

## ДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КАСКАДИНГА В ЗАЛИВЕ ПЕТРА ВЕЛИКОГО (ЯПОНСКОЕ МОРЕ)

Навроцкий В.В., Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Воронин А.А.,  
Горин И.И., Павлова Е.П.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
Россия, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43, e-mail: vnavr@poi.dvo.ru*  
Статья поступила в редакцию 16.07.2020, одобрена к печати 19.10.2020.

С использованием измерений на трех автономных донных станциях на континентальном склоне залива Петра Великого в Японском море проведен анализ динамической структуры каскадинга и связанных с ним потоков тепла и импульса. Показано, что в процессе погружения поверхностных вод генерируются возмущения скорости течений. Взаимодействие флуктуаций температуры и скорости течений приводят к потокам тепла и импульса, пространственно-временная и спектральная структура которых определяется длительностью и величиной аномалий плотности погружающихся вод. При больших аномалиях процесс погружения имеет турбулентно-вихревой характер.

**Ключевые слова:** каскадинг, температура воды, течения, потоки тепла, потоки импульса, спектры Гильберта-Хуанга

### Введение

Вертикальные движения в океане могут определяться чисто динамическими процессами и плотностной конвекцией. Глобально эти механизмы определяют долгопериодную структуру гидрологических, биологических и других характеристик в глубоком океане, но вертикальные скорости движения воды в крупномасштабных круговоротах очень малы (средние глобальные оценки порядка  $10^{-3}$  см/с). Более интенсивный обмен между океаном, сушей и атмосферой, который необходим для поддержания существующего уровня жизни в океане, осуществляется в окраинных зонах океанов. Вблизи границы шельфа резко усиливаются вертикальные движения за счет дивергенции–конвергенции течений, приливов, мезомасштабных вихрей при ветровом дрейфе, и особое значение приобретает плотностная конвекция над склоном, приводящая к каскадингу – погружению (сползанию) поверхностных вод по континентальному склону. В общем случае все механизмы вертикальной конвекции могут работать одновременно, но каскадинг привлекает особое внимание как процесс очень быстрого переноса высокопродуктивных поверхностных вод и осадков на большие глубины.

Механизмы увеличения плотности поверхностных вод – охлаждение, испарение, замерзание – известны и не требуют пояснений. Более быстрая реакция

шельфовых вод на эти процессы по сравнению с прилегающими водами глубокого моря также очевидна. Фактически довольно обширная литература, посвященная каскадингу, состоит из описания условий конкретных наблюдений, расчетов глубин погружения вод с определенными характеристиками (в качестве маркеров используются температура, соленость, кислород, мутность), оценок объемов погружившейся воды и роли каскадинга в Мировом океане. Ряд авторов полагает, что это главный процесс в вентиляции промежуточных и абиссальных вод в океане (Shapiro et al., 2003; Ulses et al., 2008). Возможно, это утверждение слишком категорично, если соотносить пространственно-временные масштабы каскадинга и указанных вод, но в формировании и пространственном распределении осадков у подножья континентального склона он может быть главным. В различных условиях и при различных режимах измерений (зондирования в точке и на полигонах, длительные измерения на буйковых донных станциях) получены оценки глубин, объема и скорости погружения поверхностных вод, которые содержатся в отдельных статьях и обзорах (Shapiro, Zatsepin, 1997; Shapiro et al., 2003; Ivanov et al., 2004; Golovin, 2005; Palanques et al., 2006; Ivanov, Golovin, 2007; Головин и др., 2019).

Сложный и крутой континентальный склон Японского моря и достаточно суровые зимы являются подходящими условиями для реализации каскадинга (Zuenko, 2000). По результатам измерений в зал. Петра Великого в 2012–2017 гг. установлено, что ежегодно в период с конца января по середину апреля отмечается несколько эпизодов подхода вод высокой плотности к кромке шельфа. Их продолжительность составляет от нескольких часов до нескольких суток. В ряде наблюдений были обнаружены слои аномально холодных поверхностных вод на глубинах 1000–1500 м и результаты глубоководного перемешивания до глубин 500–1500 м (Lobanov et al., 2002; Talley et al., 2003; Лобанов и др., 2019). Проникновение каскадинга вниз до середины склона (на глубины 1100–1200 м) было зарегистрировано только дважды (Lobanov et al., 2014). Зимой 2014 г. был отмечен один короткий эпизод каскадинга на глубине 1150 м продолжительностью около 12 часов (25 февраля). Зимой 2017 г. наблюдалось не менее 5 случаев проникновения каскадинга до глубины 1169 м в течение нескольких дней во второй половине февраля и в середине марта. На больших глубинах и у подножья склона явных следов проникновения шельфовых вод не отмечалось.

В данной статье у нас не было задачи проводить сравнительный анализ каскадинга в различных условиях и обобщать имеющиеся результаты. Отслеживать локальные условия и вертикальную структуру гидрофизических характеристик в центре залива в течение 5 месяцев не было возможности. Физический механизм и необходимые условия этого процесса понятны и известны, но явно недостаточно информации о том, как реализуется и может реализоваться конкретно происходящий каскадинг, какой тип движения, какова пространственно-временная и спектральная структура основных параметров? Для ответа на эти вопросы мы сосредоточились на детальном анализе только одного эксперимента, проведенного в зимний период 2017–2018 гг.

### Район работ и методы измерений

Для проведения измерений зимой 2017–2018 гг. вдоль оси центрального каньона были установлены автономные донные станции (АДС) на глубинах 660 м, 1145 м и 1973 м (рис. 1). Для облегчения зрительного восприятия и изложения мы обозначали их на графиках и в тексте как горизонты 600, 1000 и 2000 м.

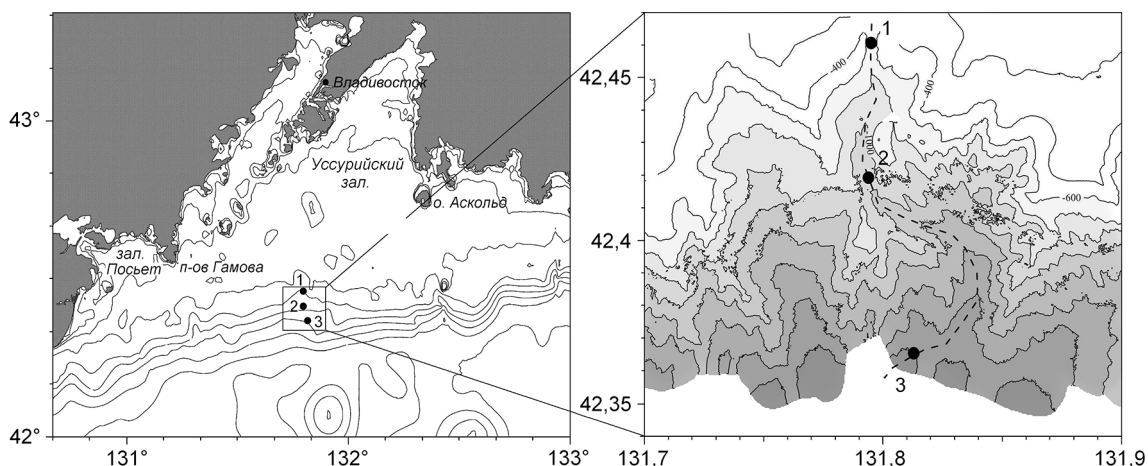


Рис. 1. Схема расположения АДС в каньоне центральной части континентального склона залива Петра Великого. Пунктиром обозначена траектория дна каньона, которая между станциями 2 и 3 имеет сложную форму.

Распределение приборов и схема постановки АДС приведены в таблице 1 и на рис. 2.

Таблица 1. Сведения о зимних постановках АДС на склоне залива Петра Великого

| № ст. | Широта, сев. | Долгота, вост. | Глубина, м | Дата постановки | Дата подъема | Состав измерителей |
|-------|--------------|----------------|------------|-----------------|--------------|--------------------|
| 1     | 42°27.58'    | 131°47.74'     | 660        | 23.11. 2017     | 29.04. 2018  | SBE37, AquaDopp    |
| 2     | 42°25.09'    | 131°47.67'     | 1145       | 23.11. 2017     | 29.04.2018   | SBE 19; AquaDopp   |
| 3     | 42°22.00'    | 131°48.72'     | 1973       | 24.11. 2017     | 29.04.2018   | SBE37, AquaDopp    |

Основные технические характеристики приборов серии SBE близки, они приведены ниже.

| SBE 37-SM                    | Диапазон измерения                                       | Погрешность          | Стабильность                | Разрешающая способность |
|------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------|-----------------------------|-------------------------|
| Электропроводность (См/м)    | 0–7                                                      | 0.0003               | 0.0003 за месяц             | 0.00001                 |
| Температура (°С)             | –5 – +35                                                 | 0.002                | 0.0002 за месяц             | 0.0001                  |
| Оptionальный датчик давления | По выбору: 100, 300, 500, 1К, 1.5К, 3К, 5К, или 10К дцбр | 0.1% от полной шкалы | 0.05% в год от полной шкалы | 0.002% от полной шкалы  |

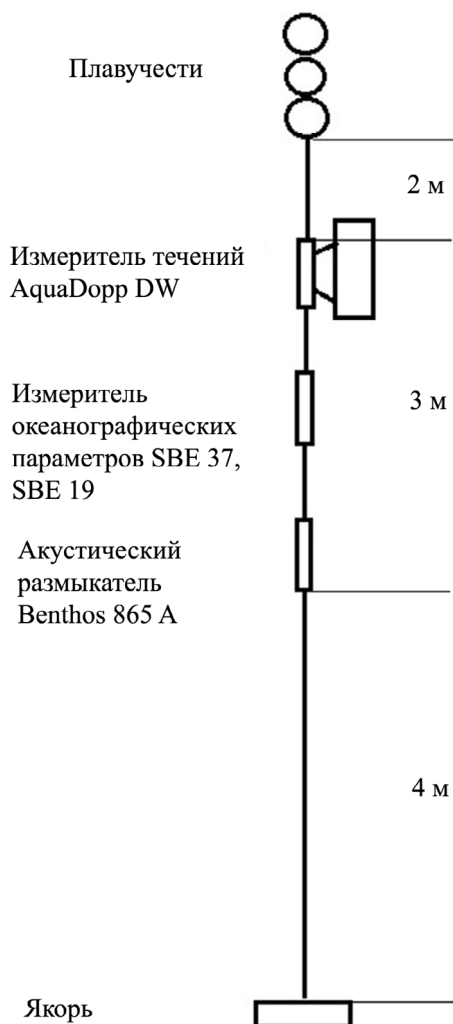


Рис. 2. Схема постановки АДС.

Временное разрешение: 1.8–2.6 замер/с в зависимости от режима измерений.

Погрешность часов: 5 с/мес.

Термистор датчика температуры практически не реагирует на давление и обладает исключительной точностью и стабильностью (дрейф составляет менее  $0.002^{\circ}\text{C}$  в год).

Прибор AquaDopp DW (до 3000 м) измеряет компоненты скорости течений в диапазоне плюс–минус 5 м/с с точностью 1% от измеряемой величины и максимальной частотой регистрации 1 Гц.

Дискретность измерений компонент скорости течений была 1 ч, остальных измерений – 0.5 ч. Для анализа синхронных колебаний всех параметров использованы ряды с дискретностью 1 ч с 1 декабря 2017 г. по 29 апреля 2018 г.

### Анализ измерений

В общем случае вертикальной конвекции не всегда можно разделить роль дивергенции–конвергенции течений и архимедовых сил, обусловленных вертикальной структурой поля плотности. Но поскольку явные проявления каскадинга имеют сезонный характер,

то очевидно, что в этом случае преобладает механизм неустойчивости поля плотности, связанный с колебаниями температуры и солёности. В случае Арктического и Антарктического шельфов существенный вклад вносят колебания солёности при замерзании воды и при таянии льда (Golovin, 2005; Ivanov, Golovin, 2007). В Японском море типичные изменения температуры и солёности с глубиной направлены на увеличение плотности. На рис. 3 представлены профили вертикальной структуры температуры, солёности и условной плотности вблизи АДС, полученные при постановке станций. Ниже сезонного термоклина изменение этих параметров монотонное, и при отсутствии глубинных течений аномалии температуры за счет внутренних процессов маловероятны. В зимний период аномалии происходят, главным образом, за счет процессов в поверхностном слое.

На рис. 4 показано изменение температуры воды и солёности на горизонтах 600, 1000 и 2000 м. Среднесуточные значения поверхностной температуры в заливе Петра Великого, полученные по данным гидрометслужбы на основании измерений на пяти морских гидрометстанциях (ближайшие на м. Гамова и о. Рикорда),

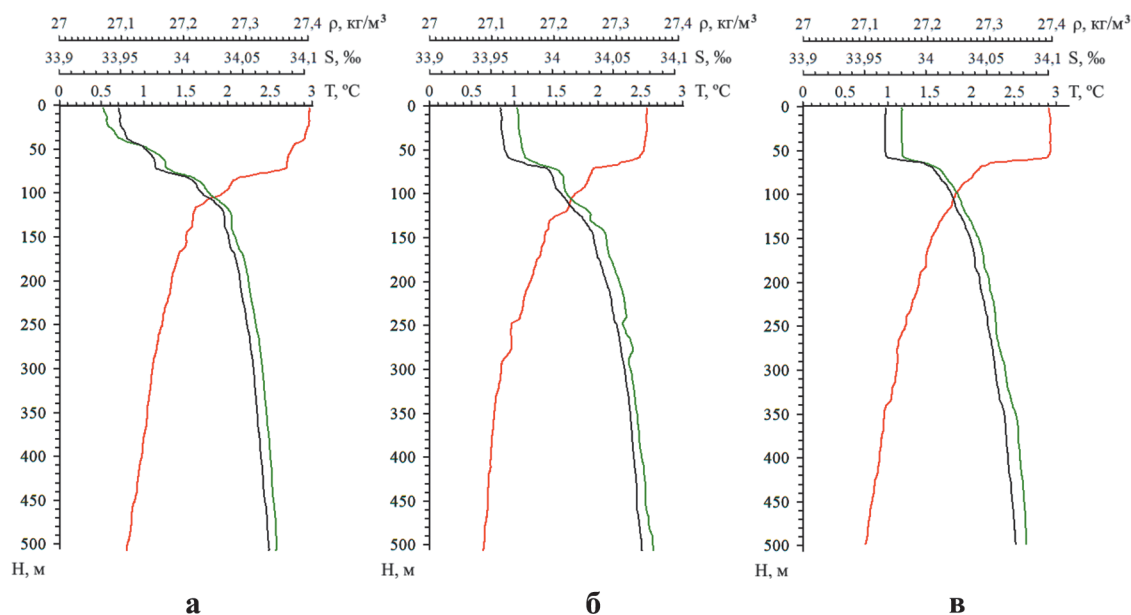


Рис. 3. Вертикальная структура температуры (красная линия), солёности (зеленая), плотности (черная) вблизи ст. 1 (а), ст. 2 (б), ст. 3 (в).

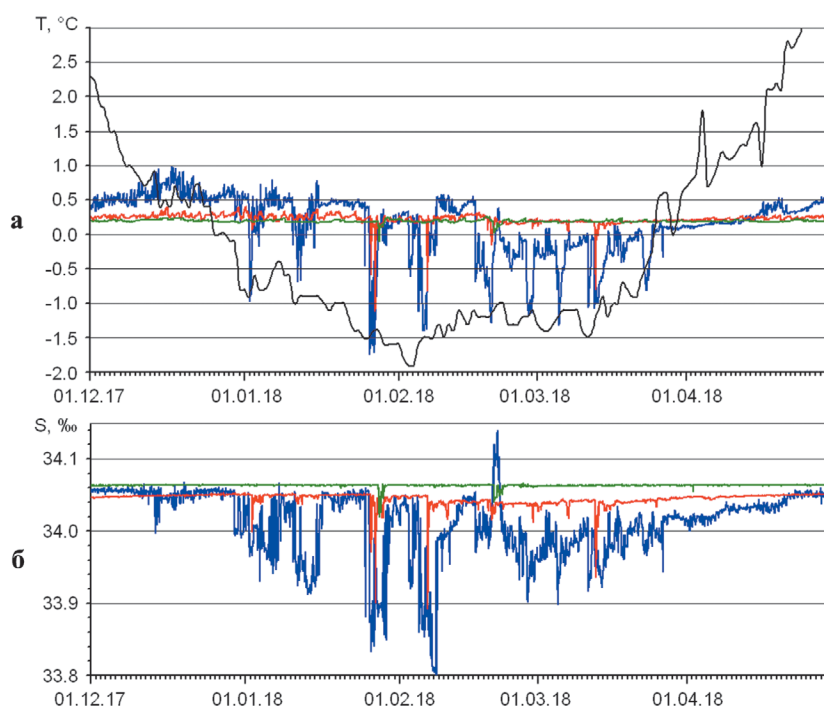


Рис. 4. а) Изменение температуры воды поверхностного слоя (черная линия) и на горизонтах 600 м (синяя), 1000 м (красная), 2000 м (зеленая); б) изменение солёности на тех же горизонтах.

нанесены на рис. 4 черной линией. Отметим, что все эпизоды каскадинга на горизонте 600 м попадают в период, когда температура воды на поверхности опускалась ниже  $-0.5^{\circ}\text{C}$ . Для анализа структуры данного каскадинга мы использовали значение температуры как определяющий маркер.



На горизонте 600 м наблюдались девять эпизодов с большими отклонениями температуры и солености от фоновых значений. При детальном рассмотрении оказывается, что эпизоды длительностью от 2–3 до 5 суток состоят из групп очень резких выбросов длительностью 10–20 часов. На глубине 1000 м повторялись основные эпизоды с несколько уменьшающейся амплитудой, а два максимальных эпизода с максимальными амплитудами флуктуаций зафиксированы на горизонте 2000 м.

На рис. 5 показаны компоненты скорости течений. В целом зоны больших возмущений скорости соответствуют зонам больших возмущений температуры, но они значительно шире. Этот неожиданный результат очень важен для понимания динамики и для возможностей обнаружения каскадинга. Более детально это можно видеть на рис. 6. Пиковые значения всех компонент скорости наблюдаются в периоды с максимальными выбросами температуры и солености, но ведут себя по-разному на разных горизонтах. На горизонте 600 м колебания широтной компоненты  $U$  практически равноправны относительно направления запад–восток (рис. 5а, синий). В компоненте  $V$  преобладает направление на юг (что согласуется с представлением, что движение происходит вдоль оси каньона), а в компоненте  $W$  преобладает направление вниз.

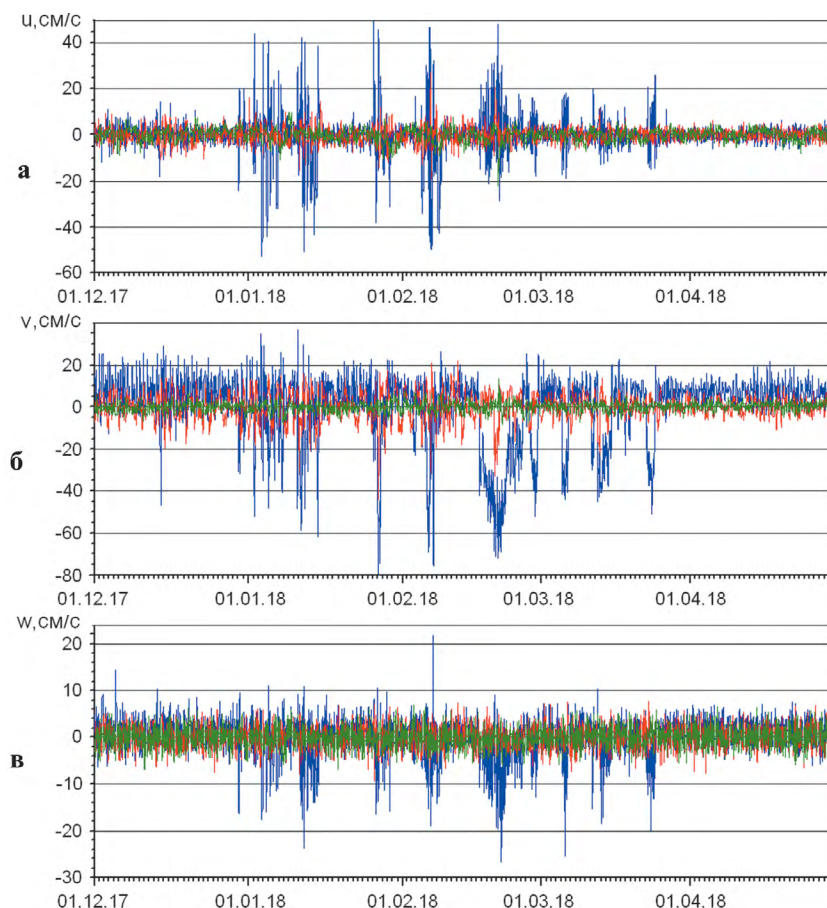


Рис. 5. Изменения трех компонент скорости течений на горизонтах 600 м (синяя линия), 1000 м (красная), 2000 м (зеленая).

На горизонте 1000 м максимальные амплитуды во время эпизодов каскадинга (до 44 см/с) и в фоновом режиме (~10 см/с) также наблюдаются для компоненты  $V$  (рис. 5б, красная). На глубине 2000 м (рис. 5в, зеленый) максимальные значения до 10 см/с и фоновые значения ~5 см/с всех трех компонент практически симметричны и близки по амплитудам колебаний. Среднеквадратичные значения  $\sigma_{u,v,w}$  трех компонент пульсаций скорости на горизонте 600 м были 8, 16, 4 см/с, на горизонте 1000 м – 3, 6, 2 см/с, на горизонте 2000 м – 2.7, 2.2, 2.1 см/с. Судя по близости среднеквадратичных значений пульсаций всех компонент, движения на глубине 2000 м близки к изотропным.

Большие скорости течений во время каскадинга отмечались во многих работах, но типичные глубины наблюдений редко превышали 300–500 м. В экспериментах по исследованию зимнего каскадинга в Лионском заливе (Средиземное море), по очертаниям и рельефу склона, близким к нашему, эпизоды каскадинга также наблюдались в период январь–апрель.

Сдвиги экстремумов температуры между станциями позволяют оценить скорости распространения воды по горизонтали и вертикали. Горизонтальные расстояния между станциями на 600 м и 1000 м были 5 км, между 1000 м и 2000 м – 7 км. На рис. 6 показана детальная структура эпизода каскадинга в интервале 1850–2050 ч от начала ряда. Время достижения водой горизонта определяется по экстремально низкой температуре. На горизонте 600 м это было 1937 ч, на горизонте 1000 м – 1940 ч, на горизонте 2000 м – 1950 ч. С учетом расстояния между станциями 5 км по горизонтали и 485 м по вертикали (точное значение) при сдвиге экстремума на 3 ч получаем значения горизонтальной компоненты скорости 46 см/с и вертикальной скорости 4.5 см/с между горизонтами 600 и 1000 м.

Таким же образом находились ближайшие по времени экстремумы на разных горизонтах в других эпизодах. Сдвиги коррелируемых экстремумов различаются для разных групп и разных составляющих в группах. Сдвиги на горизонте 1000 м по отношению к горизонту 600 м были в интервале 3–7 ч, откуда получены оценки средних значений от 20 до 50 см/с для горизонтальной компоненты и от 2 до 4.5 см/с для вертикальной компоненты скорости каскадинга на этом участке. Сдвиги максимумов флуктуаций между 1000 м и 2000 м были 10 ч и 19 ч, и оценки средней скорости перемещения воды на этом участке были равны соответственно 10–20 см/с для горизонтальной (преимущественно с севера на юг вдоль оси каньона) и 1.2–2.3 см/с для вертикальной компоненты скорости перемещения воды. Все приведенные оценки сделаны с использованием точных значений глубин датчиков. И горизонтальная, и вертикальная компоненты скорости на нижнем участке в 2 раза меньше, чем на верхнем, что естественно, поскольку уменьшается разность плотностей погружающейся и окружающей воды. Очевидно, что эпизоды с различными температурами шельфовых вод протекают с различными скоростями и амплитудами, но полученные оценки важны для понимания того, что вблизи границ океанов взаимодействие поверхностных и глубинных вод может происходить со скоростями на порядки превышающими скорость взаимодействий в открытом океане.

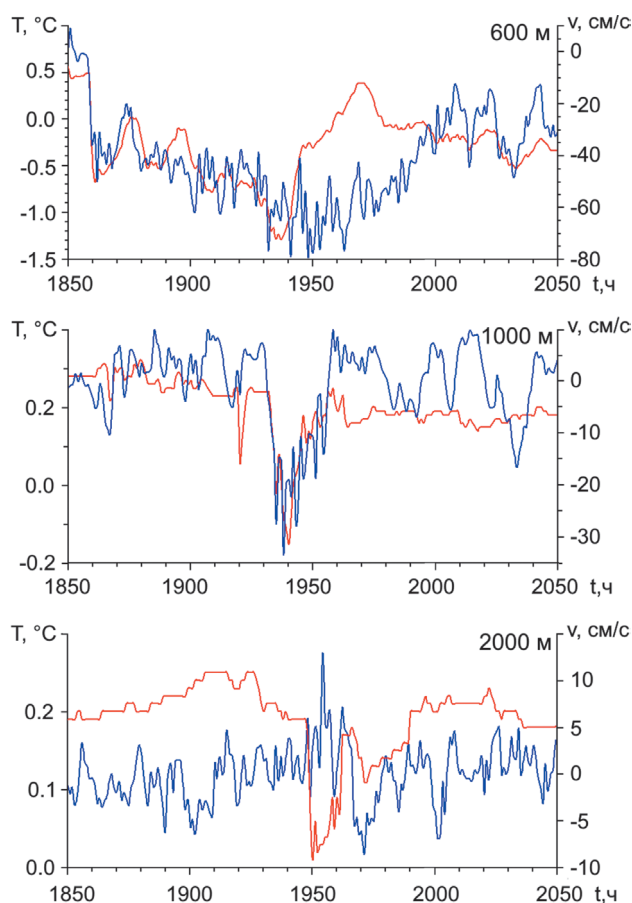


Рис. 6. Колебания температуры (красная линия) и меридиональной компоненты  $V$  скорости течений (синяя) в интервале 1850–2050 ч (15–23 февраля).

### Спектральный анализ

Использование преобразования Фурье при анализе нестационарных и неоднородных процессов, строго говоря, не позволяет интерпретировать получаемые спектры как устойчивые энергетические характеристики всего процесса. Для анализа наблюдаемого, сильно нестационарного, процесса мы используем метод Гильберта–Хуанга (ГХ) расчета изменений мгновенных спектров во времени (или пространстве) с использованием преобразования Гильберта (Huang et al., 1999). Он состоит в процедуре фильтрации исходного ряда посредством предложенного Хуангом последовательного сглаживания по минимальным и максимальным значениям ряда для формирования полного ортогонального базиса (вместо синусоидальных гармоник) и использовании преобразования Гильберта для разложения исследуемого процесса на спектральные компоненты. Результатом является трехмерный ряд: время–частота (период)–энергия. При анализе нестационарных и/или неоднородных, а также нелинейных процессов, спектры ГХ позволяют обнаруживать потоки энергии во времени, пространстве и между различными компонентами спектров. Важно также, что метод позволяет устанавливать желаемую детализацию по периоду (частоте), что особенно заметно в интервале больших периодов.



На рис. 7 представлены в логарифмическом масштабе спектры ГХ флуктуаций давления и температуры на горизонтах 600, 1000 и 2000 м. Главной особенностью этих спектров являются максимумы энергии в интервале периодов меньше 100 ч и их связь с энергией долгопериодных колебаний. Спектры давления (рис. 7а) почти совпадают со спектром температуры на горизонте 600 м, отражая статическое неравновесие между погружающейся и окружающей водой, но на горизонтах 1000 и 2000 м нет заметной реакции колебаний давления на каскадинг. Это наводит на мысль, что на станции с глубиной 600 м толщина слоя аномально холодной воды была достаточно большой, чтобы вызвать локальную флуктуацию давления, а при дальнейшем погружении она резко уменьшалась.

На больших глубинах выделяется зона повышенной энергии на периодах приливных колебаний, которые выражены наиболее четко на горизонте 2000 м. В отличие от резких максимумов в эпизодах каскадинга, длительность которых 10–50 ч, возрастание и уменьшение энергии приливных максимумов давления на горизонтах 1000 и 2000 соответствует чередованию сизигийных и квадратурных лунных приливов с периодичностью около 28 суток. При этом хорошо видна периодичность потоков энергии внутри спектров.

Зоны максимумов энергии на плоскости время–период ( $t-\tau$ ) в спектрах температурных колебаний (рис. 7б) на всех горизонтах совпадают с эпизодами каскадинга (см. рис. 4, 5) и отражают также уменьшение его амплитуды с глубиной. На всех горизонтах видны потоки энергии из долгопериодных колебаний (больше 100 ч) в короткопериодные, вплоть до минимального периода – 2 ч. Резко выраженные зоны потоков энергии практически вертикальны, из чего следует, что формирование автомодельных спектров происходит за время, которое меньше, чем период, куда поступает энергия.

Эпизоды каскадинга четко проявились в поле скорости течений. Потоки энергии в спектрах скорости течений отражают уже не только взаимосвязи спектральных

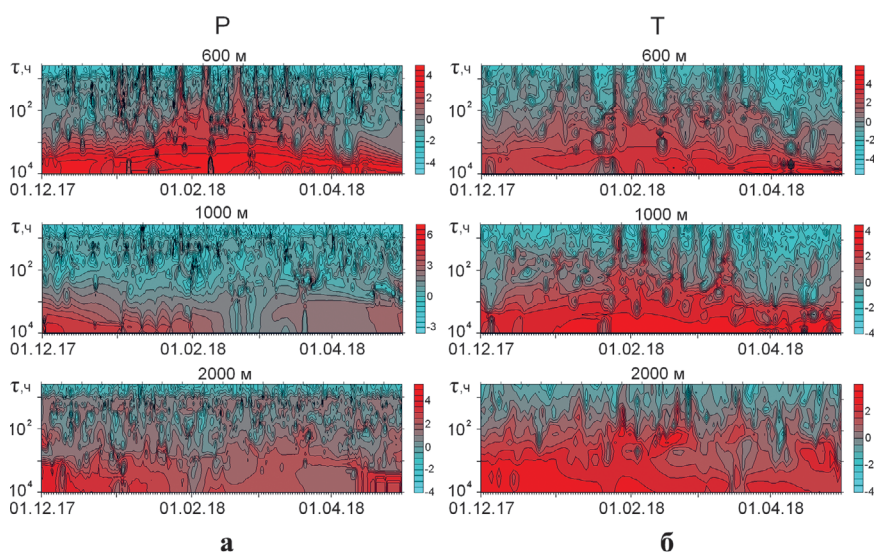


Рис. 7. Спектры Гильберта–Хуанга колебаний давления (а) и температуры (б) на различных горизонтах.

компонент в энергетических спектрах, но и реальный обмен механической энергии между различными масштабами движений. Это особенно важно для понимания типа движений. На рис. 8 показаны спектры Гильберта–Хуанга трех компонент скорости течений. Связь с температурными аномалиями хорошо видна на горизонте 600 м, где прослеживаются следы каскадинга даже в вертикальной скорости, которая в большой степени контролируется близостью дна. Проникновение эффекта каскада на глубину лучше всего видно в спектре компоненты  $V$ . На горизонте 1000 м выделяется зона взаимодействия разномасштабных возмущений в интервале от 10 ч до нескольких суток. Колебания этой компоненты с периодами меньше 10 ч резко ослабевают, в то время как потоки в компоненте  $U$  доходят до минимальных периодов. Кроме компоненты  $V$  на горизонте 2000 м зоны повышенных взаимодействий разномасштабных возмущений распределены случайным образом. Преобладание компоненты  $V$  естественно, если учитывать, что движение каскада как возбудителя колебаний скорости происходит вдоль оси каньона, которая в среднем проходит с севера на юг.

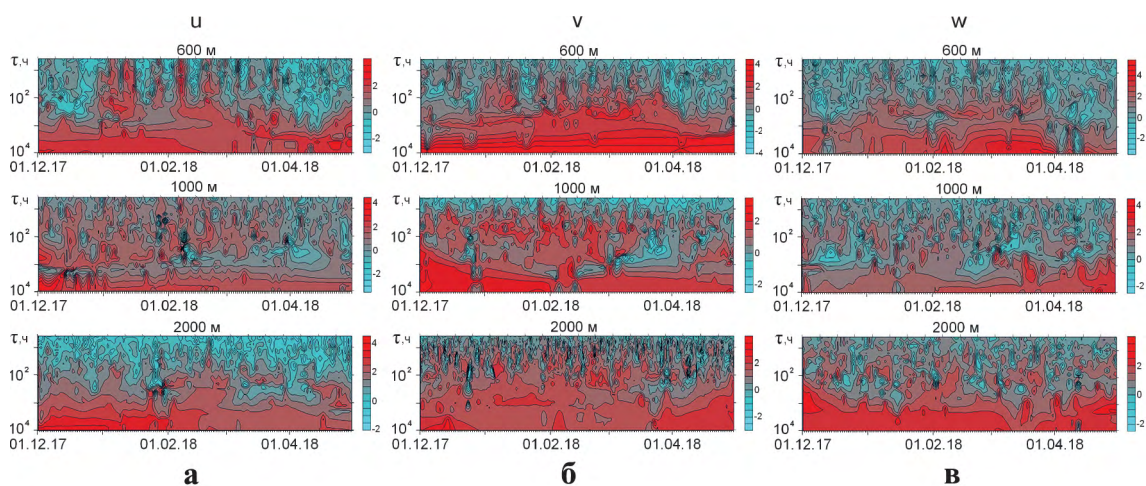


Рис. 8. Спектры Гильберта–Хуанга компонент скорости течений на различных горизонтах.

Особый интерес представляют потоки тепла между верхними и глубинными слоями моря и роль каскадинга в этих потоках. Структура таких потоков может быть прослежена при анализе произведений пульсаций температуры на пульсации компонент скорости. На рис. 9 показаны спектры Гильберта–Хуанга удельных потоков тепла, осуществляемых различными компонентами пульсаций скорости течений. На горизонте 600 м максимумы потоков тепла соответствуют эпизодам каскадинга и показывают также наличие потоков по спектру периодов. Для компоненты  $Tu$  это прослеживается на горизонте 1000 м, для компоненты  $Tv$  на горизонте 2000 м. Возможно, что при использовании более чувствительных приборов для регистрации температуры и скорости течений мы получили бы более полную картину пространственно-временной структуры потоков.

Структура потоков импульса отражена в спектрах горизонтальных и вертикальных компонент на рис. 10. По существу, она повторяет структуру потоков тепла, но более четко, чем в потоках тепла, проявляется увеличение горизонтальных



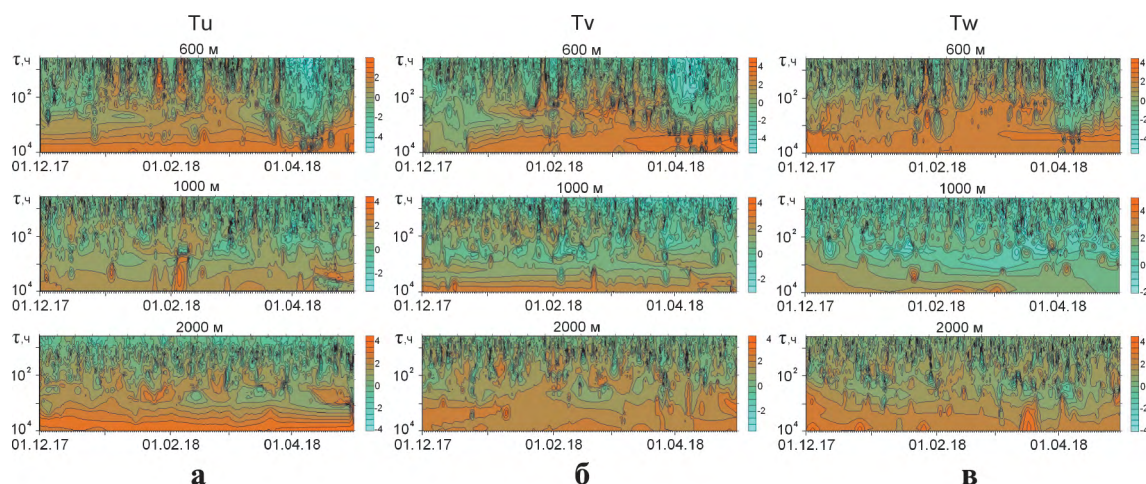


Рис. 9. Спектры Гильберта–Хуанга компонент потоков тепла на различных горизонтах. (а) – зональная, (б) – меридиональная и (в) – вертикальная составляющие потоков.

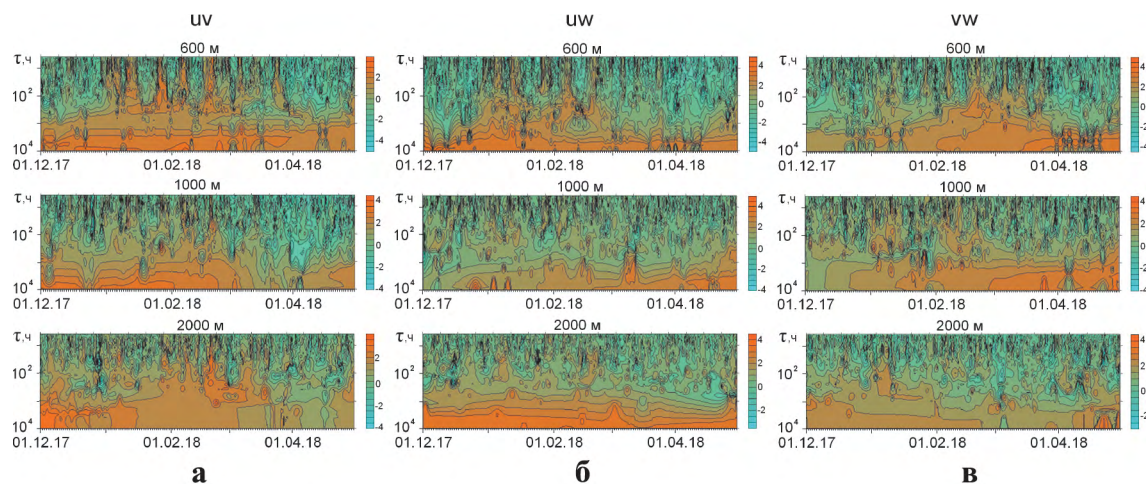


Рис. 10. Спектры Гильберта–Хуанга колебаний компонент потоков импульса на различных горизонтах. (а) – зональная, (б) – меридиональная и (в) – вертикальная составляющие потоков.

потоков импульса на горизонтах 1000 и 2000 м во время каскадинга. Лучше всего проникают на глубину горизонтальные потоки  $UV$ .

Большие значения горизонтальных потоков импульса на всем пути следования поверхностных вод указывают на большую завихренность в горизонтальной плоскости и ее слабое уменьшение с глубиной. Движение воды в этом случае далеко не поступательное, а скорее винтообразное: каскадинг как бы «ввинчивается» в нижележащие воды. Возникновению такого вида движения в каскадинге способствует сила Кориолиса, которая очень четко проявляется при ветровом дрейфе вдоль границы шельфа. Естественно, что штормовой ветер (более случайный и более кратковременный фактор, чем поле плотности) может быть спусковым механизмом для кратковременного и интенсивного каскадинга. Именно такая ситуация описана в работе (Ulses et al., 2008), где изучалась связь каскадинга с чередованием сильных и слабых ветров с временными масштабами порядка нескольких дней.

### Обсуждение результатов и выводы

Механизмы процесса каскадинга понятны и детально описаны в ряде работ. Главное отличие каскадинга от других вертикальных движений в океане – быстрое проникновение воды из верхних слоев на большие глубины при незначительном изменении свойств. С точки зрения водообмена между шельфом и открытым морем эффективны фронтальные, протяженностью десятки–сотни километров, погружения при зимнем выхолаживании шельфовых вод, которые могут происходить во многих морях. Экстремальные ситуации с лагранжевой вертикальной скоростью того же порядка, что и эйлеровы горизонтальные скорости, являются эпизодами, и в большинстве публикаций отмечается пространственная и временная перемежаемость таких процессов. В анализируемых в данной статье измерениях длительностью 3577 ч общее время проявления каскадинга было около 700 ч на горизонте 600 м, 210 ч на горизонте 1000 м и около 100 ч на горизонте 2000 м. На 600 м основной вклад давали группы каскадов по 3–5 суток, на 1000 м один трехсуточный и короткие каскады по 10–40 ч. Можно полагать, что образование групп 10–40-часовых погружений общей длительностью 3–7 суток является типичной реализацией быстрого каскадинга.

Пространственно-временная структура каскадинга существенно зависит от рельефа континентального склона, на котором осуществляется движение. В нашем случае измерения проводились в каньоне, в придонном слое, в трех точках потока, который мы отслеживаем в лагранжевых координатах по перемещению отрицательных экстремумов температуры. Каньон представляет возможность концентрации аномальной по плотности воды и возможность ее движения по максимально крутой траектории. Наблюдаемое перемещение поверхностной воды фактически является холодным ручьем внутри более теплых вод. Мы не знаем, насколько широк и глубок этот ручей, ничего не знаем о характеристиках среды вне его и потому не можем оценивать крупномасштабную значимость наблюдаемого процесса. Тем не менее, факт погружения поверхностных вод до подножия континентального склона (в нашем случае 2000 м) за одни сутки со скоростями больше локальных фоновых скоростей очень важен и достоин того, чтобы тщательно изучать гидродинамические и общие геофизические аспекты этого процесса.

При погружении некоторого объема холодной воды идет теплообмен и передача импульса в окружающую среду. Обмен теплом, импульсом и энергией идет не только при движении (при этом образуются вихри и трехмерные волны), но и на горизонте гидростатического равновесия (максимальная глубина погружения), поскольку из уравнения Бернулли следует, что при изменении температуры (плотности) будут меняться скорости в окружающей среде. За счет создаваемых каскадом волновых возмущений обмен импульсом с окружающей средой может происходить быстрее и в большем объеме, чем обмен теплом. Поэтому связь флуктуаций температуры и скорости представляет особый интерес.

На рис. 11 показаны детально колебания температуры и компонент скорости течений с 23 января по 8 февраля 2018 г. (1300–1700 ч от 1 декабря 1917 г.).

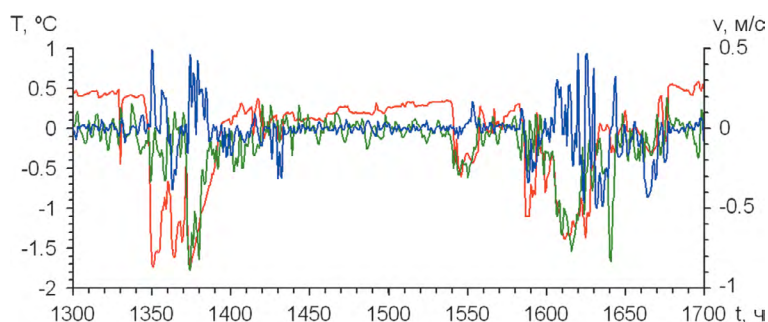


Рис. 11. Колебания температуры (красная линия), широтной компоненты (синяя) и меридиональной компоненты (зеленая) скорости течений на горизонте 600 м в период 23 янв.–8 фев. 2018 г.

Мы видим, что амплитуды колебаний скорости увеличиваются при первых же значимых аномалиях температуры, достигают максимума в тех же интервалах времени, что и максимумы аномалий температуры, но частота колебаний скорости заметно выше, чем колебаний температуры. Эффективные коэффициенты обмена импульсом и теплом практически равны, поэтому соответствие интервалов возмущений температуры и скорости течений естественно, а увеличение частоты колебаний скорости обусловлено излучением внутренних волн движущимся объемом холодной воды. В колебаниях широтной компоненты трудно выделить преобладающее направление, в то время как в меридиональной компоненте явно преобладает направление на юг.

Генерация возмущений скорости течений определяет корреляцию полей скорости и температуры и тем самым перенос свойств погружающейся жидкости в каскадинге. Приведенные на рис. 8, 9 и 10 спектры Гильберта–Хуанга показывают, как эпизоды каскадинга приводят к резким изменениям спектральной структуры скоростей течений, потоков тепла и потоков импульса. Наличие потоков энергии по спектру в наблюдаемых эпизодах говорит о возможности генерации инерционной турбулентности в процессе каскадинга. Небольшие различия между среднеквадратичными значениями горизонтальных и вертикальной компонент скорости течений позволяют говорить о значимой роли квазиизотропной турбулентности в изучаемом процессе. С этим утверждением согласуется также вывод о преимущественно вихревой структуре каскадного потока.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках Госзадания ТОИ ДВО РАН, тема № АААА-А17-117030110042-2, и гранта программы «Дальний Восток» 18-И-010.

Авторы выражают благодарность членам экспедиций НИС «Профессор Гагаринский» (рейс № 76) и «Академик М.А. Лаврентьев» (рейс № 80) за помощь в постановках и подъеме автономных донных станций, а также ведущему инженеру ТОИ ДВО РАН П.Я. Щербинину за первичную обработку данных измерений и зав. лабораторией ТОИ ДВО РАН В.Н. Карнауху за предоставление подробной информации о топографии склона залива по данным многолучевого эхолота для выбора мест постановок АДС.



## Литература

- Головин П.Н., Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Механизмы вентиляции глубинных и донных вод над Антарктическим материковым склоном // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 6. С. 52–69.
- Лобанов В.Б., Сергеев А.Ф., Навроцкий В.В., Воронин А.А., Горин И.И., Павлова Е.П. Инструментальные наблюдения каскадинга на склоне залива Петра Великого Японского моря // *Труды конференции: "Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2019)"*. Том 1. М.: ИО РАН, 2019. С. 104–108.
- Baines P.G. Mixing in Flows down Gentle Slopes into Stratified Environments // *J. Fluid Mech.* 2001. Vol. 443. P. 237–270.
- Canals M., Danovaro R., Heussner S., et al. Cascades in Mediterranean Submarine Grand Canyons // *Oceanography*. 2009. Vol. 22. No. 1. P. 26–43. <https://www.jstor.org/stable/24860920?seq=1>.
- Golovin P.N. Features of Formation and Downflow of Dense Shelf Waters (Cascading) in the Region of the Continental Slope of the Nansen Basin in the Laptev Sea // *Meteorol. Gidrol.* 2005. No. 11. P. 44–62.
- Ivanov V.V., Golovin P.N. Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf // *Journal of geophysical research*. 2007. Vol. 112. C09003.
- Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.M., Golovin P.N. Cascades of Dense Water around the World Ocean // *Progr. in Oceanogr.* 2004. Vol. 60. P. 47–98.
- Huang N.E., Shen Zh., Steven R. Long S.R. A new view of nonlinear water waves: the Hilbert spectrum // *Annu. Rev. Fluid Mech.* 1999. Vol. 31. P. 417–157.
- Lobanov V., Salyuk A., Ponomarev V., Talley L., Kim K., Kim K-R., Tishchenko P., Nedashkovskiy A., Kim G., Sagalaev S. Renewal of bottom water in the Japan. East sea // *Proc. 17th Int. Symp. Okhotsk Sea & Sea Ice, 24–28 Feb., Mombetsu Japan. Japan: OSCORA, 2002. P. 31–36.*
- Lobanov V., Sergeev A., Gorin I., Shcherbinin P., Voronin A., Kaplunenko D., Popov O., Gulenko T. Observations of dense water cascading along the Peter the Great Bay slope in the northwestern Japan Sea // *Int. Conf. Fluxes and Structures in Fluids, Selected Papers / Eds. Yu.D. Chashechkin & V.G. Baydulov. Moscow: MAKS Press, 2014. P. 142–150.*
- Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., Riser S. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. Vol. 30. No. 4. P. 1–4. DOI: 10.1029/20002GL016451.
- Shapiro G.I., Zatsepin A.G. Gravity Current Down a Steeply Inclined Slope in a Rotating Fluid // *Ann. Geophys.* 1997. Vol. 15. P. 366–374.
- Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. P. 3390–3409.
- Ulses C., Estournel C., Bonnin J., Durrieu de Madron X., Marsaleix P. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean) // *J. Geophys. Res.* 2008. Vol. 113. C02010. DOI: 10.1029/2006JC003795.
- Zuenko Y.I. Year-to-year changes of dense bottom water spreading in Peter the Great Bay shelf (the Japan Sea) and possibility of cascading // *In: Oceanic fronts and related phenomena – Konstantin Fedorov Memorial Symposium. 18–22 May 1998. St.-Petersburg; Pushkin. 1998. IOC Workshop Rep. 2000. Vol. 159. P. 631–635.*

**DYNAMIC STRUCTURE OF CASCADING  
IN THE PETER THE GREAT BAY (SEA OF JAPAN)**

**Navrotsky V.V., Lobanov V.B., Sergeev A.F., Voronin A.A.,  
Gorin I.I., Pavlova E.P.**

*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS,  
43, Baltiyskaya st., Vladivostok, 690041, Russia, e-mail: vnavr@poi.dvo.ru*  
Submitted 16.07.2020, accepted 19.10.2020.

Analysis of cascading dynamic structure is carried out using measurements at three bottom autonomous stations installed on the continental slope of the Peter the Great Bay in the Sea of Japan. It is shown that in the course of immersion of surface waters disturbances of current velocity are generated. Interaction of temperature and current velocity fluctuations leads to fluxes of heat and momentum whose time-space and spectral structures is defined by duration and value of the immersed waters density anomalies. In the time of considerable anomalies, the immersion process has turbulent-vortical character.

**Keywords:** cascading, water temperature, currents, heat, momentum, fluxes, Hilbert-Huang spectrum, Peter the Great Bay

**Acknowledgment:** The work was carried out within the framework of the state assignment of the POI FEB RAS, topic No. AAAA-A17-117030110042-2, and the grant of the program “Far East” 18-I-010.

The authors are grateful to the staff of the expeditions of the R/V “Professor Gagarinsky” (Cruise No. 76) and “Akademik M.A. Lavrentyev” (Cruise No. 80) for help in mooring and recovering of autonomous bottom stations, to Mr. P.E. Shcherbinin for initial data processing, and Dr. V.N. Karnaukh for providing a detailed multibeam topography of the Peter the Great Bay slope to choose locations of the mooring stations.

### References

- Baines P.G. Mixing in Flows down Gentle Slopes into Stratified Environments *J. Fluid Mech.*, 2001, Vol. 443, pp. 237–270.
- Canals M., Danovaro R., Heussner S., et al. Cascades in Mediterranean Submarine Grand Canyons // *Oceanography*. 2009. Vol. 22. No. 1. P. 26–43. <https://www.jstor.org/stable/24860920?seq=1>.
- Golovin P.N. Features of Formation and Downflow of Dense Shelf Waters (Cascading) in the Region of the Continental Slope of the Nansen Basin in the Laptev Sea. *Meteorol. Gidrol.*, 2005, No. 11, pp. 44–62.
- Golovin P.N., Antipov N.N., and Klepikov A.V. Mekhanizmy ventilyacii glubinyh i donnyh vod nad Antarkticheskim materikovym sklonom. *Meteorologiya i gidrologiya*, 2019, No. 6, pp. 52–69.
- Ivanov V.V. and Golovin P.N. Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf. *Journal of geophysical research*, 2007, Vol. 112, C09003.
- Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.M., and Golovin P.N. Cascades of Dense Water around the World Ocean. *Progr. in Oceanogr.*, 2004, Vol. 60, pp. 47–98.

- Huang N.E., Shen Zh., Steven R., and Long S.R. A new view of nonlinear water waves: the Hilbert spectrum. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 1999, Vol. 31, pp. 417–157.
- Lobanov V., Salyuk A., Ponomarev V., Talley L., Kim K., Kim K-R., Tishchenko P., Nedashkovskiy A., Kim G., and Sagalaev S. Renewal of bottom water in the Japan. In: East Sea. Proc. 17th Int. Symp., Okhotsk Sea & Sea Ice, 24–28 Feb., Mombetsu Japan, Japan: OSCORA, 2002, pp. 31–36.
- Lobanov V., Sergeev A., Gorin I., Shcherbinin P., Voronin A., Kaplunenko D., Popov O. and Gulenko T. Observations of dense water cascading along the Peter the Great Bay slope in the northwestern Japan Sea. *Int. Conf. Fluxes and Structures in Fluids, Selected Papers*. Eds. Yu.D. Chashechkin, V.G. Baydulov, Moscow: MAKS Press, 2014, pp. 142–150.
- Lobanov V.B., Sergeev A.F., Navrotsky V.V., Voronin A.A., Gorin I.I., and Pavlova E.P. Instrumental'nye nablyudeniya kaskadinga na sklone zaliva Petra Velikogo Yaponskogo morey. *Proc. Sovremennye metody i sredstva okeanologicheskikh issledovaniy (MSOI-2019)*, Vol. 1, Moscow: Shirshov Institute of Oceanology, 2019, pp. 104–108.
- Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., and Riser S. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, Vol. 30, No. 4, pp. 1–4, doi: 10.1029/20002GL016451.
- Shapiro G.I. and Zatsepin A.G. Gravity Current Down a Steeply Inclined Slope in a Rotating Fluid. *Ann. Geophys.*, 1997, Vol. 15, pp. 366–374.
- Shapiro G.I., Huthnance J.M., and Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 2003, Vol. 108, pp. 3390–3409.
- Ulses C., Estournel C., Bonnin J., Durrieu de Madron X., and Marsaleix P. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *J. Geophys. Res.*, 2008, Vol. 113, C02010, doi: 10.1029/2006JC003795.
- Zuenko Y.I. Year-to-year changes of dense bottom water spreading in Peter the Great Bay shelf (the Japan Sea) and possibility of cascading. In: Oceanic fronts and related phenomena – Konstantin Fedorov Memorial Symposium, 18–22 May 1998, St.-Petersburg, Pushkin, Russia, 1998, IOC Workshop Rep., 2000, pp. 631–635.