

УДК 551.465

## ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ В РАЙОНЕ ПРОЛИВА АКСЕЛОЯ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН

© 2023 г. Е. Г. Морозов<sup>a, b, c, \*</sup>, С. В. Писарев<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский просп., д. 36, Москва, 119997 Россия

<sup>b</sup>Московский физико-технический институт,  
Институтский пер., д. 9, Долгопрудный, Московская область, 141707 Россия

<sup>c</sup>Морской гидрофизический институт РАН, Капитанская ул. 2, Севастополь, 2299011 Россия

\*e-mail: egmorozov@mail.ru

Поступила в редакцию 06.03.2023 г.

После доработки 27.03.2023 г.

Принята к публикации 26.04.2023 г.

Выполнен анализ измерений температуры, солености и течений на трех заякоренных буйковых станциях, проработавших в течение года в районе сильных приливных течений около пролива Акселоя у устья фиорда Ван Майен на острове Западный Шпицберген. Приливные течения при обтекании подводного поперечного хребта в проливе генерируют интенсивные внутренние волны приливного периода. Над подводным склоном внутренние волны вынужденные. Вертикальные смещения частиц воды достигают 20 м. Волны быстро затухают по мере удаления от пролива и склона. На удалении 12 км от пролива они уже не регистрируются. Приливные течения в проливе достигают скорости 3 м/с и формируют интенсивную струю при вытекании из пролива. Сильная струя течений во время сизигийных приливов прижимает приборы, установленные на буйковых станциях, ко дну. Результаты численного моделирования подтверждают наблюдения о том, что интенсивность вынужденных внутренних волн быстро уменьшается с увеличением расстояния от места генерации.

**Ключевые слова:** Приливные внутренние волны, закритические широты, Шпицберген, приливные течения, вынужденные колебания, остров Акселоя

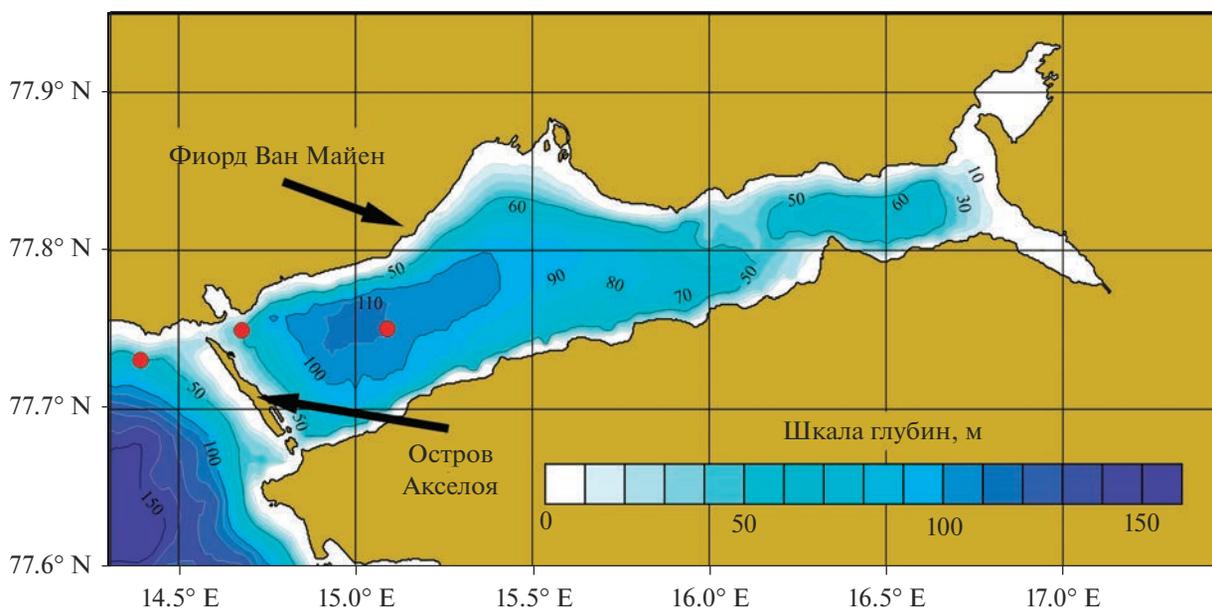
**DOI:** 10.31857/S0002351523040120, **EDN:** YOULEN

### ВВЕДЕНИЕ

Приливные внутренние волны генерируются в океане, когда течения баротропного прилива обтекают топографические неровности и вызывают периодические вертикальные смещения изопикнических поверхностей. Наблюдения в океане говорят о том, что приливные внутренние волны с периодом  $M_2$  несут наибольшую энергию. Понятно, что чем сильнее течения баротропного прилива, тем большие амплитуды у возбужденных внутренних волн. Широта  $74.5^\circ$  является критической для линейных внутренних волн с периодом полусуточного прилива 12.4 ч, поскольку на этой широте частота прилива сравнивается с параметром Кориолиса и для участков ровного дна в отсутствии вихревых течений распространение внутренних приливов не допускается теоретическими оценками. Тем не менее, многочисленные экспериментальные работы показывают, что внутренние волны с периодом 12.4 ч существуют севернее критических широт [Зубов, 1932; Писарев, 1988, 1991, 1992, 1996; Коняев, 2000; Коняев и др., 2000; Parson, 1996; Pluedemann, 1998].

Одним из условий существования полусуточных приливных волн севернее критической широты является наклонное дно. Течения баротропного прилива над наклонным дном имеют вертикальную составляющую и генерируют внутренний прилив, который существует как вынужденная волна только над склоном. Амплитуда волны резко уменьшается по мере распространения волны за пределы склона над ровным дном.

Рассмотрим измерения на буйковых станциях с точки зрения выявления локальных особенностей внутренних приливных волн севернее критической широты. Три буйковые заякоренные станции были установлены у устья фиорда Ван Майен в южной части острова Западный Шпицберген (рис. 1). Фиорд вдается в сушу примерно на 80 км. Со стороны океана фиорд почти полностью перекрыт островом Акселоя (Akseløya; Axel Island), длина которого около 8 км. С севера и юга от острова имеются два пролива. Северный пролив, называется по названию острова Акселоя (Akselsundet). Ширина пролива около 1200 м. Максимальная глубина пролива на навигацион-



**Рис. 1.** Топография дна в районе фиорда Ван Майен и схема расположения буйев (красные точки). Нумерация буйев с запада на восток (1, 2, 3).

ной карте около 30 м. [<http://toposvalbard.nor-lag.no>] К югу от острова Акселоя два пролива (Мариасундет – Mariasundet) окружают остров Марии (Mariaholmen) – один шириной 200 м и глубиной 2 м, второй – 500 и 12 м. За счет прилива в проливе Акселоя возникают очень сильные течения до 3 м/с во время сизигийных приливов. Пролив судоходен. Грузовые суда с углем, добываемым на шахте в поселке Свея в глубине фиорда, могут проходить этим проливом. Из-за сильных течений пролив зимой почти никогда не замерзает, но через него выносятся лед из фиорда [Marchenko et al., 2015]. Приливы и внутренние волны приливной и более высоких частот в фиорде Ван Майен изучались в работах [Kowalik et al., 2015; Marchenko et al., 2011; Støylen and Fer, 2014; Støylen and Weber, 2010; Morozov et al., 2019].

## ОПИСАНИЕ ИЗМЕРЕНИЙ И ДАННЫЕ

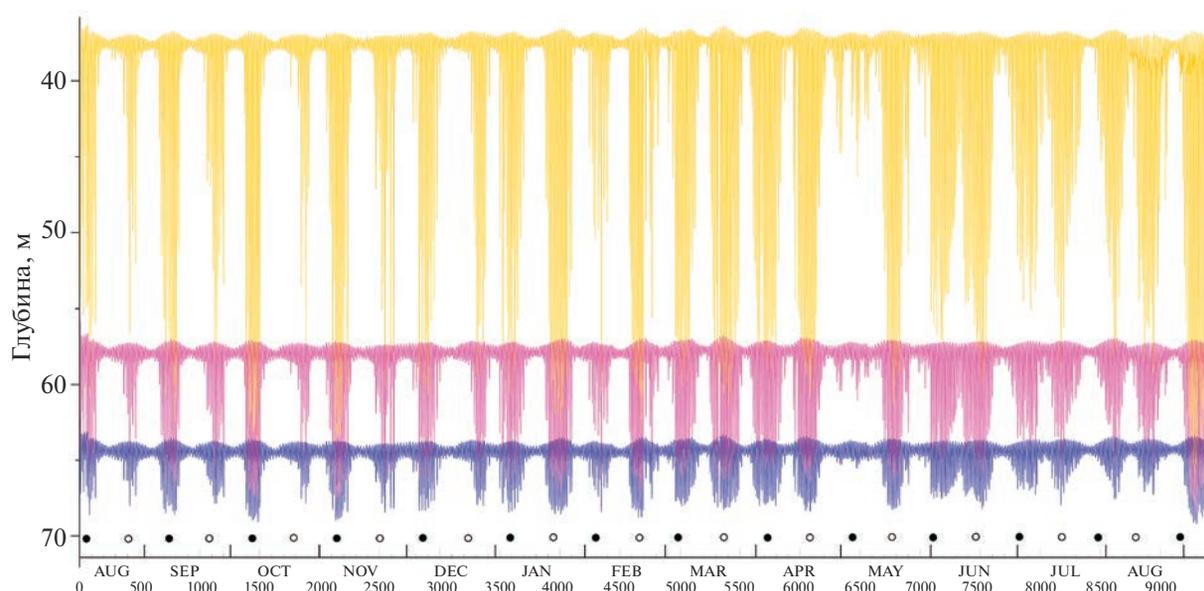
В августе 2010 г., во время экспедиционных работ на норвежском судне *Haakon Mosby*, в фиорде Ван Майен были установлены три заякоренные буйковые станции. Работы по установке выполнялись в рамках проекта научного совета Норвегии по норвежско-российскому сотрудничеству в области исследования природы Шпицбергена “Внутренние гидравлические процессы в Арктическом фиорде” (Научные руководители проекта I. Fer из геофизического института университета Бергена и С.В. Писарев из Института океанологии РАН). Схема расстановки буйев показана на рис. 1. Две станции были установлены к востоку и западу от пролива Акселоя, а третья в глубокой

впадине (около 110 м) в середине фиорда. Начало работы всех приборов трех буйев 17:00 UTC 9 августа 2010 г., окончание 9:00 UTC 5 сентября 2011 г. Измерения на приборах проводились с интервалом 1 ч.

На каждом буйрепе трех буйев были закреплены несколько измерителей температуры, солености и течений: SBE37, SBE39, Aanderaa RCM7, Seaguard WLR. Держащей плавучестью каждой буйковой станции были восемь притопленных стеклянных сфер Vitrovex. Глубины дна в местах установки буйев 71 м для буйа 1, 70 м для буйа 2 и 115 м для буйа 3. Данные приведены в табл. 1.

Течения в проливе приводили к сильному отклонению буйковой станции от вертикального положения. При обычных приливных течениях колебания по глубине были в пределах 1–2 м. При самых сильных сизигийных приливных течениях приборы заглублялись значительно сильнее. Максимальное заглубление отмечено на буйе 2: вместо запланированной глубины измерения прибора 36 м, при сильных сизигийных приливных течениях весь буйреп течение почти полностью пригибало ко дну, и прибор оказывался на глубине 68 м (рис. 2). Буйковые станции притапливались с интервалом 14 суток.

Максимальные приливы не должны точно соответствовать новолунию и полнолунию. Они могут происходить на 1–3 дня раньше или позднее новолуния и полнолуния [<https://www.seatemperature.com/europe/norway/svalbard/tides.html>]. Максимальные заглубления буйа, вызванные сильными приливными течениями, могут в свою очередь запазды-



**Рис. 2.** Максимальные заглобления приборов на буйе 2 (приборы на номинальной глубине 36 м: желтая линия; 57 м: малиновая линия; и 63 м: синяя линия) и фазы луны в 2010–2011 гг. Цифры вдоль оси абсцисс обозначают часы от начала работы. Номинальная глубина обозначает глубину прибора, который не заглоблен сильным течением.

вать от времени максимальных приливных течений, хотя должны происходить в близкие моменты времени.

### ОКЕАНОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Буй 2 находился ближе к проливу (2.5 км к востоку), чем буй 1 (5 км к западу) от пролива, буй 3 был установлен в 12 км к востоку от пролива. Отметим, что струя сильного течения в проливе про-

должается на выходе течения из пролива, тогда как на входе течения в пролив вода собирается с небольшой окружающей акватории и не образует струи до втекания в пролив. Через 6 ч направление течения меняется, и струя с большой скоростью течет в другом направлении из пролива, образуя завихрение. Схема течений в проливе показана на рис. 3. Измерители течений AADI RCM7 при сильных течениях прижимало ко дну вместе со всей линией буйа и прибор показывал неправильные данные.

**Таблица 1.** Данные об установке приборов. Указана номинальная глубина – это минимальная глубина в первые часы после установки станции

Номинальная глубина прибора	Прибор	Дно (эхолот)	Расстояние от дна	Измеренные параметры
Буй 1				
64	Seaguard WLR	71	7	Давление, температура
57	SBE 37	71	14	Давление, температура, электропроводность
37	SBE 39	71	34	Давление, температура
36	AADI RCM-7	71	35	Скорость и направление течения, температура, давление
Буй 2				
63	Seaguard WLR	70	7	Давление, температура
57	SBE 37	70	13	Давление, температура, электропроводность
36	SBE 39	70	34	Давление, температура
36	AADI RCM-7	70	34	Скорость и направление течения, температура, давление
16	SBE 37	70	54	Давление, температура, электропроводность
Буй 3				
65	SBE 39	115	50	Давление, температура

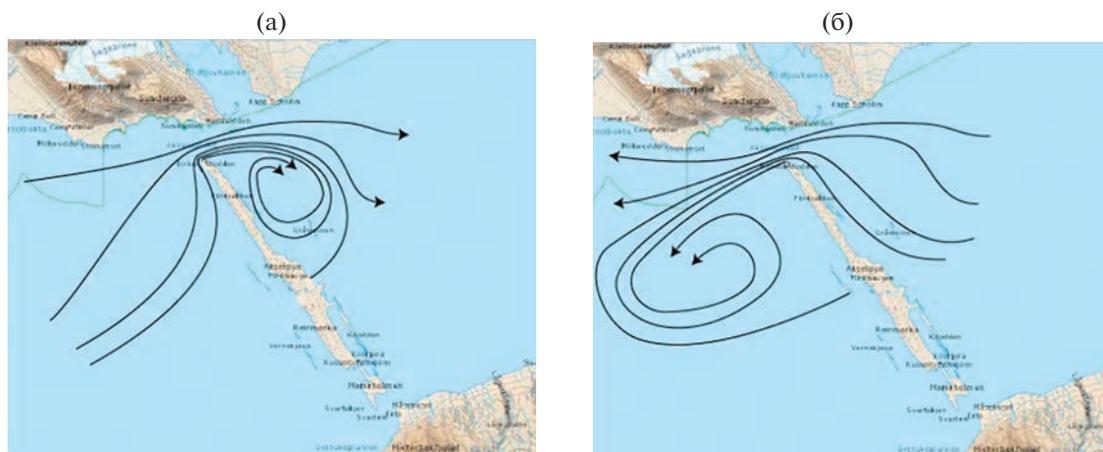


Рис. 3. Схема приливных течений (линии тока) в проливе Акселоя в фазе прилива (а) и отлива (б) [Marchenko et al., 2015].

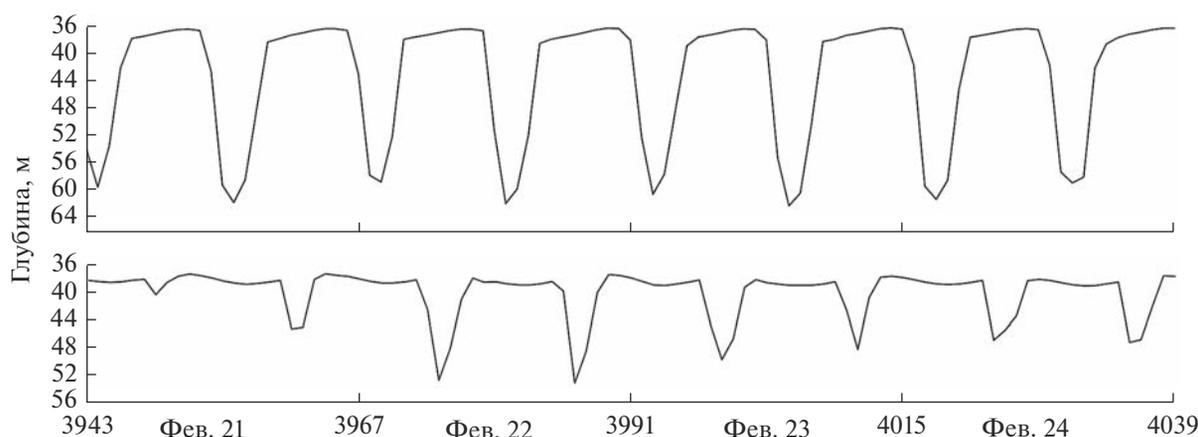


Рис. 4. Заглубление буйев 1 (внизу) и 2 (вверху) по датчикам на номинальной глубине 36 м. Цифры 3943, 3967... показывают часы от начала измерений.

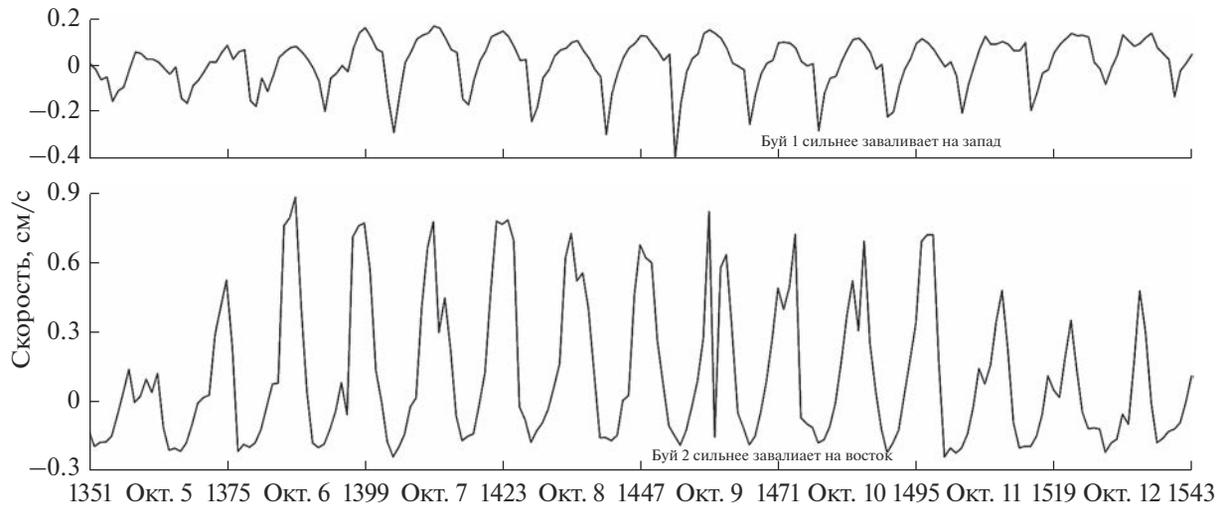
В силу описанного свойства струи сильные затопления буйковой станции (на десятки метров) происходили с интервалом около 12.4 ч, тогда как приливно-отливные течения менялись с периодом около 6.2 ч. На рис. 4 показаны примеры изменения положения прибора на буйках 1 и 2 во времени. При затоплении буя с восточной стороны, западный буй не затапливается. Заметно, что восточный буй затапливается сильнее потому, что он расположен ближе к проливу и на него действует струя с большей скоростью течения.

Аналогично ведут себя и скорости течения, зарегистрированные на измерителях течений на номинальной глубине 36 м, которые в период сильных течений заглублялись почти до дна. Графики показывают, что сильные течения на восточном буе направлены на восток (положительные значения восточной компоненты), аналогичные течения с меньшей скоростью на буе 1

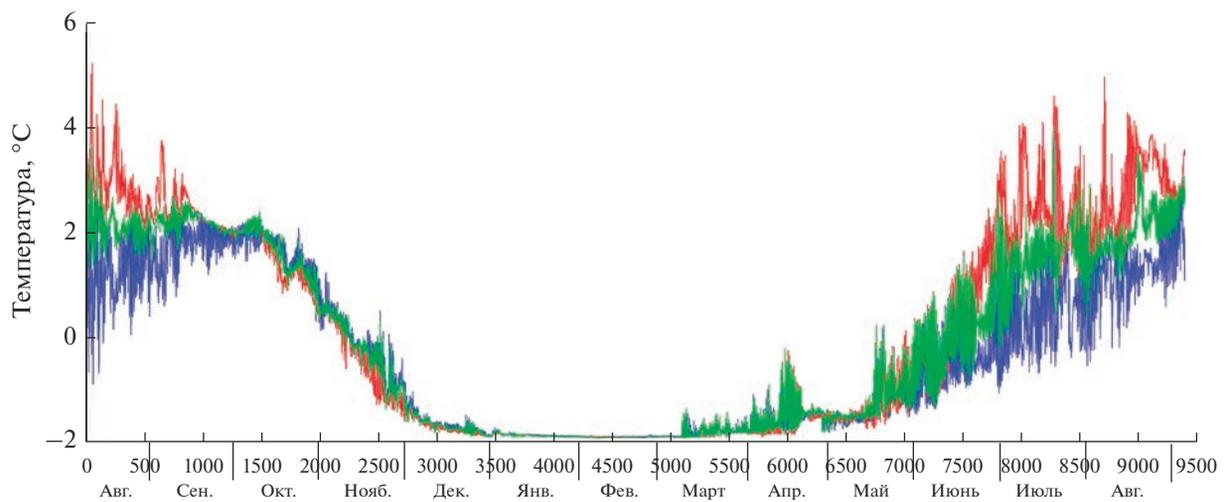
направлены на запад (отрицательные). Моменты сильных течений на разных буйках смещены на 6 ч (рис. 5).

Температурные изменения по измерениям на буйках показывают, что зимой весь слой воды охлаждается почти до температур, близких к замерзанию (рис. 6). Температура всего слоя до дна  $-1.87^{\circ}\text{C}$ . При таких соленостях 34.3–34.4 PSU температура замерзания около  $-1.89^{\circ}\text{C}$ . В летние месяцы наблюдается положительная температурная стратификация.

Район работ находится в зоне поступления относительно теплых вод с юга, которые заносятся струями Западно-Шпицбергенского течения, которое является продолжением Северо-Атлантического и Норвежского течений. Открытый океан не замерзает зимой. Весь фиорд замерзает к январю, кроме той части, которая находится близко к проливу. В отдельные теплые зимы значительная



**Рис. 5.** Зональные скорости на буйе 1 (вверху) и буйе 2 (внизу) по измерителям течений на номинальной глубине 36 м. Цифры 1351, 1375... показывают часы от начала измерений.



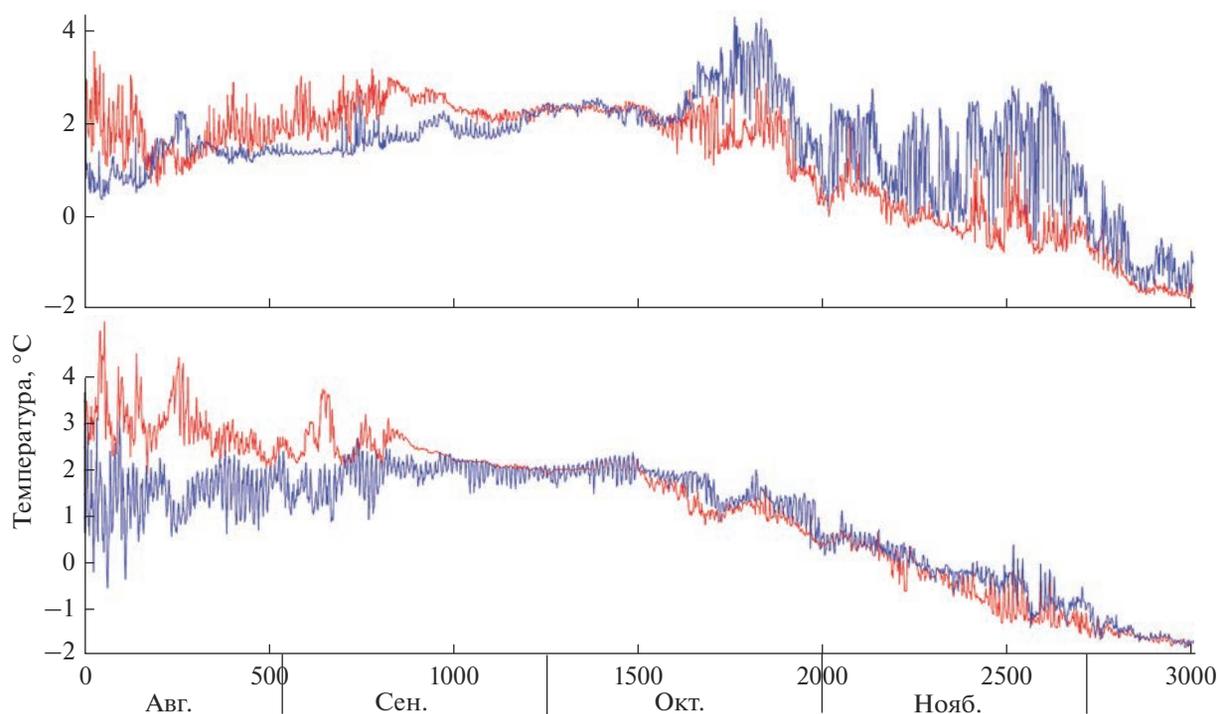
**Рис. 6.** Изменение температуры на буйе 2 в течение года. Датчики на номинальной глубине 16 м (красная линия), 36 м (зеленая линия), и 63 м (синяя линия).

часть фиорда остается с открытой водой. К западу к острову Акселоя течение приносит воду с меняющимися термохалинными свойствами. Об этом свидетельствуют изменения температуры и солености по данным на буйях.

В летние периоды температура верхнего слоя выше, чем более глубоких слоев. В осенний и весенний период такая стратификация может меняться на более теплые воды в глубоких слоях. Это связано как с адвекцией вод с другими свойствами из океана, так и с конвективным охлаждением воды с поверхности. Этот эффект особенно заметен в осенние месяцы, когда вода на поверхности охлаждается.

Рассмотрим эффект изменения стратификации в осенний период, когда температура в верхнем слое становится ниже, чем в нижнем. Это проиллюстрировано на рис. 7.

Более высокая температура в нижнем слое компенсируется по плотности соленостью и не приводит к неустойчивой стратификации. Покажем это в табл. 2 и 3 на примере измерений в две даты 20 августа и 1 ноября, когда буйковые станции не были притоплены сильным течением. Расчеты показывают, что в тех случаях, когда температура увеличивается с глубиной, более высокая соленость в глубоких слоях поддерживает устойчивую стратификацию. При этом, несмотря на



**Рис. 7.** Изменение температуры в верхнем слое (красная кривая) и нижнем (синяя) на буйе 1 (вверху) и буйе 2 (внизу). Верхняя панель – номинальные горизонты 37 м и 57 м; нижняя панель – номинальные горизонты 16 и 57 м.

сильный обмен через пролив, свойства вод к западу и востоку от пролива сильно отличаются.

Оценим баланс воды, поступающей в фиорд Ван Майен во время прилива. Площадь фиорда  $480 \text{ км}^2$ . Подъем уровня воды при приливах отливов  $\pm 0.75 \text{ м}$ . Таким образом, за 6 ч прилива в фиорд через пролив Акселоя должно поступать  $480 \times 10^6 \times 1.5 \text{ м}^3$  воды. Ширина пролива Акселоя 1000 м, средняя глубина 18 м. Отсюда можем оценить перенос со средней скоростью  $V$  в течение 6 ч (21600 с):

$$480 \times 1.5 \times 10^6 \text{ м}^3 = 1000 \times 18V \times 21600 \text{ м}^3.$$

Получаем, что средняя скорость потока в проливе за 6 ч  $V = 1.85 \text{ м/с}$ , что вполне соответствует максимальным скоростям потока в сизигийный пе-

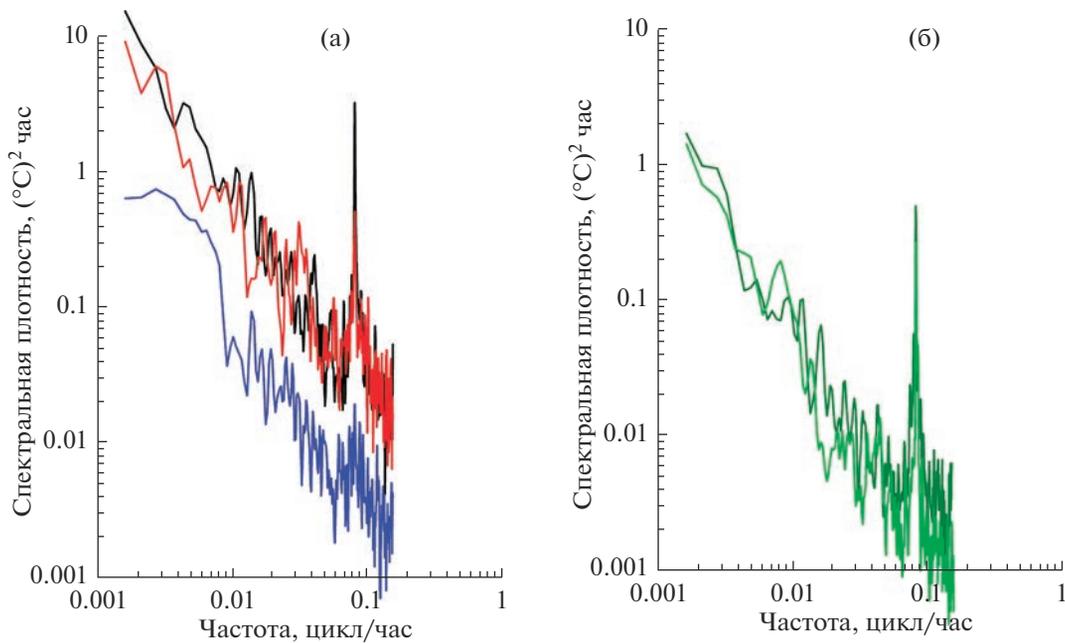
риод около 3 м/с. Максимальный перенос приливным течением в проливе оценивается как 0.05 Sv.

### КОЛЕБАНИЯ ИЗОТЕРМ

Колебания температуры не очень показательны для изучения внутренних волн поскольку сильные течения периодически заглубляют всю линию измерительных приборов. Поэтому измерения оказываются не на одном горизонте. Из-за изменения стратификации и вертикального профиля температуры трудно и даже невозможно судить о вертикальных смещениях частиц воды во внутренних волнах. При смене стратификации и вертикального профиля температуры имеется период, когда температура почти одинакова во всем слое. Аналогичный эффект наблюдается при зимнем охлаждении. Тем не менее спектр колебаний

**Таблица 2.** Буй 1. Характеристики температуры, солености и плотности при изменении стратификации

Номинальная глубина, м	Параметр	Время 250 час или 20 августа	Время 1680 час или 1 ноября
37	T	1.25	1.93
	S	34.75	34.02
	$\sigma$	27.98	27.33
57	T	1.54	2.36
	S	34.65	34.16
	$\sigma$	28.02	27.55



**Рис. 8.** Спектры температуры (а) по измерениям температуры на номинальной глубине 64 м, буй 1 (черная линия), 37 м, буй 1 (красная линия), и 65 м, буй 3 (синяя линия). Спектр солености (б) на буйе 1 на номинальной глубине 57 м (темная линия), 37 м (светлая линия).

температуры отражает основную характеристику колебаний, определяемых приливными полусуточными внутренними волнами (рис. 8). Буй 3 был установлен далеко от пролива, и внутренняя приливная волна должна затухнуть на таком расстоянии в районе закритических широт. Именно это и показывает спектр температуры на буйе 3: пик на частоте  $M_2$  слабый. Стратификация по солености сохраняется даже зимой, поэтому спектры солености, рассчитанные по всему ряду измерений, показывают доверительные пики на частоте полусуточного прилива  $M_2$  (рис. 8)

Большую информацию дают колебания изотерм, что равносильно вертикальным колебаниям частиц воды. Рассчитаем изменения глубин изотерм на основе имеющихся измерений на буйках на нескольких глубинах, имея в виду, что мы знаем по датчику давления на какой глубине проводились измерения температуры в каждый момент времени при том, что буйковая станция заглублялась под действием течений.

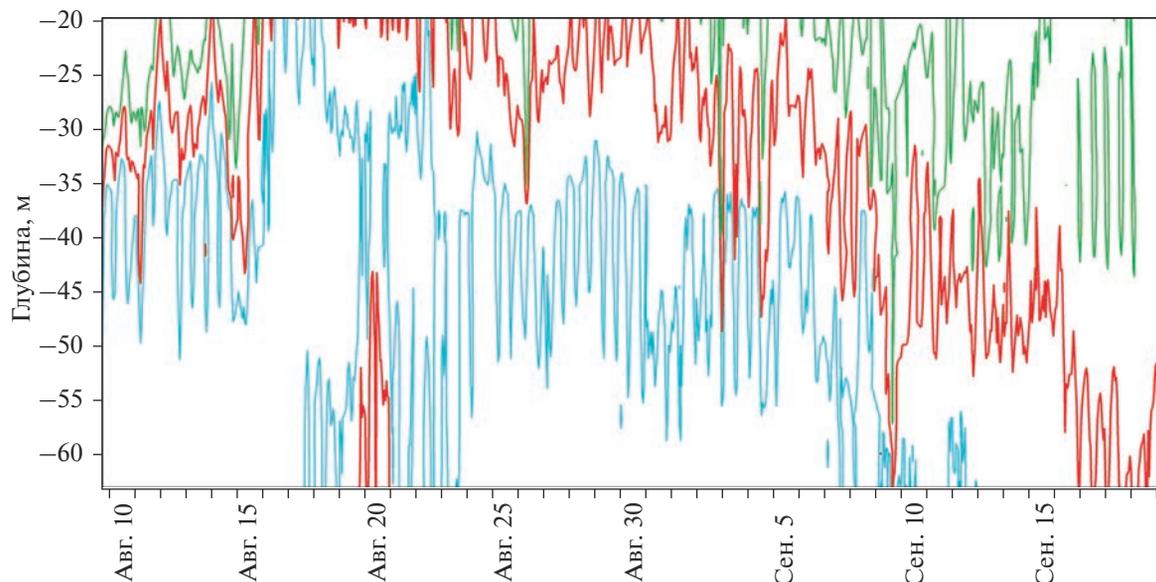
Из рис. 9 видно, что изменения стратификации во времени приводят к тому, что в рассматриваемом поле глубин изотермы постоянно меняются и замещаются изотермами других температур. На данном рисунке изображены колебания изотерм в период времени, когда стратификация поддерживается типичная для летнего периода времени и теплая вода расположена выше, чем холодная. Выделим изотерму  $2^{\circ}\text{C}$ , оцифруем глубины залегания этой изотермы во времени и рас-

считаем по ней спектр вертикальных смещений частиц воды, считая, что молекулярный и турбулентный обмен тепла малы (то есть нагревание и охлаждение частиц воды незначительно в рассматриваемый период времени около 20 суток) с 10 по 30 августа 2010 г.

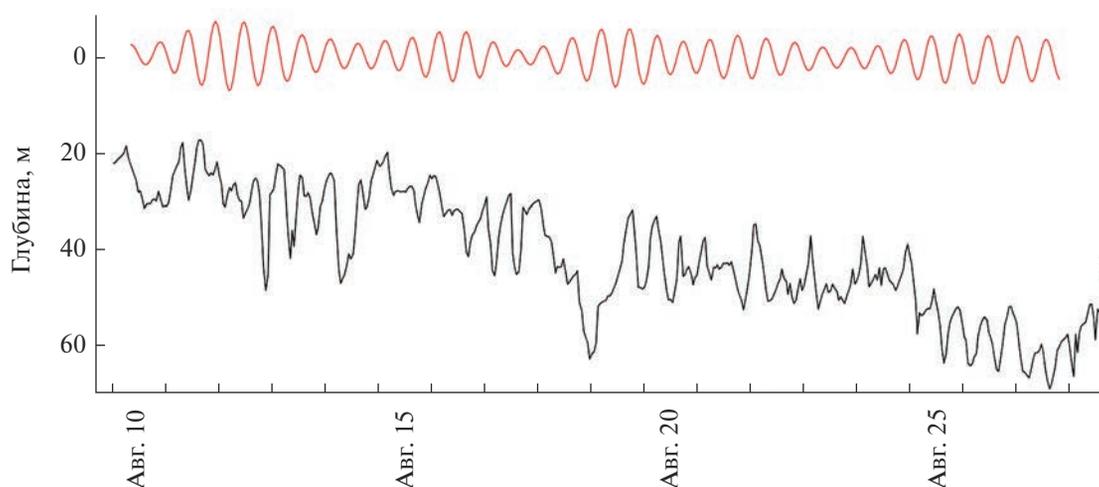
На рис. 10 изображены колебания изотермы  $2^{\circ}\text{C}$  во времени в диапазоне глубин 18–65 м. Визуально можно оценить амплитуду колебаний изотермы с периодом 12 ч как 8–9 м со смещением частиц воды около 16–18 м. Колебания глубин изотермы  $2^{\circ}\text{C}$  были подвергнуты полосовой фильтрации с выделением полусуточных колебаний. Результат показан красной линией на рис. 10. Колебания изотермы совершаются с амплитудой около 7–9 м. Начальный и конечный участки ряда обрезаны за счет полосовой фильтрации. Выделенные

**Таблица 3.** Буй 2. Характеристики температуры, солености и плотности при изменении стратификации

Глубина		Время 250 час или 20 августа	Время 1680 час или 1 ноября
16	T	4.10	0.87
	S	31.87	33.18
	$\sigma$	25.39	26.68
57	T	8.17	0.93
	S	33.46	33.52
	$\sigma$	26.32	27.15



**Рис. 9.** Колебания изотерм на бую 1 в период времени с 9 августа по 19 сентября 2010 г. Изотерма 2.5°C – зеленая линия, 2.0°C красная линия, 1.5°C голубая линия



**Рис. 10.** Колебания глубины залегания изотермы 2°C в период 10–25 августа 2010 г., когда эта изотерма находилась в диапазоне глубин 18–65 м (черная линия). Колебания изотермы после полосовой фильтрации, которая оставила только колебания с периодом 12.4 часа (красная линия). Данные буйковой станции 1.

колебания, по-видимому, вызваны образованием внутренних волн на наклонном дне. Спектр, рассчитанный по колебаниям изотермы за период 500 ч показывает надежный пик на частоте полусуточного прилива (рис. 11).

### МОДЕЛЬНЫЙ РАСЧЕТ

Генерация внутренних волн приливного периода на наклонном дне происходит за счет того, что течения баротропного прилива набегают на склон и вызывают вертикальные смещения изопикнических поверхностей. Периодические сме-

щения пикноклина вниз и вверх относительно среднего положения приводят к образованию прогрессивных внутренних волн, которые распространяются в обе стороны от склона. В высоких широтах севернее 74.5° с.ш. внутренние приливы существуют только в районе их генерации над подводными склонами. В районах севернее этой критической широты линейная теория внутренних волн над ровным дном не допускает существования решений для волн с приливной частотой  $M_2$  над ровным дном, поскольку эта частота меньше локальной частоты Кориолиса [LeBlond and Mysak 1978]. Поэтому над ровным дном вол-

ны затухают. Над подводными склонами часто наблюдаются полусуточные внутренние приливы [Marchenko et al., 2021; Pisarev, 1988, 1991, 1992, 1996]. В работах [Pisarev, 1992, 1996; Kurkina and Talipova, 2011] показано, что в арктических районах вблизи подводных склонов наблюдаются внутренние колебания с периодом местного баротропного прилива, тогда как вдали от склонов над относительно плоским дном наблюдаются только пакеты короткопериодных волн. Это подтверждается моделью, представленной в работах [Kurkina and Talipova, 2011; Morozov and Paka, 2010]. В данной работе мы попытаемся воспроизвести генерацию внутренних волн над склоном пролива под воздействием интенсивных течений с помощью модели.

Скорость течений баротропного прилива в проливе была оценена по измерениям на буйковой станции. Рассматривался только интервал времени, когда буйковая станция была расположена вертикально, а сами течения не были очень сильными. Стратификация океана (невозмущенное состояние) принималась по данным STD-измерений и профилю температуры и солености, зафиксированному приборами, установленными на по измерениям на бую. Задается невозмущенное внутренними волнами поле плотности, которому соответствует распределение частоты Вэйселя–Брента  $N(z)$ . Из открытой части моря на подводный склон пролива набегают длинная приливная баротропная волна. Приливные течения, вызываемые этой волной, встречая на своем пути препятствие в виде склона, получают вертикальные составляющие. Это приводит к генерации бароклинных возмущений. Постановка задачи сводится к определению поля генерируемых внутренних волн по известным параметрам стратификации, рельефа дна и скорости баротропного потока в приливе.

Использована численная модель [Власенко, 1992], которая построена на основе полных уравнений гидродинамики, учитывающих нелинейность волнового процесса, а также турбулентный обмен и диффузию плотности. Рассматривается двумерный  $(x, z)$  поток в непрерывно стратифицированном вращающемся океане переменной глубины. Для учета вращения вводится третья координата, однако изменчивость вдоль этой координаты не рассматривается. Модель подробно описана в работах [Vlasenko 1992; Vlasenko et al., 2005; Morozov, Pisarev, 2002; Morozov et al., 2003].

Периодически изменяемые вертикальные составляющие течений вызывают вертикальные колебания изопикнических поверхностей и за счет этого механизма возбуждаются внутренние волны приливного периода. Таким образом, по заданным параметрам возбуждающей волны, стратификации и рельефа решается задача расчета па-

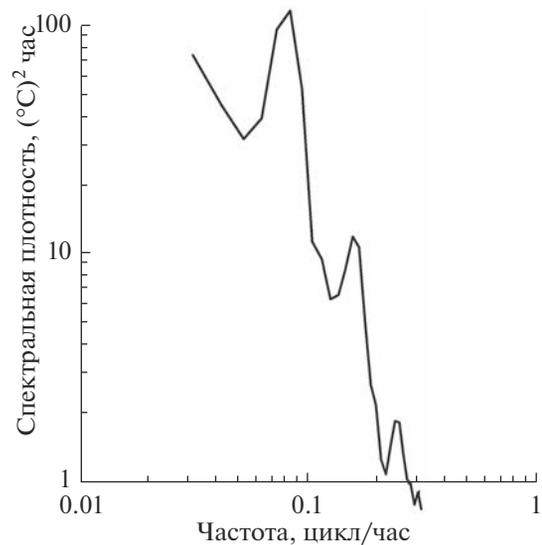


Рис. 11. Спектр колебаний глубины изотермы  $2^{\circ}\text{C}$  в период 10–25 августа 2010 г. по данным буйковой станции 1.

раметров бароклинных волновых возмущений. Расчеты по численной модели позволяют оценить амплитуду внутренних волн и потоки их энергии в непосредственной близости от района генерации.

Для проведения расчетов по модели было выбрано рабочее поле протяженностью 22 км с шагом по горизонтали, равным 33 м, и 20 уровнями по вертикали. Рабочее поле (22 км) было выбрано, чтобы избежать влияния краевых эффектов на колебания изопикнических поверхностей около склона. Ширина склона относительно поперечного хребта пролива в обе стороны около 7500 м, осредненная глубина гребня поперечного хребта 18 м, а глубина океана вокруг пролива около 80 м. Шаг по времени равнялся 11 с. Такие значения вполне удовлетворяют условию Куранта–Фридриха для устойчивой работы численной модели. Коэффициенты горизонтальной вихревой вязкости и диффузии плотности задавались равными  $5.0 \text{ м}^2/\text{с}$ , а соответствующие коэффициенты по вертикали равнялись  $0.0001 \text{ м}^2/\text{с}$ .

Расчеты по модели проводились в течение восьми приливных периодов. Изменения стратификации в модели вызываются внутренневолновыми движениями и, поэтому можно проследить генерацию внутренней волны над склоном и распространение волны, которая согласно теории, будет вынужденной над склоном и затухать после прохождения склона.

Расчетное поле плотностей после шести приливных периодов расчета по модели показано на рис. 12. Плотность на поверхности задана величиной  $1.02586 \text{ кг}/\text{дм}^3$ . Изолинии плотности обозна-

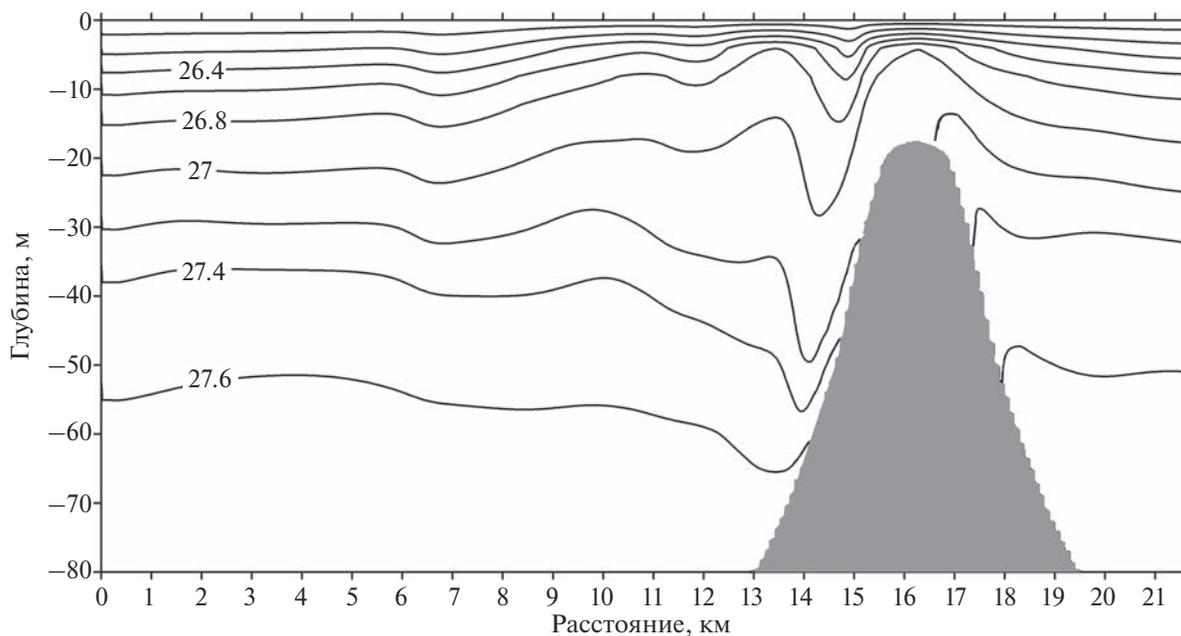


Рис. 12. Модельный расчет колебаний изопикнических поверхностей около пролива.

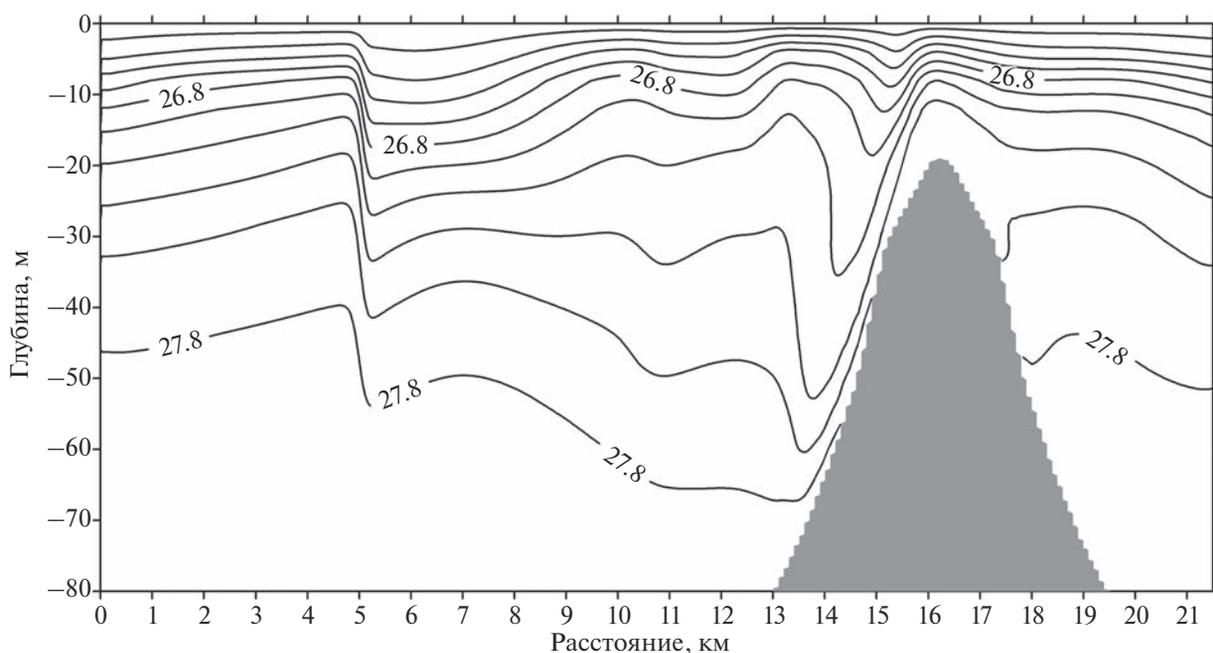


Рис. 13. Модельный расчет с теми же параметрами, как и на рис. 12, но для широты  $20^\circ$ .

чены как условная плотность 27.1, что обозначает плотность 1.0271. Изолинии проведены с интервалом  $0.0002 \text{ кг/дм}^3$ .

Расчет показывает, что над склоном вертикальные смещения достигают почти 20 м и быстро затухают при удалении от склона. Такая задача решалась другими методами и другими авторами

в близком районе над Шпицбергенской банкой [Rippeth et al., 2017].

Для сравнения, аналогичный расчет был проведен для умеренных широт  $20^\circ$ . В модели была заменена только одна цифра: широта  $77^\circ$  заменена на  $20^\circ$ . Волна над склоном почти такая же, как и в случае закритической широты. Однако затуха-

ния волны при распространении от склона не происходит (рис. 13). При распространении волны наблюдается внутренний бор.

### ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Измерения температуры, солености и течений в районе сильнейших приливных течений пролива Акселоа у устья фиорда Ван Майен в южной части острова Западный Шпицберген показали, что течения при обтекании подводного поперечного порога в проливе генерируют интенсивные внутренние волны приливного полусуточного периода. Волны являются вынужденными на подводном склоне и затухают по мере удаления от пролива и склона. Смещения частиц воды во внутренних волнах достигают 20 м при глубинах над склоном около 70 м. Приливные течения в проливе достигают скорости 3.5 м/с и формируют интенсивную струю при вытекании из пролива. При втекании в пролив вода собирается с акватории около пролива и при затекании не образует концентрированную струю. Она образуется при вытекании из пролива в его восточной или западной части. Интенсивная струя течений во время сизигийных приливов приводит к тому, что вся линия буйковой станции с приборами и держащей плавучестью почти ложится на дно. Приборы были оснащены датчиками давления что позволило рассчитать колебания изотерм во времени, несмотря на такое вертикальное движение всей буйковой станции. На удалении 12 км от пролива полусуточная внутренняя волна уже не регистрировалась на буйковой станции. Измеренные в районе севернее критической широты характеристики внутренних волн полусуточного приливного периода хорошо описываются использованной моделью [Власенко, 1992].

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование проведено при поддержке Федеральной программы “Климат и Экология” в рамках госзадания Минобрнауки FMWE-2023-0002 (судовые измерения) и гранта РФФИ № 21-17-00278 (анализ натурных данных и моделирование внутренних волн).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Власенко В.И.* Нелинейная модель генерации бароклинных приливов над протяженными неоднородностями рельефа дна // *Морской гидрофизический журн.* 1992. № 6. С. 9–16. *Physical Oceanography (Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal)*. 1992. V. 3. P. 417–424.
- Зубов Н.Н.* Гидрологические работы морского научного института в юго-западной части Баренцева моря летом 1928 г. летом на э/с “Персей” // *Труды ГОИН*, 1932. Т. 2. В. 4. С. 3–80.

- Kowalik Z., Marchenko A., Brazhnikov D., Marchenko N.* Tidal currents in the western Svalbard Fjords // *Oceanologia*. 2015. V. 57. № 4. P. 318–327. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2015.06.003>
- Konyaev K.V.* Internal tide at the critical latitude // *Izv., Atmos. Ocean. Phys.* 2000. V. 36. № 3. P. 396–408.
- Konyaev K.V., Plueddemann A., Sabinin K.D.* Internal Tide on the Ermak Plateau in the Arctic Ocean // *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2000. V. 36. № 4. P. 542–552.
- Kurkina O.E., Talipova T.G.* Huge internal waves in the vicinity of the Spitsbergen Island (Barents Sea) // *Natural Hazards Earth System Studies*. 2011. V. 11. P. 981–986.
- LeBlond P.H., Mysak L.A.* Waves in the ocean. Amsterdam: Elsevier oceanographic series. Elsevier, 1978. 602 p.
- Marchenko A., Shestov A., Karulin E., Morozov E., Karulina M., Bogorodsky P., Muzylev S., Onishchenko D., Makshtas A.* Field studies of sea water and ice properties in Svalbard fjords // *Proceedings of the 21<sup>st</sup> International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions July 10–14, 2011 Montréal, Canada*. 2011.
- Marchenko A., Kowalik Z., Brazhnikov D., Marchenko N., Morozov E.* Characteristics of sea currents in navigational strait Akselsundet in Spitsbergen // *Proceedings of the 23rd International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions June 14–18, 2015 Trondheim, Norway*. 2015.
- Marchenko A.V., Morozov E.G., Kozlov I.E., Frey D.I.* High-amplitude internal waves southeast of Spitsbergen // *Continental Shelf Research*. 2021. V. 227. P. 104523.
- Morozov E.G., Pisarev S.V.* Internal tides at the Arctic latitudes (numerical experiments) // *Oceanology*. 2002. V. 42. № 2. P. 153–161.
- Morozov E.G., Trulsen K., Velarde M.G., Vlasenko V.I.* Internal tides in the Strait of Gibraltar // *J. Physical Oceanography*. 2002. V. 32. P. 3193–3206.
- Morozov E.G., Paka V.T.* Internal waves in a high-latitude region // *Oceanology*. 2010. V. 50. № 5. P. 668–674.
- Morozov E.G., Marchenko A.V., Filchuk K.V., Kowalik Z., Marchenko N.A., Ryzhov I.V.* Sea ice evolution and internal wave generation due to a tidal jet in a frozen sea // *Applied Ocean Research*. 2019. V. 87. P. 179–191.
- Parson A.R., Bourke R.H., Muench R.D., Chiu C.-S., Lynch J.F., Miller J.H., Plueddemann A.J.* The Barents Sea Polar Front in summer // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № C6. P. 14201–14221.
- Pisarev S.V.* Experimental frequency spectra of internal waves in an ice-covered high-latitude basin // *Oceanology*. 1989. V. 28. № 5. P. 577–580.
- Pisarev S.V.* Some measurements of the spatial and temporal characteristics of internal waves in an ice-covered high-latitude basin // *Oceanology*. 1991. V. 31. № 1. P. 42–46.
- Pisarev S.V.* Spatial and temporal characteristics of internal waves at the edge of the continental shelf in the Arctic basin // *Oceanology*. 1992. V. 32. № 5. P. 579–583.
- Pisarev S.V.* Low-frequency internal waves near the shelf edge of the Arctic basin // *Oceanology*. 1996. V. 36. № 6. P. 771–778.
- Plueddemann A.J., Krishfield R., Takizawa T., Hatakeyama K., Honjo S.* Upper ocean velocities in the Beaufort Gyre // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. № 2. P. 183–186.

- Rippeth T.P., Vlasenko V., Stashchuk N., Scannell B.D., Green J.A.M., Lincoln B.J., Bacon S. Tidal conversion and mixing poleward of the critical latitude (an Arctic case study) // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. P. 12,349–12,357.  
<https://doi.org/10.1002/2017GL075310>
- Støylen E., Fer I. Tidally induced internal motion in an Arctic fjord // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2014. V. 21. P. 87–100.  
<https://doi.org/10.5194/npg-21-87-2014>
- Støylen E., Weber J.E.H. Mass transport induced by internal Kelvin waves beneath shore-fast ice // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. C03022.  
<https://doi.org/10.1029/2009JC005298>
- Vlasenko V., Stashchuk N., Hutter K. *Baroclinic Tides: Theoretical Modeling and Observational Evidence*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 351 p.

## Internal Waves in the Region of the Akselsundet Strait of Western Spitsbergen Island

E. G. Morozov<sup>1, 2, 3, \*</sup> and S. V. Pisarev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovsky prosp., 36, Moscow, 119997 Russia*

<sup>2</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow region, 141707 Russia*

<sup>3</sup>*Marine Hydrophysical Institute, RAS, Kapitanskaya st., 2, Sevastopol, 2299011 Russia*

\*e-mail: [egmorozov@mail.ru](mailto:egmorozov@mail.ru)

Moored measurements of temperature, salinity, and currents at three moorings that operated for a year in the area of strong tidal currents in the area of the Akselsundet Strait at the mouth of the Van Mayen fiord on Western Svalbard Island are analyzed. Tidal currents flowing around an underwater sill in the strait generate intense tidal internal waves. Forced internal waves exist above the underwater slope. Vertical displacements of water particles reach 20 m. Waves rapidly decay as they propagate away from the strait and slope. They are no longer recorded as far as 12 km from the strait. Tidal currents in the strait reach a speed of 3 m/s and form an intense jet when flowing out of the strait. A strong jet of currents during spring tides presses the instruments on moorings to the bottom.

**Keywords:** Tidal internal waves, supercritical latitudes, Spitsbergen, tidal currents, forced oscillations, Akseløya Island