

Анализ изменения ориентации донных сейсмометров сети S-net за период 2018–2024 гг.

О.В. Пономарев,* С.В. Колесов†

*Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,
физический факультет, кафедра физики моря и вод суши
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2*

(Поступила в редакцию 03.10.2025; подписана в печать 02.12.2025)

В рамках настоящего исследования методом кросс-спектрального анализа сейсмических колебаний от сильных землетрясений проведена оценка стабильности пространственной ориентации сейсмометров для четырёх донных обсерваторий сети S-net. На основе анализа данных трёх событий с магнитудами $M_w > 7.5$ (Залив Аляска, 23.01.2018; Чигник, 29.07.2021; Ното, 01.01.2024), равномерно распределённых во времени, установлено, что за шестилетний период наблюдений (2018–2024 гг.) ориентация осей сейсмометров оставалась неизменной в пределах погрешности метода, составляющей 1°.

PACS: 92.10.hl, 93.85.Rt

УДК: 551.46, 53.08

Ключевые слова: донная обсерватория, S-net, донный сейсмограф, мариограф, землетрясение, тестирование датчиков.

ВВЕДЕНИЕ

Первые эксперименты по сейсмическим измерениям на дне океана относятся к первой половине XX-го века [1], активное развитие этого направления началось значительно позднее — в 1960-х годах [2]. Примерно в то же время был предложен и реализован гидрофизический метод прогноза волн цунами, основанный на прецизионных измерениях вариаций давления на дне океана [3].

В начале XXI-го века постановки донных сейсмометров (Ocean Bottom Seismometer — OBS) и цунамиметров — измерителей давления (Pressure Gauge — PG) получают широкое распространение [4–6]. Одна из наиболее известных постоянно действующих систем DART (deep-ocean assessment and reporting of tsunamis, <https://nctr.pmel.noaa.gov/Dart/>), включает в себя около 60 автономных глубоководных цунамиметров, расположенных в различных точках Мирового океана и передающих информацию об уровне моря посредством гидроакустического канала и спутниковой связи [7]. Кабельные системы, по сравнению с автономными станциями, обладают несомненным преимуществом в объеме и скорости передачи информации, а также в продолжительности эксплуатации. Самыми масштабными кабельными системами в настоящее время являются DONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis — 51 станция) [8] и S-net (150 станций) [9], которые установлены в Тихом океане у Японских островов. Кроме того, существует и множество иных систем, например, NEPTUNE (The Canadian North-East Pacific Underwater Networked Experiments) [10], EMSO (European Multidisciplinary Seafloor and water

column Observatory) [11], MACHO (MArine Cable Hosted Observatory) [12] и др.

Донные обсерватории позволяют решать множество важных научно-практических задач, первая из которых — обеспечение возможности получения информации о подводном землетрясении и/или цунами в непосредственной близости от источника, т.е. с максимальной возможной заблаговременностью.

Особенности формирования сигналов, регистрируемых OBS и PG, во время сейсмических движений дна обсуждались еще в работах конца XX века [13, 14]. Полная физическая картина, основанная на развитых теоретических представлениях и на анализе синхронных измерений вариаций давления и вертикальных ускорений движения дна, представлена в работах [6, 15, 16]. Сжимаемый водный слой глубиной H характеризуется двумя характерными частотами $f_g = 0.366 \cdot \sqrt{g/H}$ и $f_{ac} = c/(4H)$, где c — скорость звука в воде, g — ускорение силы тяжести. Сейсмические движения дна с частотой $f < f_g$ возбуждают гравитационные волны, а сейсмические движения с частотой $f > f_{ac}$ — гидроакустические волны. Если движения дна происходят в частотном диапазоне $f_g < f < f_{ac}$, то ни гравитационные, ни гидроакустические волны не возбуждаются, и водный слой совершает вынужденные колебания, повторяя движения дна (Рис. 1). При этом в случае ровного горизонтального дна выполняется связь между вариациями придонного давления p и вертикальной компонентой ускорения a_v , которая является прямым следствием 2-го закона Ньютона:

$$p = \rho H \cdot a_v, \quad (1)$$

где ρ — плотность воды (средняя по вертикали). Корректность применимости формулы (1) была подтверждена в целом ряде работ [17–21].

Наличие строго выполняющейся связи (1) позволило разработать метод проверки взаимной калибровки PG и OBS и, в частности, выявить некорректную калиб-

* bumerangxfox@gmail.com

† kolesov@ocean.phys.msu.ru

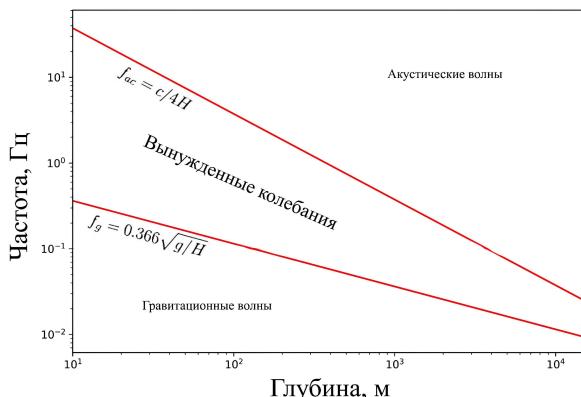


Рис. 1. Ширина диапазона частот вынужденных колебаний в зависимости от глубины океана

ровку датчиков станции E18 (DONET) [16, 22, 23].

Возможности использования связи (1) в практических приложениях не ограничиваются проверкой калибровки датчиков. Известно, что в результате сильных близких землетрясений может измениться ориентация осей сейсмометров [25]. Станции сети S-нет изначально не имели привязки осей акселерометров к конкретным направлениям, и их ориентация при установке была произвольной [24]. Существует метод восстановления ориентации осей акселлерометров, который основан на регистрации компонент ускорения свободного падения как постоянных составляющих сигналов [26]. Но этот метод, в отличие от используемого в настоящей статье, не является универсальным. Например, к восстановлению осей велосиметров он применен быть не может, так как подразумевает наличие в показаниях акселерометров постоянной компоненты, соответствующей ускорению свободного падения, направленному вертикально вниз.

Цель настоящей работы состоит в исследовании изменения ориентации осей выбранных станций сети S-нет за период с 2018 по 2024 гг. на основе данных за 3 крупных землетрясения: Залив Аляска $M_w 7.9$ (23.01.2018), Чигник $M_w 8.2$ (29.07.2021) и Ното $M_w 7.5$ (01.01.2024). Используемая методология будет описана в следующем разделе.

1. ОПИСАНИЕ МЕТОДА

Как правило, сейсмометры имеют три оси: x, y, z , направленные, соответственно, на восток, на север и вертикально вверх. Однако, реальное направление осей может отклоняться вследствие ошибок при установке приборов или их смещения уже в процессе эксплуатации, вызванного сильными сейсмическими движениями или иными причинами.

В соответствии с формулой (1), для применения метода требуется наличие у дна некоторого ненулевого

ускорения, поэтому выбираются данные за период землетрясения. Желательно выбирать события с наибольшей магнитудой (для станций на глубинах порядка 1–3 км обычно достаточно $M_w 7.5$ [20]), так как диапазон вынужденных колебаний находится в низкочастотной части спектра, в то время как слабые землетрясения дают более высокочастотный сигнал [27]. Таким образом, интересующий нас диапазон может быть «озвучен» только землетрясением с достаточно высокой магнитудой. Анализируемые данные включают в себя временные ряды давления и трёх взаимно перпендикулярных компонент ускорения.

Приведенные выше соображения справедливы в допущении ровного горизонтального дна. Случай наклонного дна был подробно рассмотрен в работе [16]: при переходе к реальной батиметрии горизонтальные компоненты ускорения также начинают влиять на вариации давления. Однако, было показано, что в силу малости градиентов глубины в реальном океане можно считать, что нормаль к поверхности дна близка к вертикальному направлению, а влиянием крутых подводных склонов можно пренебречь, если расстояние до них превышает три глубины ($3H$) от места расположения измерительной станции.

Пусть известны ускорения вдоль трех ортогональных осей $a_x(t), a_y(t), a_z(t)$. Тогда проекция ускорения на произвольное направление в пространстве может быть задана с помощью двух углов η и κ :

$$a_s = a_z \cdot \cos(\eta) + a_y \cdot \sin(\eta) \cdot \sin(\kappa) + a_x \cdot \sin(\eta) \cdot \cos(\kappa), \quad (2)$$

где $\eta \in [0, 180]$ — угол между выбранным направлением и осью $0z$, $\kappa \in [0, 360]$ — угол между проекцией выбранного направления на плоскость $0xy$ и осью $0x$. Определение углов η и κ показано на рис. 2.

Очевидно, что некоторая пара значений углов η, κ будет соответствовать направлению на вертикаль. Алгоритм их определения основан на спектральном и кросс-спектральном анализе и включает в себя 3 этапа.

На *первом этапе* рассчитывается вариация давления: $p = P_{abs} - \bar{P}$, где P_{abs} — показания прибора по абсолютному давлению на дне, \bar{P} — аппроксимация постоянной составляющей давления и приливного тренда полиномом 8 степени.

На *втором этапе* создается набор проекций ускорения вдоль векторов, соответствующих разным значениям углов $\eta \in [0, 180]$ и $\kappa \in [0, 360]$, перебираемых с некоторым шагом: например 1° . Для каждой пары η, κ рассчитывается MSC (Magnitude-squared coherence) между вариацией давления p и проекцией ускорения $a_s(\eta, \kappa)$. Сигналы ускорения и вариации давления должны быть приведены к одинаковой частоте дискретизации. В идеальном случае значение MSC, рассчитанное для значений углов η, κ , соответствующих вертикальному направлению в диапазоне частот $f_g < f < f_{ac}$ должно быть близко к единице. Примеры MSC, рассчитанных по данным для 10 станций сети

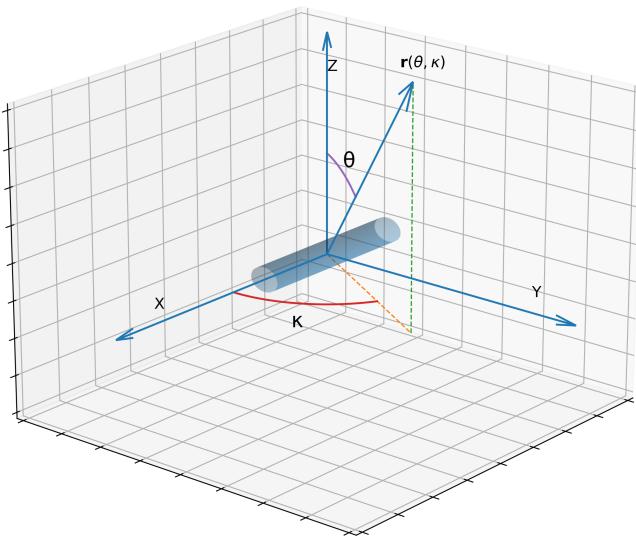


Рис. 2. Определение углов η и κ относительно осей акселерометра станции S-net. Станция схематически обозначена в виде цилиндра. Ось x акселерометра всегда направлена вдоль кабеля, оси y, z — перпендикулярно ему

DONET, записанных во время землетрясения Тохоку 2011 года, представлены в работе [16].

На третьем этапе для каждого направления рассчитывается интеграл когерентности I :

$$I = \int_{f_g}^{f_{up}} MSC(f) df, \quad (3)$$

где частота f_{up} задается выражением:

$$f_{up} = \min(f_{ac}, 0.1Hz). \quad (4)$$

Как было показано в работе [20], на частотах выше 0.1Гц может существовать микросейсмический шум, нарушающий выполнение соотношения (1). По этой причине при расчете интеграла когерентности I верхняя граница диапазона задавалась выражением (4), а не просто как f_{ac} . Значение интеграла в каждой точке нормируется следующим образом:

$$I_{norm} = \frac{I - I_{min}}{I_{max} - I_{min}}, \quad (5)$$

где I_{min}, I_{max} — минимальное и максимальное значение интеграла из рассчитанных по всем направлениям. Таким образом, значение интеграла на диаграмме всегда будет находиться в диапазоне от 0 до 1, где максимальное значение соответствует идеальной линейной связи между вариацией давления и проекцией ускорения на выбранный вектор, а уменьшение его значения соответствует ослаблению корреляции между величинами. В силу связи (1), значение I будет максимальным для значений углов, соответствующих вертикальному направлению. Для наглядности по значениям $I(\eta, \kappa)$ строится диаграмма. Так как метод основан

на вычислении квадратичной когерентности, направление вертикальной оси определяется только с точностью до знака. В соответствии с изложенными выше теоретическими представлениями, диаграмма будет иметь 2 максимума, в диаметрально противоположных точках, соответствующих направлениям вдоль \vec{a}_v и $-\vec{a}_v$. Координаты этих двух максимумов на плоскости (η, κ) связаны соотношением: $\eta_2 = \pi - \eta_1, \kappa_2 = \pi + \kappa_1$. В идеальном случае, когда ось z акселерометра совпадает с вертикальным направлением, диаграмма должна представлять собой две полоски максимумов, равномерно распределенные вдоль $\eta = 0^\circ$ и $\eta = 180^\circ$.

Таким образом, конечный результат применения метода — две пары значений углов η, κ , соответствующих максимальным значениям интеграла когерентности I и задающих вертикальное направление относительно осей x, y, z акселерометра.

Главным преимуществом применяемого метода является тот факт, что он может применяться даже в том случае, когда измеренные сигналы для ускорений не имеют постоянной компоненты, соответствующей ускорению свободного падения. Это может быть полезным в том случае, если показания акселерометров центрированы на нуле, либо для определения ориентации велосиметра, когда ускорения рассчитываются как производные от скоростей.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И СПОСОБ ИХ ОБРАБОТКИ

Описанный выше метод апробируем на некоторых станциях сети S-net. Сеть состоит из 150 обсерваторий, условно разделенных на 6 ветвей. Ветви S1-S5 идут вдоль восточного побережья Японии, ветвь S6 заывает их, проходя в глубине океана. Первые 5 ветвей сети S1-S5 были запущены 15 августа 2016 года, ветвь S6 — в августе 2017.

Как уже указывалось в описании условий применимости метода, дно вблизи датчика должно быть достаточно гладким и не иметь резких перепадов глубины. Для каждой из 150 станций были рассчитаны изменения глубины в радиусе 3Н. Изменение в точке определялось как модуль градиента глубины:

$$\delta = |\text{grad}(H)|. \quad (6)$$

Полученное значение δ — скалярное безразмерное число, физический смысл которого — тангенс наклона дна в заданной точке.

Для всех станций сети S-net были построены карты уклонов дна. Для расчета градиентов была использована база данных GEBCO 2023 [28] с пространственным разрешением 15 угловых секунд. Рассматривались только станции, залегающие на глубине от 2 до 4 км, чтобы обеспечить достаточно широкую полосу частот для анализа. В результате были отобраны 4 станции, соответствующие указанному диапазону глубин и имеющие наименьшее максимальное значение градиента

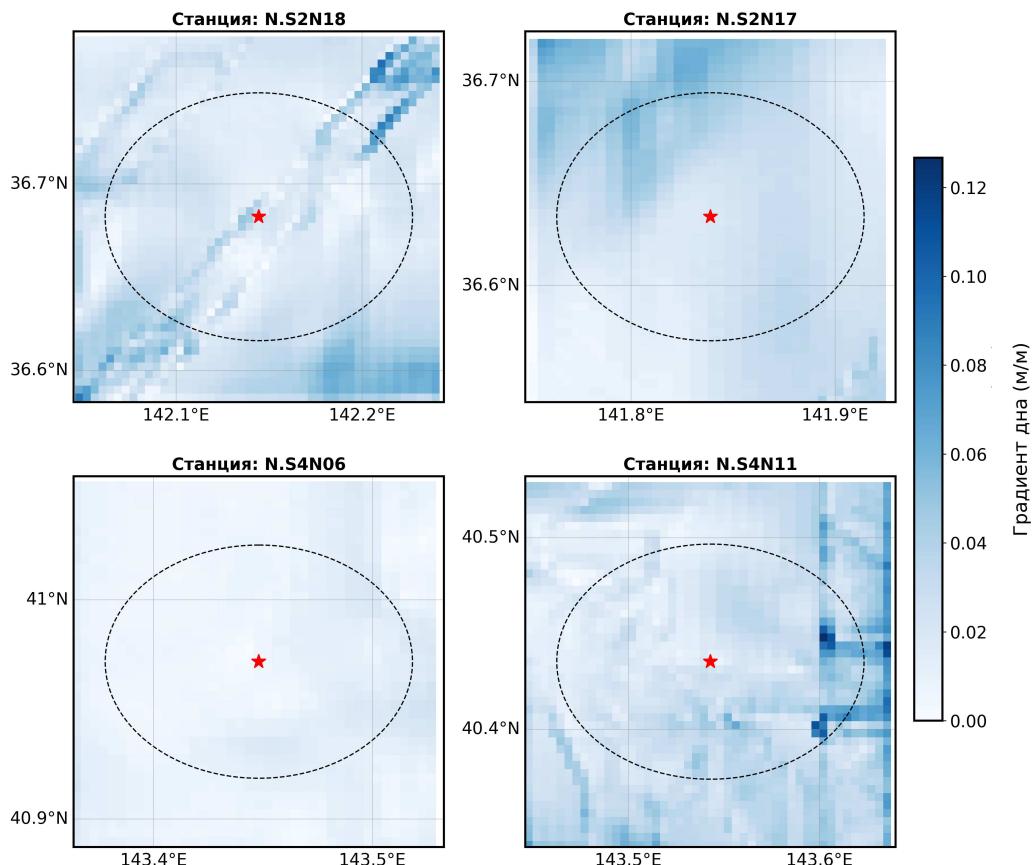


Рис. 3. Карты градиентов для 4 выбранных станций. Станции отмечены красными звездами, радиус $3H$ отмечен пунктиром

глубины в радиусе $3H$: N.S2N17, N.S2N18, N.S4N06, N.S4N11. Среднее значение градиента в окрестностях выбранных станций не превышает 0.03, максимальное — 0.13. Карты градиентов для выбранных 4 станций представлены на рис. 3.

Как было указано выше, сеть S-net полностью запущена в августе 2017 г., соответственно события для анализа могут быть выбраны из диапазона с конца 2017 по начало 2025 г. Для анализа в настоящей работе были взяты 3 землетрясения: Залив Аляска $M_w 7.9$ (23.01.2018), Чигнек $M_w 8.2$ (29.07.2021) и Ноото $M_w 7.5$ (01.01.2024). Таким образом, мы получили возможность проследить изменение ориентации станций во времени с шагом примерно в 2 года.

При расчете MSC использовался метод усреднения Уэлча с перекрытием 50% и размером сегмента в 8192 отсчета [29]. Для анализа брались отрезки времени длиной в 2 часа. Сеть S-net регистрирует давление с частотой 10 Гц, ускорение — 100 Гц. В этом исследовании частота дискретизации измеренных ускорений понижена до 10 Гц, так как для построения MSC частоты дискретизации сигналов должны быть одинаковыми. Пример графика зависимости MSC от частоты для станции S2N17 представлен на рис. 4.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

С использованием метода, описанного в предыдущем разделе, для каждой пары станция-событие была построена диаграмма $I_{norm}(\eta, \kappa)$ с разрешением 4 градуса (рис. 5, 6), положение максимумов уточнено — погрешность их определения составляет $\pm 1^\circ$. Вертикальная ось каждой диаграммы соответствует η , горизонтальная — κ . Значение интеграла когерентности в каждой точке определяет цвет.

Как уже отмечалось ранее, используемый в настоящей работе метод не чувствителен к знаку — в общем случае по полученным диаграммам невозможно различить между собой направления вертикально вверх и вертикально вниз. Однако, если метод применяется к системам, для которых ось z при установке направлялась вертикально вверх (например, DONET или DONET-2), то наиболее вероятно, что направлению вверх будет соответствовать максимум, более близкий к прямой $\eta = 0$, находящейся внизу диаграммы.

Диаграммы представляют собой два ярко выраженных максимума, соответствующие направлениям вертикально вниз и вертикально вверх. Значения углов, соответствующих максимумам, приведены в таб-

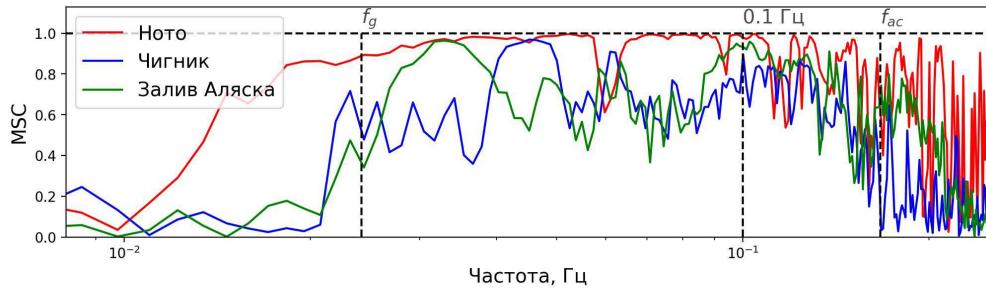


Рис. 4. Зависимость MSC от частоты для станции S2N17. Диапазон вынужденных колебаний отмечен вертикальными пунктирными линиями

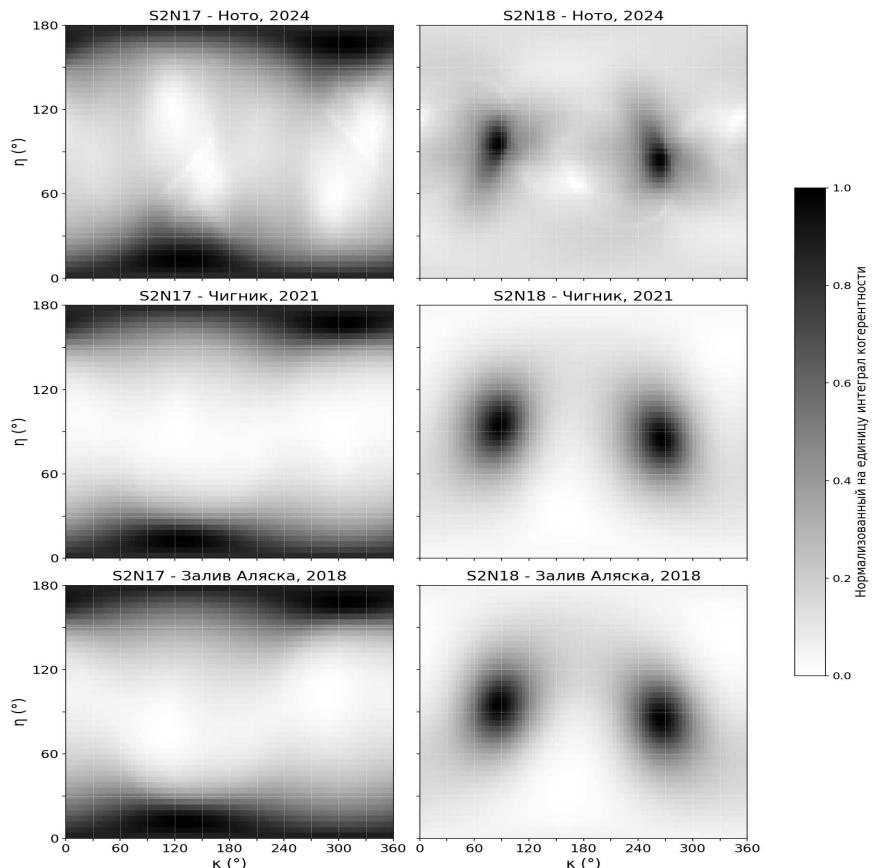


Рис. 5. Диаграммы $I_{norm}(\eta, \kappa)$. Левый столбец соответствует станции S2N17, правый — S2N18. Строки сверху вниз: Залив Аляска, Чигник, Ното

лице. Хорошо видно, что для станций S2N18, S4N06 и S4N11 не наблюдается изменения ориентации со временем за пределами погрешности 1° . Для станции S2N17 максимальное смещение составило 3° для угла κ , однако такое возрастание погрешности можно объяснить близостью максимумов к полюсам системы координат: например, при $\eta = 0^\circ$ любые значения κ в реальности соответствуют одному и тому же направлению. В статье [26] представлены результаты определения ориентации осей акселерометров станций на 2019 г., определенные альтернативным методом. Для

станций S2N18, S4N06 и S4N11 результаты совпадают в пределах погрешности 1° , для станции S2N17 наблюдается расхождение значений угла κ в $17 - 19^\circ$, которое может быть объяснено выбором системы координат, аналогично тому как описано выше. Упомянутый метод полагается на регистрацию ускорения свободного падения как постоянной составляющей сигнала. Таким образом, для калибровки велосиметров этот метод уже неприменим, в отличие от использованного в настоящей статье.

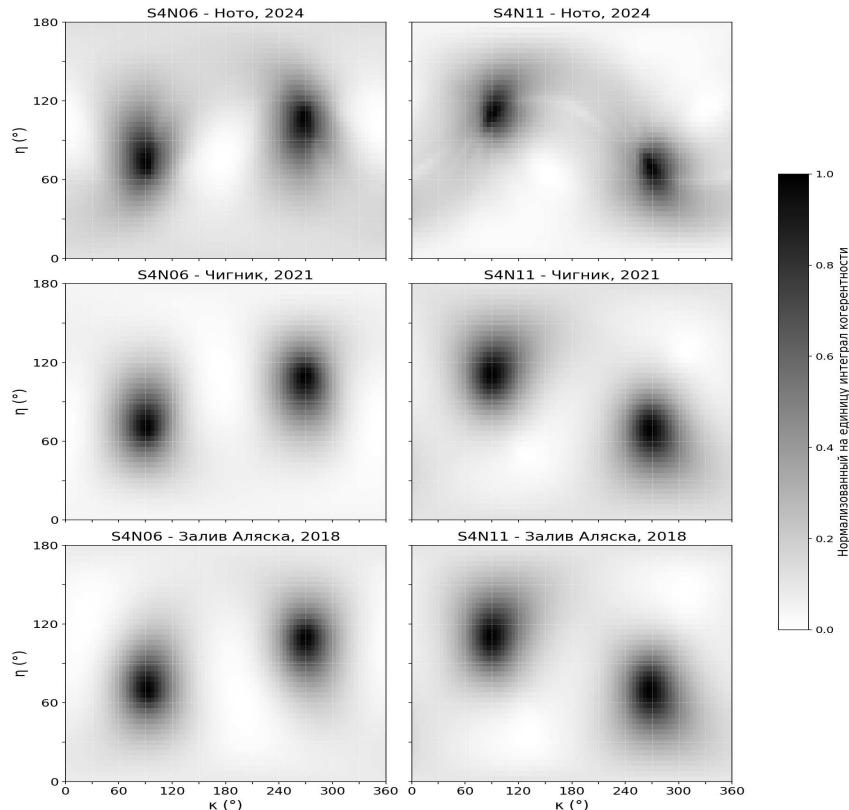


Рис. 6. Диаграммы $I_{norm}(\eta, \kappa)$. Левый столбец соответствует станции S4N06, правый — S4N11. Строки сверху вниз: Залив Аляска, Чигник, Ното

Таблица. Значения углов η, κ , соответствующих максимумам на диаграммах

Станция	Год	Положение максимумов на диаграмме			
		κ_1	η_1	κ_2	η_2
S2N17	2018	128	10	308	170
	2021	125	11	305	169
	2024	126	11	306	169
S2N18	2018	86	95	266	85
	2021	87	95	267	85
	2024	86	95	266	85
S4N06	2018	91	70	271	110
	2021	90	70	270	110
	2024	90	72	270	108
S4N11	2018	88	111	268	69
	2021	89	112	269	68
	2024	90	111	270	69

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей статье проведен анализ изменения ориентации осей сейсмометров некоторых станций сети S-net. Для определения вертикального направления относительно осей сейсмометра подводной обсерватории применен метод на основе кросс-спектрального анали-

за ускорения с вариациями давления у дна. Была проанализирована ориентация четырех выбранных станций: S2N17, S2N18, S4N06 и S4N11. Значительного изменения ориентации осей акселерометров выбранных станций за период с 2018 по 2024 гг. обнаружено не было. Для станций S2N18, S4N06 и S4N11 максимальная разница между значениями углов, опреде-

ленных для одной и той же станции, но разных событий, составила 1° , что находится в пределах погрешности метода, заданной разрешением сетки углов. Наибольшая разница была зарегистрирована для станции S2N17 между измерениями за 2018 и 2021 гг. — угол κ

изменился на 3° , η — на 1° .

Исследование выполнено в рамках государственного задания МГУ имени М. В. Ломоносова. Работа выполнена при поддержке Фонда развития теоретической физики и математики «БАЗИС», грант № 25-2-1-10-1.

- [1] Ewing M., Vine A. // Eos. Trans. Am. Geophys. Union. **19** 248 (1938).
- [2] Bradner H. // Science **146** 208 (1964).
- [3] Соловьев С.Л. Проблема цунами. с. 7–50. (1968).
- [4] Suetsumi D., Shiobara H. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences **42**, 27 (2014).
- [5] Rabinovich A.B., Ebl?e M.C. // Pure Appl. Geophys. **172** 3281 (2015).
- [6] Levin B.W., Nosov M.A. Physics of tsunamis, 2nd edn. Springer, Cham, 2016.
- [7] Mungov G., Ebl?e M., Bouchard R. // Pure Appl. Geophys. **170**, 1369 (2013).
- [8] Kaneda Y. // IEEE Symposium on Underwater Technology and Workshop on Scientific Use of Submarine Cables and Related Technologies, Tokyo, Japan, 1-6 (2011).
- [9] Mochizuki, Masashi et al. // 2018 OCEANS-MTS/IEEE Kobe Techno-Oceans (OTO). IEEE. (2018).
- [10] Barnes C.R., Team N.C. // OCEANS. 1-8. (2007).
- [11] Favali P., Beranzoli L. // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment. **602**, 21 (2009).
- [12] Hsiao N.C., Lin T.W., Hsu S.K. et al. // Marine Geophysical Research. **35**, 327 (2014).
- [13] Filloux J.H. // J. Phys. Oceanogr. **13** 783 (1983).
- [14] Webb S.C. // Rev. Geophys. **36**, 105 (1998).
- [15] Bolshakova A., Inoue S., Kolesov S. et al. // Russian Journal of Earth Sciences. **12**, 1 (2011).
- [16] Nosov M., Karpov V., Kolesov S. et al. // Earth Planets Space. **70**:100. (2018).
- [17] An C., Cai C., Zheng Y. et al. // Geophys. Res. Lett. **44**, 10272 (2017)..
- [18] Matsumoto H., Nosov M.A., Kolesov S.V., Kaneda Y. // J. Disaster Res. **12**, 163 (2017).
- [19] Iannaccone G., Pucciarelli G., Guardato S. et al. // Seismol. Res. Lett. **92**, 365 (2021).
- [20] Nosov M., Karpov V., Sementsov K. et al. // Front. Earth Sci. **9** 661337 (2021).
- [21] Deng H., An C., Cai C., Ren H. // Geophys. Res. Lett. **49**, e2021GL096952. (2022).
- [22] Karpov V.A., Sementsov K.A., Nosov M.A. et al. // Moscow Univ. Phys. Bull. **75**, 371 (2020).
- [23] Kubota T., Suzuki W., Nakamura T. et al. // Geophys. J. Int. **215**, 1200 (2018).
- [24] Dhakal Y.P., Kunugi T. // J. Disaster Res. **18**, 730 (2023).
- [25] Zheng H., Fan J., Zhao D. et al. // Geophysical Journal International, **221**, 893 (2020).
- [26] Takagi R., Uchida N., Nakayama T. et al. // Seismological Research Letters **90** 2175 (2019).
- [27] Denolle M.A., Shearer P.M. // J. Geophys. Res. Solid Earth. **121**, 6533 (2016)
- [28] GEBCO Bathymetric Compilation Group 2023 // NERC EDS British Oceanographic Data Centre NOC. (2023).
- [29] Bendat J.S., Piersol A.G. // Random Data: Analysis and Measurement Procedures, 4th Edn. Wiley series in probability and statistics. Hoboken, NJ: Wiley, 2010.

Analysis of changes in the orientation of the S-net network bottom seismometers for the period 2018–2024

O.V. Ponomarev^a, S.V. Kolesov^b

Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University
Moscow 119991, Russia

E-mail: ^abumerangxfox@gmail.com, ^bkolesov@ocean.phys.msu.ru

The spatial orientation stability of seismometers deployed at four S-net seafloor observatories was investigated using cross-spectral analysis of seismic records from strong earthquakes. Data from three events (Gulf of Alaska, 23 Jan 2018; Chignik, 29 Jul 2021; Noto Peninsula, 01 Jan 2024; all $M_w > 7.5$), evenly spaced throughout the 2018–2024 observation window, demonstrate that the instrument orientations remained invariant to within an estimated error of 1 degree over the six-year period.

PACS: 92.10.hl, 93.85.Rt

Keywords: seafloor observatory, S-net, seafloor seismograph, tide gauge, earthquake, sensor testing.

Received 03 October 2025.

Сведения об авторах

1. Пономарев Олег Васильевич — студент; e-mail: bumerangxfox@gmail.com.
2. Колесов Сергей Владимирович — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотрудник; e-mail: kolesov@ocean.phys.msu.ru.