol. 26, No. 3. P. 285–293. [In Russ.].
5. Navrotsky V. V., Lozovatsky I. D., Pavlova E. P., Fernando H. J.S. *Observations of internal waves and thermocline splitting near a shelf break of the Sea of Japan (East Sea)*. *Continental Shelf Research*. 2004. Vol. 24, Iss. 12. P. 1375–1395. DOI: 10.1016/j.csr.2004.03.008.
6. Yaroshchuk I.O., Leontyev A.P., Kosheleva A.V., Samchenko A.N., Pivovarov A.A., Khrapchenkov F.F., Shvyrev A.N., Yaroshchuk E.I. *Experimental studies of internal waves in the Sea of Japan coastal zone*. *Underwater Investigations and Robotics*. 2013. Vol. 15, No. 1. P. 37–43. [In Russ.].
7. Serebryany A.N. *Proyavlenie svoystv solitonov vo vnutrennikh volnakh na shel'fe*. *Izv. AN. Fizika atmosfery i okeana*. 1993. Vol. 29, No. 2. P. 244–252. [In Russ.].
8. Plotnikov V.V., Dubina V.A. *Submezosmasshtabnaya izmenchivost' abioticheskikh faktorov ekosistem zaliva Petra Velikogo po dannym sputnikovykh nablyudeniye*. *Vladivostok: Dal'rybvtuz*, 2016. 120 p. [In Russ.].
9. Navrotsky V.V., Liapidevskii V.Yu., Pavlova E.P., Khrapchenkov F.F. *Transformations and effects of internal waves in the nearshore region of sea*. *Journal of Oceanological Research*. 2019. Vol. 47, No. 2. P. 230–245. [In Russ.]. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(2).14.
10. Kukarin V.F., Liapidevskii V.Yu., Khrapchenkov F.F., Yaroshchuk I.O. *Nonlinear internal waves in the shelf zone of the sea*. *Fluid Dynamics*. 2019. Vol. 54, No. 3. P. 329–338. DOI: 10.1134/S001546281903008X.
11. Kirillov V.V., Liapidevskii V.Yu., Sutorikhina I.A., Khrapchenkov F.F. *Osobennosti transformatsii nelineynykh vnutrennikh voln na shel'fe i v glubokom ozere*. *Izvestiya RAN. Mekhanika zhidkosti i gaza*. 2023. No. 6. P. 121–131. [In Russ.]. DOI: 10.31857/S1024708423600537.
12. Kosheleva A.V., Liapidevskii V.Yu., Khrapchenkov F.F., Yaroshchuk I.O. *Spatial evolution of near-bottom cold-water lenses on the shelf*

of the Sea of Japan. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2023. Vol. 64, No. 3. P. 455–464. DOI: 10.1134/S0021894423030112.

13. Morozov E.G. Semidiurnal internal wave global field // *Deep-Sea Research I*. 1995. Vol. 42, Iss. 1. P. 135–148. DOI: 10.1016/0967-0637(95)92886-C.

14. Alford M.H., MacKinnon J.A., Simmons H.L., Nash J.D. Near-Inertial Internal Gravity Waves in the Ocean. *Annual Review of Marine Science*. 2016. Vol. 8. P. 95–123. DOI: 10.1146/annurev-marine-010814-015746.

15. Leontyev A.P., Yaroshchuk I.O., Smirmov S.V., Kosheleva A.V., Pivovarov A.A., Samchenko A.N., Shvyrev A.N. A spatially distributed measuring complex for monitoring hydrophysical processes on the ocean shelf. *Instruments and Experimental Techniques*. 2017. Vol. 60. P. 130–136. DOI: 10.1134/S0020441216060191.

16. Yaroshchuk I., Kosheleva A., Lazaryuk A., Dolgikh G., Pivovarov A., Samchenko A., Shvyrev A., Gulín O., Korotchenko R. Estimation of Seawater Hydrophysical Characteristics from Thermistor Strings and CTD Data in the Sea of Japan Shelf Zone. *J. Mar. Sci. Eng.* 2023. Vol. 11, No. 6. Art. no. 1204. DOI: 10.3390/jmse11061204.

17. Preisendorfer R.W. *Principal Component Analyses in Meteorology and Oceanography*. Amsterdam; Oxford; New York; Tokyo: Elsevier, 1988. 425 p.

18. Thomson R.E.; Emery W.J. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 3rd ed. Elsevier Science: New York, 2014. 728 p. DOI: 10.1016/C2010-0-66362-0.

19. Trusenkova O.O., Ostrovskii A.G., Lazaryuk A.Y., Lobanov V.B. Evolution of the Thermohaline Stratification in the Northwestern Sea of Japan: Mesoscale Variability and Intra-annual Fluctuations. *Oceanology*. 2021. Vol. 61, No 3. P. 319–328. DOI:10.1134/S0001437021030152.

20. Trusenkova O.O., Lobanov V.B., Lazaryuk A.Yu. Currents in the southwestern Peter the Great Bay, the Sea of Japan, from the stationary Wavescan buoy data in 2016. *Oceanology*. 2022. Vol. 62, No. 3. P. 365–379. DOI: 10.1134/S0001437022030146.

21. Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1998. Vol. 79, No. 1. P. 61–78.

22. Kunze E. Near-Inertial Wave Propagation in Geostrophic Shear. *Journal of Physical Oceanography*. 1985. Vol. 15, No. 5. P. 544–565. DOI: 10.1175/1520-0485(1985)015<0544:NIWPIG>2.0.CO;2.

Information about the authors

TRUSENKOVA Olga O., Ph.D., Leading researcher
Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian
Academy of Sciences
Address: 43 Baltiyskaya Str., Vladivostok, Russia, 690041
Research interests: physical oceanography, climate, multivariate
data analysis, hydrodynamic modeling of the ocean
Phone: +7(423) 231-1400. **Fax:** +7(423) 231-2573
E-mail: troliia@poi.dvo.ru
ORCID: 0000-0001-6756-5354

YAROSHCHUK Igor O., Dr. Sc. (Phys. & Math.), Head of Laboratory
Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian
Academy of Sciences
Address: 43 Baltiyskaya Str., Vladivostok, Russia, 690041
Research interests: statistical hydroacoustics, statistical modeling,
seismoacoustics, oceanology
E-mail: yaroshchuk@poi.dvo.ru
ORCID: 0000-0002-3212-9752

KOSHELEVA Alexandra V., Researcher
Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian
Academy of Sciences
Address: 43 Baltiyskaya Str., Vladivostok, Russia, 690041
Research interests: hydroacoustics, oceanology, data processing
E-mail: kosheleva@poi.dvo.ru
ORCID: 0000-0001-6508-6325

SAMCHENKO Alexander N., Ph.D., Senior Researcher
Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian
Academy of Sciences
Address: 43 Baltiyskaya Str., Vladivostok, Russia, 690041
Research interests: geoaoustic modeling, low-frequency hydro-
acoustics, seismoacoustics, shelf and coastal geomorphology
E-mail: samchenko.an@poi.dvo.ru
ORCID: 0000-0002-5184-0718

PIVOVAROV Alexander A., Researcher
Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian
Academy of Sciences
Address: 43 Baltiyskaya Str., Vladivostok, Russia, 690041
Research interests: hydroacoustics, hardware, oceanology
E-mail: pivovarov@poi.dvo.ru
ORCID: 0000-0003-0037-1568

