

---

---

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

---

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ОСНОВАН В 2004 г.  
ВЫХОДИТ 4 РАЗА В ГОД

---

**ЯНВАРЬ    № 1    2026    МАРТ**

---

УЧРЕДИТЕЛЬ ЖУРНАЛА

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

**Главный редактор**

академик РАН М.И. Эпов

**Ответственный секретарь**

канд. физ.-мат. наук А.А. Дучков

**Члены редколлегии:**

д-р физ.-мат. наук *Ю.П. Ампилов*, д-р физ.-мат. наук *И.О. Баяк*, д-р физ.-мат. наук *М.Л. Владов*,  
д-р геол.-мин. наук *А.Ф. Глебов*, чл.-к. РАН, д-р физ.-мат. наук *В.Н. Глинских*, д-р техн. наук  
*Г.Н. Гогоненков*, д-р физ.-мат. наук *М.С. Денисов*, д-р техн. наук *И.Н. Ельцов*, д-р техн. наук  
*А.Ф. Еманов*, д-р техн. наук *А.П. Жуков*, д-р техн. наук *Ю.И. Колесников*, чл.-к. РАН, д-р геол.-мин.  
наук *В.А. Конторович*, чл.-к. РАН, д-р геол.-мин. наук *Ю.И. Кулаков*, д-р техн. наук *Э.Е. Лукьянов*,  
чл.-к. РАН, д-р физ.-мат. наук *П.С. Мартышко*, д-р физ.-мат. наук *Г.М. Митрофанов*, чл.-к. РАН,  
д-р физ.-мат. наук *И.Б. Петров*, д-р геол.-мин. наук *Е.В. Поспеева*, д-р геол.-мин. наук *В.С. Селезнев*,  
д-р геол.-мин. наук *В.Д. Суворов*, д-р техн. наук *А.П. Сысоев*, д-р техн. наук *Г.М. Тригубович*,  
д-р физ.-мат. наук *В.А. Чеверда*, д-р техн. наук *Г.А. Шехтман*

# ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ

Основан в 2004	Периодичность 4 раза в год	№ 1	Январь–Март 2026
----------------	-------------------------------	-----	---------------------

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Предисловие.</b> Памяти С.В. Гольдина .....	4
<b>Назарова Л.А., Назаров Л.А.</b> Определение параметров очага сейсмического события по GPS-данным .....	6
<b>Сибиряков Е.Б., Сибиряков Б.П.</b> Дискретность катастроф и аномально низкие скорости волн в трещиновато-пористых мегаструктурах.....	16
<b>Кучай О.А., Мельник Е.А.</b> Сильнейшие землетрясения Центральной Азии и их афтершоковые серии .....	25
<b>Еманов А.А., Еманов А.Ф., Гладышев Е.А., Ешкунова И.Ф.</b> Пространственно-временная динамика сейсмичности Тувино-Монгольского блока .....	39
<b>Дядьков П.Г.</b> Формирование области подготовки землетрясения: развитие представлений С.В. Гольдина .....	48
<b>Беляшов А.В.</b> Методика локализации гипоцентров близких землетрясений Центрального Байкала .....	55
<b>Протасов М.И.</b> Асимптотические решения для задачи полноволнового обращения в области изображений .....	68
<b>Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С.</b> Фильтрация по когерентности записей МОВ-ОГТ и динамические характеристики $P$ - и $S$ -преломленных волн в верхней части земной коры.....	80
<b>Яблоков А.В., Дергач П.А., Фомиряков Э.А., Пономарёв И.С.</b> Дисперсионный анализ поверхностных волн на пассивных данных распределенных акустических сенсоров и геофонов.....	98
<b>Карстен В.В.</b> Построение изображения по данным вертикального сейсмического профилирования с контролем угла отражения в среде с анизотропными слоями в плоскости их симметрии.....	108

НОВОСИБИРСК  
ИНГГ СО РАН  
2026

# RUSSIAN JOURNAL OF GEOPHYSICAL TECHNOLOGIES

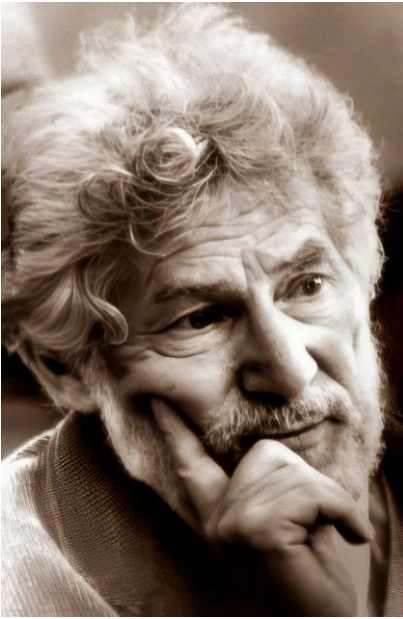
Founded in 2004	Quarterly	No 1	January–March 2026
-----------------	-----------	------	-----------------------

## CONTENTS

<b>Preface.</b> In memory of Sergey V. Goldin .....	4
<b>Nazarova L.A., Nazarov L.A.</b> Determining the parameters of a seismic event source using GPS data .....	6
<b>Sibiryakov E.B., Sibiryakov B.P.</b> Discreteness of catastrophes and abnormally low wave velocities in fractured-porous megastructures .....	16
<b>Kuchay O.A., Melnik E.A.</b> The strongest earthquakes in Central Asia and their aftershock series .....	25
<b>Emanov A.A., Emanov A.F., Gladyshev E.A., Eshkunova I.F.</b> Spatiotemporal dynamics of seismicity in the Tuva-Mongolian block .....	39
<b>Dyadkov P.G.</b> Formation of the earthquake preparation area: development of S.V. Goldin concepts .....	48
<b>Belyashov A.V.</b> Central Baikal shallow-focus earthquakes localization technique .....	55
<b>Protasov M.I.</b> Asymptotic solutions for the full-waveform inversion problem in the image domain ....	68
<b>Polianskii O.P., Emanov A.F., Salnikov A.S.</b> Coherence filtering of CMP records and dynamic characteristics of <i>P</i> - and <i>S</i> -refracted waves in the upper part of the Earth's crust .....	80
<b>Yablokov A.V., Dergach P.A., Fomiryakov E.A., Ponomarev I.S.</b> Dispersion analysis of surface waves on passive data from distributed acoustic sensors and geophones .....	98
<b>Karsten W.V.</b> Imaging from vertical seismic profiling data with controlled reflection angle in a medium with anisotropic layers within their symmetry plane .....	108



*Замечательному и светлому Человеку,  
выдающемуся ученому, академику, Учителю*



Сергей Васильевич Гольдин был незаурядной личностью. Обладая способностями и талантами во многих областях науки, а также искусства и культуры, он всегда стремился познать величие и разнообразие жизни, природы, мира людей. Но больше всего его интересовала наука, ее развитие, поиск и воплощение новых идей. Он понимал, что это необъятный творческий простор. Он сам был креативным человеком и стремился находить, воспитывать, продвигать себе подобных.

Периодически создавая и переходя на новые направления, Сергей Васильевич глубоко погружался в материал, пытаясь понять основы, уже имеющиеся достижения и сложности, чтобы найти еще не решенные проблемы и хотя бы какие-то подходы к их исследованию. Затем начинался большой и сложный процесс использования современных подходов, реализованных в смежных отраслях знания или развития новых. Все уже накопленное полезное необходимо было собрать и использовать для решения новых проблем. Это был удивительный талант собирательства с вниманием к каждой, может быть незаметной на первый взгляд, детали и пониманием ее не всегда очевидного влияния на общий результат. Этот талант позволял Сергею Васильевичу не просто решать научные проблемы, а продвигать целые направления в области сейсмоки – кинематическую интерпретацию данных сейсморазведки, теорию миграционных преобразований, сейсмологические процессы в земной коре и верхней мантии.

Работая по новым направлениям, он всегда обсуждал наиболее сложные шаги с коллегами и друзьями на семинарах и конференциях. Научный семинар для Сергея Васильевича был не площадкой популяризации своих результатов, а важнейшим инструментом научного познания. Он делился проблемами, сложностями и радостями нахождения интересных решений. В этом процессе он не только не боялся совершать ошибки, но и признавать их после жарких дискуссий. Заинтересованное, творческое обсуждение позволяло ускорять устранение ошибок и получать новые, зачастую неочевидные, прорывные решения. Его научная открытость давала широкие возможности для коллег и многочисленных учеников воспринимать и перенимать творческие неординарные подходы, а также формировала высокие стандарты научных исследований для молодых ученых.

Прошедшая в январе 2026 года в Институте нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН конференция «Прямые и обратные задачи сейсмологии», посвященная 90-летию со дня рождения академика С.В. Гольдина является самым лучшим и естественным способом почтить память Коллеги и Учителя. Представленные доклады не могли полностью охватить весь многогранный спектр его научных интересов, но стали маленькими лучиками, подсветившими некоторые из этих граней. Всего работало восемь тематических секций, включая пленарную и стендовую. Названия тематических секций отражали разнообразие интересов С.В. Гольдина: «Развитие теоретических основ геолого-геофизических методов исследования Земли», «Методы моделирования и трансформации геофизических наблюдений», «Теория и практика сейсморазведки», «Сейсмология, геомеханика и прогнозирование очаговых зон», «Обработка и интерпретация результатов экспериментальных геофизических наблюдений», «Комплексирование геофизических методов при решении обратных задач». Многие доклады относились к сейсмологии и различным подходам к прогнозу землетрясений, которыми Сергей Васильевич активно занимался в последние годы своей яркой жизни. Большая же часть докладов относилась к традиционному фокусу его научных интересов – различным аспектам сейсморазведки. Здесь большое внимание уделялось теории и экспериментам, как численным, лабораторным физическим, так и полевым натурным.

В специализированном номере представлены два небольших среза, относящихся к проблемам сейсмологии и сейсморазведки. Они демонстрируют уровень представленных докладов и широту выполняемых исследований, которые инициированы академиком С.В. Гольдиным в разные периоды его, несомненно, творческой деятельности.

Г.М. Митрофанов, А.А. Дучков, М.И. Эпов



## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОЧАГА СЕЙСМИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ ПО GPS-ДАНЫМ

Лариса Алексеевна Назарова<sup>1</sup>, Леонид Анатольевич Назаров<sup>2</sup>, ✉

<sup>1,2</sup>Институт горного дела им. Н.А. Чинакала СО РАН, 630091, Новосибирск, Красный проспект, 54, Россия,

<sup>1</sup>larisa.a.nazarova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3712-2939>

<sup>2</sup>mining1957@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9857-295X>

**Аннотация.** Исследование, проведенное в рамках проблемы прогноза землетрясений, посвящено теоретическому обоснованию подхода для определения параметров очага по результатам спутникового мониторинга смещений земной поверхности в регионах с повышенной сейсмичностью. На основе 2D и 3D геомеханических моделей, трактующих земную кору как упругое полупространство, и представлении об очаге землетрясения как сосредоточенном источнике типа «двойная сила» сформулированы обратные коэффициентные задачи поиска координат гипоцентра и компонент силы по деформациям свободной поверхности, рассчитанным по данным спутниковой геодезии. Численными экспериментами с использованием синтетических данных установлена разрешимость обратных задач.

**Ключевые слова:** массив горных пород, землетрясение, фокальные параметры, GPS-данные, геомеханическая модель, деформация, обратная задача

**Финансирование:** работа выполнена в рамках бюджетного проекта НИР ИГД СО РАН (номер государственной регистрации 124020700085-5).

**Для цитирования:** Назарова Л.А., Назаров Л.А. Определение параметров очага сейсмического события по GPS-данным // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 6–15. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-6.

## DETERMINING THE PARAMETERS OF A SEISMIC EVENT SOURCE USING GPS DATA

Larisa A. Nazarova<sup>1</sup>, Leonid A. Nazarov<sup>2</sup>, ✉

<sup>1,2</sup>Chinakal Institute of Mining, SB RAS, Krasny Ave., 54, Novosibirsk, 630091, Russia

<sup>1</sup>larisa.a.nazarova@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3712-2939>

<sup>2</sup>mining1957@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-9857-295X>

**Abstract.** This study, conducted within the context of earthquake prediction, is devoted to the theoretical justification of an approach for determining focal parameters based on satellite monitoring of ground displacements in regions with increased seismicity. Based on 2D and 3D geomechanical models treating the Earth's crust as an elastic half-space and the concept of an earthquake focus as a point "double-force" source, inverse coefficient problems are formulated for finding the hypocenter coordinates and force components based on daylight surface strains calculated from satellite geodesy data. Numerical experiments using synthetic data establish the solvability of the inverse problems.

**Keywords:** rock mass, earthquake, focal parameters, GPS data, geomechanical model, strain, inverse problem

**Funding:** the work was supported by budgetary research project of the Institute of Mining SB RAS (state registration number 124020700085-5).

**For citation:** Nazarova L.A., Nazarov L.A. Determining the parameters of a seismic event source using GPS data // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 6–15. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-6.

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение причин землетрясений и создание физической теории их подготовки, установление пространственно-временных закономерностей сейсмического процесса, оценка влияния природных и техногенных динамических событий на территорию размещения промышленных и гражданских объектов (сейсмическое районирование), построение скоростных разрезов для получения структуры геологической среды – вот далеко неполный перечень проблем количественной сейсмологии [Aki, Richards, 2002; Ammon et al., 2021]. К последним относится определение фокальных параметров землетрясения, осуществляемое посредством ретроспективного анализа сейсмограмм статистическими методами [Соболев, Пономарев, 2003; Baker et al., 2022]. Прогноз динамических событий в массиве горных пород, в том числе и землетрясений – более сложная задача, решение которой невозможно без существования действенных предвестников, которые могут быть зарегистрированы инструментально и/или выявлены в результате обработки и интерпретации длинных рядов наблюдений параметров геодинамических и геофизических процессов. В работе [Пулинец и др., 2014] выделено 17 таких предвестников, первый из них – деформации дневной поверхности в окрестности эпицентральной зоны перед землетрясениями, регистрируемые с помощью GPS и InSAR-технологий. В результате многочисленных лабораторных экспериментов [Кочарян, 2016] и натурных наблюдений [Scholz et al., 1973] поведения геосреды в окрестности нарушений сплошности различного масштабного уровня (от трещин в образцах до межплитных тектонических разломов) установлено, что динамическому срыву разлома предшествует фаза медленного скольжения (подготовка землетрясения), которая и обуславливает вариацию параметров геофизических полей – предвестников. В частности, анализ горизонтальных движений [Пупатенко, 2019; Bletery, Nosquet, 2023] и деформаций [Pollitz, 1996; Назарова, Назаров, 2009] дневной поверхности показал резкое возрастание их амплитуды в эпицентральной области непосредственно перед сильными землетрясениями.

В качестве иллюстрации на рис. 1 показаны деформации на юге Западной Сибири, рассчитанные по GPS-данным [Гольдин и др., 2004], которые зарегистрированы в 2000–2003 гг. до Алтайского землетрясения (27.09.2003,  $M = 7.5$ ): в окрестности эпицентра землетрясения (показан кружком) деформации в несколько раз больше, чем на прилежащих территориях.

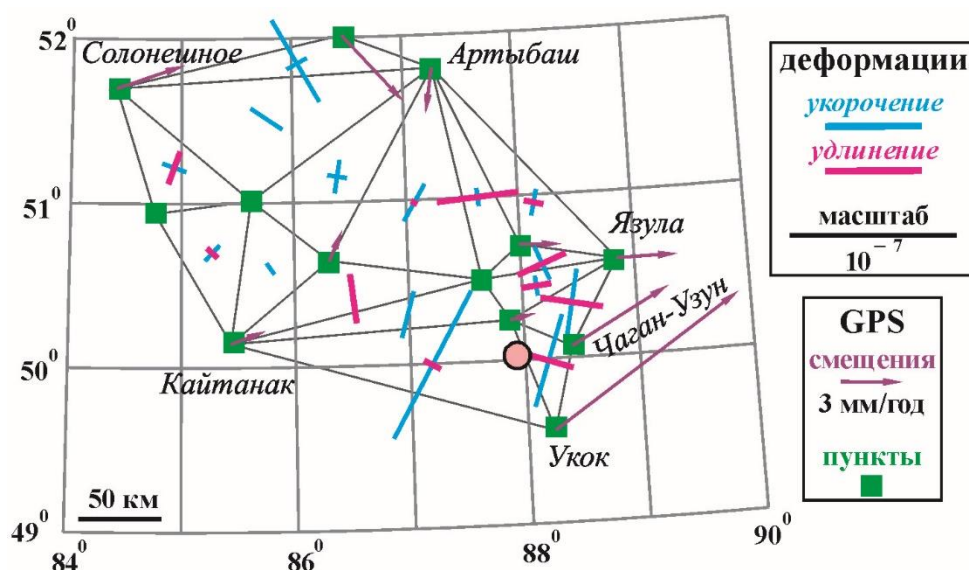


Рис. 1. Деформации земной поверхности юга Западной Сибири, рассчитанные по GPS-данным за 2000–2003 гг.

Развитие методов и технических средств космической геодезии, увеличение количества спутников группировки GPS и повышение точности портативных GPS-приемников способствует быстрому накоплению данных о смещениях на поверхности Земли, что создает новые возможности для мониторинга землетрясений [Бондур, Смирнов, 2005; Сдельникова, Стеблов, 2016; Ohta et al., 2018; Тимофеев и др., 2024] и выявления их предвестников [Burgmann, 2023; Калинин и др., 2025].

В настоящей работе в рамках геомеханической модели, описывающей квазистатическое деформирование структурно-неоднородного породного массива, обоснована возможность количественной оценки параметров сосредоточенного источника, имитирующего действие расположенного на нарушении сплошности аномального участка (рассматриваемого в качестве аналога очаговой зоны готовящегося землетрясения), на основе решения коэффициентной обратной задачи по GPS-данным.

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ И СИЛЫ ЗАГЛУБЛЕННОГО ИСТОЧНИКА ПО ДЕФОРМАЦИЯМ СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для анализа реакции геосреды на квазистатические изменения в очаговых зонах при подготовке землетрясений в монографии [Николаевский, 2010] предложено использовать функцию дилатансии:

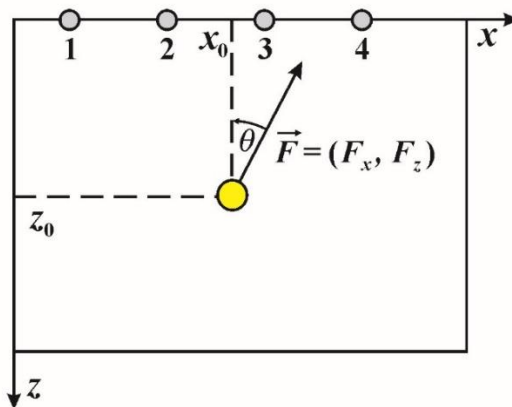
$$T = \tau_{max} - \tau_*,$$

где  $\tau_{max}$  – максимальное касательное напряжение,  $\tau_* = \sigma_n \operatorname{tg} \varphi + C$  ( $\sigma_n$  – нормальное напряжение на площадке действия  $\tau_{max}$ ,  $\varphi$  – угол внутреннего трения,  $C$  – сцепление).

*Плоская модель.* Рассматривая одну из простейших моделей очага землетрясения – сосредоточенная сила  $\vec{F} = (F_x, F_z)$  в однородном упругом полупространстве [Aki, Richards, 2002], в работе [Алексеев и др., 1998] с использованием результатов [Mindlin, Cheng, 1950] исследованы размеры и форма областей дилатансии  $T > 0$  при различных параметрах очаговой зоны и прочностных свойствах среды  $\varphi$  и  $C$ .

На рисунке 2 представлена постановка задачи [Mindlin, Cheng, 1950]: сила  $\vec{F}$  приложена в точке  $(x_0, z_0)$  однородной невесомой упругой полуплоскости, граница которой  $z = 0$  свободна от напряжений

$$\sigma_{xz} = \sigma_{zz} = 0. \tag{1}$$



**Рис. 2.** Постановка задачи о действии точечного источника в упругой полуплоскости.

Напряженно-деформированное состояние среды описывается системой, включающей:  
 уравнения равновесия

$$\sigma_{ij,j} = 0; \quad (2)$$

закон Гука

$$\sigma_{ij} = \lambda(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{zz})\delta_{ij} + 2\mu\varepsilon_{ij}, \quad (3)$$

соотношения Коши

$$\varepsilon_{ij} = 0.5(u_{i,j} + u_{j,i}), \quad (4)$$

где  $\sigma_{ij}$  и  $\varepsilon_{ij}$  – компоненты тензоров напряжений и деформаций ( $i, j = x, z$ ), по повторяющимся индексам производится суммирование,  $u_i$  – смещения,  $\lambda$  и  $\mu$  – параметры Ламе.

Обозначим  $\sigma_{ij}^0(x, z)$  аналитическое решение системы (1) – (4) для сосредоточенной силы [Mindlin, Cheng, 1950], при этом на свободной границе отлична от нуля только компонента

$$\sigma_{xx}^0(x, 0) = \frac{2(x - x_0)F_x + z_0F_z}{\pi(x - x_0)^2 + z_0^2}. \quad (5)$$

Рассмотрим, в отличие от [Алексеев и др., 1998], весомую полуплоскость, добавляя к  $\sigma_{ij}^0$  внешние (природные) напряжения:

$$\sigma_{xx}^e(x, z) = q_h\sigma_V(z), \quad \sigma_{xz}^e(x, z) = 0, \quad \sigma_{zz}^e(x, z) = \sigma_V(z),$$

где  $\sigma_V(z) = \rho gz$  – литостатическое напряжение,  $\rho$  – плотность пород,  $q_h$  – коэффициент бокового отпора.

На рисунке 3 представлены области дилатансии, рассчитанные по суммарным напряжениям  $\sigma_{ij}^0 + \sigma_{ij}^e$  при сбросовом геодинамическом режиме ( $q_h = 0.4$ ) и различной ориентации  $\vec{F}$ . Можно видеть, что для определенных соотношений прочностных свойств среды, параметров очаговой зоны и внешнего поля напряжений эти области достигают дневной поверхности (являясь, по-видимому, причиной возрастания амплитуды смещений) и могут быть обнаружены методами спутниковой геодезии. Отметим, что зоны дилатансии максимальные, если сила  $\vec{F}$  направлена вертикально вверх ( $\theta = 0$ ).

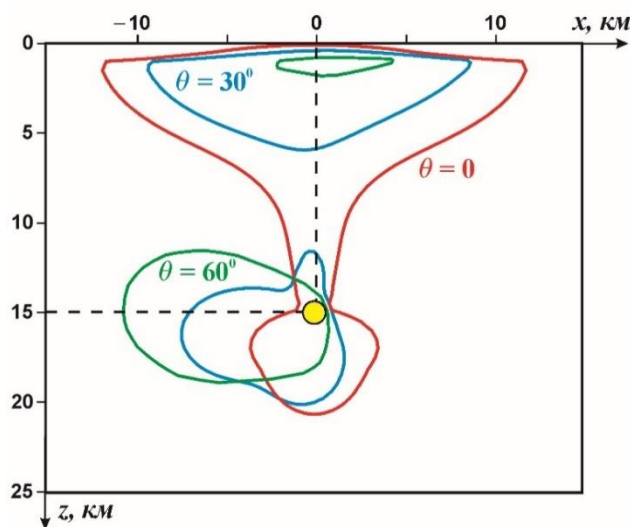


Рис. 3. Области дилатансии при  $|\vec{F}|=10^7$  МН/м,  $\varphi = 40^\circ$ ,  $C = 30$  МПа,  $\rho = 2700$  кг/м<sup>3</sup>,  $z_0 = 15$  км и различных углах  $\theta$ .

Технологии GPS и InSAR позволяют получить подробные данные о деформациях  $\varepsilon_{ij}$  в окрестности земной поверхности, которые, в свою очередь, несут информацию о геодинамических процессах в литосфере. Покажем принципиальную возможность количественной оценки параметров этих процессов по  $\varepsilon_{ij}$ , а именно, характеристик готовящегося землетрясения.

Пусть на дневной поверхности (см. рис. 2) в четырех равноотстоящих пунктах с координатами  $(x_l, 0)$ ,  $x_l = x_1 + (l - 1)h$  ( $l = 1, 2, 3, 4$ ) зарегистрированы горизонтальные деформации  $\varepsilon_{xx}^l$ . Из (1) и (3) следует, что для плоского деформированного состояния при  $z = 0$

$$\sigma_{xx} = \omega \varepsilon_{xx},$$

где  $\omega = 4\mu(\lambda + \mu)/(2\lambda + \mu)$ . Тогда с учетом (5) получим систему нелинейных уравнений:

$$s_l = \frac{(x_l - x_0)F_x + z_0F_z}{(x_l - x_0)^2 + z_0^2}, \quad s_l = 0.5\pi\omega\varepsilon_{xx}^l, \quad (6)$$

относительно четырех неизвестных: координат очага  $(x_0, z_0)$  и компонент вектора силы  $(F_x, F_z)$ . Таким образом, сформулирована обратная коэффициентная задача определения фокальных параметров готовящегося сейсмического события по зарегистрированным на свободной поверхности деформациям.

Система (6) имеет аналитическое решение, в частности,

$$F_x = \frac{2h^2(c_1 - c_2)}{(a_{23} - a_{34})c_1 - (a_{12} - a_{23})c_2},$$

$c_1 = b_{12} - b_{23}$ ,  $c_2 = b_{23} - b_{34}$ ,  $b_{lm} = 1/s_l - 1/s_m$ ,  $a_{lm} = x_l/s_l - x_m/s_m$ ,  $m = 2, 3, 4$ . Выражения для остальных неизвестных не приводятся из-за их крайней громоздкости, необходимо лишь отметить, что в рассмотренном случае координаты очага не зависят от упругих свойств среды  $\lambda$  и  $\mu$ .

**Объемная модель.** Сформулируем аналогичную задачу в трехмерной постановке, но в качестве очага готовящегося землетрясения будем рассматривать небольшую зону с аномальными свойствами, расположенную на нарушении сплошности (тектоническом разломе). Выберем расчетную область  $G$  в виде параллелепипеда с размерами  $X = 30$ ,  $Y = 50$  и  $Z = 20$  км по соответствующим осям декартовой системы координат  $(x, y, z)$  (рис. 4), где расположен тонкий слой  $J$  мощностью  $\Delta$ , имитирующий тектоническое нарушение ( $\alpha$  и  $\beta$  – углы простираия и падения). Ось  $z$  вертикальна, оси  $x$  и  $y$  параллельны главным горизонтальным напряжениям  $\sigma_h$  и  $\sigma_H$  в природном поле, которые характеризуются коэффициентами бокового отпора  $q_h$  и  $q_H$  соответственно [Назарова, 1999].

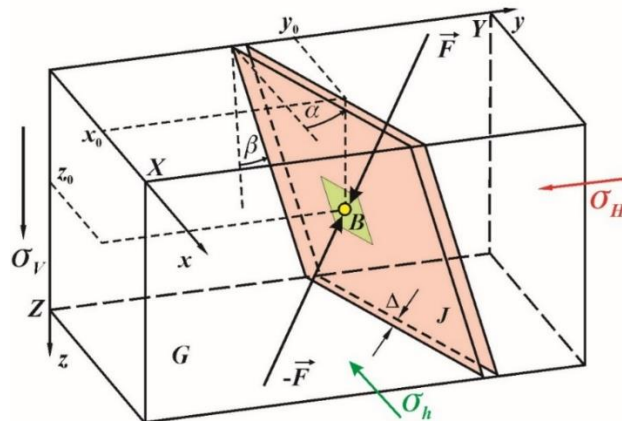


Рис. 4. Область расчета  $G$  и модель эквивалентного источника.

Подготовка сейсмического события [Добровольский, 2009; Кочарян, 2016] начинается, как правило, с возникновения на  $J$  зоны концентрации напряжений  $B$  (рис. 4) (например, вследствие зацепления берегов разлома на локальных неоднородностях). По этой причине в геосреде в процессе медленных тектонических движений в окрестности зоны  $B$  происходят изменения полей смещений и деформаций, «следы» которых и регистрируют на дневной поверхности методами спутниковой геодезии.

На границе области  $G$  зададим следующие условия:

$$\begin{aligned} \sigma_{xz}(x, y, 0) = \sigma_{yz}(x, y, 0) = \sigma_{zz}(x, y, 0) = 0, \quad u_z(x, y, Z) = 0, \\ \sigma_{xx}(0, y, z) = \sigma_{xx}(X, y, z) = q_h \sigma_V(z), \\ \sigma_{yy}(x, 0, z) = \sigma_{yy}(x, Y, z) = q_H \sigma_V(z), \end{aligned} \quad (7)$$

касательные напряжения всюду на  $\partial G$  отсутствуют. Зона  $B$  моделировалась участком  $1 \times 1$  км (см. рис. 4) с центром в точке с координатами  $x_0 = 15$ ,  $y_0 = 25$  и  $z_0 = 5$  км с повышенными деформационными свойствами (касательная жесткость разлома в  $B$  больше чем в остальной части  $J$  в  $f$  раз). Система (2), (3), (4), (7) решалась методом конечных элементов с использованием оригинального кода [Назарова, 1995]. В результате при задаваемых типичных физических свойствах среды на свободной поверхности рассчитывалось распределение деформаций  $\varepsilon_{ij}^0(x, y) = \varepsilon_{ij}(x, y, 0)$  ( $i, j = x, y$ ).

Можно ли теперь решить обратную задачу: по  $\varepsilon_{ij}^0$  найти параметры (размеры, положение и свойства, например, величину  $f$ ) аномальной зоны  $B$ ? Из принципа Сен-Венана [Работнов, 1979] следует, что на расстояниях порядка нескольких характерных линейных размеров области приложения системы сил поля напряжений и деформаций зависят только от главного вектора и главного момента этой системы, поэтому определить параметры  $B$  по  $\varepsilon_{ij}^0$  невозможно. В этой связи будем искать эквивалентный точечный источник типа «двойная сила» [Аки, Richards, 2002], генерирующий на свободной поверхности  $z = 0$  деформации  $\varepsilon_{ij}$ , близкие к  $\varepsilon_{ij}^0$  в известном дискретном множестве точек  $M$  (соответствует области, где проводились измерения методами спутниковой геодезии). Для этого введем целевую функцию:

$$\Psi(\Pi) = \sum_{i,j=x,y} \sum_{(x,y) \in M} \gamma_{ij} [1 - \varepsilon_{ij}(\Pi, x, y, 0) / \varepsilon_{ij}^0(x, y)]^2, \quad (8)$$

$\Pi = \{F_x, F_y, F_z, x_s, y_s, z_s\}$ ,  $\varepsilon_{ij}(\Pi, x, y, 0)$  – теоретические деформации, рассчитанные по (2), (3), (4), (7) при некотором наборе  $\Pi$  аргументов  $\Psi$ ;  $F_x, F_y$  и  $F_z$  компоненты сосредоточенной силы  $\vec{F}$ , приложенной в точке  $(x_s, y_s, z_s)$ ;  $\gamma_{ij}$  – весовые коэффициенты. Минимум  $\Psi$ , доставляющий решение  $\Pi^*$  поставленной задачи, отыскивался модифицированным методом сопряженных градиентов [Назаров и др., 2012].

Входные данные, деформации  $\varepsilon_{ij}^0$ , вычислялись при следующих значениях параметров модели:  $\lambda = \mu = 30$  Гпа,  $\alpha = 0$ ,  $\beta = 15^\circ$ ,  $q_h = 0.35$ ,  $q_H = 0.6$  (сбросовый геодинамический режим),  $\Delta = 0.1$  км,  $\rho = 2700$  кг/м<sup>3</sup>,  $f = 1.05$ . Рисунок 5, а демонстрирует результат таких вычислений – линии уровня горизонтальной деформации  $\varepsilon_{xx}^0(x, y, 0)$  на свободной поверхности.

Для набора весовых коэффициентов  $\gamma_{xx} = \gamma_{yy} = 0$ ,  $\gamma_{xy} = 1$  минимум целевой функции (8) достигается при  $F_x^* = 0$ ,  $F_y^* = 0.6 \cdot 10^7$  МН/м,  $F_z^* = 0.9 \cdot 10^7$  МН/м,  $x_s^* = 15$ ,  $y_s^* = 25$  и  $z_s^* = 5$  км. На рисунке 5, б показаны изолинии  $\varepsilon_{xx}$ , рассчитанные при  $\Pi = \Pi^*$ . Хотя параметры эквивалентного источника отыскивались только по данным о сдвиговых деформациях  $\varepsilon_{xy}^0$ , необходимо отметить хорошую сходимость  $\varepsilon_{ij}^0$  с  $\varepsilon_{ij}(\Pi^*, x, y, 0)$  и совпадение точки приложения силы с центром аномальной зоны.

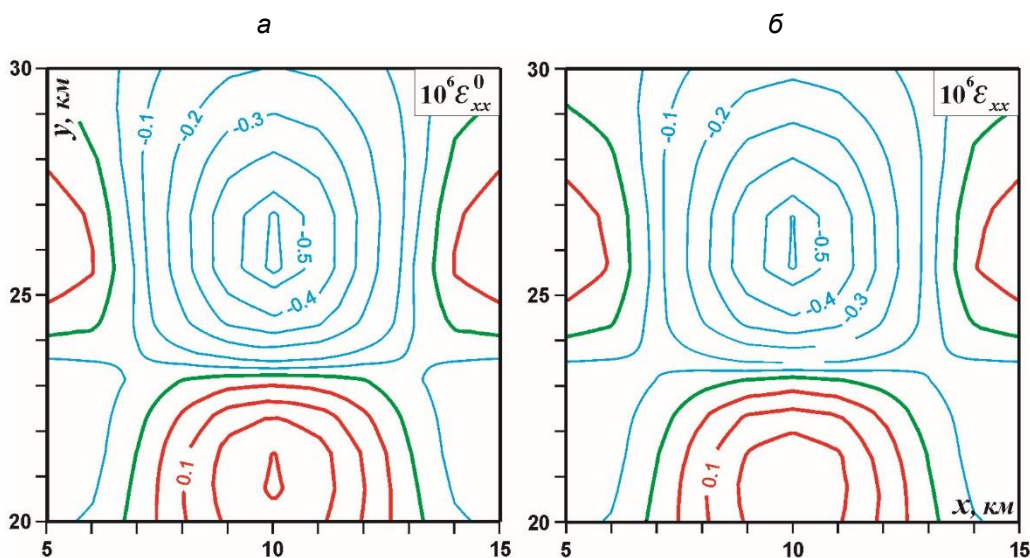


Рис. 5. Горизонтальные деформации  $\varepsilon_{xx}^0$  на свободной поверхности, обусловленные аномальной зоной B (а); распределение деформаций  $\varepsilon_{xx}$  при действии эквивалентного источника (б).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В контексте проблемы прогноза природных катастрофических событий теоретически обоснован подход к количественной оценке энергетических характеристик и местоположения очаговой зоны готовящегося динамического явления по аномалиям полей деформаций на поверхности Земли, которые регистрируются методами спутниковой геодезии. Трактую аномальную область как эпицентральную предстоящего землетрясения, разработана и методом конечных элементов реализована соответствующая объемная геомеханическая модель верхней части земной коры, содержащая крутопадающий тектонический разлом с небольшим участком с повышенными деформационно-прочностными свойствами, который и рассматривался как причина возникновения поверхностной аномалии. В рамках построенной модели массива горных пород и концепции эквивалентного точечного источника (пара сил, имитирующая очаг) сформулирована обратная коэффициентная задача: определить координаты гипоцентра и компоненты сил, входной информацией для которой служат деформации дневной поверхности (рассчитываемые, как правило, по GPS и/или InSAR-данным мониторинга сейсмоактивных территорий). Численными экспериментами с использованием синтетических данных показана однозначная разрешимость обратной задачи и возможность заблаговременной локализации места и оценки фокальных характеристик предстоящего землетрясения.

Дальнейшие исследования необходимо проводить с использованием реальных данных спутниковых наблюдений в сейсмоопасных регионах с хорошо изученным геологическим строением.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

**Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е.** Определение интегрального предвестника землетрясений с использованием многодисциплинарной модели и активного вибросейсмического мониторинга // Математическое моделирование в геофизике: Труды ИВМиМГ. Новосибирск: ИВМиМГ, 1998. С. 3–50.

**Бондур В.Г., Смирнов В.М.** Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // Доклады академии наук. 2005. Т. 402, № 5.

С. 675–679. EDN:HSJYJH.

**Гольдин С.В., Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Т.** Поля смещений земной поверхности в зоне Чуйского землетрясения, Горный Алтай // Доклады академии наук. 2005. Т. 405, № 6. С. 804–809. EDN:HSKBHV.

**Добровольский И.П.** Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с. EDN:MUWSCF.

**Калинчук В.В., Шестопалов В.Л., Шестопалов П.В., Шереметьев В.М.** Исследование механического предвестника корового землетрясения с использованием GPS-измерений // Наука Юга России. 2025. Т. 21, № 1. С. 6–10. doi:10.7868/S25000640250101. EDN:PVHNDR.

**Кочарян Г.Г.** Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с. EDN:YVWLRV.

**Назарова Л.А.** Моделирование объемных полей напряжений в разломных зонах земной коры // Доклады академии наук. 1995. Т. 342, № 6. С. 804–808.

**Назарова Л.А.** Использование сейсмотектонических данных для оценки полей напряжений и деформаций земной коры // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1999. № 1. С. 28–36. EDN:MPEDZP.

**Назарова Л.А., Назаров Л.А.** Метод определения параметров очага готовящегося землетрясения на основе данных о смещениях дневной поверхности // Доклады академии наук. 2009. Т. 427, № 4. С. 534–538. EDN:KPTVBD.

**Назаров Л.А., Назарова Л.А., Карчевский А.Л., Панов А.В.** Оценка напряжений и деформационных свойств породных массивов на основе решения обратной задачи по данным измерений смещений на свободных границах // Сибирский журнал индустриальной математики. 2012. Т. XV, № 4. С. 102–109. EDN:PIWSKV.

**Николаевский В.Н.** Геомеханика: собрание трудов в 2-х томах. Том 2. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. Ижевск: Изд-во «ИКИ», 2010. 560 с.

**Пулинец С.А., Узунов Д.П., Давиденко Д.В., Дудкин С.А., Цадиковский Е.И.** Прогноз землетрясений возможен?! М.: Тривант, 2014. 144 с.

**Пупатенко В.В.** Точность оперативного определения по ГНСС-данным статических смещений, вызванных землетрясениями // Успехи современного естествознания. 2019. № 3. С. 78–83. EDN:ZDJBNZ.

**Работнов Ю.Н.** Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1979. 744 с.

**Сдельникова И.А., Стеблов Г.М.** Мониторинг цунамигенных землетрясений методами спутниковой геодезии // Геофизические исследования. 2016. Т. 17, № 1. С. 46–55. EDN:VPESAL.

**Соболев Г.А., Пономарев А.В.** Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с. EDN:RVEBFL.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В.** Деформации и смещения земной поверхности в эпоху землетрясений в Турции в феврале 2023 года по геодезическим данным // Геофизические технологии. 2024. № 2. С. 55–72. doi:10.18303/2619-1563-2024-2-55. EDN:FJMJDJ.

**Aki K., Richards P.G.** Quantitative seismology. University Science Books, 2002. 700 p.

**Ammon C.J., Velasco A.A., Lay T., Wallace T.C.** Earthquake prediction, forecasting, and early warning // Foundations of modern global seismology. Academic Press, 2021. P. 223–248. doi:10.1016/B978-0-12-815679-7.00015-X.

**Baker J., Bradley B., Stafford P.** Seismic hazard and risk analysis. Cambridge University Press, 2022. 600 p. doi:10.1017/9781108425056.

- Bletery Q., Nocquet J.M.** The precursory phase of large earthquakes // *Science*. 2023. Vol. 381 (6655). P. 297–301. doi:10.1126/science.adg2565.
- Burgmann R.** Reliable earthquake precursors? // *Science*. 2023. Vol. 381 (6655). P. 266–267. doi:10.1126/science.adi8032.
- Mindlin R., Cheng D.** Nuclei of strain in the semi-infinite solid // *Journal of Applied Physics*. 1950. Vol. 21 (9). P. 926–930. doi:10.1063/1.1699785.
- Ohta Y., Inoue T., Koshimura S., Kawamoto S., Hino R.** Role of real-time GNSS in near-field tsunami forecasting // *Journal of Disaster Research*. 2018. Vol. 13 (3). P. 453–459. doi:10.20965/jdr.2018.p0453.
- Pollitz F.F.** Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophysical Journal International*. 1996. Vol. 125 (1). P. 1–14. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb06530.x.
- Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P.** Earthquake prediction: a physical basis // *Science*. 1973. Vol. 181 (4102). P. 803–810. doi:10.1126/science.181.4102.803.

## REFERENCES

- Aki K., Richards P.G.** Quantitative seismology. University Science Books, 2002. 700 p.
- Alekseev A.S., Belonosov A.S., Petrenko B.E.** Determination of the integral precursor of earthquakes using a multidisciplinary model and active vibroseismic monitoring // *Mathematical Modeling in Geophysics*. Novosibirsk: Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, 1998. P. 3–50. (In Russ.).
- Ammon C.J., Velasco A.A., Lay T., Wallace T.C.** Earthquake prediction, forecasting, and early warning // *Foundations of modern global seismology*. Academic Press, 2021. P. 223–248. doi:10.1016/B978-0-12-815679-7.00015-X.
- Baker J., Bradley B., Stafford P.** Seismic hazard and risk analysis. Cambridge University Press, 2022. 600 p. doi:10.1017/9781108425056.
- Bletery Q., Nocquet J.M.** The precursory phase of large earthquakes // *Science*. 2023. Vol. 381 (6655). P. 297–301. doi:10.1126/science.adg2565.
- Bondur V.G., Smirnov V.M.** Method for monitoring seismically hazardous territories by ionospheric variations recorded by satellite navigation systems // *Doklady Earth Sciences*. 2005. Vol. 403 (5). P. 736–740. EDN: LJHLVP.
- Burgmann R.** Reliable earthquake precursors? // *Science*. 2023. Vol. 381 (6655). P. 266–267. doi:10.1126/science.adi8032.
- Dobrovolsky I.P.** Mathematical theory of tectonic earthquake preparation and forecasting. FIZMATLIT, Moscow, 2009. 240 p. (In Russ.).
- Goldin S.V., Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G.** Fields of the Earth's surface displacement in the Chuya earthquake zone in Gornyi Altai // *Doklady Earth Sciences*. 2005. Vol. 405 A (9). P. 1408–1413. EDN:LJKWIT.
- Kalinchuk V.V., Shestopalov V.L., Shestopalov P.V., Sheremetyev V.M.** Investigation of the mechanical predictor of crustal earthquakes using GPS measurements // *Science in the South of Russia*. 2025. Vol. 21 (1). P. 6–10. (In Russ.).
- Kocharyan G.G.** Geomechanics of faults. GEOS, Moscow, 2016. 424 p. (In Russ.).
- Mindlin R., Cheng D.** Nuclei of strain in the semi-infinite solid // *Journal of Applied Physics*. 1950. Vol. 21 (9). P. 926–930. doi:10.1063/1.1699785.
- Nazarova L.A.** Modeling of volume stress fields in fault zones of the Earth's crust // *Doklady Akademii Nauk*. 1995. Vol. 342 (6). P. 804–808. (In Russ.).

- Nazarova L.A.** Estimating the stress and strain fields of the Earth's crust on the basis of the seismotectonic data // Journal of Mining Science. 1999. Vol. 35 (1). P. 26–35. doi:10.1007/BF02562442. EDN:KCGTVY.
- Nazarova L.A., Nazarov L.A.** Method for determination of impending earthquake focal parameters based on daylight surface displacement data // Doklady Earth Sciences. 2009. Vol. 427 (2). P. 1001–1005. doi:10.1134/S1028334X09060257. EDN:LPKPMU.
- Nazarov L.A., Nazarova L.A., Karchevskii A.L., Panov A.V.** Estimation of stresses and deformation properties of rock masses which is based on the solution of an inverse problem from the measurement data of the free surface displacement // Journal of Applied and Industrial Mathematics. 2013. Vol. 7 (2). P. 234–240. doi:10.1134/S1990478913020130. EDN:RFHVHH.
- Nikolaevsky V.N.** Geomechanics. Collection of works in 2 Volumes. Vol. 2. Earth's crust. Nonlinear seismics. Whirlwinds and hurricanes. IKI Publishing House, Izhevsk, 2010. 560 p. (In Russ.).
- Ohta Y., Inoue T., Koshimura S., Kawamoto S., Hino R.** Role of real-time GNSS in near-field tsunami forecasting // Journal of Disaster Research. 2018. Vol. 13 (3). P. 453–459. doi:10.20965/jdr.2018.p0453.
- Pollitz F.F.** Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophysical Journal International. 1996. Vol. 125 (1). P. 1–14. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb06530.x.
- Pulinets S.A., Uzunov D.P., Davidenko D.V., Dudkin S.A., Tsadikovskiy E.I.** Is earthquake forecasting possible?! Trovant, Moscow, 2014. 144 p. (In Russ.).
- Pupatenko V.V.** The accuracy of determination of rapid static slip caused by earthquake using GNSS data // Advances in Modern Natural Science. 2019. No. 3. P. 78–83. (In Russ.).
- Rabotnov Yu.N.** Mechanics of deformable solids. Nauka, Moscow, 1979. 744 p. (In Russ.).
- Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P.** Earthquake prediction: a physical basis // Science. 1973. Vol. 181 (4102). P. 803–810. doi:10.1126/science.181.4102.803.
- Sdelnikova I.A., Steblov G.M.** Monitoring of the tsunamigenic earthquakes by means satellite geodesy // Geophysical Research. 2016. Vol. 17 (1). P. 46–55. (In Russ.).
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V.** Physics of earthquakes and precursors. Nauka, Moscow, 2003. 270 p. (In Russ.).
- Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Timofeev A.V.** Deformation and displacements of Earth's surface in Turkish earthquakes era in February 2023 by geodesy data // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2024. No. 2. P. 55–72. (In Russ.) doi:10.18303/2619-1563-2024-2-55.

## ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

**НАЗАРОВА Лариса Алексеевна** – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник лаборатории горной информатики Института горного дела СО РАН. Основные научные интересы: моделирование геомеханических и газогидродинамических процессов в природных и геотехнических объектах различного масштабного уровня.

**НАЗАРОВ Леонид Анатольевич** – доктор физико-математических наук, заведующий лаборатории горной информатики Института горного дела СО РАН. Основные научные интересы: диагностика и оценка состояния породных массивов на основе обратного анализа по данным лабораторных экспериментов и натурных наблюдений.

*Статья поступила в редакцию 6 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 26 марта 2026 г.,  
принята к публикации 30 марта 2026 г.*



## ДИСКРЕТНОСТЬ КАТАСТРОФ И АНОМАЛЬНО НИЗКИЕ СКОРОСТИ ВОЛН В ТРЕЩИНОВАТО-ПОРИСТЫХ МЕГАСТРУКТУРАХ

Егор Борисович Сибиряков<sup>1,✉</sup>, Борис Петрович Сибиряков<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>1,2</sup>Сибирский государственный университет телекоммуникаций и информатики, 630102, Новосибирск,  
ул. Кирова, 86, Россия,

<sup>1</sup>SibiryakovEB@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3702-5688>

<sup>2</sup>SibiryakovBP@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4634-7769>

**Аннотация.** В работе показано, что законы Омори и Гутенберга–Рихтера могут быть записаны в дискретной форме и нет необходимости аппроксимировать их непрерывными процессами. Главную роль в отношении опасности катастроф играет дисперсия средних расстояний от трещины до ее ближайшей соседки. Нулевая дисперсия формирует катастрофы типа дискретных ударов. Увеличение дисперсии сначала вызывает ослабление катастроф вплоть до их исчезновения, затем, при дальнейшем увеличении дисперсии, возникают катастрофы совершенно иного характера, которые можно интерпретировать как разрушение тела без предварительной истории этого разрушения, т. е. как внезапное рассыпание тела с внутренней структурой. Возможно, это явление имеет отношение к возникновению роя землетрясений.

**Ключевые слова:** структура порового пространства, удельная поверхность, микронеоднородные среды, разрушение среды, закон Омори

**Финансирование:** работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050.

**Для цитирования:** Сибиряков Е.Б., Сибиряков Б.П. Дискретность катастроф и аномально низкие скорости волн в трещиновато-пористых мегаструктурах // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 16–24. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-16.

## DISCRETENESS OF CATASTROPHES AND ABNORMALLY LOW WAVE VELOCITIES IN FRACTURED-POROUS MEGASTRUCTURES

Egor B. Sibiryakov<sup>1,✉</sup>, Boris P. Sibiryakov<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>1,2</sup>Siberian State University of Telecommunications and Information Science, Kirov Str., 86, Novosibirsk, 630102, Russia,

<sup>1</sup>SibiryakovEB@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3702-5688>

<sup>2</sup>SibiryakovBP@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-4634-7769>

**Abstract.** The paper demonstrates that the Omori and Gutenberg–Richter laws can be written in discrete form and do not require approximation by continuous processes. The variance of average distances from a crack to its nearest neighbor plays a key role in determining the hazard of catastrophes. Zero variance results in discrete-impact catastrophes. Increasing variance initially weakens catastrophes until they disappear. Then, with further increases in variance, catastrophes of a completely different nature arise, which can be interpreted as the failure of a body without a prior history of this failure, i. e.,

as the sudden disintegration of a body with an internal structure. This phenomenon may be related to the occurrence of earthquake swarms.

**Keywords:** pore space structure, specific surface area, microinhomogeneous media, failure of a medium, Omori law

**Funding:** the study was carried out within the framework of the project No. FWZZ-2026-0050.

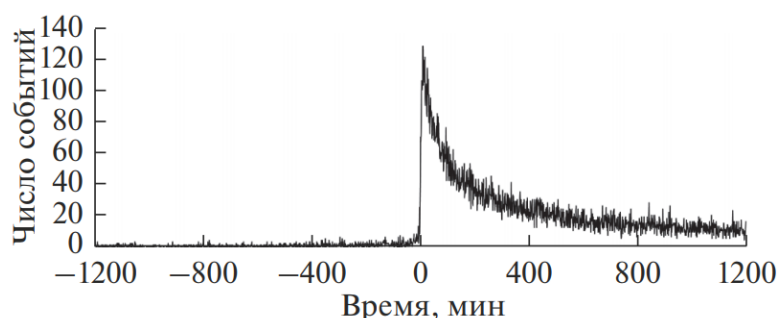
**For citation:** Sibiriyakov E.B., Sibiriyakov V.P. Discreteness of catastrophes and abnormally low wave velocities in fractured-porous megastructures // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 16–24 (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-16.

## ВВЕДЕНИЕ

До последнего времени сейсмологические процессы, несмотря на их совершенно очевидный дискретный характер, пытались аппроксимировать непрерывными явлениями [Алексеев и др., 2001; Дрягин, 2013]. Так поступал Омори [Omori, 1894], который записал свой закон снижения частоты афтершоков с ростом номера  $n$  в виде:

$$n = \frac{k}{t + c}, \quad (1)$$

где  $n$  – частота афтершоков,  $t$  – время,  $k, c$  – некоторые постоянные. Непрерывная гипербола (1) выбрана, очевидно, потому что, во-первых, к тому времени не было дискретных решений, а во-вторых, была необходимость придать физический смысл эмпирическим постоянным  $k, c$ . В дальнейшем закон был записан в виде некоторого дифференциального уравнения [Гульельми и др., 2022], однако связь этого закона со структурой порового пространства так и осталась не раскрытой.



**Рис. 1.** Распределение событий во времени. График построен методом наложения эпох. Время отсчитывается от момента главного удара [Гульельми и др., 2022].

На рисунке 1, взятом из [Гульельми и др., 2022], представлена зависимость числа событий от времени. Отсчет афтершоков начинается с нулевого момента времени. Отчетливо видна классическая гипербола, соответствующая закону Омори. Однако эта зависимость осложняется небольшими колебаниями случайного характера, так что у гиперболы появляется некоторая «ширина».

## УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ СРЕД СО СТРУКТУРОЙ И ДИСПЕРСИОННЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Уравнения движения сред с удельной поверхностью  $\sigma_0$  и средним расстоянием от трещины до ее ближайшей соседки  $l_0$  (причем,  $\sigma_0 l_0 = 4(1 - f)$ , где  $f$  – пористость), даются выражением [Сибиряков и др., 2024]:

$$\frac{\partial}{\partial x_k} [P(\sigma_{ik})] = \frac{\partial}{\partial x_k} \left[ \left( E + \frac{l_0^2 \Delta}{3!} + \frac{l_0^4 \Delta \Delta}{5!} + \dots \right) (\sigma_{ik}) \right] = \rho \ddot{u}_i. \quad (2)$$

Оператор  $P\left(l_0 \frac{\partial}{\partial x}, l_0 \frac{\partial}{\partial y}, l_0 \frac{\partial}{\partial z}\right)$  приведения реального тела к его сплошному образу (в круглых скобках) содержит, кроме единичного оператора  $E$ , также цепочку операторов Лапласа, снабженных степенями размера структур, и в случае нулевых размеров структур обращается в единичный, так что гипотеза сплошной среды Коши и Пуассона означает равенство операторов ( $P = E$ ), т. е. природа сама создала сплошное тело, и его незачем конструировать. Бесконечно большой порядок уравнения (1) связан с бесконечным числом степеней свободы тел, обладающих внутренней геометрией. В одномерном случае уравнение стационарных колебаний (1) принимает вид:

$$u_{xx} \left( E + \frac{l_0^2 \Delta}{3!} + \frac{l_0^4 \Delta \Delta}{5!} + \dots \right) + k_S^2 u = 0, \quad (3)$$

где  $k_S^2$  – квадрат волнового числа обычной поперечной волны. Его решение можно искать в виде  $u = Ae^{ikx}$ , так что для неизвестного  $k$  (или для неизвестной скорости волны) возникает дисперсионное уравнение:

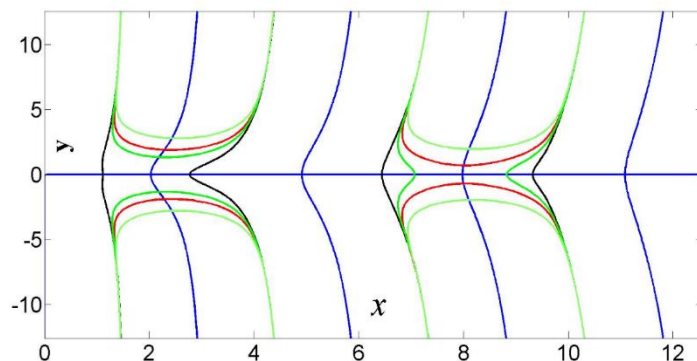
$\frac{\sin(kl_0)}{kl_0} = \frac{k_S^2}{k^2}$ ,  $kl_0 = x + iy$ , которое можно представить в виде:

$$\frac{\sin(kl_0)}{kl_0} = \left( \frac{\omega}{\omega_0} \right)^2; \quad \omega_0 = \frac{l_0}{V_S}. \quad (4)$$

При  $l_0 \rightarrow 0$  синус приближается к аргументу  $k_S^2 \rightarrow k^2$ , и мы имеем обычную скорость упругой волны, если же  $kl_0 \rightarrow \pi$ , то скорость волны стремится к нулю. Кроме того, при  $kl_0 > \pi$  синус отрицателен, а в правой части (4) квадраты. Таким образом,  $k$  есть, вообще говоря, комплексное число, т. е. уравнение (4) имеет также катастрофические решения. Разделяя вещественную и мнимую части в (4), можно построить зависимость упомянутых вещественных и мнимых частей комплексных корней от безразмерного параметра  $\varepsilon = k_S l_0$ , т. е. от отношения размера структуры к длине поперечной волны. Уравнение (4) дает объяснение появлению формально отрицательного коэффициента Пуассона в пористых и трещиноватых средах. Поскольку дисперсионные уравнения разные для продольных и поперечных волн, то искажения скоростей, вызванное различной дисперсией, вполне нормальное явление. Это чисто дисперсионный эффект и к реальным коэффициентам Пуассона не имеет никакого отношения. Разделяя вещественную и мнимую части в уравнении (4), получаем соотношения:

$$\frac{\operatorname{tg} x}{x} = -\frac{\operatorname{th} y}{y}, \quad (5)$$

$$x \sin x \operatorname{cosh} y - y \cos x \sinh y = \left( \frac{\omega}{\omega_0} \right)^2. \quad (6)$$



**Рис. 2.** Графическое решение системы уравнений (5) и (6). Синий цвет это зависимость между  $x, y$  в соответствии с уравнением (5). Точки пересечения линий красного, зеленого и черного цвета с синим соответствуют комплексным корням системы дисперсионных уравнений.

Две переменные  $x, y$ , связанные системой двух трансцендентных уравнений (5) и (6), определяют кривую. Задавая произвольные значения  $\omega$ , мы получаем уравнения связи между  $x, y$  в любой горизонтальной плоскости  $\omega_0$ , т. е. возникает связь между  $l_0$  и координатами комплексных корней (рис. 2).

Это единственное решение системы. Заметим, что область определения четной функции  $\frac{thy}{y}$  ( $-\infty < y < \infty$ ) – это симметричная кривая, близкая к гиперболе с максимумом при  $y(0) = 1$ . Тем самым мнимая часть всех корней дисперсионного уравнения ограничена и стремится к нулю при больших  $x$ . Дискретное расположение комплексных корней, с одной стороны, и близкое к гиперболе (за исключением окрестности нуля) выражение  $\frac{thy}{y} \sim \frac{1}{y}$  свидетельствуют о почти гиперболическом (и в то же время дискретном) законе затухания количества мнимых решений при увеличении вещественных частей комплексных корней. Это означает, что характерная частота  $\frac{V(\omega)}{l_0}$  падает почти по гиперболическому закону. Экспериментальная проверка закона Омори на лабораторных образцах представлена рис. 3, 4. Видно, что на различных каналах зарегистрирована разная дисперсия закона Омори. Увеличение дисперсии приводит к уменьшению числа микросейсмических событий почти вдвое, что соответствует теории.

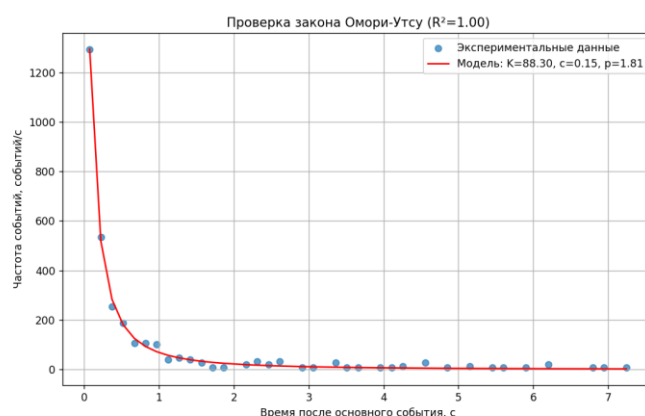


Рис. 3. Малая дисперсия закона Омори. Число ударов 647 [Анчугов, 2023].

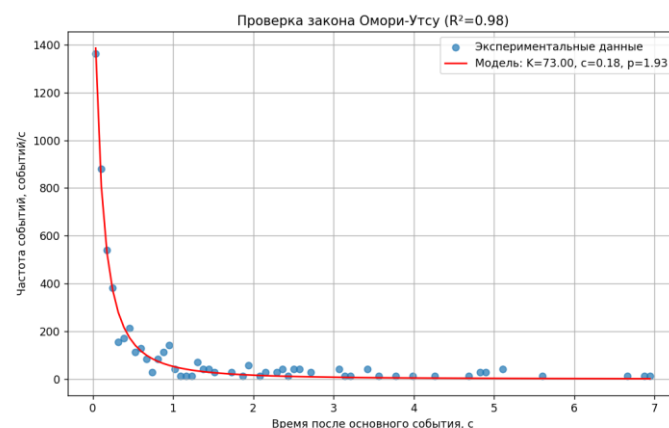
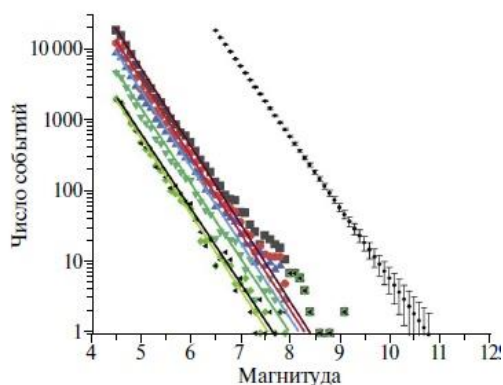


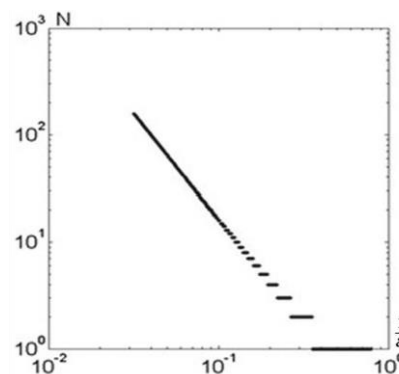
Рис. 4. Средняя дисперсия в законе Омори. Число ударов 379 [Анчугов, 2023].

Закон Гутенберга–Рихтера (рис. 5, 6) связывает количество комплексных корней дисперсионного уравнения (4), т. е. количество катастрофических решений с удельной поверхностью пор и трещин, которая пропорциональна дефициту потенциальной энергии среды, возникшему вследствие их

образования. В силу закона сохранения энергии этот дефицит пополняется кинетической энергией волн. На рисунке 5 изображено дискретное множество точек (кажущиеся непрерывными отрезки суть тоже дискретные точки), причем, возникает не подобие прямой линии, а подобие некоторого угла неединственности решений, так что сильные катастрофы обладают большей степенью неединственности, чем слабые. Однако тангенсы углов наклона экспериментальных прямых и прямых, полученных линейной аппроксимацией теоретической зависимости, очень близки. Данные взяты из [Крушельницкий и др., 2024].



**Рис. 5.** Экспериментальный закон Гутенберга–Рихтера. Связь числа землетрясений с их энергией.



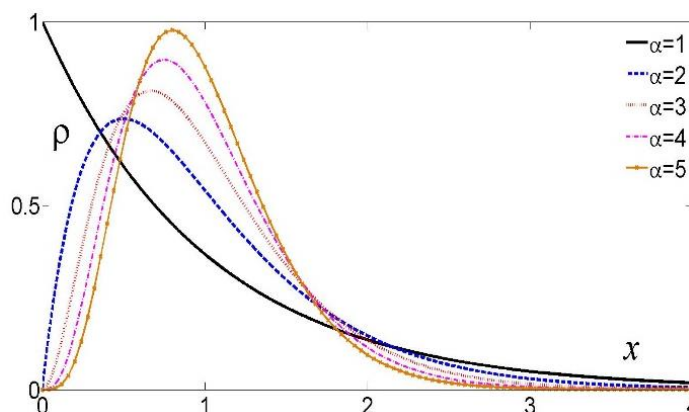
**Рис. 6.** Теоретический закон Гутенберга–Рихтера. Связь числа комплексных корней уравнения (3) с удельной поверхностью пор и трещин

### СЛУЧАЙНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАССТОЯНИЙ МЕЖДУ ТРЕЩИНАМИ И РОЛЬ ДИСПЕРСИИ ЭТИХ РАССТОЯНИЙ В ДИНАМИКЕ КАТАСТРОФ

Если предположить, что расстояния между трещинами являются случайной величиной, и могут быть представлены в виде  $l = l_0 \xi$ , где  $\xi$  – случайная величина с так называемым гамма-распределением, то для такой ситуации возникает иное дисперсионное уравнение. Гамма-распределение задается следующей функцией распределения:

$$F(x) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x z^{\alpha-1} e^{-\beta z} dz. \quad (7)$$

Функции плотности вероятности, соответствующие этому распределению (7), в случае  $\alpha = \beta$ , представлены на рис. 7.



**Рис. 7.** Функция плотности распределения случайных расстояний от трещины до ее ближайшей соседки в зависимости от параметра  $\alpha$ .

Полагая математическое ожидание равным  $l_0$ , получаем  $\alpha = \beta$ . В то же время дисперсия этой величины  $\sigma^2 = \frac{1}{\alpha}$ . Оператор приведения к сплошному телу в данном случае содержит случайную величину,  $0 < \xi < \infty$ , среднее значение которой равно единице, а дисперсия  $\sigma^2 = 1/\alpha$  и принимает форму:

$$\frac{\sin(kl_0 \xi)}{kl_0 \xi} = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{(kl_0 \xi)^{2n}}{(2n+1)!} = \frac{k\xi^2}{k^2}. \quad (8)$$

Случайные значения  $\xi$  уклоняются от единицы в среднем на одну и ту же величину  $\pm\sigma$ , так что множитель  $(kl_0 \xi)^{2n}$  под знаком суммы можно записать в форме произведения двух сомножителей, один из которых содержит положительное уклонение, второй отрицательное:

$$(kl_0 \xi)^{2n} = [(kl_0)^2(1-\sigma)(1+\sigma)]^n. \quad (9)$$

Поэтому дисперсионное уравнение может быть записано в виде:

$$\frac{\sin(kl_0 \xi)}{kl_0 \xi} = \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n \frac{(kl_0 \sqrt{1-\sigma^2})^{2n}}{(2n+1)!} = \frac{k\xi^2}{k^2}. \quad (10)$$

Формула (10) показывает, что дисперсия приводит к эквивалентному дисперсионному сокращению величины  $l_0$ , так что число катастроф снижается, а при  $\sigma^2 = 1$  комплексные корни исчезают и катастрофы вообще невозможны.

### ОСОБЕННОСТИ ГАММА-РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

В случае  $\alpha < 1$ , гамма-распределение имеет интегрируемую особенность. Для больших дисперсий, для которых имеет место неравенство  $\sigma^2 > 1$ , дисперсионное уравнение (10) оказывается иным, т. е. множитель  $k$  под знаком суммы меняется на  $ik$ . В этой ситуации мнимые и вещественные части корней дисперсионного уравнения, показанные на рис. 2, меняются ролями. Именно, вещественные части корней с ростом отношения размера структуры к длине волны уменьшаются, а мнимые увеличиваются. Само дисперсионное уравнение (Градштейн, Рыжик, 1963) имеет вид:

$$\sum_{n=0}^{\infty} \frac{(kl_0 \sqrt{1-\sigma^2})^{2n}}{(2n+1)!} = \frac{\text{sh}(kl_0 \sqrt{1-\sigma^2})}{kl_0 \sqrt{1-\sigma^2}} = \frac{k\xi^2}{k^2}. \quad (11)$$

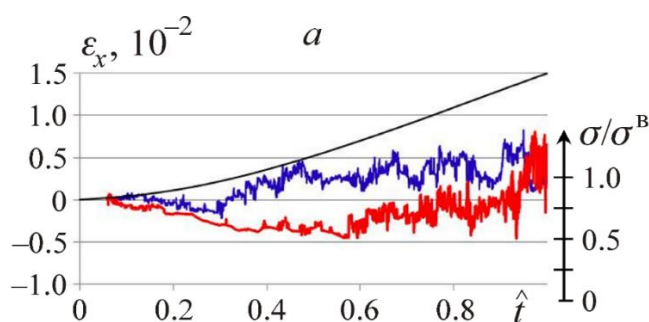
Видно, что число комплексных корней растет неограниченно, т. е. возникает бесконечное число неустойчивых состояний. При этом скорости волн неограниченно растут с ростом интенсивности катастроф. Этот процесс можно интерпретировать как внезапное разрушение тела без видимой истории этого разрушения. Лишь одно из состояний оказывается устойчивым (при  $\sigma^2 = 1$ ). Тело рассыпается при  $\sigma^2 > 1$ . Вероятно, это явление можно интерпретировать как появление роя землетрясений.



**Рис. 8.** Медленные колебательные движения концентрации метана [Опарин и др., 2021], обусловленные колебаниями пористости и удельной поверхности пор. Скорость первой волны 2.5 м/с.

Как видно из рис. 8, для продольной волны со скоростью 5000 м/с, частотой 50 Гц и  $l_0 = 3.6$  м скорость медленных волн составляет 12.24 м/с, а при тех же данных, но при  $l_0 = 1$  м скорость медленных волн – 3.4 м/с. Конечно, это не точно совпадает с теоретическим прогнозом, т. к. приведенные формулы выведены только для одномерного случая и для сравнительно небольших отношений средних расстояний между трещинами в сравнении с длиной обычной упругой волны, но для оценки порядков этого, по-видимому, вполне достаточно.

На рисунке 9 представлены волновые явления, которых не должно быть в сплошной среде, зарегистрированные на образце пористого угля, состоящего из двух частей, находящихся в разных реологических состояниях. Это видно визуально, т. к. на одной из частей образца видны линии скольжения, в то время как на другой части их не наблюдается. Эти части отмечены красным и синим цветами. Скорости волн порядка 2–5 м/с. Медленные волны оказываются весьма чувствительными к реологии среды, что является довольно неожиданным. Так как таких волн много (десятки), то континуум братьев Коссера [Новацкий, 1975] совершенно не годится для объяснения экспериментов, предложенного в [Опарин и др., 2021]. Этот континуум содержит всего четыре волны, так что необыкновенные свойства можно приписать лишь двум из них. Континуум, разработанный авторами настоящей работы, очевидно, более адекватен опыту, чем континуум братьев Коссера.



**Рис. 9.** Колебательные явления при статической нагрузке угля. Красный и синий цвета соответствуют двум частям образца, находящимся в разных реологических состояниях. Вертикальная деформация [Опарин и др., 2021].

## ВЫВОДЫ

1. Континуум среды с интегральной геометрией порового пространства предсказывает существование волн с аномально малыми скоростями распространения, что довольно неожиданно. Эксперименты в лаборатории и в природе подтверждают этот теоретический прогноз.

2. Катастрофы разного масштаба являются естественным состоянием микронеоднородных сред. При этом переход от одного состояния к другому может быть только дискретным (отдельные удары). Это подтверждают и натурные опыты, и сейсмологические наблюдения (например, афтершоки).

3. Причина такого явления, как закон Омори, есть изменение среднего расстояния между трещинами. Сейсмическая опасность растёт с ростом средних расстояний между ними. То, что аппроксимирующая гипербола в этом законе имеет некоторую «ширину», т. е. «размазана» по вертикальной оси, по-видимому, свидетельствует о дисперсии удельной поверхности пор и трещин или дисперсии средних расстояний от трещины до ее ближайшей соседки.

4. Наблюдения периодов афтершоков позволяют оценить удельную поверхность (не наблюдаемых непосредственно) трещин или среднее расстояние между трещинами, если скорости обычных упругих волн в среде известны.

5. Самое безопасное состояние – это состояние с единичной дисперсией, при которой катастрофы невозможны. Уменьшение дисперсии (самоорганизация среды) приводит к катастрофам типа дискретных ударов. Увеличение дисперсии приводит к катастрофам с бесконечным множеством неустойчивых состояний (рассыпание среды), т. е. к разрушению структур без видимой истории этого разрушения. Возможно, это решение связано с появлением роя землетрясений.

#### СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

**Алексеев А.С., Цецохо В.А., Белоносова А.В., Белоносов А.С., Сказка В.В.** Вынужденные колебания трещиновато-блочных флюидонасыщенных слоев при вибросейсмических воздействиях // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2001. № 6. С. 3–12.

**Анчугов А.В.** Применение алгоритма Бэра–Крадольфера для автоматического выделения первого вступления отраженной ультразвуковой волны, возбуждаемой излучателем и регистрируемой от границы вода–нефть в сепараторе // Сейсмические приборы. 2023. Т. 59, № 3. С. 5–17. doi:10.21455/si2023.3-1. EDN:IVVEND.

**Градштейн И.С., Рыжик И.М.** Таблица интегралов, сумм, рядов и произведений. М.: Физматгиз, 1963. 1184 с.

**Гульельми А.В., Зотова О.Д., Завьялова А.Д., Клайн Б.И.** О фундаментальных законах физики землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2022. № 2. С. 66–73. doi: 10.31857/S020303062202002X. EDN:SCHVWM.

**Дрягин В.В.** Сейсмоакустическая эмиссия нефтепродуктивного пласта // Акустический журнал. 2013. Т. 59, № 6. С. 744–751. doi:10.7868/S0320791913050067. EDN:RBUSKD.

**Крушельницкий К.В., Шебалин П.Н., Воробьева И.А., Селюцкая О.В., Антипова А.О.** Границы применимости закона Гутенберга–Рихтера в задачах оценки сейсмической опасности и риска // Физика Земли. 2024. Т. 60, № 5. С. 69–84. doi:10.31857/S0002333724050058. EDN:EJZGGD.

**Новацкий В.** Теория упругости. М.: Мир, 1975. 872 с.

**Опарин В.Н., Киряева Т.А., Потапов В.П., Юшкин В.Ф.** Новые методы и информационные технологии в экспериментальной геомеханике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2021. 292 с. doi:10.53954/9785604642856. EDN:XQNFRF.

**Сибиряков Б.П., Сибиряков Е.Б., Карстен В.В.** Промежуточные состояния между статикой и динамикой и сейсмическая эмиссия зернистых сред // Физическая мезомеханика. 2024. Т. 27, № 2. С. 93–101. doi:10.55652/1683-805X\_2024\_27\_2\_93-101. EDN:NKLDLK.

**Omori F.** On the aftershocks of earthquakes // Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo. 1894. No. 7. P. 111–120.

#### REFERENCES

**Alekseev A.S., Tsetsokho V.A., Belonosova A.V., Belonosov A.S., Skazka V.V.** Forced oscillations of fractured block fluid-saturated layers under vibroseismic actions // Journal of Mining Sciences. 2001. Vol. 37 (6). P. 557–566. doi:10.1023/A:1016003702196. EDN:LGWHJT.

**Anchugov A.V.** Use of the Baer–Kradolfer algorithm to automatically detect the first arrival of a reflected ultrasonic wave excited by the emitter and recorded from the water–oil boundary in the separator // Seismicheskie Pribory. 2023. Vol. 59 (3). P. 5–17. (In Russ.).

**Dryagin V.V.** Seismoacoustic emission of an oil-producing bed // *Acoustical Physics*. 2013. Vol. 59 (6). P. 694–701. doi:10.1134/S1063771013050060. EDN:SLEMTZ.

**Gradshteyn I.S., Ryzhik I.M.** Table of Integrals, Series, and Products. Academic Press, 1965. 1086 p.

**Guglielmi A.V., Zotov O.D., Zavyalov A.D., Klain B.I.** On the fundamental laws of earthquake physics // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2022. Vol. 16 (2). P. 143–149. doi:10.1134/S0742046322020026. EDN:DPOJNZ.

**Krushelnitskii K.V., Shebalin P.N., Vorobieva I.A., Selyutskaya O.V., Antipova A.O.** The limits of applicability of the Gutenberg–Richter law in the problems of seismic hazard and risk assessment // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2024. Vol. 60 (5). P. 823–835. doi:10.1134/S1069351324700757. EDN:MEVHHK.

**Nowacki W.** Dynamics of elastic systems. John Wiley and Sons, New York, Wiley, 1963. 396 p.

**Omori F.** On the aftershocks of earthquakes // *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*. 1894. No. 7. P. 111–120.

**Oparin V.N., Kiryaeva T.A., Potapov V.P., Yushkin V.F.** New methods and information technologies in experimental geomechanics. Izd-vo SO RAN, Novosibirsk, 2021. 292 p. (In Russ.).

**Sibiryakov B.P., Sibiryakov E.B., Karsten V.V.** Intermediate states between statics and dynamics and seismic emission in granular media // *Physical Mesomechanics*. 2024. Vol. 27 (4). P. 409–416. doi:10.1134/S1029959924040052. EDN:KBHMJU.

#### ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

*СИБИРЯКОВ Егор Борисович* – доктор физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории глубинных геофизических исследований и региональной сейсмичности Института нефтегазовой геологии и геофизики. Основные научные интересы: краевые задач динамической теории упругости.

*СИБИРЯКОВ Борис Петрович* – доктор физико-математических наук, ведущий эксперт лаборатории интерпретационной обработки сейсмических данных Института нефтегазовой геологии и геофизики. Основные научные интересы: механика микронеоднородных сред.

*Статья поступила в редакцию 3 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 16 марта 2026 г.,  
принята к публикации 20 марта 2026 г.*



## СИЛЬНЕЙШИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ АФТЕРШОКОВЫЕ СЕРИИ

Ольга Анатольевна Кучай<sup>1</sup>, Елена Александровна Мельник<sup>2</sup>, ✉

<sup>1,2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>1</sup>KuchayOA@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup>MelnikEA@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6509-623X>

**Аннотация.** Анализировались пространственно-временные распределения афтершоковых последовательностей 9 сильнейших ( $7.5 \leq M_w \leq 7.9$ ) коровых внутриплитных землетрясений Центральной Азии ( $\varphi=20\text{--}50^\circ\text{с.ш.}$ ,  $\lambda=57\text{--}120^\circ\text{в.д.}$ ) за период наблюдения 1976–2016 гг. Оценка динамики эволюции сейсмического процесса осуществлялась по значениям суммарных скалярных сейсмических моментов афтершоков ( $m_{b(\text{ISC})} \geq 4.5$ ), произошедших на участках, полученных при разделении линейной протяженности очага на фрагменты в  $0.25^\circ$ , при разных временных периодах: сутки, 10 дней, месяц, год. В результате анализа фрагментов афтершоковых серий вдоль линейной протяженности разрывов главных очагов наибольшие всплески активности отмечены вблизи эпицентра главного события или на конце афтершоковой области.

**Ключевые слова:** афтершоковые последовательности, скалярная величина сейсмического момента, сильнейшие землетрясения Центральной Азии, механизмы очагов землетрясений

**Финансирование:** работа была выполнена в рамках государственного задания FWZZ-2026-0050.

**Для цитирования:** Кучай О.А., Мельник Е.А. Сильнейшие землетрясения Центральной Азии и их афтершоковые серии // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 25–38. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-25.

## THE STRONGEST EARTHQUAKES IN CENTRAL ASIA AND THEIR AFTERSHOCK SERIES

Olga A. Kuchay<sup>1</sup>, Elena A. Melnik<sup>2</sup>, ✉

<sup>1,2</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>1</sup>KuchayOA@ipgg.sbras.ru

<sup>2</sup>MelnikEA@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-6509-623X>

**Abstract.** The spatiotemporal distribution of aftershock sequences nine of the strongest ( $7.5 \leq M_w \leq 7.9$ ) crustal intraplate earthquakes in Central Asia ( $\varphi = 20\text{--}50^\circ\text{ N}$ ,  $\lambda = 57\text{--}120^\circ\text{ E}$ ) was analyzed for the observation period of 1976–2016. The dynamics of the seismic process development was assessed based on the values of the total scalar seismic moments released during daily, 10-day, monthly, and annual periods during the development of aftershock series with  $m_{b(\text{ISC})} \geq 4.5$ . As a result of the analysis of fragments of aftershock series along the linear extent of the rupture of the main foci, the largest bursts of activity were noted near the epicenter of the main event or at the end of the aftershock region.

**Keywords:** aftershock sequences, scalar magnitude of the seismic moment, the strongest earthquakes in Central Asia, mechanisms of earthquake foci

**Funding:** the study was carried out within the framework of the project No. FWZZ-2026-0050.

**For citation:** Kuchay O.A., Melnik E.A. The strongest earthquakes in Central Asia and their aftershock series // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 25–38. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-25.

## ВВЕДЕНИЕ

Последнее мощнейшее землетрясение Камчатки 29.07.2025 ( $M_{w(USGS)} = 8.8$ ), так же как и Суматранское землетрясение 26.12.2004, сформировавшиеся в зоне контакта плит, сопровождались сильнейшими афтершоками, зафиксированными спустя полтора–два месяца. Поэтому наибольший интерес представляет пространственно-временное распределение афтершоков внутриплитных землетрясений Центральной Азии, уровень их афтершоковой деятельности и максимальные всплески активности вдоль линейной протяженности разрыва главного очага.

Цель настоящего исследования – анализ динамики временной и пространственной структуры афтершоковых серий внутриплитных коровых землетрясений ( $7.5 \leq M_w \leq 7.9$ ) в областях разного напряженно-деформированного состояния земной коры. Для этого необходимо оценить изменение величины скалярного сейсмического момента вдоль линейной протяженности очага, определенной по облаку афтершоков. Динамика развития сейсмического процесса исследуется по значениям суммарных скалярных сейсмических моментов, высвободившихся в течение суток, 10 дней, месяца и годовых периодов при развитии афтершоковых процессов с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$ .

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

За последние годы вышел целый ряд статей с глубоким анализом афтершокового процесса сильных землетрясений [Родкин, 2020; Завьялов, Зотов, 2021], теоретическими исследованиями поведения повторных толчков занимались [Баранов, Шебалин, 2018; Шебалин и др., 2018]. Наиболее известны ранние работы, где выясняются особенности проявления афтершоковых последовательностей, [Жалковский, Мучная, 1984; Гольдин и др., 2004; Татевосян, Аптекман, 2008; Лутиков, Родина, 2013; Лутиков и др., 2017]. Довольно много публикаций посвящено восстановлению напряженно-деформированного состояния объемов земной коры за счет повторных толчков [Ребецкий, Маринин, 2006; Ребецкий, Полец, 2014; Кучай, 2023; Тихотский и др., 2023; Кучай, Бушенкова, 2025].

В работе использовались три каталога: Геологической службы США (USGS, <https://earthquake.usgs.gov>), Международного сейсмологического центра ISC (<http://www.isc.ac.uk>) и международного глобального каталога Global CMT ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)). Из каталога (<https://earthquake.usgs.gov>) выделены 9 сильнейших коровых землетрясениях с  $M_w \geq 7.5$  за временной период 1971–2022 гг. на территории Центральной Азии с координатами 20–55° с.ш. и 60–120° в.д. (рис. 1). Афтершоковые серии с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  отобраны по каталогам (<http://www.isc.ac.uk>) (данные которого являются представительными до 2023 г.) на площадках 3°×3° с эпицентром основного землетрясения в центре. Из каталога CMT ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)) привлечены материалы о моментной магнитуде ( $M_{wCMT}$ ), величине скалярного сейсмического момента сильных землетрясений ( $M_0$ ), а также информация о параметрах механизмов очагов землетрясений.

Очевидно, что продолжительность афтершоковых серий зависит от использования событий с разным магнитудным диапазоном. В то же время наибольший вклад в суммарную величину скалярного сейсмического момента вносят очаги, реализованные с большей энергией. Для того чтобы оценить особенности афтершоковой деятельности, выборки из каталога ограничены одним годом, аналогично публикации [Баранов, Шебалин, 2018].

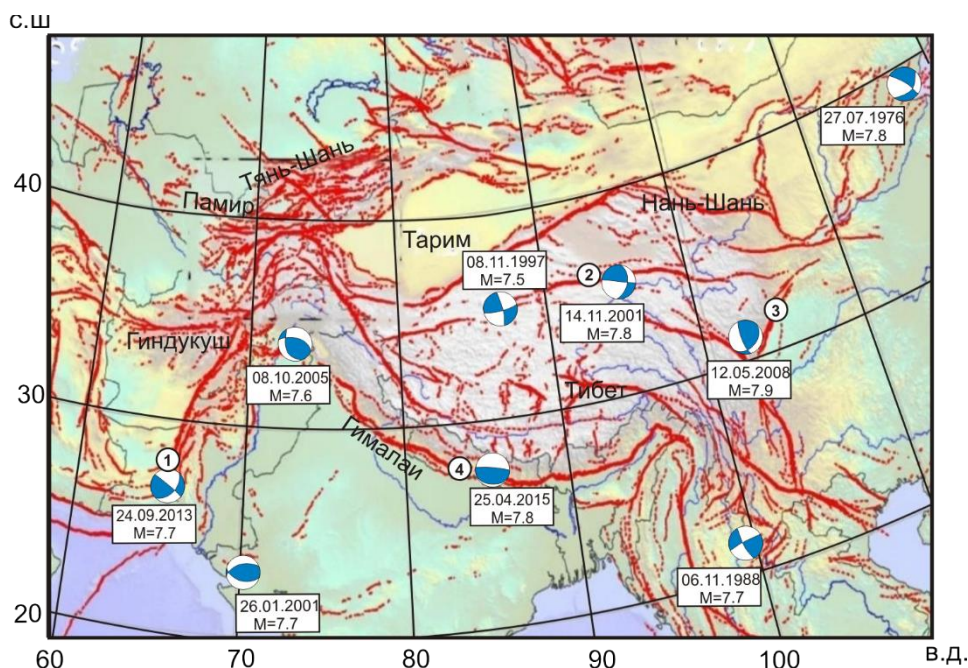
Для настоящего исследования магнитуды  $m_{b(ISC)}$  пересчитаны в моментную магнитуду  $M_w$  по формуле  $M_w = (m_{b(ISC)} - 1.65) / 0.65$  в соответствии с [Das et al., 2011]. Используя зависимость между

скалярным сейсмическим моментом  $\lg M_0$  и  $M_w$ , применена формула расчета Канамори [Kanamori, 1977]  $M_w = 2/3(\lg M_0 - 16.1)$ . Далее определяется суммарный скалярный сейсмический момент, высвобождаемый в афтершоковых сериях:  $M_{0\text{ сум аф}} = \sum M_{0i}$ ,  $i = 1 \dots n$ , где  $M_{0i}$  – скалярный сейсмический момент каждого афтершока [Лутиков и др., 2017], выраженный в дин·см.

Поскольку нас интересовал уровень афтершоковой деятельности во времени, то в рамках исследования все афтершоки с  $m_b(\text{ISC}) \geq 4.5$ , расположенные вдоль плоскостей разрыва главных землетрясений, разбивались на части по  $0.25^\circ$ , в пределах этих фрагментов рассчитывались суммарные величины скалярных сейсмических моментов и строились подробные графики распределения значений для каждого элемента за сутки, за 10 дней, месяц и год. В случае если азимут вытянутости облака повторных толчков составлял угол с параллелью меньше  $45^\circ$ , то данные располагались вдоль оси абсцисс, если угол был больше, то вдоль ординат.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

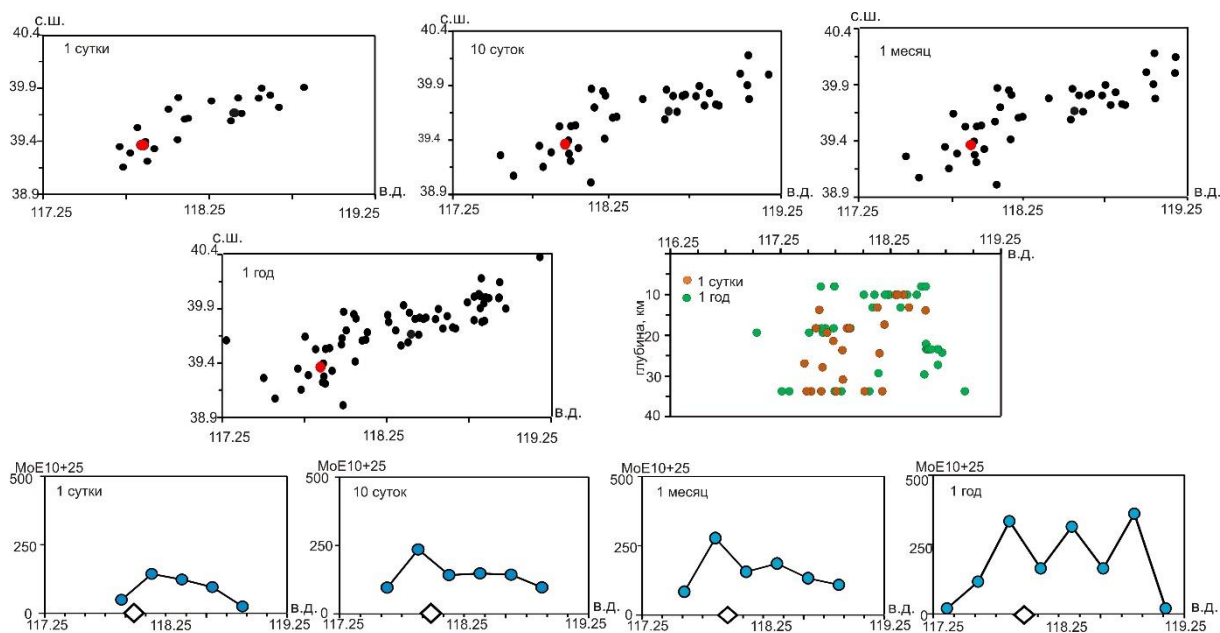
На рисунке 1 показаны эпицентры девяти сильнейших землетрясений Азии с  $M \geq 7.5$  и решения их фокальных механизмов за период 1976–2015 гг. Для них в результате выполненных расчетов были построены графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов для каждого фрагмента афтершокового облака за сутки, за 10 дней, месяц и год, начиная с первого афтершока.



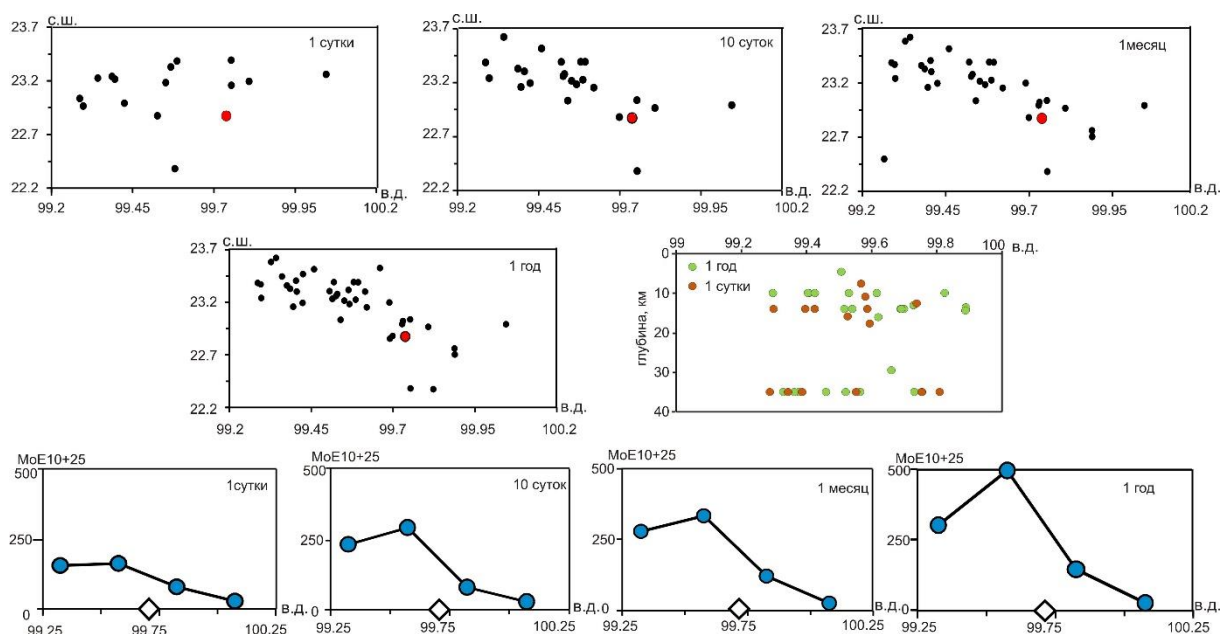
**Рис. 1.** Эпицентры сильнейших землетрясений Азии ( $M_w \geq 7.5$ ) и решения их фокальных механизмов за период 1976–2015 гг. Голубым цветом закрашены области волн сжатия, белым – растяжения. Решения механизмов очагов (из Global CMT) представлены в верхней полусфере. Карта разломов по [Бачманов и др., 2017], линии разломов отмечены красным цветом. Разломы: 1 – Чаманский, 2 – Арнимакингский, 3 – Лунмэньшанский разлом, 4 – зона Фронтального разлома Гималаев.

Землетрясение 27.07.1976 ( $M_w = 7.8$ ) произошло в районе Таншаньской долины на северо-востоке Китая. Фокальный механизм очага и простираение афтершоковой серии указывают на юго-западное–северо-восточное положение плоскости разрыва, по которым возможен сдвиг-сброс (см. рис. 1). Повторные толчки располагаются на глубине от 10 до 35 км. В течение всех анализируемых периодов

максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов концентрируется в секторе  $0.1^\circ$  от главного очага. Форма графиков афтершоковой последовательности не сохраняется в течение четырех периодов, изменяясь за годовой интервал (рис. 2).



**Рис. 2.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 27.07.1976, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Карты эпицентров афтершоков построены за разный временной период: сутки, 10 дней, месяц и год, красным кружком отмечен эпицентр главного землетрясения. На нижних четырех графиках синими точками показаны уровни величин скалярных сейсмических моментов, определенных в пределах участков в  $0.25^\circ$  вдоль плоскости разрыва за сутки, в течение 10 дней, месяца и года, эпицентр отмечен ромбом на оси долгод.

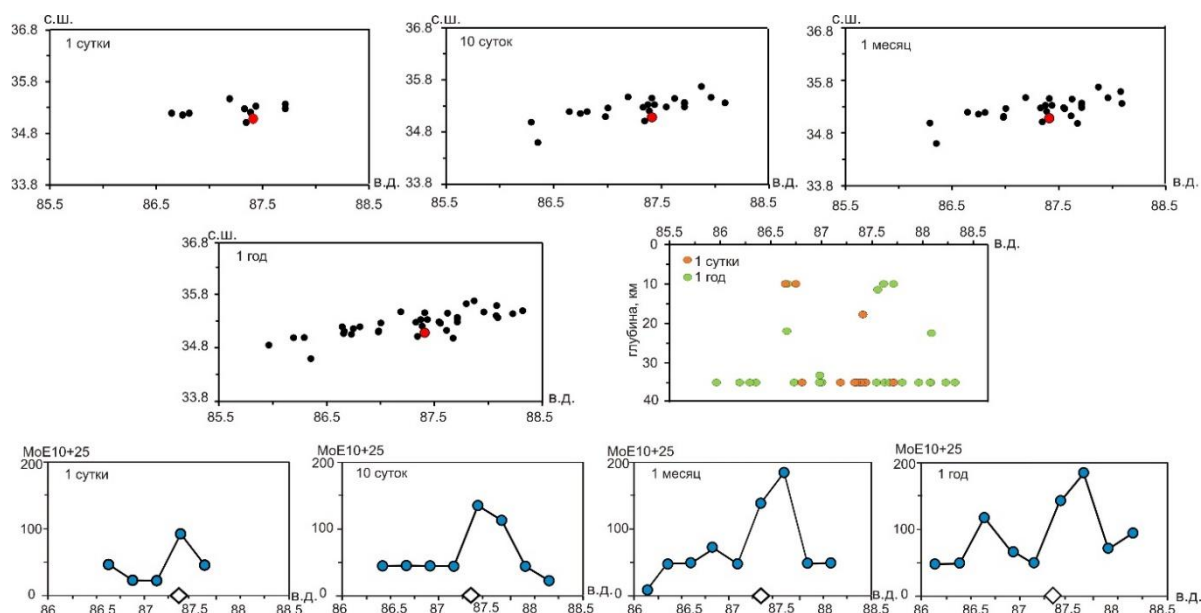


**Рис. 3.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 06.11.1988, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

Землетрясение 06.11.1988 произошло на границе Китая (провинция Юньнань) и Мьянмы ( $M_w = 7.7$  (<https://earthquake.usgs.gov>)), по данным каталога ([www.globalcmt.org](http://www.globalcmt.org)) магнитуда 7.0, видимо, поставлена

ошибочно. Нодальная плоскость фокального механизма очага и простираие афтершоковой серии указывают на северо-западное–юго-восточное положение плоскости разрыва, согласующейся с простираием геологических нарушений, по ней возможен сдвиг (см. рис. 1). Повторные толчки располагаются в разных слоях земной коры (5–15 и 35 км). В течение всех анализируемых периодов максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов концентрируется в секторе в  $0.1^\circ$  от главного очага. Форма графиков афтершоковой последовательности сохраняется в течение четырех периодов (рис. 3). Здесь надо отметить, что скалярная величина сейсмического момента главного очага меньше, чем накопительная скалярная величина афтершоков с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$ . Всегда суммарная энергия афтершоков меньше, чем главного.

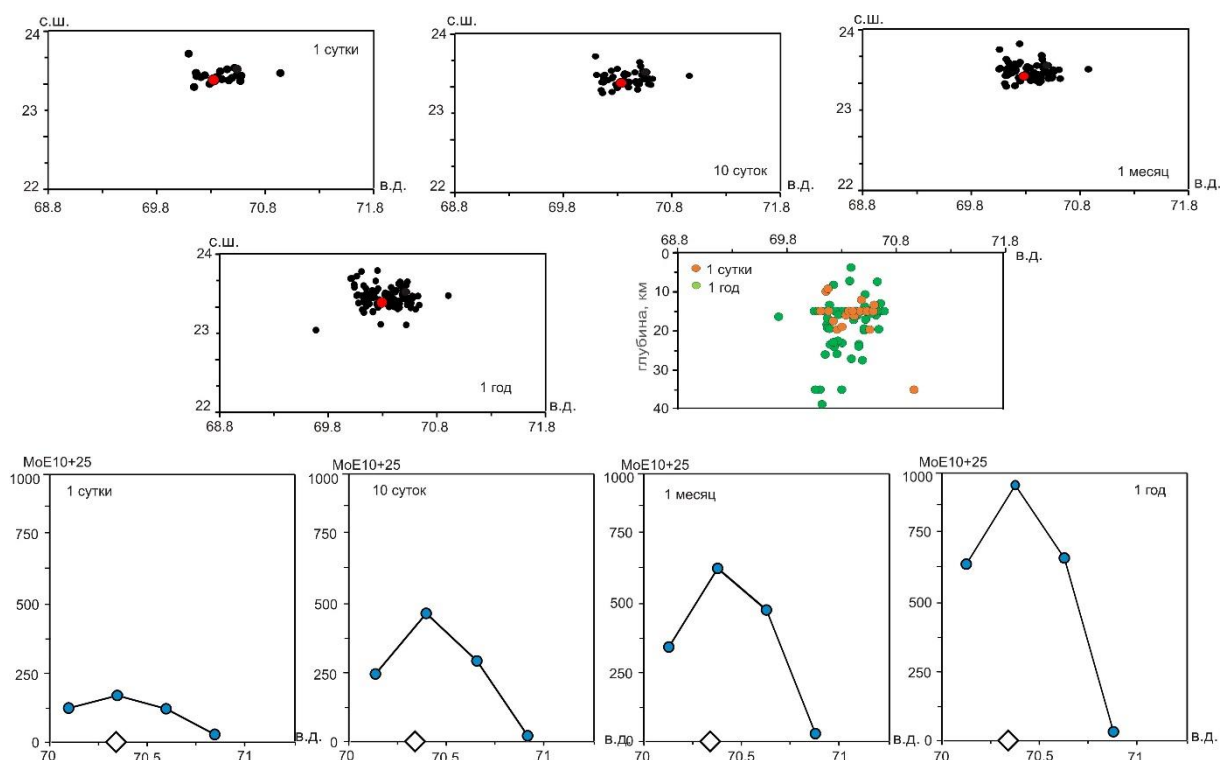
Землетрясение 08.11.1997 ( $M_w = 7.5$ ) зафиксировано западнее окончания зоны разлома Арнимакинг, по субширотному разлому более высокого ранга. Решения фокального механизма очага дает субширотное простираие плоскости разрыва, по которой произошел сдвиг (см. рис. 1). Форма графиков афтершоковой последовательности сохраняется в центральной части афтершокового облака, в окраинных участках конфигурация графиков меняется. Диапазон глубин повторных толчков 10–35 км, с основными глубинами 35 км (рис. 4).



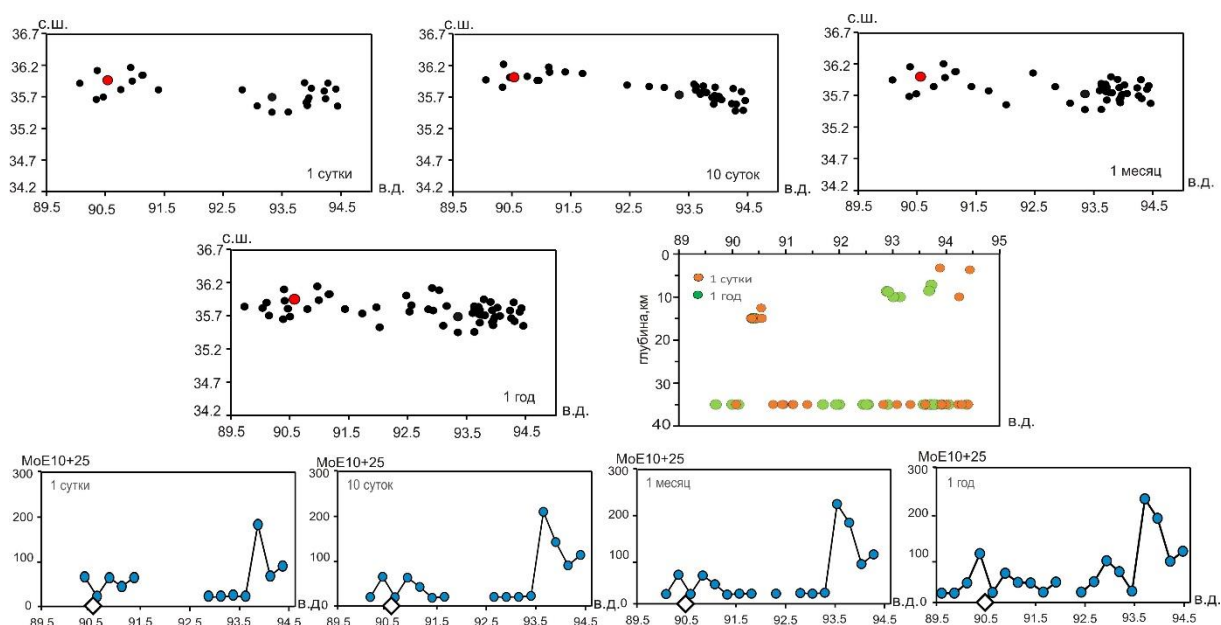
**Рис. 4.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 08.11.1997, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

Землетрясение 26.01.2001 ( $M_w = 7.7$ ) произошло в районе впадины Кач на территории Индии. Фокальный механизм очага дает субширотное простираие обеих плоскостей разрыва, поэтому трудно определить, какая плоскость была рабочей. Одна плоскость падает под углом  $45^\circ$  к северу, другая под углом  $51^\circ$  к югу (см. рис. 1). Облако афтершоков занимает небольшую площадь. Разброс по глубинам значительный: от 5 до 40 км. Форма графиков афтершоковой последовательности сохраняется (рис. 5). Максимальная величина скалярных сейсмических моментов фиксируется в районе эпицентра.

Землетрясение 14.11.2001 ( $M_w = 7.8$ ) особенное. В центральной части в течение суток не было повторных толчков с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$ . По-видимому, в верхней части земной коры более жесткий блок не дал развиваться афтершоковому процессу в первые сутки. Землетрясение произошло в зоне Арнимакингского разлома [Бачманов и др., 2017] (см. рис. 1).



**Рис. 5.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 26.01.2001, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

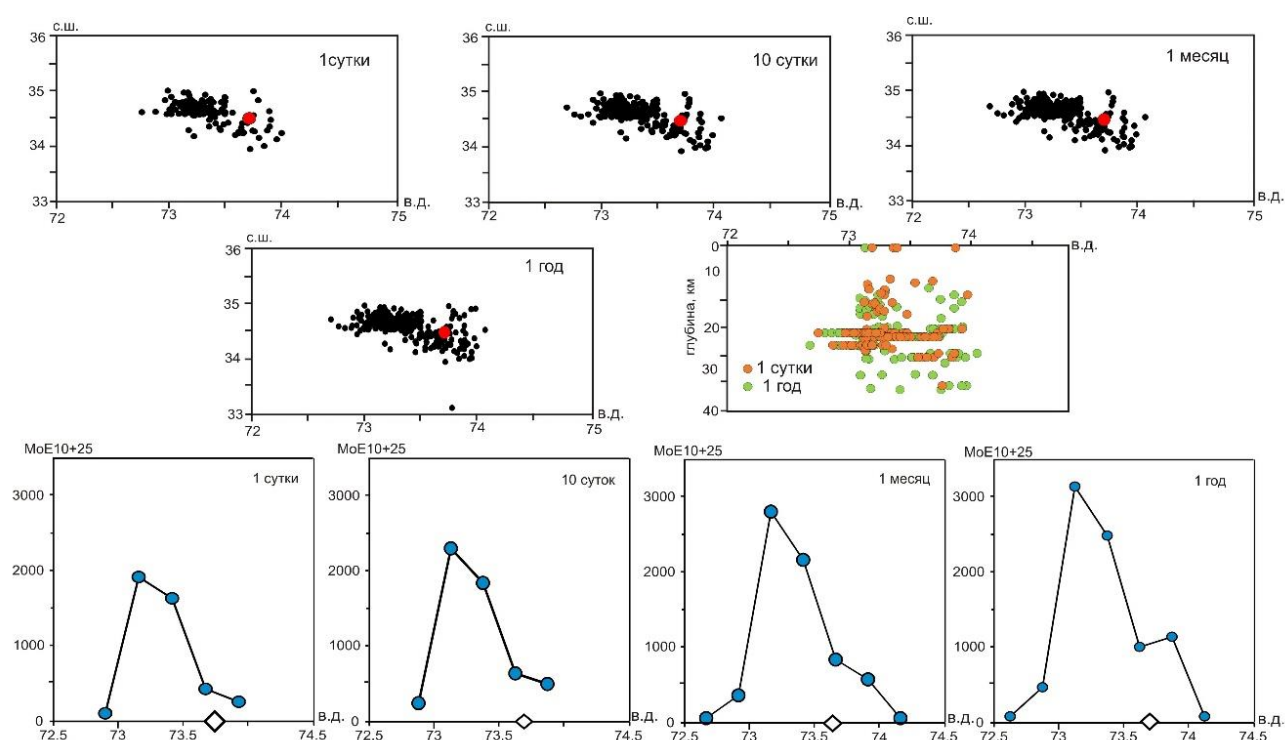


**Рис. 6.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 14.11.2001, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

Материалы китайских исследователей показывают, что общая длина сейсмического разрыва поверхности, вызванного землетрясением в Куньлуне 2001 г., составляет около 430 км, что является самым длинным когда-либо откартированным сейсмическим разрывом поверхности для внутриконтинентального землетрясения [Fu et al., 2005]. Решение фокального механизма очага дает субширотное простирание плоскости разрыва, по которой произошел левый сдвиг (см. рис. 1). Форма

графиков афтершоковой последовательности сохраняется, в то же время значения суммарной величины скалярных сейсмических моментов временных графиков значительно ниже, чем при сильнейших землетрясениях такой же магнитуды (рис. 6). Максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов сосредоточена в сегменте в периферийной части на расстоянии в  $3.1^\circ$  от эпицентра главного очага (см. рис. 6).

Землетрясение 08.10.2005 ( $M_w = 7.6$ ) на западной оконечности Фронтального разлома Гималаев (см. рис. 1). Северо-западному–юго-восточному положению обеих нодальных плоскостей фокального механизма очага соответствует простираание афтершоковой последовательности. Повторные толчки располагаются на глубине от 5 до 35 км и более плотно группируются на уровне 20–25 км. В течение всех анализируемых периодов максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов концентрируется в секторе в  $0.5^\circ$  к северо-западу от главного очага. С некоторой натяжкой можно отметить, что форма графиков афтершоковой последовательности практически сохраняется (рис. 7).

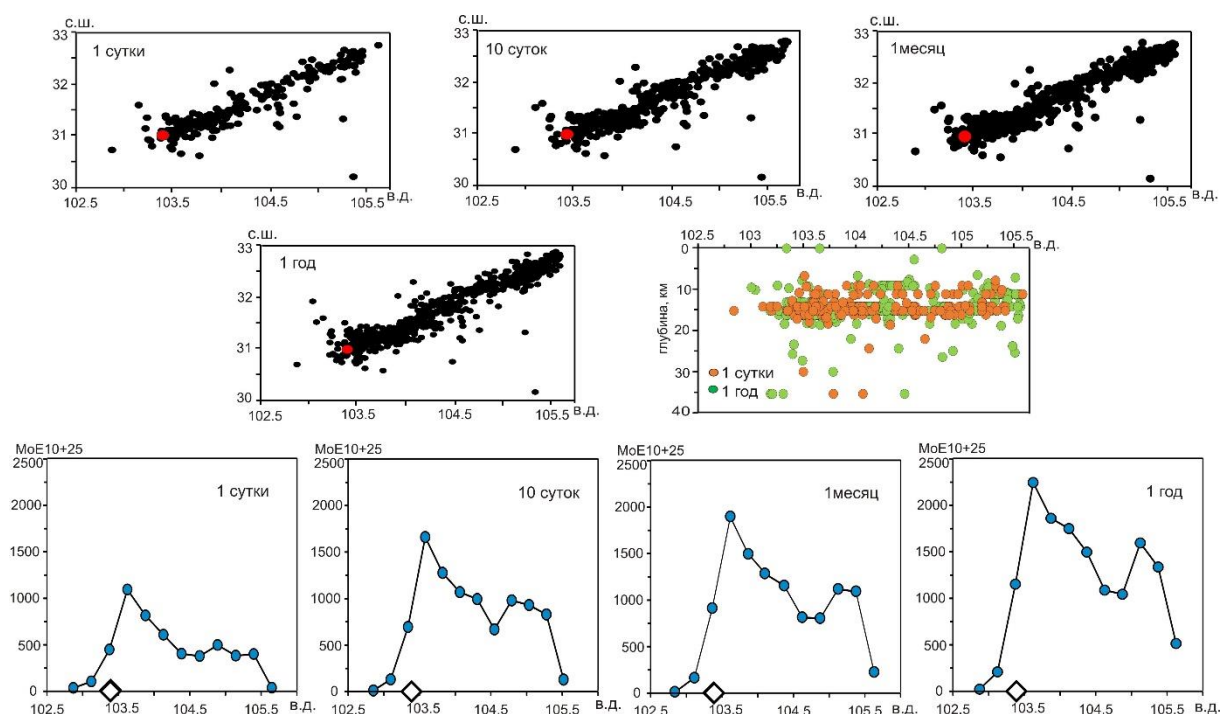


**Рис. 7.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 08.10.2005, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

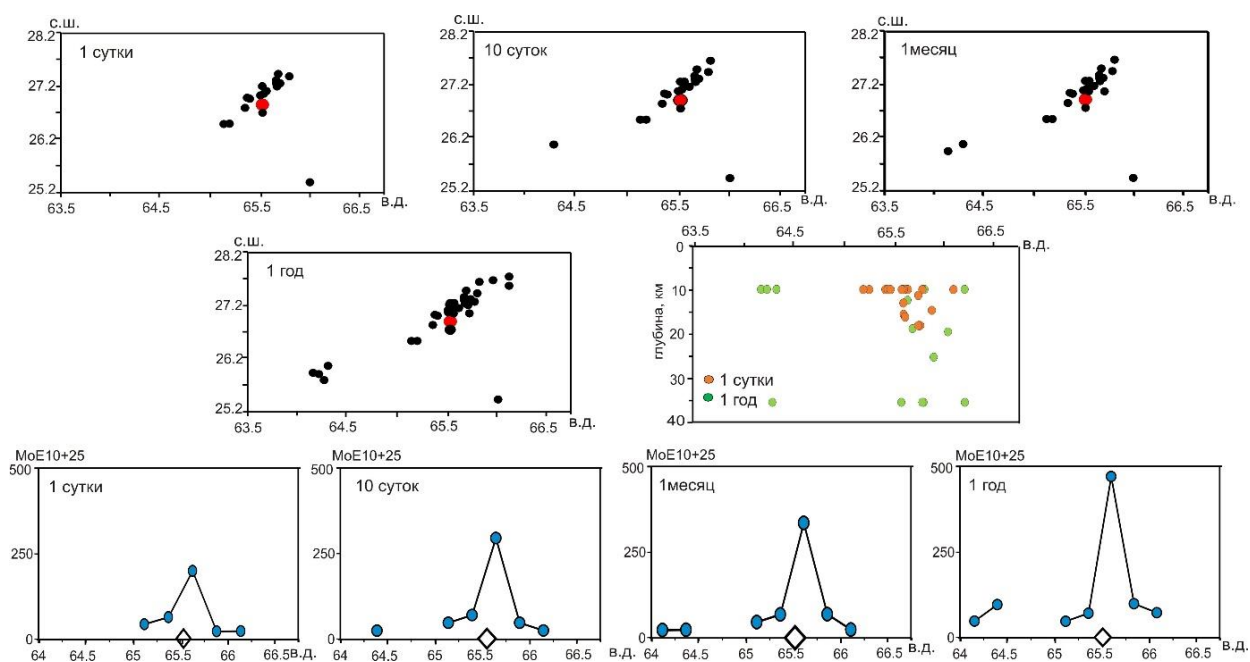
Землетрясение 12.05.2008 с наибольшей магнитудой ( $M_w = 7.9$ ) из всех рассматриваемых в дальнейшем главных событий произошло в зоне Лунмэньшанского разлома (см. рис. 1). Нодальная плоскость механизма очага и простираание афтершоковой серии указывают на северо-восточное–юго-западное положение плоскости разрыва, полого падающей к северо-западу. Основная масса повторных толчков сосредоточена в узком диапазоне глубин. В течение всех анализируемых периодов максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов концентрируется в секторе  $0.25^\circ$  от главного очага. Особенности развития афтершоковой серии, оцениваемые за сутки, в течение 10 дней, месяца и года, показывают, что сохраняются формы графиков, увеличиваются только значения (рис. 8).

Землетрясение 24.09.2013 ( $M_w = 7.7$ ) произошло в южной части Чаманского разлома. Фокальный механизм очага и простираание афтершоковой серии указывают на северо-восточное–юго-западное

положение плоскости разрыва, падающей к юго-востоку. По этой плоскости произошел сдвиг (см. рис. 1). Подавляющее большинство повторных толчков сосредоточено в слое земной коры 10–20 км. В течение всех анализируемых периодов максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов сосредоточена в секторе  $0.1^\circ$  от главного события. Особенности развития афтершоковой серии, оцениваемые за сутки, в течение 10 дней, месяца и года, показывают, что сохраняются формы графиков, увеличиваются только значения (рис. 9).

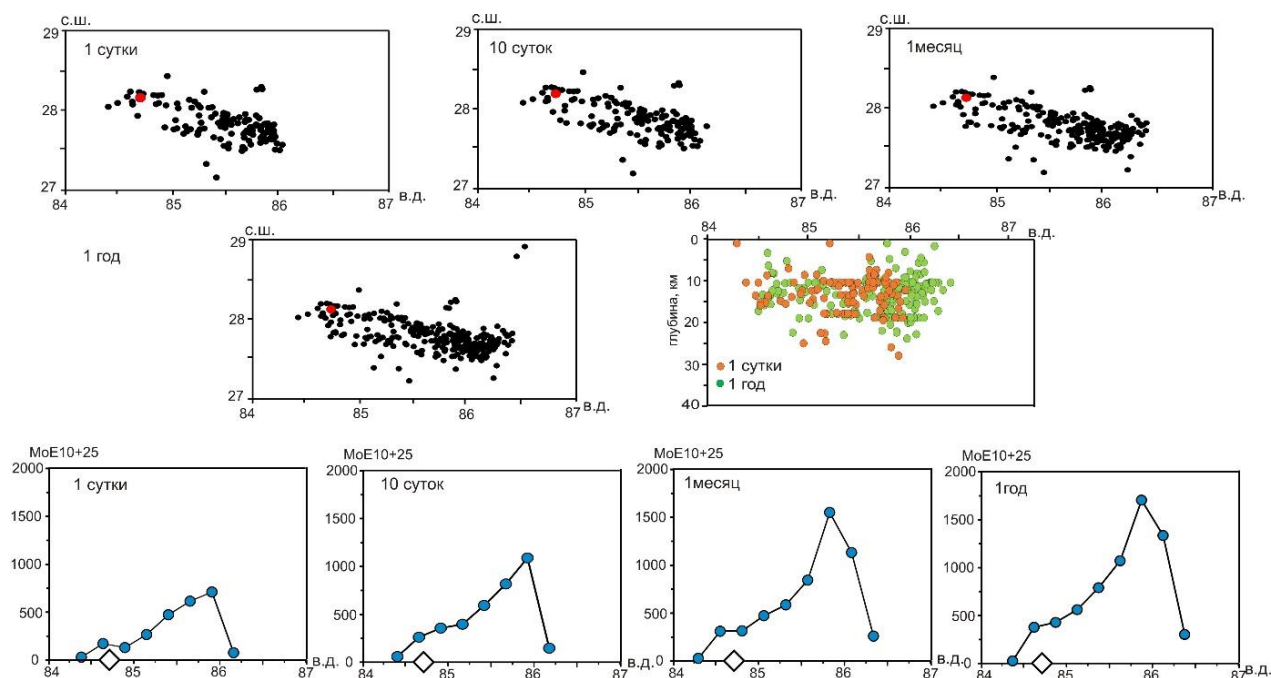


**Рис. 8.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 12.05.2008, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов афтершоков. Усл. обозн. на рис. 2.



**Рис. 9.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 24.09.2013, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

Землетрясение 25.04.2015 ( $M_w = 7.8$ ) произошло в зоне Фронтального разлома Гималаев (см. рис. 1). Фокальный механизм очага дает субширотное простираие обеих нодальных плоскостей, поэтому трудно определить какая плоскость была рабочей. По пологой плоскости возможен пологий надвиг, по субвертикальной – взброс. Диапазон глубин афтершоков и их количество увеличивается к востоку, что и определяет возрастание значений суммарных скалярных сейсмических моментов. Максимальная величина суммарных скалярных сейсмических моментов концентрируется в восточном секторе, на достаточно большом расстоянии, в  $1.1^\circ$  от главного очага, на периферии плоскости разрыва. Форма распределений графиков афтершоковой последовательности, рассчитанных за сутки, в течение 10 дней, месяца и года, сохраняется (рис. 10).



**Рис. 10.** Распределение афтершоков в районе сильного землетрясения 25.04.2015, их пространственное расположение по глубине и графики суммарных величин скалярных сейсмических моментов. Усл. обозн. на рис. 2.

Анализ вышеперечисленных сильнейших землетрясений ( $M_w \geq 7.5$ ) Центральной Азии показывает, что семь событий произошли в зонах активных разломов, два других (27.07.1976, 26.01.2001) – в долинах на разломах локального типа. Надо отметить, что определение глубины афтершоков не всегда надежное, особенно когда определяется значение в 35 км, поэтому этот аспект трудно оценивать.

В результате выполненных расчетов составлена таблица с характеристиками сильных землетрясений, их магнитудами, накопленными величинами скалярного сейсмического момента афтершоковых серий и отношением  $\sum M_{0i\text{af}} / M_{0\text{глав}}$  в процентах (табл. 1).

Суммарная величина скалярного сейсмического момента каждой афтершоковой серии по отношению к сейсмическому моменту главного события составляет от 0.56 до 20 % (см. табл. 1). Землетрясения под №№ 6, 7, 8, 9 (см. табл. 1) с наибольшими значениями накопленных суммарных скалярных сейсмических моментов повторных событий произошли в зонах наиболее мощных разломов. Здесь надо отметить, что величина скалярного сейсмического момента землетрясения 06.11.1988 не соответствует действительности, т. к. это значение меньше, чем накопленные суммарные скалярные сейсмические моменты афтершоков.

Особенности развития афтершоковых серий ( $m_{b(ISC)} \geq 4.5$ ) девяти сильнейших землетрясений, оцениваемые за сутки, в течение 10 дней, месяца и года вдоль плоскости разрыва, показывают, что в первом приближении сохраняется форма графиков по высвобождению суммарного скалярного сейсмического момента, лишь со временем увеличиваются их значения.

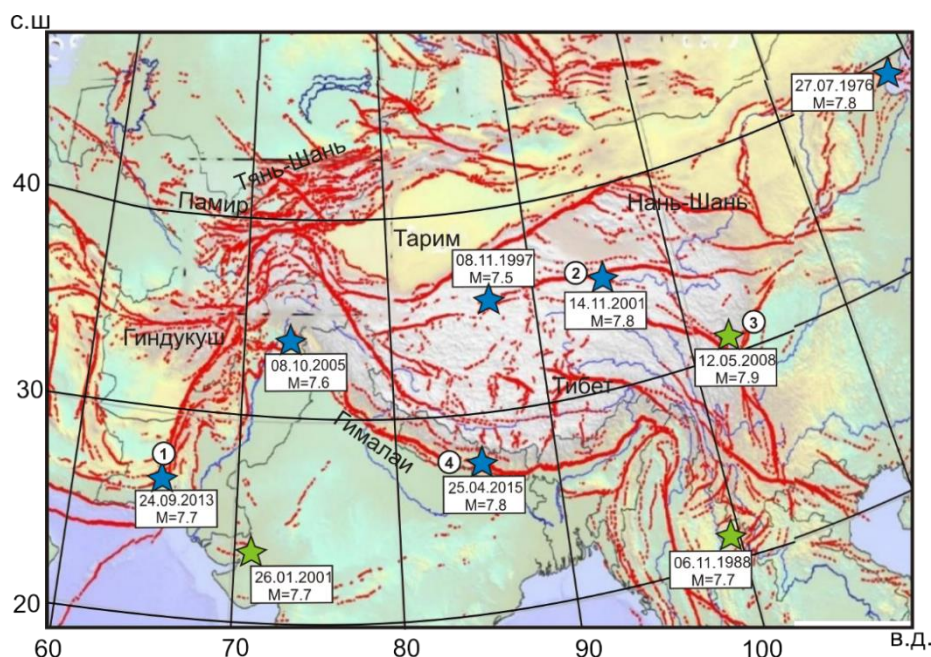
Таблица 1

**Каталог сильнейших землетрясений Центральной Азии ( $M_w \geq 7.5$ ) за 1976–2015 гг. с данными о максимальных магнитудах землетрясений, величинах скалярных сейсмических моментов главных событий, накопленных скалярных сейсмических моментов афтершоковых последовательностей  $M_{oi af}$  с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  и процентных отношений накопленных скалярных сейсмических моментов афтершоковых последовательностей  $M_{oi af}$  с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  к величинам скалярного сейсмического момента главных землетрясений**

№ п/п	Дата	Время	Широта	Долгота	$M_w$ USGS	$H$ USGS	$M_w$ CMT	$M_0$ глав [дин·см]	$\sum M_{oi af}$ [дин·см]	$\sum M_{oi af}/$ $M_0$ глав
1	27.07.1976	19:42	39.36	117.85	7.8	23	7.8	2.77e+27	2.8e+25	1 %
2	06.11.1988	13:03	22.87	99.74	7.7	18	7.3	3.66e+26	5.0e+26	136 %
3	08.11.1997	10:02	35.08	87.41	7.5	33	7.9	2.23e+27	1.2e+25	0.53 %
4	26.01.2001	3:16	23.38	70.34	7.7	16	7.6	3.43e+27	7.9e+25	2.3 %
5	14.11.2001	9:45	35.69	93.33	7.8	10	7.8	5.9e+27	4.8e+25	0.81 %
6	08.10.2005	3:50	34.49	73.7	7.6	26	7.6	2.94e+27	5.7e+26	19.38 %
7	12.05.2008	6:28	30.99	103.39	7.9	19	7.9	8.97e+27	5.7e+26	6.35 %
8	24.09.2013	11:29	26.91	65.53	7.7	15	7.8	5.59e+27	4.7e+26	8.4 %
9	25.04.2015	6:11	28.13	84.72	7.8	8	7.9	8.39e+27	1.7e+27	20.26 %

Тем не менее существуют некоторые особенности развития афтершоковых серий. В частности, повторные сейсмические толчки ( $m_{b(ISC)} \geq 4.5$ ) для главных землетрясений 12.05.2008, 06.11.1988 и 26.01.2001 развиваются только в рамках области простираения афтершоков, сформированной в первые сутки (рис. 11). Разумеется, более слабые афтершоки, не рассматриваемые в данном исследовании, происходят также за пределами этой площади. Соответственно, основная перестройка поля напряжений и основная деформация среды для этих трех сильнейших землетрясений осуществляется в пределах этой афтершоковой области.

В остальных шести случаях (землетрясения №№ 1, 3, 5, 6, 8, 9 в табл. 1) через сутки отмечается возникновение повторных сейсмических событий с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  в краевых частях афтершоковой области, что отражается на графиках величин скалярных сейсмических моментов, а именно на периферии простираения плоскости разрыва. Теоретически в публикации [Осокина, Цветкова, 1980] показано, что каждому конкретному виду исходного поля в области главного очага соответствует два из шести возможных типов локального поля напряжений на концах главной плоскости. Соответственно, процесс деформации активизируется на концах главной плоскости разрыва, возникают вторичные нарушения, происходит изменение полей напряжений и деформаций.



**Рис. 11.** Особенности развития афтершоковых серий. Зеленой звездой показаны повторные сейсмические толчки ( $m_{b(ISC)} \geq 4.5$ ), которые развиваются только в пределах области простираения афтершоков, образованной в первые сутки. Звездой синего цвета отмечено возникновение повторных сейсмических событий с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  за пределами области первых суток в краевых частях афтершоковой области.

Распределение максимальной величины накопительного скалярного сейсмического момента афтершоков по сегментам  $0.25^\circ$  проявляется в разных частях плоскости разрыва основного землетрясения. Действительно, при расположении эпицентров главных землетрясений на краю афтершоковой зоны (25.04.2015 и 14.11.2001) высвобождение максимального суммарного скалярного сейсмического момента повторных событий с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  происходило в краевом фрагменте афтершоковых серий, на значительных расстояниях от эпицентров. Заметим, что в первом главном очаге возможен надвиг, во втором – сдвиг. Кроме того, для землетрясений 12.05.2008, 06.11.1988, 27.07.1976 с расположением эпицентра основного очага также в начале афтершоковой серии, максимальное значение суммарного скалярного сейсмического момента повторных толчков сформировано в сегменте вблизи главного события. Для этих трех очагов характерен сдвиг по плоскости разрыва.

Для остальных четырех сильнейших землетрясений, эпицентр располагался преимущественно в центральной части афтершоковой области. Характер смещения в двух очагах – сдвиговый (24.09.2013, 08.11.1997), в других двух надвиговый (26.01.2001, 08.10.2005). Наибольшая величина максимального суммарного скалярного сейсмического момента фрагментов афтершоковых серий для этих очагов отмечается вблизи эпицентров главных землетрясений (24.09.2013, 26.01.2001) или на незначительном расстоянии от эпицентра (08.10.2005, 08.11.1997). Таким образом, высвобождение суммарного скалярного сейсмического момента в ходе развития афтершокового процесса вдоль плоскости разрыва происходит неравномерно. В ряде очагов наибольшие значения накопительного скалярного сейсмического момента афтершоков в секторах по  $0.25^\circ$  концентрируются вблизи эпицентра, в некоторых очагах – в окраинных частях. Полученные результаты демонстрируют неравномерное снятие напряжений вдоль плоскости разрыва главного события из-за различий в строении среды, благодаря чему возникают разнообразные деформации в зоне очага землетрясения, которые сказываются на распределении величин накопительного скалярного сейсмического момента афтершоков, возникающих вдоль плоскости разрыва.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты исследования несколько расширяют наши представления о процессах происходящих в очагах сильнейших землетрясений Центральной Азии. В результате анализа фрагментов афтершоковых серий вдоль линейной протяженности разрыва главных очагов наибольшие всплески активности отмечены вблизи эпицентра главного события или на концах афтершоковой области. Динамика эволюции сейсмического процесса, оцененная по значениям суммарных скалярных сейсмических моментов, высвободившихся в ходе развития повторных толчков с  $m_{b(ISC)} \geq 4.5$  в течение суток, 10 дней, месяца и годовых периодов опосредованно показывает неоднородность среды и снимаемые напряжения, повлиявшие на процесс разрыва в очаге.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Баранов С.В., Шебалин П.Н.** Оценивание области афтершоковой активности по информации об основном толчке // Геофизические исследования. 2018. Т. 19, № 2. С. 34–56. doi:10.21455/gr2018.2-2. EDN: UTKNHN.
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.** База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 4. С. 711–736. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314. EDN:ZWRGNL.
- Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова В.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А.** Чуйское землетрясение и его афтершоки // Доклады академии наук. 2004. Т. 395, № 4. С. 534–536. EDN:OQOLZT.
- Жалковский Н.Д., Мучная В.И.** О пространственных и временных распределениях афтершоков // Геология и геофизика. 1984. Т. 25, № 8. С. 108–117. EDN:MOKLGL.
- Завьялов А.Д., Зотов О.Д.** Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 22–29. doi:10.31857/S0203030621010065. EDN:44573735.
- Кучай О.А.** Афтершоковые последовательности сильнейших внутриплитных землетрясений и фоновые события на территории Центральной Азии // Геофизические технологии. 2023. № 3. С. 36–45. doi: 10.18303/2619-1563-2023-3-36. EDN:UGVDSP.
- Кучай О.А., Бушенкова Н.А.** Связь сейсмических процессов с полем скоростей  $P$ -волн // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 8. С. 1056–1067. doi:10.15372/GIG2025118. EDN:LBMGMS.
- Лутиков А.И., Родина С.Н.** Временные и энергетические параметры афтершокового процесса Курило-Камчатских землетрясений // Геофизические исследования. 2013. Т. 14, № 4. С. 23–35. EDN:RSTBOZ.
- Лутиков А.И., Донцова С.Н., Родина С.Н.** Временные и энергетические параметры афтершокового процесса землетрясений Кавказа и сопредельных территорий // Геофизические исследования. 2017. Т. 18, № 1. С. 20–36. doi:10.21455/gr2017.1-2. EDN:28768808.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.** Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 187–206.
- Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В.** Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 11. С. 1192–1206. EDN:NDLLJR.
- Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю.** Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 г. // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 2. С. 469–506. doi: 10.5800/GT-2014-5-2-0137. EDN:SFQZCD.

**Родкин М.В.** Типовая фор- и афтершоковая аномалия – эмпирика, интерпретация // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 64–76. doi:10.31857/S020303062001006X. EDN:OOTILR.

**Татевосян Р.Э., Аптекман Ж.Я.** Этапы развития афтершоковых последовательностей сильнейших землетрясений мира // Физика Земли. 2008. № 12. С. 3–23. EDN:JUJXZN.

**Шебалин П.Н., Баранов С.В., Дзедобоев Б.А.** Закон повторяемости количества афтершоков // Доклады академии наук. 2018. Т. 481, № 3. С. 320–323. doi:10.31857/S086956520001387-8. EDN:YMRXQL.

**Das R., Wason H.R., Sharma M.L.** Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // Natural Hazards. 2011. Vol. 59 (2). P. 801–810. doi:10.1007/s11069-011-9796-6.

**Fu B., Awata Y., Du J., Ninomiya Y., He W.** Complex geometry and segmentation of the surface rupture associated with the 14 November 2001 great Kunlun earthquake, northern Tibet, China // Tectonophysics. 2005. Vol. 407 (1–2). P. 43–63. doi:10.1016/j.tecto.2005.07.002.

**Kanamori H.** The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. Vol. 82 (20). P. 2981–2987. doi:10.1029/JB082i020p02981.

**Tikhotsky S.A., Tatevosyan R.E., Rebetsky Yu.L., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S.** The 2023 Kahramanmaraş earthquakes in Turkey: seismic movements along conjugated faults // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511, № 2. P. 228–235. doi:10.31857/S2686739723600765. EDN:WGONHT.

#### REFERENCES

**Bachmanov D.M., Kozhurin A.I., Trifonov V.G.** The active faults of Eurasia database // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8 (4). P. 711–736. (In Russ.). doi:10.5800/GT-2017-8-4-0314.

**Baranov S.V., Shebalin P.N.** Estimating aftershock area based on the mainshock information // Geophysical Research. 2018. Vol. 19 (2). P. 34–56 (In Russ.). doi:10.21455/gr2018.2-2.

**Das R., Wason H.R., Sharma M.L.** Global regression relations for conversion of surface wave and body wave magnitudes to moment magnitude // Natural Hazards. 2011. Vol. 59 (2). P. 801–810. doi:10.1007/s11069-011-9796-6.

**Fu B., Awata Y., Du J., Ninomiya Y., He W.** Complex geometry and segmentation of the surface rupture associated with the 14 November 2001 great Kunlun earthquake, northern Tibet, China // Tectonophysics. 2005. Vol. 407 (1–2). P. 43–63. doi:10.1016/j.tecto.2005.07.002.

**Gol'din S.V., Seleznev V.S., Emanov A.F., Filina A.G., Emanov A.A., Novikov I.S., Vysotskii E.M., Fateev A.V., Kolesnikov Yu.I., Podkorytova V.G., Leskova E.V., Yarygina M.A.** The Chuya earthquake and its aftershocks // Doklady Earth Sciences. 2004. Vol. 395 (3). P. 394–396. EDN:LIPUJL.

**Kanamori H.** The energy release in great earthquakes // Journal of Geophysical Research. 1977. Vol. 82 (20). P. 2981–2987. doi:10.1029/JB082i020p02981.

**Kuchay O.A.** Background earthquakes and aftershock sequences of the strongest intraplate earthquakes in Central Asia // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2023. No. 3. P. 36–45. (in Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2023-3-36.

**Kuchay O.A., Bushenkova N.A.** Relationship of seismic processes with the *P*-wave velocity field // Russian Geology and Geophysics. 2025. Vol. 66 (8). P. 1031–1041. doi:10.2113/RGG20254815. EDN:WNAVYCL.

**Lutikov A.I., Rodina S.N.** Temporal and power parameters of aftershock process of the Kuriles-Kamchatka earthquakes // Geophysical Research. 2013. Vol. 14 (4). P. 23–35. (In Russ.).

**Lutikov A.I., Dontsova S.N., Rodina S.N.** Time and energetic parameters of the aftershock process for the earthquakes in the Caucasus and adjacent areas // *Geophysical Research*. 2017. Vol. 18 (1). P. 20–36. (In Russ.). doi:10.21455/gr2017.1-2.

**Osokina D.N., Tsvetkova N.Yu.** Restructuring of the tectonic stress field in earthquake foci and in the vicinity of tectonic fault systems // *Physical processes in earthquake foci*. Nauka, Moscow, 1980. P. 187–206. (In Russ.).

**Rebetsky Yu.L., Marinin A.V.** Preseismic stress field before the Sumatra-Andaman earthquake of 26.12.2004: A model of metastable state of rocks // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. Vol. 47 (11). P. 1173–1185.

**Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu.** The state of stresses of the lithosphere in Japan before the catastrophic Tohoku earthquake of 11 March 2011 // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5 (2). P. 469–506. (In Russ.). doi:10.5800/GT-2014-5-2-0137.

**Rodkin M.V.** A typical foreshock and aftershock anomaly: observations, interpretation, and applications // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2020. Vol. 14 (1). P. 58–69. doi:10.1134/S0742046320010066. EDN:RZFPHH.

**Shebalin P.N., Baranov S.V., Dzeboev B.A.** The Law of repeatability of the number of aftershocks // *Doklady Earth Sciences*. 2018. Vol. 481 (1). P. 963–966. doi:10.1134/S1028334X18070280. EDN: SAYGWP.

**Tatevossian R.E., Aptekman Zh.Ya.** Aftershock sequences of the strongest earthquakes of the world: stages of development // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2008. Vol. 44 (12). P. 945–964. doi: 10.1134/S106935130812001X. EDN:LLFNVN.

**Tikhotsky S.A., Tatevosyan R.E., Rebetsky Yu.L., Ovsyuchenko A.N., Larkov A.S.** The 2023 Kahramanmaraş earthquakes in Turkey: seismic movements along conjugated faults // *Doklady Earth Sciences*. 2023. Vol. 511 (2). P. 703–709. doi:10.1134/s1028334x23600974. EDN:ECXJQK.

**Zavyalov A.D., Zotov O.D.** A new way to determine the characteristic size of the source zone // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2021. Vol. 15 (1). P. 19–25. doi:10.1134/S0742046321010139. EDN:UHUWKX.

**Zhalkovsky N.D., Muchnaya V.I.** On spatial and temporal distributions of aftershocks // *Soviet Geology and Geophysics*. 1984. Vol. 25 (8). P. 108–117. (In Russ.).

#### ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

*КУЧАЙ Ольга Анатольевна* – кандидат физико-математических наук, ведущий эксперт Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: механизмы очагов землетрясений, сеймотектонические деформации по данным механизмов очагов землетрясений.

*МЕЛЬНИК Елена Александровна* – доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией глубинных геофизических исследований и региональной сейсмичности, ведущий научный сотрудник Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: региональное изучение земной коры и верхней мантии платформенных и складчатых областей Сибири методами активной сейсмологии.

*Статья поступила в редакцию 2 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 10 апреля 2026 г.,  
принята к публикации 10 апреля 2026 г.*



## ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА СЕЙСМИЧНОСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО БЛОКА

Алексей Александрович Еманов<sup>1,✉</sup>, Александр Федорович Еманов<sup>2</sup>, Егор Андреевич Гладышев<sup>3</sup>,  
Ирина Федоровна Ешкунова<sup>4</sup>

<sup>1,2,3,4</sup>Алтае-Саянский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН»,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>1</sup>alex@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0001-9410-8167>

<sup>2</sup>emanov@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0585-9012>

<sup>3</sup>gladyshev@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0009-0008-4600-6383>

<sup>4</sup>eshkunova@gs.sbras.ru, <https://orcid.org/0009-0009-3521-3608>

**Аннотация.** В работе рассматриваются особенности сейсмического режима Тувино-Монгольского блока, расположенного в узле сочленения Алтае-Саянской горной области и Байкальской рифтовой зоны. Проанализировано распределение очагов землетрясений в пределах блока и прилегающих территорий (Восточно-Тувинское нагорье, массив Хангай). Обсуждаются различия в типах сейсмичности соседних структур и влияние плюмовых процессов на современную сейсмическую активность региона.

**Ключевые слова:** землетрясения, сейсмология, геодинамика, Тувино-Монгольский блок, Алтае-Саянская горная область

**Финансирование:** работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

**Для цитирования:** Еманов А.А., Еманов А.Ф., Гладышев Е.А., Ешкунова И.Ф. Пространственно-временная динамика сейсмичности Тувино-Монгольского блока // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 39–47. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-39.

## SPATIOTEMPORAL DYNAMICS OF SEISMICITY IN THE TUVA-MONGOLIAN BLOCK

Alexey A. Emanov<sup>1,✉</sup>, Alexandr F. Emanov<sup>2</sup>, Egor A. Gladyshev<sup>3</sup>, Irina F. Eshkunova<sup>4</sup>

<sup>1,2,3,4</sup>Altai-Sayan Branch of the Federal Research Center, Unified Geophysical Survey, RAS,  
Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>1</sup>alex@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0001-9410-8167>

<sup>2</sup>emanov@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0585-9012>

<sup>3</sup>gladyshev@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0009-0008-4600-6383>

<sup>4</sup>eshkunova@gs.sbras.ru, <https://orcid.org/0009-0009-3521-3608>

**Abstract.** This study examines the features of the seismic regime of the Tuva-Mongolian block, located at the junction of the Altai-Sayan mountain region and the Baikal Rift Zone. The distribution of earthquake hypocenters within the block and adjacent territories (East Tuva Upland, Hangai Massif) is analyzed. Differences in seismicity types of neighboring structures and the influence of plume processes on the modern seismic activity of the region are discussed.

**Keywords:** earthquakes, seismology, geodynamics, Tuva-Mongolian block, Altai-Sayan mountain region

**Funding:** the study was carried out within the framework of the state assignment (project No. 075-00609-26) and using data obtained at unique scientific facility “Seismic infrasound complex for monitoring the Arctic cryolithozone and complex for continuous seismic monitoring of the Russian Federation, adjacent territories and the world”.

**For citation:** Emanov A.A., Emanov A.F., Gladyshev E.A., Eshkunova I.F. Spatiotemporal dynamics of seismicity in the Tuva-Mongolian block // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 39–47. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-39.

## ВВЕДЕНИЕ

Зона стыка Алтае-Саянской горной области и Байкальской рифтовой системы характеризуется уникальными особенностями распределения сейсмичности. В данном исследовании проводится анализ сейсмического режима территории, включающей Тувино-Монгольский блок, а также смежные структуры: Восточно-Тувинское нагорье (в составе Саяно-Тувинского блока) и массив Хангай [Дэмберэл, 2017] (в структуре Монгольского блока). Блочное строение региона рассматривается в соответствии с данными работы [Парфеевец, Саньков, 2006].

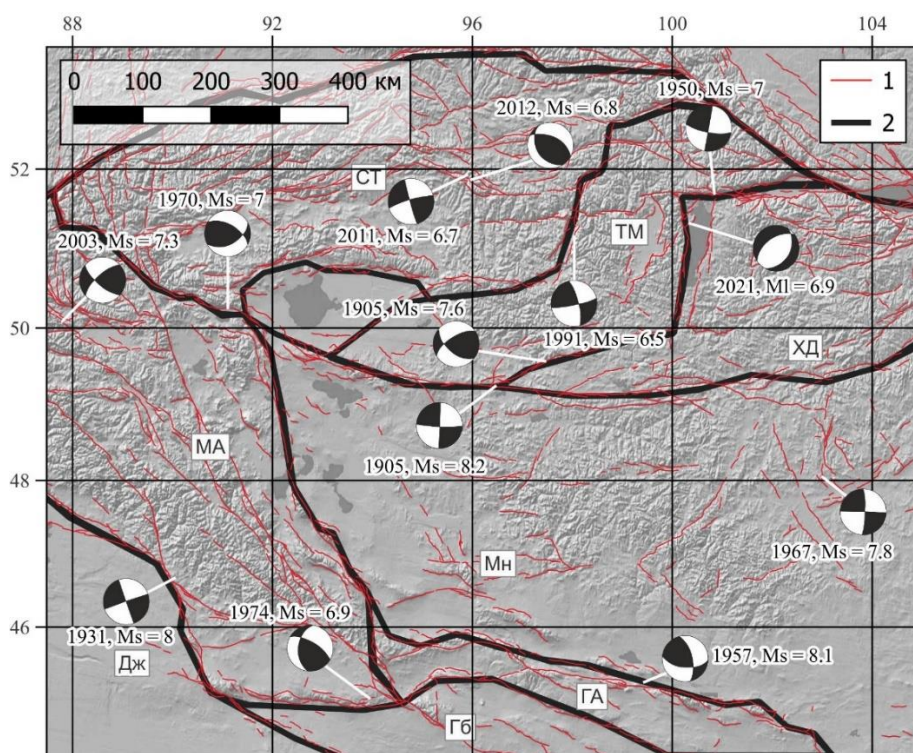
## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Тувино-Монгольский массив контрастно выделяется на фоне окружающих его более молодых палеозойских комплексов. Геодинамически он занимает пограничное положение между Байкальской рифтовой зоной и Алтае-Саянской горной областью. Принципиальное различие заключается в закономерностях сейсмичности: для Алтае-Саянской области характерно приурочивание землетрясений к горному обрамлению впадин, тогда как в Байкальской рифтовой зоне очаги локализуются преимущественно внутри впадин. Граница раздела этих разнотипных сейсмических режимов проходит по Тувино-Монгольскому блоку. В пределах данного блока локализована группа рифтовых впадин, включая Хубсугульскую, Дархатскую, Бусингольскую, Белинскую и Терехольскую.

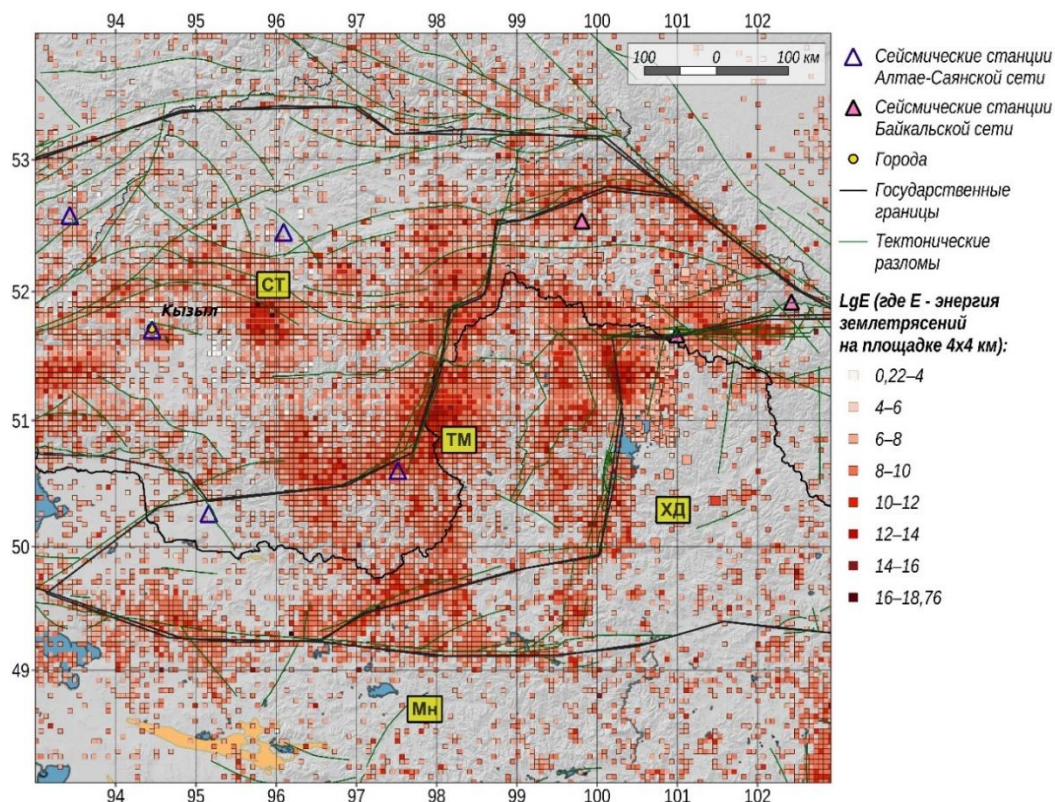
## ИСТОРИЧЕСКАЯ И СОВРЕМЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

На карте наиболее крупных сейсмических событий (рис. 1) видно, что многие эпицентры приурочены к границам Тувино-Монгольского блока. Наиболее значимые события прошлого столетия – Цэцэрлэгское (1905 г.,  $M = 7.6$ ) и Болнайское (1905 г.,  $M = 8.2$ ) – произошли на разломных зонах, ограничивающих блок с южной стороны [Молнар и др., 1995].

Карта суммарной сейсмической энергии за период 1905–2023 гг. (рис. 2) демонстрирует структуру с активными границами блоков. Хубсугульское землетрясение 2021 г. [Еманов и др., 2022–2024] спровоцировало рост сейсмичности на восточной границе Тувино-Монгольского блока. Ранее этот участок не выделялся высокой активностью, однако вероятность проявления сейсмичности в данной зоне прогнозировалась ранее [Кочетков и др., 1993].

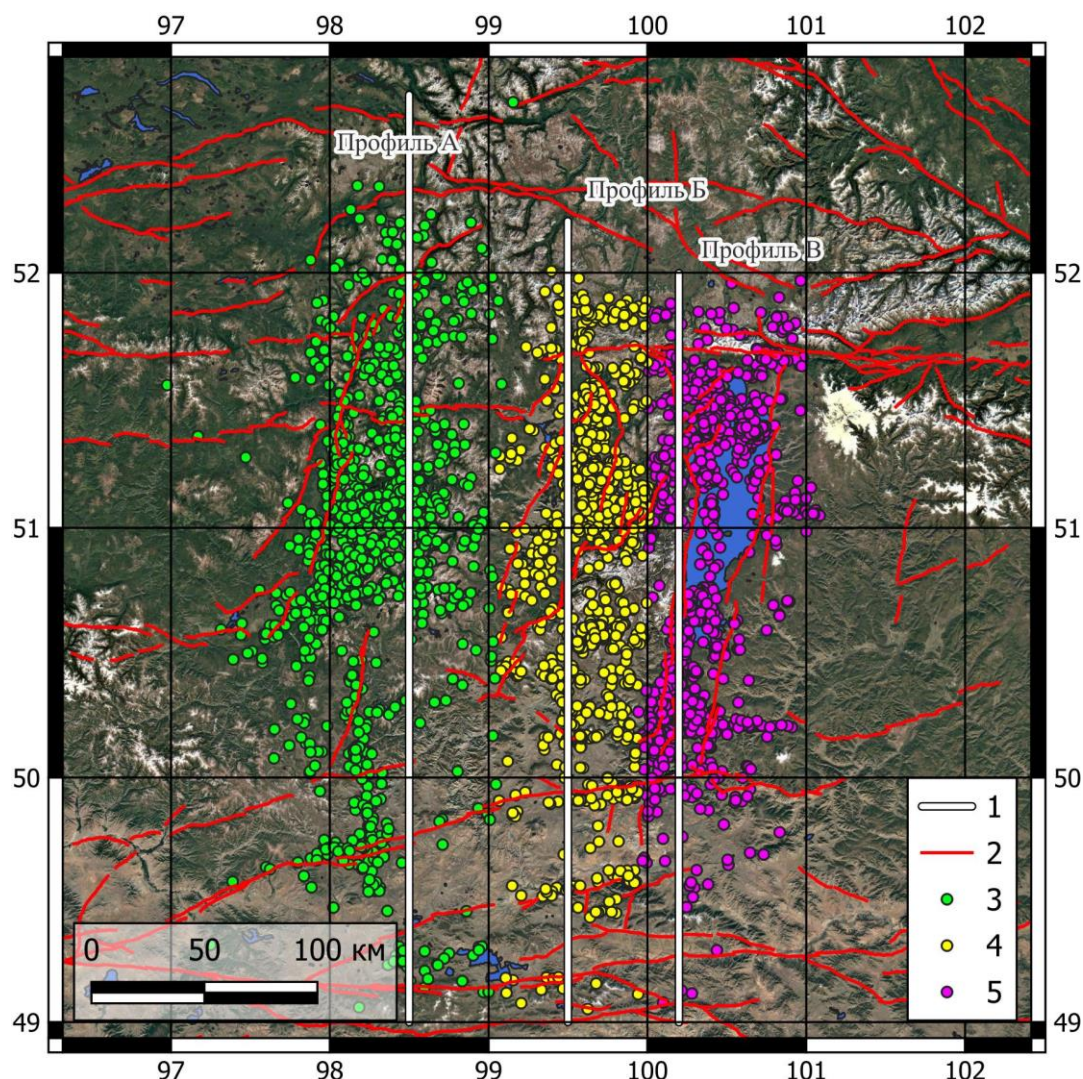


**Рис. 1.** Механизмы наиболее крупных землетрясений Алтае-Саянской горной области и Монголии. 1 – разломы согласно ГИН РАН [Zelenin et al., 2022], 2 – границы блоков согласно [Саньков и др., 2003]: СТ – Саяно-Тувинский, ТМ – Тувино-Монгольский, ХД – Хамар-Дабанский, МА – Монголо-Алтайский, МН – Монгольский, Дж – Джунгарский, Гб – Гобийский, ГА – Гоби-Алтайский.



**Рис. 2.** Карта суммарной сейсмической энергии землетрясений Тувино-Монгольского блока и сопредельных территорий за 1905–2023 гг. Усл. обозн. см. рис. 1.

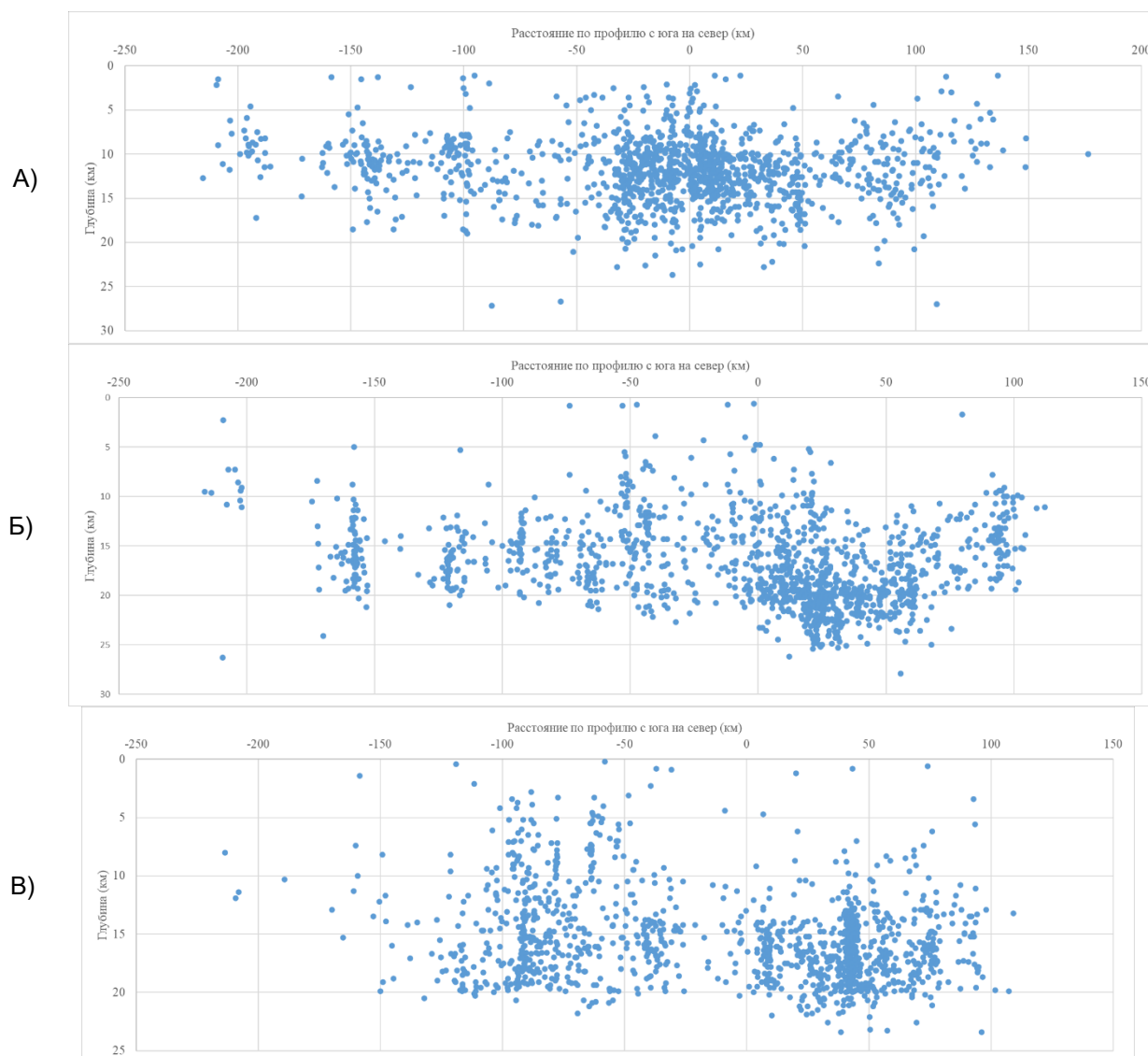
Детальный анализ сейсмичности Прихубсугулья, выполненный по данным временной сети станций за 2014–2016 гг. [Meltzer et al., 2019; Еманов, Ешкунова, 2025], уточнил структуру района Прихубсугульской системы рифтовых впадин (рис. 3).



**Рис. 3.** Эпицентры землетрясений, полученные в результате обработки данных временной сети 2014–2016 гг. [Meltzer et al., 2019; Еманов, Ешкунова, 2025]: 1 – линии профилей вертикальных разрезов, 2 – разломы согласно ГИН РАН [Zelenin et al., 2022], 3–5 – эпицентры землетрясений, разделенные по зонам: 3 – Белино-Бусингольская система, 4 – Дархатская впадина, 5 – Хубсугульская впадина.

В научной литературе эти впадины интерпретируются либо как завершение Байкальской рифтовой зоны, либо как самостоятельная система рифтогенеза над плюмовой областью [Мишарина и др., 1983]. Установлено, что линейные структуры сейсмической активности не всегда полностью соответствуют главным тектоническим нарушениям. Для Хубсугульской и Бусингольской впадин, являющихся окраинами блока, характерно развитие сейсмичности со стороны внутреннего горного обрамления. В то же время в Дархатской рифтовой впадине, расположенной в центральной части блока, сейсмичность развивается внутри самой впадины.

Благодаря полученным данным был проведен анализ распределения гипоцентров землетрясений за 2014–2016 гг. для каждой отдельной зоны: Белино-Бусингольская система, Дархатская впадина, Хубсугульская впадина (рис. 4).



**Рис. 4.** Вертикальные разрезы вдоль профилей (центр профиля – 0 км соответствует 51° с.ш.): А – Белино-Бусингольская система, Б – Дархатская впадина, В – Хубсугульская впадина.

Согласно профилям можно отметить, что в направлении с запада на восток средняя глубина наиболее активных зон увеличивается с 10–15 до 15–20 км. В том же направлении прослеживается появление четкого разделения на северную и южную сейсмоактивные области. В районе Белино-Бусингольской системы (профиль А) картина достаточно равномерная на протяжении всего профиля, однако, смещаясь на восток к профилям Б и В, появляется заметное разделение. Северная часть характеризуется большей глубиной залегания гипоцентров относительно южной. Вероятнее всего это обусловлено неравномерностью рифтогенеза над областью плюма [Кочетков и др., 1993].

### СЕЙСМИЧНОСТЬ МАССИВА ХАНГАЙ

Хангайский массив находится на юго-западной границе Тувино-Монгольского блока. Представляет собой поднятие над плюмовой областью, для которого типична высокая сейсмичность (до магнитуды 8) по периферийным разломам (см. рис. 1) при практическом отсутствии событий внутри блока [Chogowicz, 2005; Shelly et al., 2013]. Однако в 2024 г. внутри массива был зафиксирован рой землетрясений с максимальным событием  $M_L = 5.7$ . Это явление может свидетельствовать о начале нового этапа

эволюции Хангайского блока. Совместный анализ сейсмичности Тувино-Монгольского блока и Хангая подтверждает гипотезу о поэтапном развитии процессов в областях распространения мантийных плюмов [Зорин и др., 2006].

## ВЫВОДЫ

- Тувино-Монгольский блок занимает уникальное положение на стыке двух разнотипных сейсмических режимов – Алтае-Саянской горной области (где землетрясения приурочены к горному обрамлению впадин) и Байкальской рифтовой зоны (где очаги локализуются внутри впадин).
- В окраинных впадинах (Хубсугульская, Бусингольская) сейсмичность развивается со стороны внутреннего горного обрамления, тогда как в центральной Дархатской впадине сейсмичность локализована внутри самой впадины.
- Вертикальные разрезы выявили четкое разделение на северную и южную сейсмоактивные области при смещении на восток. Северная часть характеризуется большей глубиной залегания гипоцентров, что, вероятно, отражает неравномерность рифтогенеза над мантийным плюмом.
- Зафиксированный в 2024 г. рой землетрясений внутри массива Хангай ( $M_L = 5.7$ ) может свидетельствовать о начале нового этапа эволюции Хангайского блока.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Дэмбэрэл С.** Сейсмичность и напряженно-деформированное состояние литосферы Монголии. Дисс... уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. 374 с.
- Еманов А.А., Ешкунова И.Ф.** Автоматизация обработки больших объемов сейсмологических данных при изучении сейсмичности Прихубсугулья за 2014–2016 гг. // Физика Земли. 2025. № 6. С. 33–47. doi: 10.7868/S3034645225060035. EDN:CFNDPP.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Радзиминович Я.Б., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Артёмова А.И., Подкорытова В.Г.** Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021 г.  $M_W = 6.7$ ,  $M_L = 6.9$  и афтершоки начального периода // Физика Земли. 2022. № 1. С. 67–82. doi:10.31857/S0002333722010021. EDN:PADCYN.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Арапов В.В., Фролов М.В.** Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г.,  $M_L = 6.9$  в структуре сейсмичности Тувино-Монгольского блока // Физика Земли. 2023. № 5. С. 79–95. doi:10.31857/S0002333723050034. EDN:VZHSYQ.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Полянский П.О., Фролов М.В., Ешкунова Е.А.** О влиянии Хубсугульского землетрясения 2021 года на сейсмичность стыка Алтае-Саянской горной области с Байкальской рифтовой зоной // Вулканология и сейсмология. 2024. № 6. С. 28–39. doi:10.31857/S0203030624060047. EDN:HZCUUI.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В.** О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1060–1074. EDN:KTWZBR.
- Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А., Ружич В.В., Турутанов Е.Х., Арвисбаагар Н., Баясгалан, Кожевников В.М., Эрдэнбелэг Б., Чипизубов А.В., Монхоо Д., Аниканова Г.А., Ключевский А.В., Найдич В.И., Баяр Г., Боровик Н.С., Гилёва Н.А., Адьяа М., Балжинням И., Джурик В.И., Потапов В.А.,**

**Юшкин В.И., Дугармаа Т., Цэмбэл Л.** Сейсмоструктура и сейсмичность Прихубсугуля. Новосибирск: Наука, 1993. 182 с.

**Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И.** Юго-Западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 74–83.

**Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов Б.А., Ващилов Ю.Я.** Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.

**Парфеевец А.В., Саньков В.А.** Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академ. изд-во ГЕО, 2006. 151 с.

**Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И. Леви К.Г., Ашурков С.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.** Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // Доклады Академии наук. 2003. Т. 392, № 6. С. 792–795. EDN:OPLXSX.

**Chorowicz J.** The East African rift system // Journal of African Earth Sciences. 2005. Vol. 43 (1–3). P. 379–410. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019.

**Meltzer A., Stachnik J.C., Sodnomsambu D., Munkhuu U., Tsagaan B., Dashdondog M., Russo R.** The Central Mongolia seismic experiment: multiple applications of temporary broadband seismic arrays // Seismological Research Letters. 2019. Vol. 90 (3). P. 1364–1376. doi:10.1785/0220180360.

**Shelly D.R., Hill D.P., Massin F., Farrell J., Smith R.B., Taira T.** A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2013. Vol. 118 (9). P. 4872–4886. doi:10.1002/jgrb.50362.

**Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.** The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // Earth System Science Data. 2022. Vol. 14. P. 4489–4503. doi:10.5194/essd-14-4489-2022.

## REFERENCES

**Chorowicz J.** The East African rift system // Journal of African Earth Sciences. 2005. Vol. 43 (1–3). P. 379–410. doi:10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019.

**Demberel S.** Seismicity and stress-strain state of the lithosphere of Mongolia. Dissertation for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences (In Russ.). Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 2017. 374 p.

**Emanov A.A., Eshkunova I.F.** Automation of processing large volumes of seismological data in studying the seismicity of the Khubsugul region for 2014–2016 // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2025. Vol. 61 (6). P. 938–950. doi:10.1134/S1069351325700806. EDN:MJFKGQ.

**Emanov A.F., Emanov A.A., Chechel'nitskii V.V., Shevkunova E.V., Radziminovich Ya.B., Fateev A.V., Kobeleva E.A., Gladyshev E.A., Arapov V.V., Artemova A.I., Podkorytova V.G.** The Khuvsgul earthquake of January 12, 2021,  $M_W = 6.7$ ,  $M_L = 6.9$  and early aftershocks // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2022. Vol. 58 (1). P. 59–73. doi:10.1134/S1069351322100019. EDN:EHDBHU.

**Emanov A.F., Emanov A.A., Chechel'nitskii V.V., Shevkunova E.V., Fateev A.V., Kobeleva E.A., Arapov V.V., Frolov M.V.** The Khuvsgul earthquake of January 12, 2021,  $M_L = 6.9$ , in the seismicity structure of the Tuva–

Mongolian block // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2023. Vol. 59 (5). P. 733–748. doi: 10.1134/s1069351323050038. EDN:KYKKMY.

**Emanov A.F., Emanov A.A., Chechelnitsky V.V., Shevkunova E.V., Fateev A.V., Kobeleva E.A., Polyansky P.O., Frolov M.V., Eshkunova I.F.** On the influence of the 2021 Hubsugul earthquake on the seismicity of the junction of the Altai-Sayan mountain region with the Baikal Rift Zone // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2024. Vol. 18 (6). P. 532–543. doi:10.1134/S0742046324700817. EDN:HALNGH.

**Kochetkov V.M., Khilko S.D., Zorin Yu.A., Ruzhich V.V., Turutanov E.Kh., Arvisbaagar N., Bayasgalan, Kozhevnikov V.M., Erdenbelag B., Chipizubov A.V., Monkhood D., Anikanova G.A., Klyuchevskii A.V., Naidich V.I., Bayar G., Borovik N.S., Gileva N.A., Adya M., Balzhinnyam I., Dzhurik V.I., Potapov V.A., Yushkin V.I., Dugurmaa T., Tsembel L.** Seismotectonics and seismicity of the Khubsugul region (In Russ.). Nauka, Novosibirsk, 1993. 182 p.

**Meltzer A., Stachnik J.C., Sodnomsambuu D., Munkhuu U., Tsagaan B., Dashdondog M., Russo R.** The Central Mongolia seismic experiment: multiple applications of temporary broadband seismic arrays // *Seismological Research Letters*. 2019. Vol. 90 (3). P. 1364–1376. doi:10.1785/0220180360.

**Misharina L.A., Melnikova V.I., Balzhinnyam I.** The southwestern boundary of the Baikal Rift Zone based on earthquake focal mechanism data // *Journal of Volcanology and Seismology*. 1983. No. 2. P. 74–83. (In Russ.).

**Molnar P., Kurushin R.A., Kochetkov V.M., Demyanovich M.G., Borisov B.A., Vashilov Yu.Ya.** Deformation and faulting during strong earthquakes in the Mongolian-Siberian region // *Deep Structure and Geodynamics of the Mongolian-Siberian Region* (In Russ.). Nauka, Novosibirsk, 1995. P. 5–55.

**Parfeevets A.V., Sankov V.A.** Stress state of the Earth's crust and geodynamics of the southwestern part of the Baikal Rift system (In Russ.). GEO, Novosibirsk, 2006. 151 p.

**San'kov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Ashurkov S.V., Bashkuev Yu.B., Dembelov M.G., Calais E., Déverchère J., Vergnolle M., Bechtur B., Amarjargal Ch.** Present-day movements of the Earth's crust in the Mongol-Siberian region inferred from GPS geodetic data // *Doklady Earth Sciences*. 2003. Vol. 393 (8). P. 1082–1085. EDN:LIDCAF.

**Shelly D.R., Hill D.P., Massin F., Farrell J., Smith R.B., Taira T.** A fluid-driven earthquake swarm on the margin of the Yellowstone caldera // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. Vol. 118 (9). P. 4872–4886. doi:10.1002/jgrb.50362.

**Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.** The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. Vol. 14. P. 4489–4503. doi:10.5194/essd-14-4489-2022.

**Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M., Rasskazov S.V., Ivanov A.I.** The nature of Cenozoic upper mantle plumes in East Siberia (Russia) and Central Mongolia // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. Vol. 47 (10). P. 1056–1070.

#### ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

*ЕМАНОВ Алексей Александрович* – кандидат геолого-минералогических наук, директор Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”; старший научный сотрудник лаборатории глубинных геофизических исследований и региональной сейсмичности Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Основные научные интересы: сейсмология, базы данных центров обработки сейсмологии и геофизики,

исследования с локальными сетями станций, инженерная сейсмология, искусственный интеллект в обработке данных.

*ЕМАНОВ Александр Федорович* – доктор технических наук, главный научный сотрудник Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”. Основные научные интересы: сейсмология, инженерная сейсмология, сейсмологические исследования земной коры, алгоритмы обработки данных.

*ГЛАДЫШЕВ Егор Андреевич* – старший научный сотрудник Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”. Основные научные интересы: сейсмология, мониторинг эволюции сейсмичности в районах крупных землетрясений, интенсивность воздействия сейсмических событий на объекты капитального строительства.

*ЕШКУНОВА Ирина Федоровна* – научный сотрудник Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”. Основные научные интересы: обработка данных, применение искусственного интеллекта в сейсмологии.

*Статья поступила в редакцию 10 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 27 марта 2026 г.,  
принята к публикации 1 апреля 2026 г.*



## ФОРМИРОВАНИЕ ОБЛАСТИ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ: РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ С.В. ГОЛЬДИНА

Петр Георгиевичи Дядьков<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,  
DyadkovPG@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5345-9331>

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия,

**Аннотация.** Приведены новые данные о процессах формирования области подготовки землетрясения, которые получены на основе развития представлений С.В. Гольдина. Получены свидетельства о процессах переупаковки блочной системы накануне сильного землетрясения, о формировании зоны деформационной тени в районе будущего сейсмического события. Обсуждается природа среднесрочных сейсмических затиший и краткосрочных пауз молчания.

**Ключевые слова:** землетрясение, область подготовки, зона деформационной тени, сейсмическое затишье, пауза молчания

**Финансирование:** работа выполнена в рамках государственного задания FWZZ-2026-0051.

**Для цитирования:** Дядьков П.Г. Формирование области подготовки землетрясения: развитие представлений С.В. Гольдина // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 48–54. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-48.

## FORMATION OF THE EARTHQUAKE PREPARATION AREA: DEVELOPMENT OF S.V. GOLDIN'S CONCEPTS

Petr G. Dyadkov<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,  
DyadkovPG@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5345-9331>

<sup>2</sup>Novosibirsk State University, Pirogov Str., 1, Novosibirsk, 630090, Russia,

**Abstract.** New data on the formation of an earthquake preparation zone, based on the development of S.V. Goldin's concepts, are presented. Evidence is obtained of the repacking of the block system on the eve of a strong earthquake, the formation of a deformation shadow zone in the area of the future earthquake, and the nature of medium-term seismic quiescences and short-term silence pauses is discussed.

**Keywords:** earthquake, preparation zone, deformation shadow zone, seismic quiescence, silence pause

**Funding:** the study was carried out within the framework of the state assignment FWZZ-2026-0051.

**For citation:** Dyadkov P.G. Formation of the earthquake preparation area: development of S.V. Goldin's concepts // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 48–54. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-48.

## ВВЕДЕНИЕ

Получение новых знаний о процессе формирования области подготовки тектонического землетрясения и физических механизмах этого процесса является одной из важнейших задач в науках о

Земле. В ряде работ [Гольдин и др., 2001; Гольдин, 2004; Гольдин, Кучай, 2007] С.В. Гольдину с соавторами удалось выявить ряд важных закономерностей и особенностей сейсмического процесса и предложить некоторые физические механизмы для их объяснения, что явилось основой для дальнейшего развития исследований по этим направлениям. Рассмотрим некоторые из этих результатов, актуальных с точки зрения разработки моделей подготовки землетрясений.

### **ПРОЦЕССЫ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БЛОЧНОЙ СРЕДЕ**

Показано [Dyadkov et al., 2017], что подготовка Култукского землетрясения сопровождалась роением землетрясений, возникшим в 2007 г. у восточного края жесткого асейсмичного блока. Интенсивность роя снижалась по мере приближения к основному событию и события в рое полностью прекратились приблизительно за три месяца до Култукского землетрясения ( $M = 6.3$ ), которое произошло у западного края этого же жесткого асейсмичного блока. Возможным объяснением этой роевой последовательности может быть процесс переупаковки блочной системы [Гольдин, 2004] на заключительной стадии подготовки Култукского землетрясения. Важно также отметить, что наличие жесткого блока определило особый характер развития афтершокового процесса этого землетрясения. Афтершоковая последовательность развивалась только в западном и северо-западном направлении от эпицентра главного события.

### **МОДЕЛЬ ПОДГОТОВКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ С ЗОНОЙ ДЕФОРМАЦИОННОЙ ТЕНИ**

При детальном изучении особенностей сейсмического режима и напряженного состояния областей подготовки сильных землетрясений в последние годы накопилось достаточно много фактов, указывающих на то, что район будущего очага находится в особых условиях, которые характеризуются относительной изолированностью процессов в ближней зоне подготовки от внешних региональных воздействий, невысоким уровнем выделения сейсмической энергии и ее стабильностью во времени, близостью расположения к границам сейсмических затиший, сменой типа напряженного состояния, высоким уровнем градиента напряжений и относительно невысоким уровнем касательных напряжений.

Рассматривая имеющиеся данные с точки зрения разработки соответствующей физической модели подготовки землетрясения в условиях взаимодействия жестких структурных тектонических элементов (плит, микроплит и блоков) как между собой, так и с орогенами, следует констатировать, что модель должна включать зону упрочнения среды (например, консолидации блоковых структур) и зону разупрочнения, возникающую внутри или рядом с зоной упрочнения. Важнейшей характеристикой такой модели подготовки является необходимость объединения и взаимодействия (на определенном этапе эволюции) зоны упрочнения с жесткими структурами следующего, более высокого иерархического уровня. Именно такая модель может обеспечить энергетически выгодный процесс эволюции геодинамической системы. При этом инициализация процесса разрушения, зависящая от увеличения контрастности свойств среды, не требует значительных касательных напряжений вследствие наличия области разупрочнения.

В работе [Гольдин, Кучай, 2007] при изучении пространственного распределения типа напряженного состояния по данным о механизмах очагов землетрясений было обнаружено, что при общем характере смещения и деформирования среды в северном, северо-восточном направлении и преобладающих условиях близгоризонтального сжатия в этом направлении (что обусловлено силами Индо-Евразийской коллизии), севернее крупных консолидированных структур (микроплиты, блоки)

наблюдаются так называемые зоны деформационной тени. В этих зонах постоянно имеют место сбросовые механизмы очагов, т. е. преобладают условия растяжения.

При анализе пространственного распределения типов механизмов очагов в области подготовки Чуйского землетрясения в Горном Алтае, 2003 г.,  $M = 7.3$ , нами было обнаружено, что при подготовке этого землетрясения в его ближней зоне преобладают сбросовые типы очагов [Дядьков и др., 2010]. Это позволило нам предположить, что зоны деформационной тени могут иметь место не только как постоянные структурные особенности деформируемой среды, но и возникать в областях подготовки землетрясений в ответ на формирование консолидированной блочной структуры, состоящей из нескольких блоков [Дядьков, 2013]. Зона деформационной тени была также обнаружена нами в области подготовки землетрясения Чьяпас в Мексике, 2017 г.,  $M = 8.2$ , при анализе сейсмотектонических деформаций, рассчитанных по механизмам очагов землетрясений [Дядьков и др., 2020].

### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗАТИШЬЯ И ПАУЗЫ МОЛЧАНИЯ

Хотя сейсмические затишья являются практически обязательным среднесрочным признаком готовящегося землетрясения, однозначного ответа о механизме этого явления пока нет. Природа затишья может иметь два объяснения. Во-первых, это может быть объяснено консолидацией блочной среды, при этом внутри этой консолидированной области по крайней мере умеренные и сильные землетрясения могут отсутствовать. Во-вторых, природа затишья может объясняться обратным явлением – возможностью реализации упругих деформаций в среде за счет относительно медленных квазипластических подвижек в блочной среде [Гольдин, 2004], например, при достижении в некотором объеме среды такого уровня касательных напряжений, при котором наступает возможность пластического деформирования.

Полученные данные о процессе подготовки Култукского землетрясения в большей степени указывают на первый тип природы затишья, обусловленный консолидацией блочной среды, поскольку наблюдаемое двухлетнее сейсмическое затишье сопровождалось стабилизацией вертикальных движений в пункте Талая и стабилизацией изменений магнитного поля в ряде пунктов, что при интерпретации последних в рамках магнитоупругого эффекта горных пород указывает на стабильность напряженного состояния в этот период.

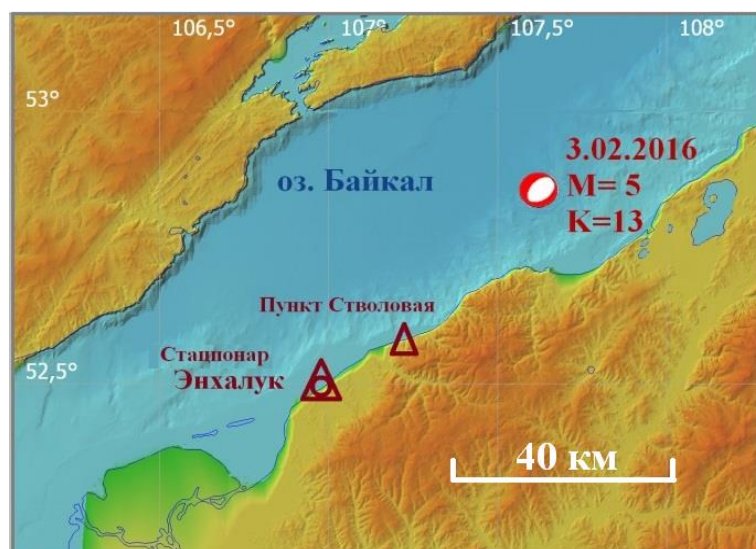
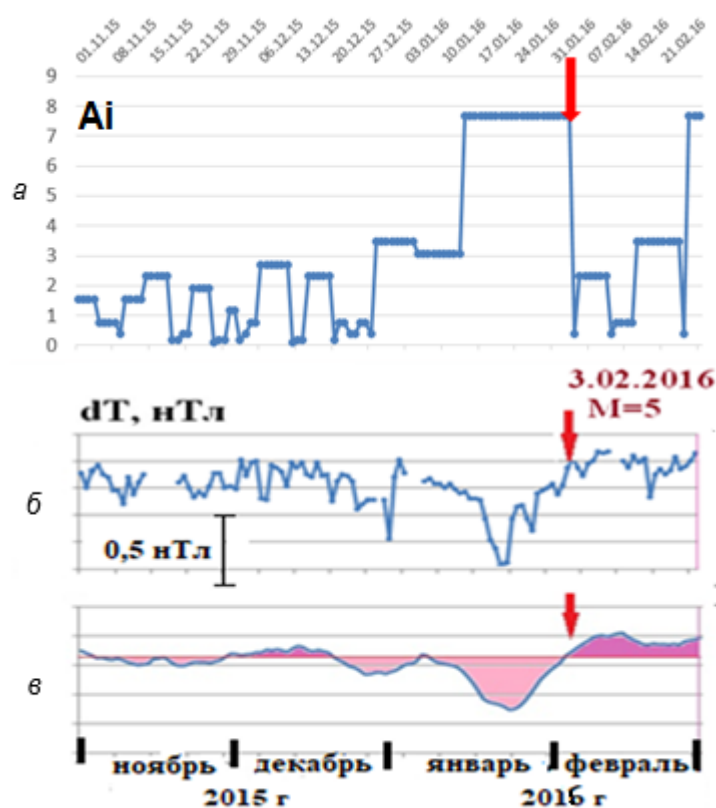


Рис. 1. Карта-схема расположения стационарных пунктов геомагнитных наблюдений и эпицентра землетрясения 3 февраля 2016 года с  $M = 5$ .



**Рис. 2.** Синхронизация аномалий продолжительности пауз сейсмического молчания и бухтообразных изменений в магнитном поле перед землетрясением 03.02.2016 г. с  $M = 5$  в центральной части оз. Байкал: а – график зависимости интенсивности пауз молчания  $A_i$  от времени для событий с  $M \geq 3.1$  за период с 01.11.2015 г. до 28.02.2016 г.; б – ежедневные значения разности аномального магнитного поля  $dT$  перед землетрясением 03.02.2016 г. с  $M = 5$  в пункте Стволовая относительно пункта Энхалук; в – разность  $dT$ , осредненная по пяти суткам.

Что касается второго типа природы затишья, связанного с диссипацией упругой энергии за счет медленных пластических, возможно криповых, подвижек, то более вероятным кандидатом на объяснение природы затишья являются паузы молчания, которые наблюдались нами в Байкальском регионе и характеризовались кратковременным (недели – месяц) отсутствием в регионе событий с  $M = 3$  и выше (рис. 1 и 2) непосредственно перед главным событием [Дядьков и др., 2023]. Для Байкальского региона был выполнен анализ изменений во времени интервалов между последовательными сейсмическими событиями ( $M \geq 3.1$ ) для периода с 01.01.2022 г. по 15.05.2023 г., а также для периода с ноября 2015 г. по февраль 2016 г. (см. рис. 2). Для этого был введен параметр  $A_i$ , который показывает во сколько раз интервал между соседними сейсмическими событиями превышает средний интервал за длительный промежуток времени. В результате были выявлены паузы сейсмического молчания длительностью до 20 дней, которые, как правило, сопровождались землетрясениями с  $M \sim 4.5$ – $5.5$ .

Свидетельство об увеличении скорости деформирования среды в области подготовки сильного землетрясения получено по данным космической геодезии по измерениям смещений на пунктах GPS-наблюдений в Горном Алтае [Тимофеев и др., 2024]. В среднем скорости смещений земной поверхности на пунктах в районе будущей эпицентральной области Чуйского землетрясения (27.09.2003 г.,  $M_w = 7.3$ ) за предсейсмический период с 2000 по 2003 г. были выше приблизительно в два раза по сравнению со скоростями смещений на пунктах, расположенных вне эпицентральной области. Хотя этот факт может указывать на активизацию деформационного процесса в области подготовки Чуйского землетрясения в том

числе, возможно, и за счет развития квазипластических деформаций, но выделить начало периода с повышенными скоростями деформирования среды в пределах временного интервала с 2000 по 2003 гг. не представляется возможным, поскольку изменения скоростей на годовых периодах сопоставимы с погрешностью наблюдений. Нельзя исключать и того факта, что повышенные скорости деформирования могли иметь место и до организации GPS-наблюдений в Горном Алтае, первая серия которых была выполнена в 2000 г.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты экспериментальных наблюдений за изменениями сейсмического режима и тектономагнитными аномалиями, а также анализ этих данных, выполненный на основе представлений и идей С.В. Гольдина, позволили существенно повысить уровень наших знаний о процессах формирования области подготовки землетрясений.

Получены сведения о переупаковке блочной системы накануне Култукского землетрясения 2008 г.,  $M = 6.3$ , на примере предшествующего этому событию роевой последовательности на восточной границе жесткого асейсмичного блока в южной части Байкальской впадины. Через три месяца после окончания роевой последовательности на западной границе этого блока произошло Култукское землетрясение.

Обнаружение С.В. Гольдиным и О.В. Кучай зон деформационной тени в сейсмоактивных районах Центральной Азии [Гольдин, Кучай, 2007] позволило предположить, что это явление может иметь место при формировании областей подготовки землетрясений [Дядьков, 2013]. Экспериментальное подтверждение этому получено при анализе механизмов очагов землетрясений и сейсмотектонических деформаций перед Чуйским землетрясением в Горном Алтае в 2003 г.,  $M = 7.3$ , и землетрясением Чьяпас в Мексике в 2017 г.,  $M = 8.2$ .

Природа среднесрочных (месяцы–годы) сейсмических затиший пока не получила однозначного трактования, но новые данные анализа сейсмического режима в Байкальском регионе и результаты тектономагнитных наблюдений с большей вероятностью указывают на то, что кратковременные сейсмические паузы с отсутствием событий с  $M \geq 3$  перед умеренными и сильными землетрясениями в Байкальском регионе [Дядьков и др., 2023] могут являться результатом начавшегося деформационного процесса в очаговой зоне.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

**Гольдин С.В.** Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54. EDN: OXKDAT.

**Гольдин С.В., Кучай О.А.** Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 7. С. 692–723. EDN: IANKGN.

**Гольдин С.В., Дядьков П.Г., Дашевский Ю.А.** Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне: современное состояние и новые подходы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 10. С. 1484–1496. EDN: PEUGVM.

**Дядьков П.Г.** О модели подготовки землетрясения с зоной деформационной тени // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тезисы докладов IX Международной школы-семинара (г. Иркутск, 2–6 сентября 2013 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 35.

**Дядьков П.Г., Кучай О.А., Михеева А.В., Романенко Ю.М.** Стадии подготовки Алтайского землетрясения (27.09.2003 г.,  $M_w = 7.3$ ) и связанные с ними изменения состояния сейсмогенной среды // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13, Спецвыпуск. С. 78–82. EDN:NQXIAJ.

**Дядьков П.Г., Кучай О.А., Романенко Ю.М., Джумагалиева З.С.** Деформации в Центрально-Американской зоне субдукции по данным механизмов очагов землетрясений и их особенности в районе землетрясения Чьяпас, Мексика, 2017 г.,  $M_w=8.2$  // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11, № 2. С. 320–333. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0477. EDN:WNPLGL.

**Дядьков П.Г., Козлова М.П., Кулешов Д.А.** Паузы молчания перед Байкальскими землетрясениями // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. XIX Международный научный конгресс. Международная научная конференция "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 8 т. (г. Новосибирск, 17–19 мая 2023 г.). Новосибирск: СГУГиТ, 2023. Т. 2, № 3. С. 129–134. doi:10.33764/2618-981X-2023-2-3-129-134. EDN:CJWURV.

**Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Тимофеев А.В.** Вариации полей смещений и сейсмический режим Горного Алтая // Вулканология и сейсмология. 2024. № 4. С. 54–69. doi:10.31857/S0203030624040048. EDN:IXZTMS.

**Dyadkov P., Kozlova M., Mikheeva A., Tsibizov L.** Rigid blocks in the Earth's crust and strong earthquakes // The International Conference on Astronomy and Geophysics in Mongolia, 2017 (Ulaanbaatar, Mongolia, 20–22 July, 2017): Book Extended Abstracts. Ulaanbaatar, 2017. P. 59–62.

## REFERENCES

**Goldin S.V.** Dilatancy, repacking, and earthquakes // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2004. Vol. 40 (10). P. 817–832. EDN:LISSWR.

**Gol'din S.V., Kuchai O.A.** Seismic strain in the Altai-Sayan active seismic area and elements of collisional geodynamics // Russian Geology and Geophysics. 2007. Vol. 48 (7). P. 536–557. doi:10.1016/j.rgg.2007.06.005.

**Gol'din S.V., Dyad'kov P.G., Dashevskii Yu.A.** The South Baikal geodynamic test ground: new strategy of earthquake prediction // Russian Geology and Geophysics. 2001. Vol. 42 (10). P. 1405–1415.

**Dyadkov P.G.** On the model of earthquake preparation with a deformation shadow zone // Physics and forecasting of rock destruction: Abstracts of the IX International workshop (Irkutsk, September 2–6, 2013). IEC SB RAS, Irkutsk, 2013. P. 35. (In Russ.).

**Dyadkov P.G., Kuchay O.A., Mikheeva A.V., Romanenko Yu.M.** Preparation stages of the Altay earthquake of magnitude 7.3 in 2003 and attendant changes in the seismogenic environment // Physical Mesomechanics. 2010. Vol. 13, Special Issue. P. 78–82. (In Russ.).

**Dyadkov P., Kozlova M., Mikheeva A., Tsibizov L.** Rigid blocks in the Earth's crust and strong earthquakes // The International Conference on Astronomy and Geophysics in Mongolia, 2017 (Ulaanbaatar, Mongolia, 20–22 July, 2017): Book Extended Abstracts. Ulaanbaatar, 2017. P. 59–62.

**Dyadkov P.G., Kuchai O.A., Romanenko Yu.M., Dzhumagaliyeva Z.S.** Deformations in the Middle America Trench according to earthquake focal mechanisms and their features in the area of the 2017  $M_w$  8.2 Chiapas earthquake, Mexico // Geodynamics and Tectonophysics. 2020. Vol. 11 (2). P. 320–333. (In Russ.). doi:10.5800/GT-2020-11-2-0477.

**Dyadkov P.G., Kozlova M.P., Kuleshov D.A.** Silence pauses before the Baikal Earthquakes // InterExpo GEO-Siberia. XIX International Scientific Congress. International Scientific Conference "Subsoil Use. Mining. Directions and Technologies of Prospecting, Exploration, and Development of Mineral Deposits. Economics. Geoecology": Proceeding in 8 volumes (Novosibirsk, May 17–19, 2023). SSUGiT, Novosibirsk, 2023. Vol. 2 (3). P. 129–134. (In Russ.). doi:10.33764/2618-981X-2023-2-3-129-134.

**Timofeev V.Yu., Ardyukov D.G., Timofeev A.V.** Variations of displacement fields and seismicity in the Mountainous Altai // Journal of Volcanology and Seismology. 2024. Vol. 18 (4). P. 351–365. doi: 10.1134/S0742046324700659. EDN:IXPFIU.

#### **ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРЕ**

*ДЯДЬКОВ Петр Георгиевич* – кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией естественных геофизических полей ИНГГ СО РАН, доцент кафедры геофизики геолого-геофизического факультета Новосибирского государственного университета. Основные научные интересы: изучение закономерностей процессов подготовки землетрясений по характеристикам сейсмического режима и результатам геомагнитного мониторинга.

*Статья поступила в редакцию 10 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 20 марта 2026 г.,  
принята к публикации 23 марта 2026 г.*



## МЕТОДИКА ЛОКАЛИЗАЦИИ ГИПОЦЕНТРОВ БЛИЗКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО БАЙКАЛА

**Андрей Владимирович Беяшов**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,  
BelyashovAV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8772-3863>*

**Аннотация.** Приводится ретроспективное описание эволюции методического подхода по локализации коровых землетрясений (условно названного «уточненной гипоцентрией») на примере данных, полученных в районе Центрального Байкала. Используются как архивные записи прошлых землетрясений (за период 2001–2003 гг.), так и относительно современные данные (2020–2021 гг.). Предложен ряд обоснованных методических решений, позволяющих повысить точность и надежность локализации с примерами их применения на реальных данных.

**Ключевые слова:** коровые землетрясения, уточненная гипоцентрия, локализация, Центральный Байкал

**Финансирование:** работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050.

**Благодарности:** особую благодарность автор выражает сотрудникам Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН и ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за предоставление исходных данных.

**Для цитирования:** Беяшов А.В. Методика локализации гипоцентров близких землетрясений Центрального Байкала // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 55–67. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-55.

## CENTRAL BAIKAL SHALLOW-FOCUS EARTHQUAKES LOCALIZATION TECHNIQUE

**Andrey V. Belyashov**

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,  
BelyashovAV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8772-3863>*

**Abstract.** A retrospective description of the evolution of the methodological approach to the localization of crustal earthquakes (conventionally called "refined hypocentry") is given using the example of data obtained in the Central Baikal region. Both archival records of past earthquakes (for the period 2001–2003) and relatively modern data (2020–2021) were used. A number of well-founded methodological solutions are proposed to improve the accuracy and reliability of localization with examples of their application on real data.

**Keywords:** shallow-focus earthquakes, refined hypocentry, localization, Central Baikal

**Funding:** the study was carried out within the framework of the project No. FWZZ-2026-0050.

**Acknowledgments:** the author is grateful to the staff of the Buryat Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences, and Geological Institute SB RAS (Ulan-Ude) for providing source data.

**For citation:** Belyashov A.V. Central Baikal shallow-focus earthquakes localization technique // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 55–67 (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-55.

## ВВЕДЕНИЕ

Точность и достоверность локализации гипоцентров землетрясений, включая внутрикоровые, остается одной из важных проблем в прикладной сейсмологии. На локационное решение влияют различные факторы, включая:

- свойства сети наблюдательных станций с учетом особенностей локальной и региональной геологической структуры, определяющей механизмы распространения сейсмических волн;
- неоднородность геологической среды и сложность ее адекватного представления через скоростную модель;
- качество исходных записей *P*- и *S*-волн, обуславливающее точность определения времен вступлений;
- обеспечение объективных критериев оценки точности локализации.

Автор данной статьи поставил перед собой задачу найти обоснованный способ повышения точности и надежности определения очаговых параметров (времени в очаге  $T_0$  и трехмерных координат  $x, y, z$ ) коровых землетрясений. Стартовый подход базировался на выявлении и совершенствовании узлов в обработке, заведомо снижающих качество результирующего локационного решения. К настоящему моменту уточненная гипоцентриа претерпела три эволюционных итерации.

В статье приводится описание методических аспектов локализации коровых землетрясений Центрального Байкала с демонстрацией некоторых результатов без их интерпретации.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ПРОГРАММЫ

Разработка методического подхода строилась на использовании записей коровых землетрясений, зарегистрированных в районе Центрального Байкала сетью цифровых сейсмологических станций Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН [Кобелева и др., 2020] в периоды 2001–2003 и 2020–2021 гг. Данные получены на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира». Подбор локационного решения выполнялся в программе Hypoellipse [Lahr, 2012].

## ПЕРВЫЙ ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ЭТАП

В рамках первой эволюционной итерации были задействованы качественные записи *P*- и *S*-волн от Кударинского землетрясения, произошедшего в районе Селенгинской дельты в декабре 2020 г. [Тубанов и др., 2021]. Развернутое описание работ по данному этапу приведено в [Беляшов, Предеин, 2022].

### Условия регистрации землетрясений и первичной обработки данных

Требования по размещению сейсмических станций, регистрирующих землетрясения в Центральном Байкале, должны по возможности удовлетворять:

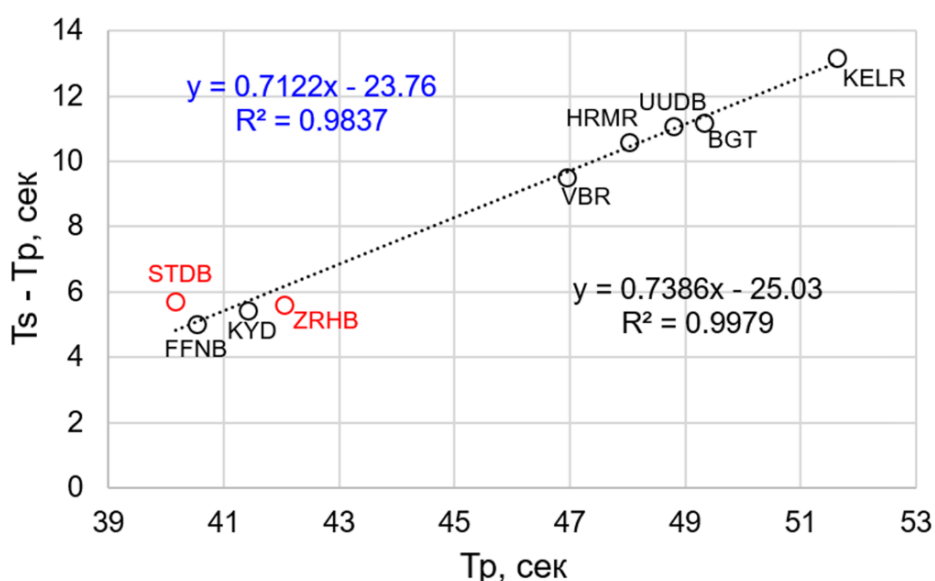
- условиям дистанционного и азимутального покрытия, описанным в [Гилева и др., 2000; Déverchère et al., 2001; Bondár et al., 2004; Радзиминович, 2010];
- специфике распространения сейсмических волн с учетом особенностей региональной геологической структуры.

При наличии в геологическом разрезе внутрикоревой границы, размещение гипоцентра землетрясения выше нее будет приводить к формированию падающей преломленной волны, выходящей в первые вступления на эпицентральных расстояниях порядка 100–110 км [Diehl et al., 2021]. При этом, использовать ее времена прихода в расчетах по локализации не представляется корректным, поскольку у исследователей, как правило, нет информации о точном глубинном положении преломляющей границы.

Таким образом, для решения задач уточненной локализации предлагается на сейсмограммах определять времена вступлений прямых ( $P_g$  и  $S_g$ ) волн, зарегистрированных на эпицентральных расстояниях до 100–110 км. И поскольку точность конечного решения во многом определяется погрешностью выявления времени прихода сейсмических волн, важным становится использование в обработке сигналов с хорошо читаемыми вступлениями [Мельникова и др., 2012].

### Обеспечение объективных критериев оценки точности локализации

Стандартными критериями оценки качества локационного решения являются невязки между модельными и наблюдаемыми временами пробега сейсмических волн (как индивидуальные по станциям, так и  $gms$ ) и эллипсы ошибок по глубине и эпицентрии. В качестве дополнительного объективного критерия точности и одновременно ориентировочного параметра при подборе скоростных моделей в программе Huroellipse предложено использовать время в очаге ( $T_0$ ), рассчитанное по линейным уравнениям на индивидуальных (отдельно по каждому из событий) графиках Вадати [Бурмин, Шумлянская, 2015]. Время  $T_0$  при этом определяется максимально точно (с наибольшим коэффициентом детерминации) путем отбраковки из расчетов станций, отскакивающих от срединного тренда более чем на 0.1 сек (рис. 1).



**Рис. 1.** Индивидуальный график Вадати на примере главного толчка Кударинского землетрясения. Кружки – сейсмические станции с кодовым названием (черные – использованные для финального решения, красные – отбракованные). Синим цветом обозначено уравнение по всем станциям, черным – после отбраковки.

Расчет постанционных значений  $V_p/V_s$  (необходимых программе Huroellipse для определения скорости S-волны) производился по формуле [Славина и др., 2017]:

$$\frac{V_p}{V_s} = 1 + \frac{T_s - T_p}{T_p - T_0},$$

где  $T_p$  и  $T_s$  – соответственно время прихода P- и S-волны на станции регистрации.

### Скоростные модели

Поскольку практически в любой программе сейсмической локации основным параметром при определении положения гипоцентра являются времена пробега волны от источника до станции, рассчитанные в соответствии с заданными скоростными условиями, то критически важным становится обоснованный выбор адекватной модели.

Исследования, связанные с локализацией землетрясений в районе озера Байкал, как правило, основаны на использовании одномерных (1D) [Déverchère et al., 2001; Суворов, Тубанов, 2008; Тубанов и др., 2021], либо вообще однородных [Санжиева и др., 2019] моделей. При этом очевидно, что применение 1D модели в геологически неоднородной среде не позволит получить корректный результат, поскольку в этом случае программа подбирает оптимальное решение с минимизацией временных невязок на станциях без учета разновеликих латеральных изменений скорости в пространстве. Кроме того, временные невязки только фиксируют отклонения модельных времен от наблюдаемых без возможности их корректировки.

Исходя из вышесказанного, логичным становится использование трехмерной (3D) скоростной модели с возможностью ее итеративной модификации для уточнения результата локализации. В программе Hуроellipse этот вопрос решается с помощью многокомпонентной скоростной модели, являющейся своего рода 3D аналогом – для каждой станции задается своя скоростная модель с независимыми лучевыми траекториями, финальное решение по локализации при этом формируется по временам пробега на всех станциях [Lahr, 2012].

Далее осуществлялся выбор типа скоростной модели между слоистыми и градиентными. Слоистые модели, с одной стороны, дают адекватное представление о вертикальном распределении скорости в среде, с другой могут привести к искаженному решению. При наличии в модели сейсмических границ с резким скачком скорости [Суворов, Тубанов, 2008], программа Hуроellipse в большом числе случаев формирует лучевые траектории для преломленной на этой границе волны, на временах пробега которой и основывается решение по локализации. На сейсмограмме при этом определяются времена первых вступлений прямых волн ( $Pg$  и  $Sg$ ). Учитывая разницу во временах пробега прямой и преломленной волны, становится понятным, что рассчитанное положение источника является ошибочным и характеризуется, как правило, уменьшением глубины гипоцентра.

На основании вышеизложенного для расчетов положения гипоцентра в программе Hуроellipse оптимальными можно считать градиентные модели с формированием только прямолинейных лучевых траекторий и с учетом изменения скорости с глубиной.

### Обоснованность скоростной модели

На основании комплексного анализа данных сейсмической изученности района центральной части озера Байкал [Беляшов, Тубанов, 2021] построена сводная 1D модель для двух основных типов скоростных сред, характерных для данного региона – низкоскоростной (с учетом влияния осадочных отложений в донной части озера) и высокоскоростной (для более глубоких консолидированных отложений и пород по бортам озера). В качестве стартовых скоростных моделей для расчетов в программе Hуроellipse используются усредненные градиентные и градиентно-линейные модели в многокомпонентном варианте [Беляшов, Предеин, 2022].

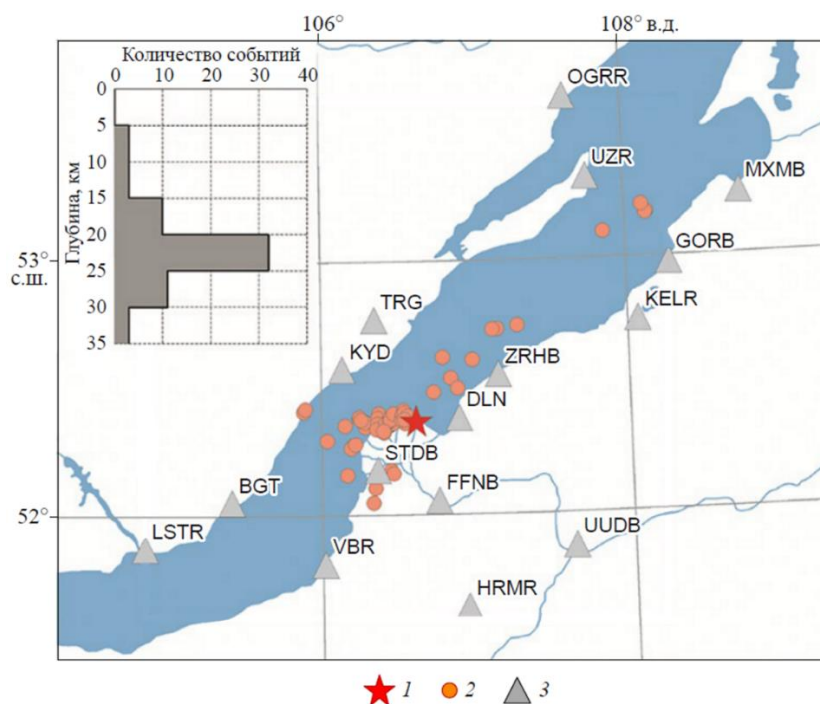
Итеративный подбор решения в программе Hуроellipse осуществляется путем коррекции индивидуальных скоростных моделей для уменьшения временных невязок.

Таким образом, в рамках первого этапа разработки метода локализации были предложены

следующие решения:

- задействование  $P$ - и  $S$ -волн (с ошибкой определения времен вступлений не более 0.04 с);
- выделение на исходных записях конкретного типа сейсмической волны (прямой) с ограничением регистрации эпицентрными расстояниями до 110 км, гарантирующее соответствие времен вступлений (и, соответственно, лучевых траекторий) задаваемой исходной скоростной модели;
- обеспечение «сквозной логики» процесса обработки – данные, полученные на начальных этапах (наряду с временами вступлений, максимально точно определенные на индивидуальных графиках Вадати значения  $T_0$  и  $V_p/V_s$ ), используются при подборе решения в программе локализации в качестве прямых и косвенных расчетных параметров;
- использование многокомпонентных градиентных скоростных моделей (аналог 3D) при итеративном подборе решения в программе локализации Huroellipse.

С помощью вышеуказанного подхода было локализовано Кударинское землетрясение и его афтершоки (рис. 2) с одновременным построением трехмерной скоростной модели блока земной коры Центрального Байкала [Беляшов, 2024а].



**Рис. 2.** Результаты локализации событий Кударинского землетрясения (1 – главный толчок; 2 – эпицентры афтершоков; 3 – сейсмические станции Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН, указаны коды). На врезке – распределение событий по глубине.

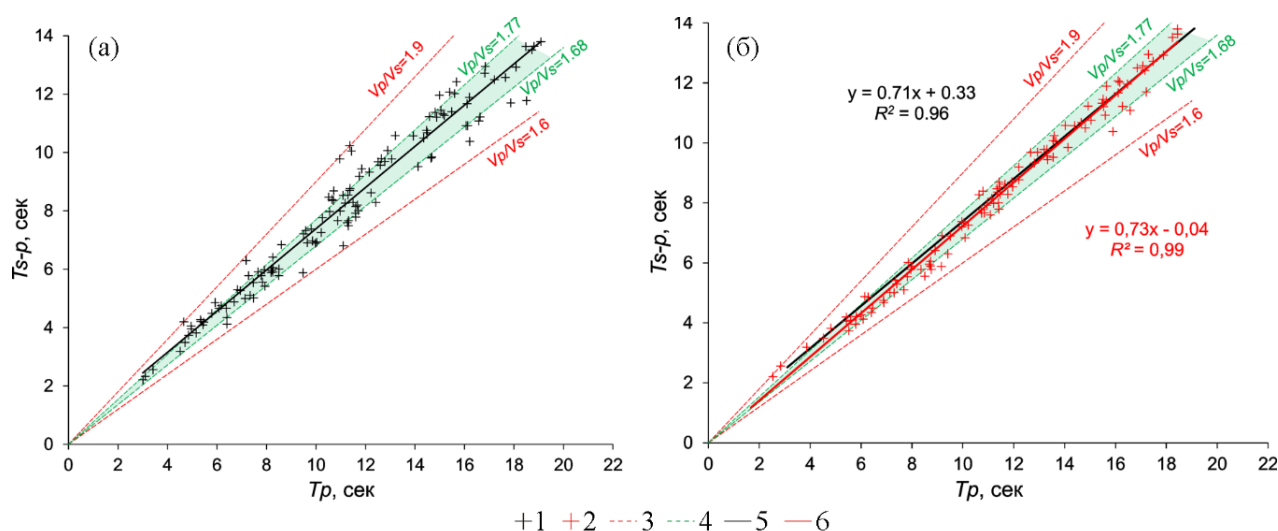
## ВТОРОЙ ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ЭТАП

Второй эволюционный этап формировался в ходе работ по релокации архивных землетрясений 2001 г., где автор сразу столкнулся с проблемой: подбор решений в программе Huroellipse с задействованием параметров, извлеченных из индивидуальных графиков Вадати, зачастую проводился через аномально завышенные значения скорости (до 7.5 км/с для  $P$ -волн на кровле земной коры), особенно для событий с высоким значением  $V_p/V_s$  ( $\geq 1.77$ ). В некоторых случаях решение не подбиралось вообще.

Другими исследователями также была отмечена тенденция с определением  $T_0$  и  $V_p/V_s$  по графикам Вадати для отдельных событий, приводящая к значительным ошибкам [Бурмин, 2022]. Для исправления ситуации рекомендуется строить суммарный график Вадати по всем включенным в обработку событиям из целевого региона, закреплять срединный тренд в качестве наклона линии  $V_p/V_s$  и использовать этот фиксированный наклон при определении  $T_0$  для отдельных событий.

Указанный подход, при всей его обоснованности, отличается некоторым недостатком: для построения суммарного графика Вадати необходимо привести к нулю индивидуальные графики Вадати (по отдельным событиям), в результате чего все локальные ошибки у проблемных событий переносятся в суммарный график, что снижает достоверность результирующей линии  $V_p/V_s$ .

Для решения этой проблемы предложено отдельно по каждому из событий проводить процедуру предварительной локализации (с определением относительно точного значения  $T_0$ ) решением прямой задачи методом окружностей (способом наименьших квадратов) с использованием однородной модели со скоростью  $P$ -волны 6.15 км/с; выполняется перебор решений по глубине от 0 до 40 км с шагом 1 км, критерием отбора служит минимум разброса постанционных значений  $V_p/V_s$ .



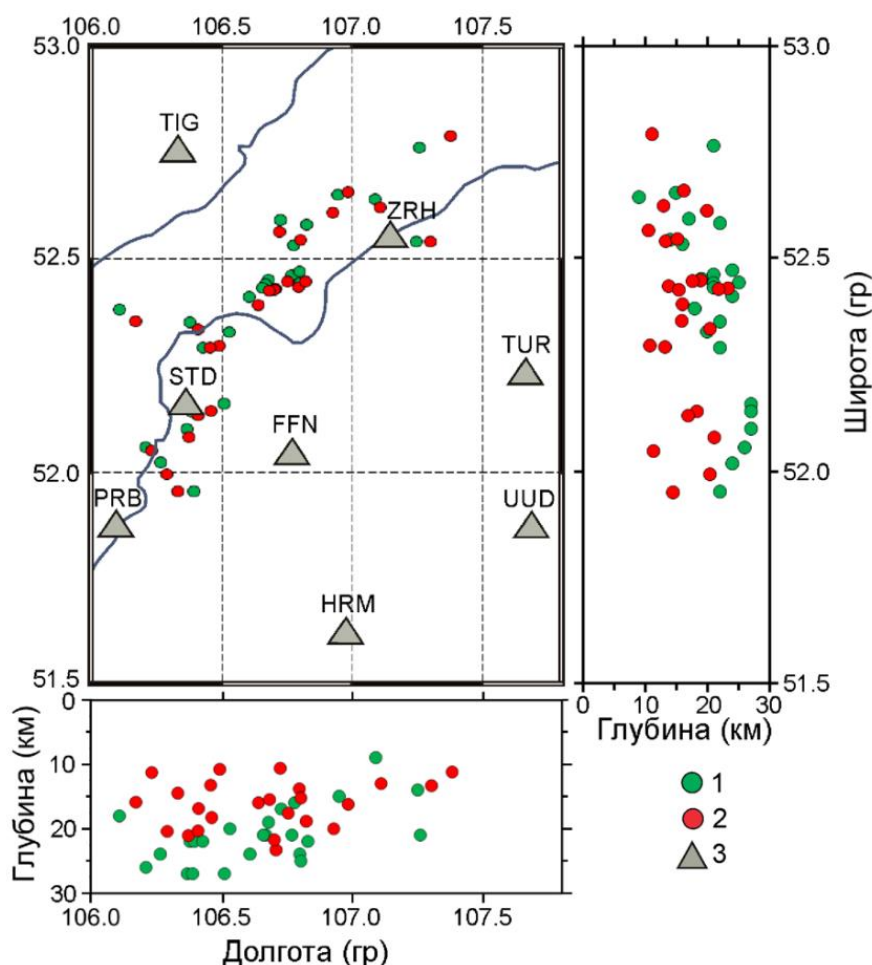
**Рис. 3.** Суммарный график Вадати для архивных событий 2001 г. до (а) и после (б) процедуры предварительной локализации (данные: 1 – исходные, 2 – модифицированные; 3 – границы диапазона  $1.6 \leq V_p/V_s \leq 1.9$ ; 4 – границы диапазона  $1.68 \leq V_p/V_s \leq 1.77$ ; срединные тренды: 5 – по исходным данным, 6 – по модифицированным данным).

На рисунке 3 представлены суммарные графики Вадати для событий 2001 г. в двух вариантах: исходном (рис. 3, а) и после процедуры предварительной локализации (рис. 3, б). Исходные данные (представленные на рис. 3, а черными крестиками) распределены в широком диапазоне параметра  $V_p/V_s$  от 1.6 до 1.9 (границы отмечены красным пунктиром) с выходом за пределы области характерных для района Центрального Байкала значений  $V_p/V_s$  от 1.68 до 1.77 [Déverchère et al., 1991, 1993; Petit, Déverchère, 1995; Гилева и др., 2000] (отмечена зеленым цветом). На суммарном графике Вадати, основанном на результатах предварительной локализации (см. рис. 3, б), отмечается более плотная концентрация точек: практически все данные сосредоточены в границах априорных значений параметра  $V_p/V_s$  (область, ограниченная линиями 4). Кроме того, отмечается улучшение и по срединным трендам (см. уравнения на рис. 3, б): после предварительной локализации (уравнение красным цветом)

увеличился коэффициент детерминации ( $R^2=0.96$ ) и существенно уменьшился размер свободного члена (с 0.33 до 0.04), который должен стремиться к нулю.

На суммарном графике Вадати после предварительной локализации определяется срединный тренд (уравнение красным цветом на рис. 3, б), фиксируется его угол наклона и на индивидуальных графиках Вадати для всех событий определяются значения  $T_0$  и  $V_p/V_s$  через фиксированный угол наклона срединной линии. Подбор решения в программе Huroellipse проводится по описанной выше процедуре.

На рисунке 4 представлен результат релокации коровых землетрясений 2001 г. в виде карт и вертикальных разрезов в двух вариантах: исходном (в соответствии с каталоговыми данными Международного сейсмологического центра) и переопределенном.



**Рис. 4.** Результат релокации землетрясений 2001 г. в районе Центрального Байкала: 1 – каталоговые данные ([www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk)), 2 – переопределенные, 3 – сейсмические станции, указаны коды.

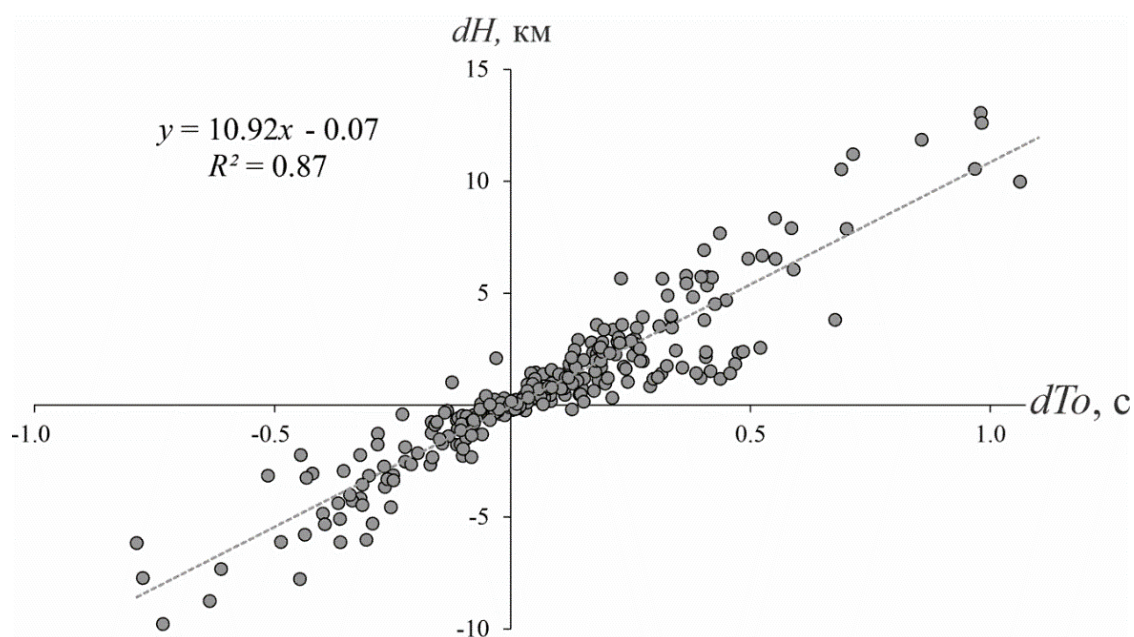
Соответственно, результатом доработки методического подхода в рамках второго эволюционного этапа (условно названного «усредненной гипоцентрией», поскольку локация рассчитывается через срединную линию  $V_p/V_s$  на суммарном графике Вадати) стали следующие решения [Беляшов, 2024б]:

- переход от индивидуальных графиков Вадати к суммарному при определении пособытийных значений  $T_0$  и  $V_p/V_s$ ;
- проведение процедуры предварительной локализации для определения относительно точного значения  $T_0$  с целью построения корректного суммарного графика Вадати.

### ТРЕТИЙ ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ЭТАП

В ходе дальнейших работ по релокации архивных сейсмических событий 2001–2003 гг. автор встретился с очередными трудностями: в число зарегистрированных в указанный период событий попали карьерные взрывы на Черемшанском кварцитовом руднике с около-нулевой глубиной очага, при этом локализованных с помощью усредненной гипоцентрии в среднем на глубине 7.6 км (в диапазоне от 0.4 до 10.7 км). Такая ошибка в определении глубины обусловлена отклонением данных по отдельным событиям от срединной линии  $V_p/V_s$  на суммарном графике Вадати. Это говорит о том, что локализация событий через срединную линию ожидаемо повышает надежность решения (за счет исключения аномальных вылетов) в ущерб локальной точности, для повышения которой необходимо учитывать это отклонение в расчетах путем оценки его численного значения и внесения поправок в результат локализации.

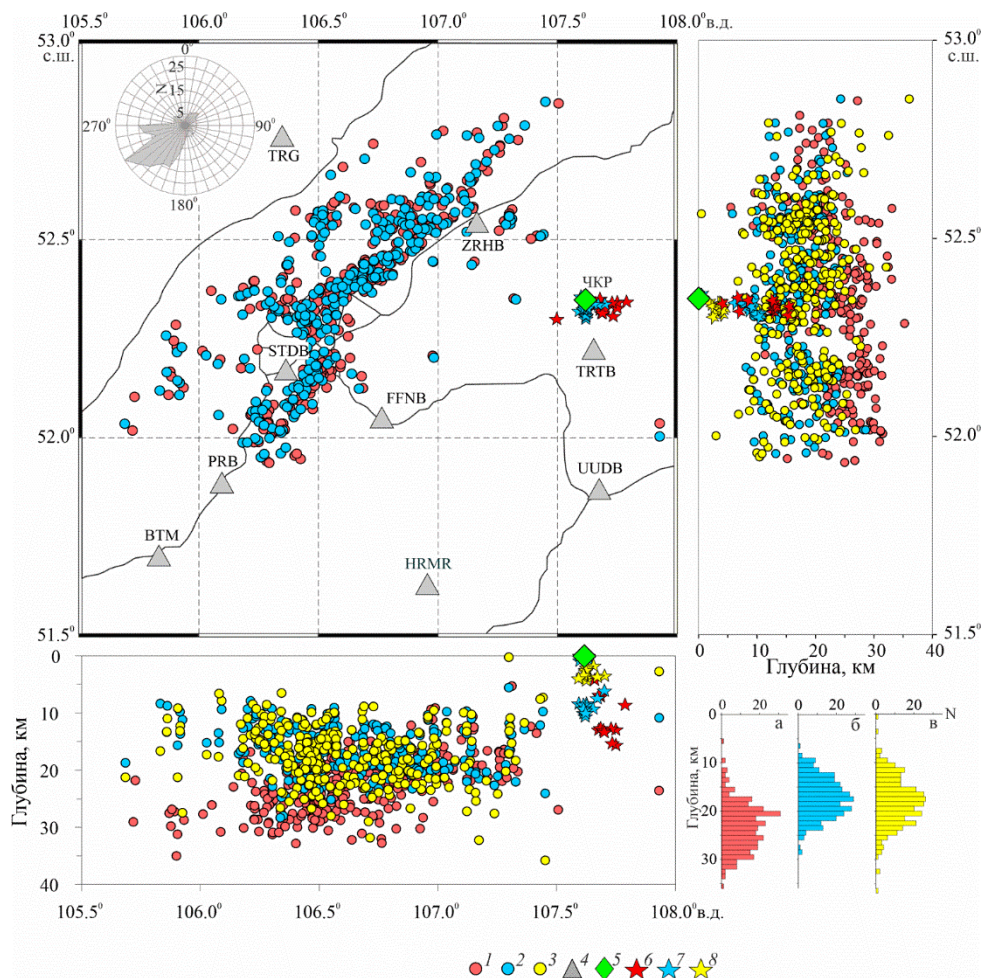
Для указанных карьерных взрывов и землетрясений 2001–2003 гг. проведена дополнительная гипоцентрия с использованием локальных (отдельно по каждому событию) параметров  $T_0$  и постанционных значений  $V_p/V_s$ , рассчитанных в ходе предварительной локализации. Определена линейная зависимость отклонений по глубине от разницы между  $T_0$ , полученными через срединную линию на суммарном графике Вадати и по данным предварительной локализации (рис. 5). Рассчитанные через указанную линейную зависимость поправки по глубине добавлены к результату усредненной гипоцентрии.



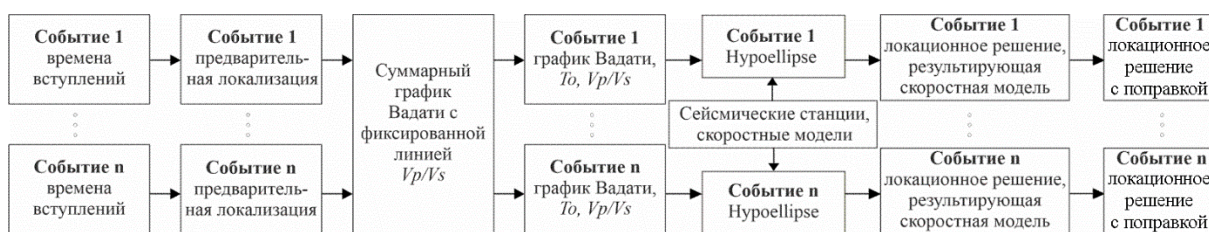
**Рис. 5.** График зависимости отклонений по глубине от разницы между значениями  $T_0$  для усредненной гипоцентрии и локального решения.

Результаты применения доработанного метода уточненной гипоцентрии представлены на рис. 6 в виде карт и вертикальных разрезов с распределением эпицентров и гипоцентров коровых событий в районе Центрального Байкала в трех вариантах: исходном в соответствии с Базой сейсмологических данных (БСД) [Санжиева и др., 2019], релоцированном через усредненную гипоцентрию и с поправкой за глубину.

Окончательная на сегодняшний день функциональная схема метода уточненной гипоцентрии представлена на рис. 7.



**Рис. 6.** Результаты релокации сейсмических событий 2001–2003 гг. в разных вариантах локализации: в исходном в соответствии с БСД (1, б, а); по усредненной гипоцентрии (2, 7, б) и с поправкой за глубину (3, 8, в); 4 – сейсмостанции; 5 – условное положение Черемшанского кварцитового рудника. Кружки – землетрясения, звезды – карьерные взрывы. На врезке карты – азимутальная диаграмма эпицентральных смещений. В нижнем правом углу – гистограммы глубин гипоцентров (N – количество событий).



**Рис. 7.** Функциональная схема метода уточненной гипоцентрии.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках поставленной задачи по поиску возможностей более точного определения очаговых параметров ( $T_0$ ,  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) коровых землетрясений (на примере данных из района Центрального Байкала) были предложены следующие методические решения:

- задействование обоих типов сейсмических волн –  $P$  и  $S$  (с ошибкой определения времен вступления не более 0.04 с);
- выделение на исходных записях конкретного типа сейсмической волны (прямой) с ограничением

регистрации эпицентрными расстояниями до 110 км, гарантирующее соответствие времен вступлений (и, соответственно, лучевых траекторий) задаваемой исходной скоростной модели;

– обеспечение «сквозной логики» процесса обработки – данные, полученные на начальных этапах (определенные на графиках Вадати значения  $T_0$  и  $V_p/V_s$ ), используются при подборе решения в программе локализации в качестве прямых и косвенных расчетных параметров;

– использование многокомпонентных градиентных скоростных моделей (аналог 3D), построенных на априорной сейсмической информации, при итеративном подборе решения в программе локализации Huroellipse.

– использование суммарных графиков Вадати для исключения аномальных вылетов при расчетах параметров  $T_0$  и  $V_p/V_s$ ;

– проведение процедуры предварительной локализации для определения относительно точного значения  $T_0$  с целью построения корректного суммарного графика Вадати;

– учет в конечном локационном решении отклонения отдельных данных от срединной линии  $V_p/V_s$  на суммарном графике Вадати путем введения поправки за отклонение по глубине.

Текущая версия метода уточненной гипоцентрии, скорее всего, не является окончательной – в ходе дальнейшей работы с сейсмическими данными при локализации гипоцентров коровых землетрясений возможно его совершенствование.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

**Беляшов А.В.** Определение скоростной модели блока земной коры Центрального Байкала по данным Кударинского землетрясения // Вопросы инженерной сейсмологии. 2024а. Т. 51, № 1. С. 5–17. doi: 10.21455/VIS2024.1-1. EDN:OBLJNE.

**Беляшов А.В.** Уточненная гипоцентриа коровых землетрясений в районе Центрального Байкала // Вопросы инженерной сейсмологии. 2024б. Т. 51, № 4. С. 62–72. doi:10.21455/VIS2024.4-5. EDN:MSWALE.

**Беляшов А.В., Тубанов Ц.А.** Подбор скоростных моделей для локализации сейсмических событий в пределах Байкальской рифтовой зоны // Геофизические технологии. 2021. № 1. С. 38–51. doi: 10.18303/2619-1563-2021-1-38. EDN:VOCLEK.

**Беляшов А.В., Предеин П.А.** Методические аспекты локализации коровых землетрясений по сейсмическим данным в центральной части озера Байкал // Геофизика. 2022. № 6. С. 18–24. doi: 10.34926/geo.2022.82.52.003. EDN:VOZIPP.

**Бурмин В.Ю.** Мажорантные оценки погрешностей в определении  $\tau_0$  и  $V_p/V_s$  по графику Вадати // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Тезисы XVI Международной сейсмологической школы, Минск, 12–16 сентября 2022 г. / Отв. ред. А.А. Маловичко. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН, 2022. С. 23. EDN:BZJBUG.

**Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А.** Современная сейсмичность Крыма // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42, № 2. С. 5–16. EDN:TYMJBT.

**Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж.** Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 5. С. 629–636. EDN:TAJRNL.

- Кобелева Е.А., Гилёва Н.А., Хамидулина О.А., Тубанов Ц.А.** Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2018 году. Обнинск: ФИЦ ЕГ РАН, 2020. С. 44–50. EDN:OLPGRU.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Масальский О.К.** Култукское землетрясение 2008 г. с  $M_w = 6.3$  на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации // Физика Земли. 2012. № 7–8. С. 42–62. EDN:OZLBVH.
- Радзиминович Н.А.** Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37–51. EDN:LOIOXJ.
- Санжиева Д.П.-Д., Предеин П.А., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д.** База сейсмологических данных Среднебайкальского района Байкальской рифтовой зоны за 2001–2013 гг. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2019621509 // Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем. 2019. № 9.
- Славина Л.Б., Кучай М.С., Лиходеев Д.В., Абдуллаева Р.Р.** Оценка напряженно-деформированного состояния зон сеймотектонической активности по кинематическому параметру  $V_p/V_s$  на примере структур Большого Кавказа, Куринской депрессии, Закавказья и Западного Прикаспия // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44, № 1. С. 31–56. doi:10.21455/VIS2017.1-2. EDN:YIXNAL.
- Суворов В.Д., Тубанов Ц.А.** Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под Центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 8. С. 805–818. EDN:JWCMJP.
- Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р.** Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ( $M_w = 5.5$ ) на озере Байкал: результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48, № 4. С. 32–47. doi:10.21455/VIS2021.4-2. EDN:HJEMXK.
- Bondár I., Myers S., Engdahl R., Bergman E.** Epicentre accuracy based on seismic network criteria // Geophysical Journal International. 2004. No. 156. P. 483–496. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02070.x.
- Déverchère J., Houdry F., Diament M., Solonenko N.V., Solonenko A.V.** Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal Rift // Geophysical Research Letters. 1991. Vol. 18 (6). P. 1099–1102. doi:10.1029/91GL00851.
- Déverchère J., Houdry F., Solonenko N.V., Solonenko A.V., Sankov V.A.** Seismicity, active faults and stress field of the North Muya Region, Baikal Rift: New insights on the rheology of extended continental lithosphere // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1993. Vol. 98 (B11). P. 19895–19912. doi:10.1029/93JB01429.
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V.** Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophysical Journal International. 2001. Vol. 146 (3). P. 714–730. doi:10.1046/j.0956-540X.2001.1484.484.x.
- Diehl T., Kissling E., Herwegh M., Schmid S.** Improving absolute hypocenter accuracy with 3D  $P_g$  and  $S_g$  body-wave inversion procedures and application to earthquakes in the Central Alps Region // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. Vol. 126 (12). doi:10.1029/2021JB022155.
- Lahr J.C.** HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern. U.S. Geological Survey Open File Report 99-23. USGS, Reston, VA, 2012. <https://pubs.usgs.gov/of/1999/ofr-99-0023>.
- Petit C., Déverchère J.** Velocity structure of the Northern Baikal Rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times // Geophysical Research Letters. 1995. Vol. 22 (13). P. 1677–1680. doi:10.1029/95GL01605.

## REFERENCES

- Belyashov A.V.** Central Baikal crustal block velocity model definition using the data of the Kudarinsky earthquake // *Problems of Engineering Seismology*. 2024a. Vol. 51 (1). P. 5–17. (In Russ.). doi: 10.21455/VIS2024.1-1.
- Belyashov A.V.** Central Baikal shallow-focus earthquakes localization updates technique // *Problems of Engineering Seismology*. 2024b. Vol. 51 (4). P. 62–72. (In Russ.). doi:10.21455/VIS2024.4-5.
- Belyashov A.V., Tubanov Ts.A.** Velocity models fitting for the seismic events location within the Baikal rift zone // *Russian Journal of Geophysical Technologies*. 2021. No. 1. P. 38–51. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2021-1-38.
- Belyashov A.V., Predein P.A.** Methodological aspects of localization of crustal earthquakes according to seismic data in the central part of Lake Baikal // *Geofizika*. 2022. No. 6. P. 18–24. (In Russ.). doi: 10.34926/geo.2022.82.52.003.
- Bondár I., Myers S., Engdahl R., Bergman E.** Epicentre accuracy based on seismic network criteria // *Geophysical Journal International*. 2004. No. 156. P. 483–496. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02070.x.
- Burmin V.Yu.** Majority estimates of errors in  $\tau_0$  and  $V_p/V_s$  determining according to the Wadati diagram // *Proceedings of the XVI International Workshop “Modern methods of processing and interpretation of seismological data”*. GS RAS, Obninsk, 2022. P. 23. (In Russ.).
- Burmin V.Yu., Shimlyanskaya L.A.** Modern seismicity of Crimea // *Problems of Engineering Seismology*. 2015. Vol. 42 (2). P. 5–16. (In Russ.).
- Déverchère J., Houdry F., Diament M., Solonenko N.V., Solonenko A.V.** Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal Rift // *Geophysical Research Letters*. 1991. Vol. 18 (6). P. 1099–1102. doi:10.1029/91GL00851.
- Déverchère J., Houdry F., Solonenko N.V., Solonenko A.V., Sankov V.A.** Seismicity, active faults and stress field of the North Muya Region, Baikal Rift: New insights on the rheology of extended continental lithosphere // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1993. Vol. 98 (B11). P. 19895–19912. doi:10.1029/93JB01429.
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V.** Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // *Geophysical Journal International*. 2001. Vol. 146 (3). P. 714–730. doi:10.1046/j.0956-540X.2001.1484.484.x.
- Diehl T., Kissling E., Herwegh M., Schmid S.** Improving absolute hypocenter accuracy with 3D  $P_g$  and  $S_g$  body-wave inversion procedures and application to earthquakes in the Central Alps Region // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. Vol. 126 (12). doi:10.1029/2021JB022155.
- Gileva N.A., Mel'nikova V.I., Radziminovich N.A., Déverchère J.** Location of earthquakes and average velocity parameters of the crust in some areas of the Baikal region // *Russian Geology and Geophysics*. 2000. Vol. 41 (5). P. 609–615.
- Kobeleva E.A., Gileva N.A., Khamidulina O.A., Tubanov Ts.A.** Lake Baykal and Transbaykal regions // *Earthquakes in Russia in 2018*. GS RAS, Obninsk, 2020. P. 44–50. (In Russ.).
- Lahr J.C.** HYPOELLIPSE: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern. U.S. Geological Survey Open File Report 99-23. USGS, Reston, VA, 2012. <https://pubs.usgs.gov/of/1999/ofr-99-0023>.

**Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Masalskii O.K., Aref'ev S.S., Bykova V.V.** The 2008 Kiltuk earthquake with  $M_w = 6.3$  in the south of Baikal: spatial-temporal analysis of seismic activation // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2012. Vol. 48 (7). P. 594–614. doi:10.1134/S1069351312060031. EDN:RGLZAP.

**Petit C., Déverchère J.** Velocity structure of the Northern Baikal Rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times // *Geophysical Research Letters*. 1995. Vol. 22 (13). P. 1677–1680. doi:10.1029/95GL01605.

**Radziminovich N.A.** Focal depth of earthquakes in the Baikal region: a review // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2010. Vol. 46 (3). P. 216–229. doi:10.1134/S1069351310030043. EDN:MXOHXF.

**Sanzhieva D.P.-D., Predein P.A., Tubanov Ts.A., Bazarov A.D.** The database of seismological data of the Srednebaikalsky region of the Baikal rift zone for 2001–2013. Certificate of State registration of a database No. 2019621509 (In Russ.) // *Programs for computer databases. Topographies of integrated circuits*. 2019. No. 9.

**Slavina L.B., Kuchai M.S., Likhodeev D.V., Abdullaeva R.R.** Estimation of stress/strain state of tectonic structures using  $V_p/V_s$  ratios: a case study of seismically active zones of the Greater Caucasus, Kura depression, Transcaucasia, and the Western Caspian region // *Seismic Instruments*. 2018. Vol. 54 (1). P. 78–100. doi:10.3103/S0747923918010085. EDN:REZNHD.

**Suvorov V.D., Tubanov Ts.A.** Distribution of local earthquakes in the crust beneath central Lake Baikal // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. Vol. 49 (8). P. 611–620. doi:10.1016/j.rgg.2007.09.019. EDN:LKYSLF.

**Tubanov Ts.A., Sanzhieva D.P.-D., Kobeleva E.A., Predein P.A., Тсудыпова L.R.** Kudara earthquake of September 12, 2000 ( $M_w=5.5$ ) on Lake Baikal: results of instrumental and macroseismic observation // *Seismic Instruments*. 2022. Vol. 58 (1). P. 86–98. doi:10.3103/s0747923922010108. EDN:ELCJRI.

#### ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРЕ

*БЕЛЯШОВ Андрей Владимирович* – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории глубинных исследований и региональной сейсмичности Института нефтегазовой геологии и геофизик им. А.А. Трофимука. Основные научные интересы: сейсмическое изучение структуры земной коры, решение прямых и обратных задач в сейсморазведке, гипоцентрия сейсмических событий.

*Статья поступила в редакцию 3 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 19 марта 2026 г.,  
принята к публикации 23 марта 2026 г.*



## АСИМПТОТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ ДЛЯ ЗАДАЧИ ПЛНОВОЛНОВОГО ОБРАЩЕНИЯ В ОБЛАСТИ ИЗОБРАЖЕНИЙ

**Максим Игоревич Протасов**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,  
ProtasovMI@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0449-1639>*

**Аннотация.** Рассматривается метод полноволнового обращения в области изображения. Проводится теоретический и численный анализ решений обратной динамической задачи сейсмологии в области изображений с использованием асимптотических методов. При этом для перехода в область изображений используется оператор миграции на Гауссовых пучках. Представлено теоретическое и численное сравнение томографии на отраженных волнах и разработанного асимптотического метода полноволнового обращения. Установлена связь между операторами линеаризованных задач томографии на отраженных волнах и асимптотического полноволнового обращения в области изображений. Численными экспериментами установлено, что томография на отраженных волнах эффективна для реконструкции низкочастотной модели, в то время как асимптотическое полноволновое обращение в области изображений обеспечивает восстановление деталей сложной структуры среды, при этом скорость расчетов приблизительно одинакова для обоих методов.

**Ключевые слова:** асимптотические решения, полноволновое обращение, миграция на Гауссовых пучках, сейсмическая томография

**Финансирование:** работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050.

**Для цитирования:** Протасов М.И. Асимптотические решения для задачи полноволнового обращения в области изображений // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 68–79. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-68.

## ASYMPTOTIC SOLUTIONS FOR THE FULL-WAVEFORM INVERSION PROBLEM IN THE IMAGE DOMAIN

**Maxim I. Protasov**

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,  
ProtasovMI@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0449-1639>*

**Abstract.** This paper examines the full-waveform inversion method in the image domain. A theoretical and numerical analysis of solutions of the inverse dynamic seismic problem in the image domain is performed using asymptotic methods. A Gaussian beam migration operator is used for transformation to the image domain. A theoretical and numerical comparison of reflection tomography and the developed asymptotic full-wave inversion method is presented. A connection is established between the operators of linearized problems of tomography on reflected waves and asymptotic full-waveform inversion in the image domain. Numerical experiments have shown that reflection tomography is effective for reconstructing low-frequency models, while asymptotic full-waveform inversion in the image domain ensures the restoration of details of complex medium structures, with computation speeds being approximately equal for both methods.

**Keywords:** asymptotic solutions, full-waveform inversion, beam migration, seismic tomography

**Funding:** the study was carried out within the framework of the project No. FWZZ-2026-0050.

**For citation:** Protasov M.I. Asymptotic solutions for the full-waveform inversion problem in the image domain // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 68–79 (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-68.

## ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время поиск новых запасов углеводородов необходимо вести в регионах с суровыми природными условиями и сложным геологическим строением. В таких районах существует острая потребность в новых методах полевых сейсмических наблюдений и обработки данных, которые позволили бы регистрировать и извлекать максимально достоверную информацию о строении недр. Одним из перспективных подходов к улучшению глубинных скоростных моделей в областях со сложной геологией является метод полноволнового обращения, который ищет решение обратной динамической задачи сейсмологии путем минимизации среднеквадратичной невязки между наблюдаемыми и синтетическими данными [Алексеев, 1962; Lailly, 1983; Tarantola, 1984].

Метод полноволнового обращения успешно применяется в ряде исследований с использованием вычислительно затратных конечно-разностных [Pica et al., 1990; Djikpréssé, Tarantola, 1999] и конечно-элементных [Choi et al., 2008] методов. Современные реализации полноволнового обращения направлены на восстановление достаточно широкого пространственного спектра модели [Pratt, 1999]. Примеры обработки широкоазимутальных данных иллюстрируют возможность восстановления всех пространственных спектров среды. Некоторые недавние исследования посвящены решениям с использованием полноволнового обращения в сложных моделях, например, содержащих высококонтрастные соляные тела [Luo et al., 2020; Aghamiry et al., 2022; Chen et al., 2022].

Однако полноволновое обращение имеет существенные ограничения в практическом применении, и мотивацией представленной работы является поиск решений, позволяющих преодолеть эти ограничения. Существуют две основные причины этих ограничений: вычислительная стоимость и качество сейсмических данных. Основные вычислительные затраты полноволнового обращения напрямую связаны с численным моделированием сейсмических волновых полей. Поэтому разработка методов численного моделирования сейсмических волновых полей и ускорение алгоритмов такого моделирования является чрезвычайно актуальной задачей.

Асимптотические методы работают значительно быстрее, чем конечно-разностные или конечно-элементные методы, используемые в большинстве разработанных алгоритмов обращения. В связи с этим исследованы практические вычислительные преимущества и возможности асимптотического полноволнового обращения в частотной области данных, и показано, что такое обращение может быть практически полезным [Protasov et al., 2023]. Однако метод полноволнового обращения очень чувствителен к качеству зарегистрированных данных, и удовлетворить требования этого подхода крайне сложно, например, в районах с непростыми приповерхностными условиями. Это связано со стандартной реализацией полноволнового обращения в области данных, в то время как потенциальным решением может стать обращение сейсмических волновых полей в области изображений [Zhang, Schuster, 2014], где соотношение сигнал/шум значительно выше.

Таким образом, в данной работе предлагается выполнять обращение сейсмических волновых полей в области изображений, в отличие от классического полноволнового обращения, которое выполняется в области данных. Ключевым элементом, который используется для полноволнового

обращения, является схема моделирования волновых полей и построения изображений, основанная на асимптотических решениях волнового уравнения на основе Гауссовых пучков. Это позволяет достичь достаточно высокого соотношения сигнал/шум благодаря массивному направленному суммированию данных для каждой точки изображения. Кроме того, предлагаемая схема моделирования должна работать значительно быстрее и эффективнее, чем методы полноволнового обращения, основанные на конечно-разностных или конечно-элементных решениях. В совокупности сочетание такой процедуры моделирования и миграции с обращением в области изображений должно обеспечить надежный метод построения изображений и инверсии сейсмических волновых полей в областях со сложной геологией. Для детального исследования предлагаемой схемы обращения, а также исследования ее преимуществ и недостатков, предложенный подход реализован и численно исследован на реалистичной модели Marmousi.

## АСИМПТОТИЧЕСКОЕ ПОЛНОВОЛНОВОЕ ОБРАЩЕНИЕ: ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

### Полноволновое обращение в области изображений

Предполагается, что функция  $u(x, z; \omega)$  (полное волновое поле в частотно-временной области) удовлетворяет уравнению Гельмгольца:

$$(\Delta + \omega^2 m)u = -f(\omega)\delta(x - x_s)\delta(z - z_s), \quad (1)$$

где  $f(\omega)$  – спектральная характеристика сигнала в источнике,  $\omega$  – временная частота,  $(x_s, z_s)$  – координата источника,  $m = c^{-2}(x, z)$  – квадрат медленности и  $c(x, z)$  – скорость распространения волны.

Введем оператор, вычисляющий волновое поле от одного точечного источника для фиксированной временной частоты в точках, соответствующих расположению приемников. Таким образом получается следующий оператор прямого моделирования:

$$F: M \rightarrow D, \quad (2)$$

где  $D$  – пространство данных,  $M$  – пространство моделей. В этих обозначениях обратная динамическая задача построения скоростной модели по сейсмическим данным сводится к решению нелинейного операторного уравнения:

$$d^{\text{obs}} = F(m_{\text{true}}), \quad (3)$$

здесь  $d^{\text{obs}}$  – наблюдаемые данные,  $m_{\text{true}}$  – истинная скоростная модель.

При полноволновом обращении в области изображений минимизируется модифицированный функционал, который строится в этой области:

$$m_* = \arg \left( \min_{m \in M} \|M < F(m) - d > \|_I^2 \right). \quad (4)$$

Здесь  $M$  – это оператор миграции, который переводит данные в область изображений  $I$ , где и происходит минимизация. Для этого мы используем миграцию на Гауссовых пучках [Protasov, Tcheverda, 2011]:

$$M < d > (y, p) = \sum_{x_s, x_r, \omega} T_{gbs}^m(x_s; y, p; \omega) \cdot T_{gbr}^m(x_r; y, p; \omega) \cdot d(x_s, x_r, \omega). \quad (5)$$

Здесь  $T_{gbs}^m(x_s; y, p; \omega)$ ,  $T_{gbr}^m(x_r; y, p; \omega)$  – это веса суммирования в операторе миграции [Protasov, Tcheverda, 2011].

При использовании методов локальной оптимизации также ключевым шагом является расчет градиента, который в этом случае выражается следующим образом:

$$\nabla_k(x) = \text{Re} \left\{ \sum_{y,p} \delta \text{Image}_k(y, p) \cdot \left( \frac{\partial \delta \text{Image}_k(y, p)}{\partial m_k(x)} \right)^* \right\}. \quad (6)$$

Здесь  $\delta \text{Image}_k(y, p) = \text{Image}_k(y, p) - \text{Image}_{dk}(y, p)$  – невязка в области изображений, где  $\text{Image}_{dk}(y, p) = M_k < d > (y, p)$  и  $\text{Image}_k(y, p) = M_k < F(m_k) > (y, p)$ :

$$\begin{aligned} \text{Image}_k(y, p) = \\ = \sum_{x_s, x_r, \omega} T_{gbs}^{m_k}(x_s; y, p; \omega) \cdot T_{gbr}^{m_k}(x_r; y, p; \omega) \cdot F(m_k)(x_s, x_r, \omega). \end{aligned} \quad (7)$$

Производная невязки по модели выражается следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \delta \text{Image}_k(y, p)}{\partial m_k(x)} = \sum_{s,r,\omega} \{ T_{gbs}^{m_k}(x_s; y, p; \omega) \cdot T_{gbr}^{m_k}(x_r; y, p; \omega) \cdot \frac{\partial F(m_k)(x_s, x_r, \omega)}{\partial m_k(x)} + \\ + \left[ \frac{\partial T_{gbs}^{m_k}(x_s; y, p; \omega)}{\partial m_k(x)} \cdot T_{gbr}^{m_k}(x_r; y, p; \omega) + \right. \\ \left. + \frac{\partial T_{gbr}^{m_k}(x_r; y, p; \omega)}{\partial m_k(x)} \cdot T_{gbs}^{m_k}(x_s; y, p; \omega) \right] \cdot F(m_k) \}. \end{aligned} \quad (8)$$

Получается, что градиент в области изображений представляет из себя сумму двух составляющих: аналог градиента в области данных и часть, связанная с зависимостью оператора миграции от модели. Поэтому с одной стороны обращение в области изображений должно быть более информативным. А с другой стороны более устойчивым, поскольку изображения обладают лучшим отношением сигнал/помеха по сравнению с сейсмическими данными.

### АСИМПТОТИЧЕСКОЕ ПОЛНОВОЛНОВОЕ ОБРАЩЕНИЕ В ОБЛАСТИ ИЗОБРАЖЕНИЙ И ТОМОГРАФИЯ НА ОТРАЖЕННЫХ ВОЛНАХ

Далее, в выражении для градиента (6–8) оставим главный член (высокочастотное приближение), который фактически получается в результате дифференцирования оператора миграции по модели. Затем оно преобразуется с использованием явного вида весовых функций оператора миграции. В итоге получается следующее асимптотическое приближение для градиента:

$$\nabla_k(x) = \text{Re} \left\{ \sum_{y,p} \delta \text{Image}_k(y, p) \cdot \text{Image}_k^{i\omega}(y, p) \left[ \frac{\partial \tau_s(y, p)}{\partial m_k(x)} + \frac{\partial \tau_r(y, p)}{\partial m_k(x)} \right]^* \right\}. \quad (9)$$

Здесь  $\tau_s(y, p)$ ,  $\tau_r(y, p)$  – времена пробега из точки  $y$  в источник и приемник соответственно, рассчитанные в модели  $m_k$ , при этом изображение  $\text{Image}_k^{i\omega}$  получается в результате следующего преобразования:

$$\text{Image}_k^{i\omega}(y, p) = \sum_{x_s, x_r, \omega} -i\omega \cdot T_{gbs}^{m_k}(x_s; y, p; \omega) \cdot T_{gbr}^{m_k}(x_r; y, p; \omega) \cdot F(m_k). \quad (10)$$

Можно заметить, что полученная таким образом главная компонента градиента асимптотического обращения в области изображения (9) аналогична градиенту томографического оператора, поскольку в нем аналогичным образом присутствуют производные времен пробега по параметрам модели, которые составляют основу градиента томографического оператора. Поэтому эту компоненту можно обозначить как томографическую часть градиента асимптотического полноволнового обращения в области изображений.

Далее, если рассмотреть линеаризованную задачу полноволнового обращения в области изображений и аналогичным образом выделить главную составляющую, то получится следующее асимптотическое представление функции невязки изображения, содержащей только томографическую часть:

$$\delta \text{Image}_k(y, p) \approx \sum_x \left[ \frac{\partial \tau_s(y, p)}{\partial m_k(x)} + \frac{\partial \tau_r(y, p)}{\partial m_k(x)} \right] \text{Image}_k^{i\omega}(y, p) \langle \delta m_k(x) \rangle. \quad (11)$$

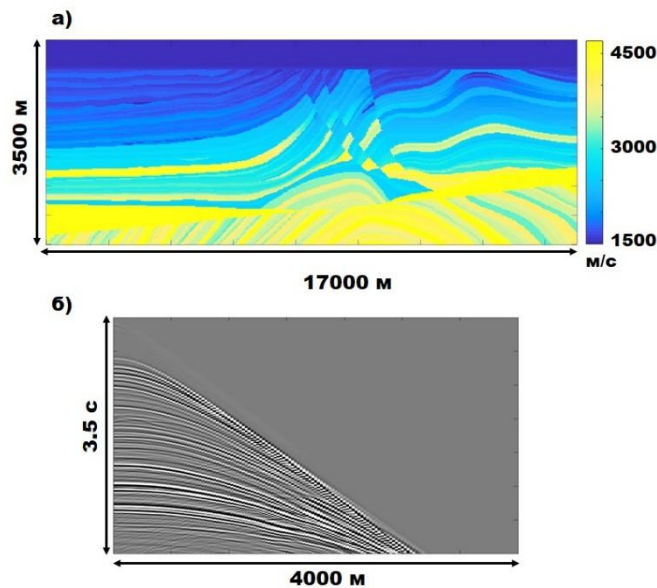
С другой стороны, для линеаризованной задачи томографии на отраженных волнах функция невязки времен пробега представляется следующим образом:

$$\delta T(y, p) \approx \sum_x \left[ \frac{\partial \tau_s(y, p)}{\partial m_k(x)} + \frac{\partial \tau_r(y, p)}{\partial m_k(x)} \right] \langle \delta m_k(x) \rangle. \quad (12)$$

Здесь  $\delta T(y, p)$  – невязки наблюдаемых времен пробега отраженных волн и рассчитанных в модели  $m_k(x)$ , которые являются суммой времен пробега от точки  $y$  до источника и до приемника  $\tau_s(y, p), \tau_r(y, p)$ . Можно видеть, что выражения (11) и (12) похожи между собой. Для случая томографии в правой части томографический оператор действует на невязку модели, а в левой части – невязки времен пробега. Для случая асимптотического полноволнового обращения в правой части взвешенный томографический оператор действует на невязку модели, а в левой части – невязка изображения. Фактически это означает, что выражение (11) является динамическим аналогом кинематической задачи (12). Получается, что главная компонента оператора линеаризованной задачи асимптотического обращения в области изображения пропорциональна линеаризованному томографическому оператору через весовые коэффициенты, получаемые в результате миграции.

### ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

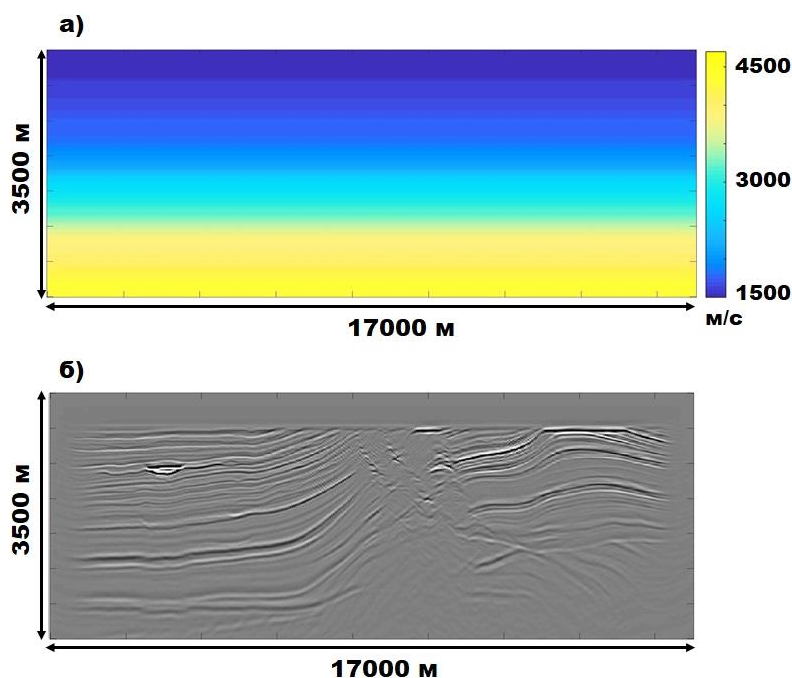
На сегодняшний день стандартной практикой является тестирование разрабатываемых алгоритмов на синтетических моделях и данных. Существует множество синтетических наборов данных, созданных для реалистичных геологических моделей. Одной из наиболее известных является модель Marmousi2 [Martin et al., 2006], представленная на рис. 1, а.



**Рис. 1.** Исходная модель Marmousi2: скорость  $P$ -волны (а); б – сейсмограмма, полученная методом конечных разностей в модели Marmousi2 для положения источника  $x = 500$  м.

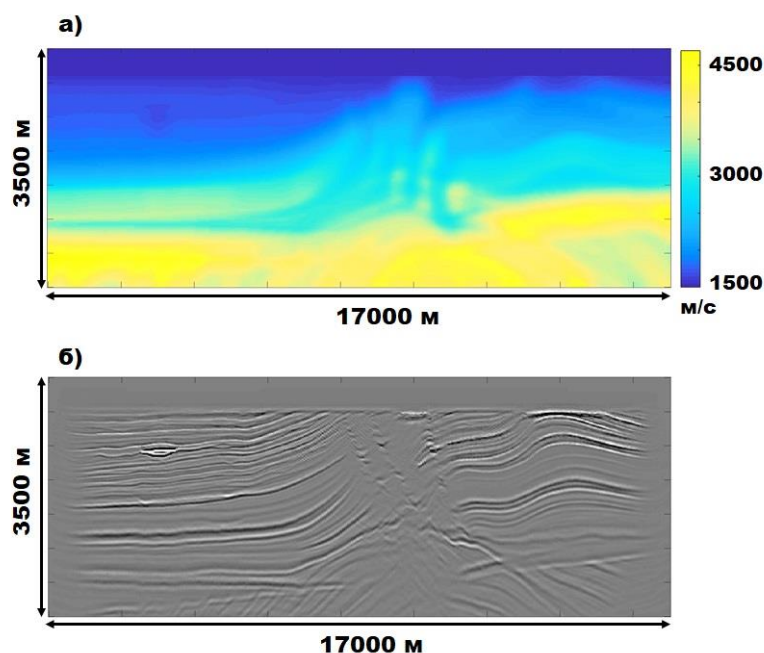
Сейсмические данные для этой модели получены путем акустического моделирования на основе конечно-разностной схемы решения волнового уравнения. Набор данных имитирует 2D сейсмическую съемку, в которой зарегистрированы сигналы от 320 источников с шагом 50 м. Каждый источник возбуждает сигнал, регистрируемый 81 приемником; расстояние между приемниками составляет 25 м, что обеспечивает максимальное удаление источник–приемник (вынос), равное 4000 м. В моделировании используется импульс Рикера с доминирующей частотой 15 Гц. Пример сейсмограммы для источника, расположенного на отметке  $x = 500$  м, приведен на рис. 1, б.

Для исследования возможностей предлагаемого асимптотического метода полноволнового обращения в области изображений используются различные начальные модели. В работе рассматриваются два принципиально разных сценария. В первом случае начальная модель получена путем экстраполяции разумного одномерного тренда по глубине и, по сути, представляет собой латерально-однородную среду (рис. 2, а).



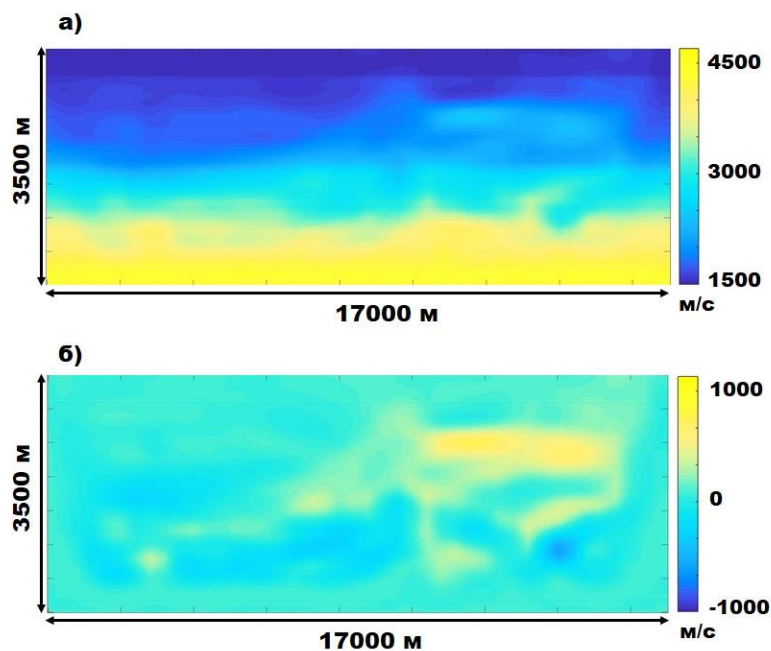
**Рис. 2.** Латерально-однородная модель в качестве начальной для томографии и асимптотического полноволнового обращения в области изображений: она существенно отличается от истинной модели Marmousi (а); б – соответствующее сейсмическое изображение, полученное с помощью миграции на Гауссовых пучках.

Эта модель значительно отличается от истинной. Результаты миграции на Гауссовых пучках с использованием этой модели демонстрируют сильную дефокусировку событий и существенные ошибки в положении отражающих границ, особенно на глубинах более 2500 м (см. рис. 2, б). Во втором сценарии начальная модель представляет собой сглаженный вариант истинной модели Marmousi (рис. 3, а). В данном случае исходная модель не столь радикально отличается от истинной. Однако она не содержит высокочастотных составляющих и, что важнее, все еще обладает кинематическими погрешностями по сравнению с истинной скоростной моделью. Миграция в этой модели дает изображение, на котором отражающие события залегают близко к их истинному положению. Тем не менее, в основном сохраняются небольшие несоответствия, которые становятся значительными в наиболее сложной, центральной части модели (см. рис. 3, б).

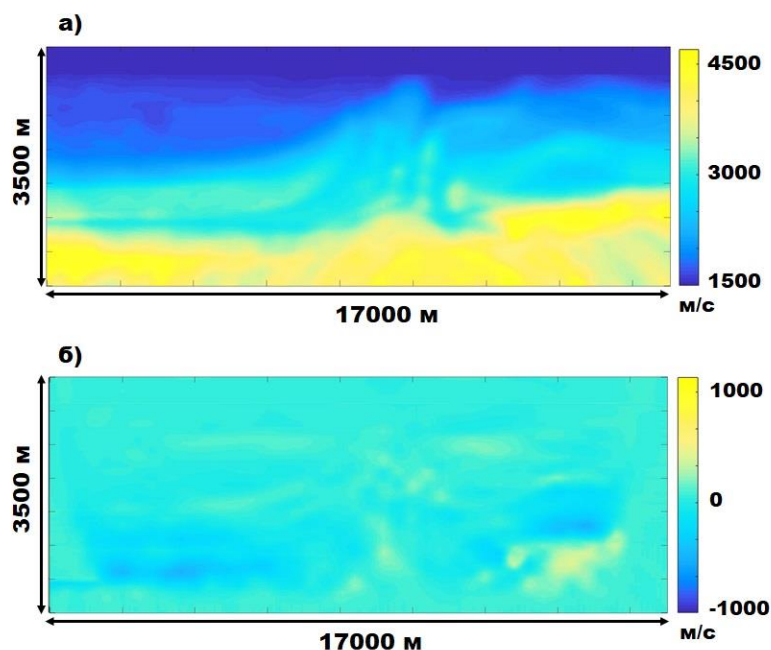


**Рис. 3.** Сглаженная модель Marmousi в качестве начальной для томографии и асимптотического полноволнового обращения в области изображений: она имеет разумное отличие от истинной модели Marmousi (а); б – соответствующее сейсмическое изображение, полученное с помощью миграции на Гауссовых пучках.

В первой серии экспериментов представлены результаты применения линейризованной томографии на отраженных волнах [Woodward et al., 2008] для описанных выше сценариев. Такой выбор сделан потому, что линейризованная задача томографии аналогична линейризованной задаче асимптотического полноволнового обращения в области изображения (см. формулы (11) и (12) соответственно). Кроме того, исходные данные для обоих методов совпадают: они представляют собой сейсмограммы общей точки изображения, т. е. мигрированные изображения для различных углов или выносов (определяемых переменной  $p$  в формулах (5), (7) и (10)). Важно отметить, что томография на отраженных волнах использует кинематические свойства мигрированных изображений, тогда как асимптотическое полноволновое обращение в области изображения опирается на их динамические характеристики. При этом томография на отраженных волнах является стандартным практическим инструментом для построения глубинно-скоростных моделей. В этой связи интересно выяснить, какие дополнительные возможности может предоставить предложенный метод асимптотического полноволнового обращения в области изображений по сравнению со своим кинематическим аналогом. На рисунках 4 и 5 приведены результаты решения линейризованной задачи томографии для рассматриваемых сценариев. На каждом рисунке в верхней части показана полученная скоростная модель, а в нижней – соответствующая невязка модели. Видно, что во всех случаях томография позволяет получить модель, которая ближе к истинной, нежели исходная. Наиболее впечатляющий результат достигается в первом сценарии (см. рис. 4), где начальная модель значительно отличается от истинной. Полученная в результате томографии модель напоминает сглаженную версию модели Marmousi, представленную на рис. 3, а. Однако во всех рассмотренных случаях обновление модели представляет собой довольно гладкое решение. Это важное наблюдение, особенно для второго сценария, в котором миграционная модель близка к идеальной. В этом случае томография дает лишь остаточную гладкую составляющую модели и не позволяет восстановить тонкую структуру среды.



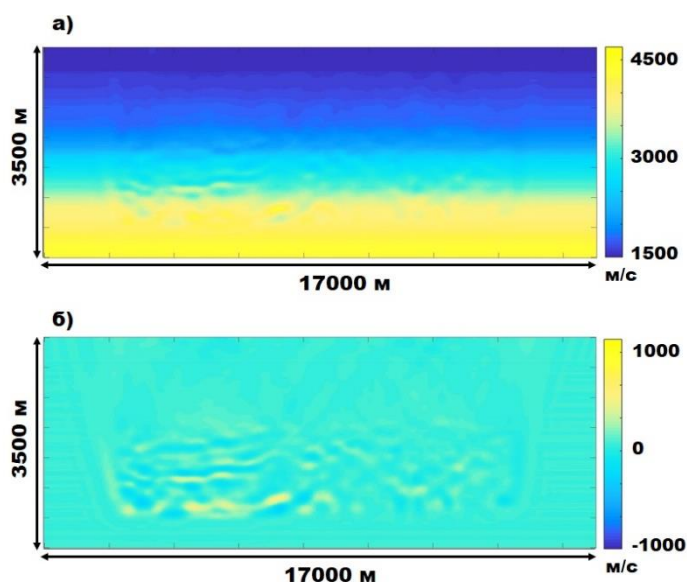
**Рис. 4.** Результат решения линеаризованной задачи томографии на отраженных волнах в начальной латерально-однородной модели (а); б – соответствующая невязка скоростной модели.



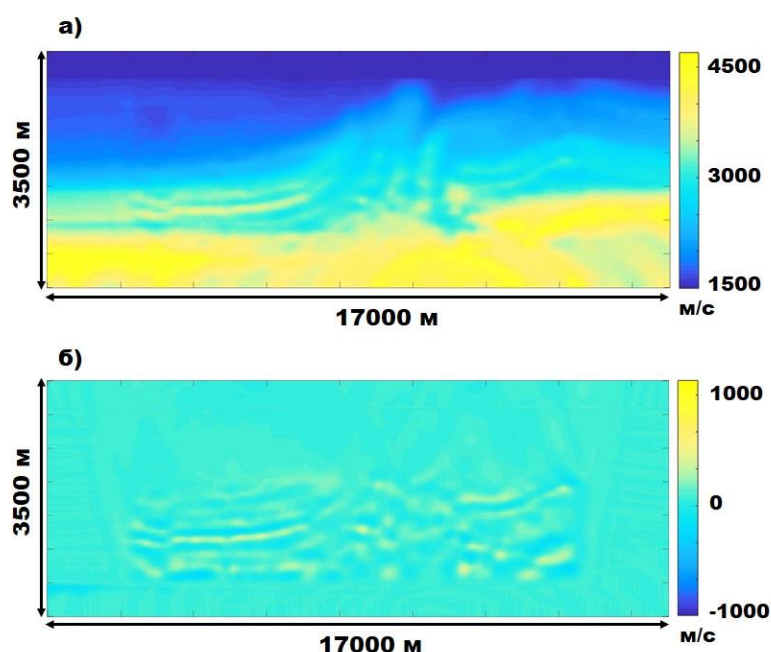
**Рис. 5.** Результат решения линеаризованной задачи томографии на отраженных волнах в начальной сглаженной модели Marmousi (а); б – соответствующая невязка скоростной модели.

Наконец, был протестирован предложенный асимптотический метод полноволнового обращения в области изображений. На рисунках 6 и 7 представлены результаты линеаризованного обращения для описанных выше сценариев. На каждом рисунке в верхней части показана полученная в результате обращения скоростная модель, а в нижней – соответствующая невязка модели. Время вычислений для всех экспериментов практически одинаково и сопоставимо с вычислительными затратами для томографии. Это означает, что предложенный асимптотический метод полноволнового обращения в области изображений обеспечивает более высокую вычислительную эффективность по сравнению со

стандартным методом полноволнового обращения, поскольку, как хорошо известно, томография выполняется значительно быстрее. Например, вычислительная стоимость томографии на отраженных волнах для реальных сейсмических данных с площади около 1000 км<sup>2</sup> оценивается в дни при использовании достаточно мощного вычислительного кластера, в то время как стандартный метод полноволнового обращения, основанный на конечно-разностном моделировании, требует месяцев на тех же данных и с использованием того же кластера.



**Рис. 6.** Результат решения линеаризованной задачи асимптотического полноволнового обращения в области изображений в начальной латерально-однородной модели (а); б – соответствующая невязка скоростной модели.



**Рис. 7.** Результат решения линеаризованной задачи асимптотического полноволнового обращения в области изображений в начальной сглаженной модели Marmousi (а); б – соответствующая невязка скоростной модели.

Результаты предложенного асимптотического метода полноволнового обращения в области изображения существенно отличаются от результатов томографии на отраженных волнах. В первом сценарии, где начальная модель значительно отличается от истинной, предложенный метод не дает

удовлетворительного результата (рис. 6). Такое поведение объясняется известной проблемой полноволнового обращения во временной области, называемой пропуск цикла (от англ. cycle-skipping) [Yang et al., 2020]. Поскольку сейсмические трассы во временной области данных и в области изображений аналогичны по своей сути, то обращение в области изображения наследует эту проблему. Во втором сценарии результаты исследуемого метода обращения демонстрируют улучшение модели (рис. 7). Здесь начальная модель достаточно близка к истинной, что позволяет избежать проблемы пропуска цикла. Восстановленная модель оказывается ближе к истинной, нежели исходная модель, использованная для инверсии. При этом невязка модели (см. рис. 7, б) является более высокочастотной по сравнению с невязкой, полученной с помощью томографии (см. рис. 5, б). Таким образом, асимптотический метод полноволнового обращения в области изображения дает возможность восстановить более детальную модель по сравнению как с начальной, так и с моделью, полученной томографией на отраженных волнах.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе разработан, реализован, а также теоретически и численно исследован метод полноволнового обращения в области изображения на основе асимптотических методов, где для перехода в область изображений используется оператор миграции на Гауссовых пучках. Проведено теоретическое и численное сравнение томографии на отраженных волнах и разработанного асимптотического метода полноволнового обращения. Показано, что главная компонента градиента асимптотического обращения в области изображения аналогична градиенту томографического оператора, поскольку в нем аналогичным образом присутствуют производные времен пробега по параметрам модели. Также показано, что главная компонента оператора линеаризованной задачи асимптотического обращения в области изображения пропорциональна линеаризованному томографическому оператору через весовые коэффициенты, получаемые в результате миграции. Численными экспериментами установлено, что томография на отраженных волнах эффективна для реконструкции низкочастотной модели, в то время как асимптотическое полноволновое обращение в области изображений обеспечивает восстановление деталей сложной структуры среды, при этом скорость расчетов приблизительно одинакова для обоих методов.

### СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Алексеев А.С.** Некоторые обратные задачи теории распространения волн // Известия АН СССР. Серия геофизическая. 1962. № 11. С. 1514–1531.
- Aghamiry H.S., Gholami A., Aghazade K., Sonbolestan M., Operto S.** Large-scale highly-accurate extended full waveform inversion using convergent Born series. 2022. doi:10.48550/arXiv.2202.08558.
- Chen G., Yang W.C., Liu Y.N., Wang H., Huang X.** Salt structure elastic full wave-form inversion based on the multi-scale signed envelope // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2022. Vol. 60. P. 1–12. doi:10.1109/TGRS.2022.3166028.
- Choi Y., Min D.-J., Shin C.** Two-dimensional waveform inversion of multi-component data in acoustic-elastic coupled media // Geophysical Prospecting. 2008. Vol. 56 (6). P. 863–881. doi:10.1111/j.1365-2478.2008.00735.x.
- Djikpéssé H.A., Tarantola A.** Multiparameter  $l_1$  norm waveform fitting: Interpretation of Gulf of Mexico reflection seismograms // Geophysics. 1999. Vol. 64 (4). P. 1023–1035. doi:10.1190/1.1444611.

- Lailly P.** The seismic inverse problem as a sequence of before stack migrations // Conference on Inverse Scattering—Theory and Application / Bednar J.B., Robinson E., Weglein A. (Eds.). SIAM, Philadelphia, 1983. P. 206–220.
- Luo J., Wu R.S., Chen G.** Angle domain direct envelope inversion method for strong scattering velocity and density estimation // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2020. Vol. 17 (9). P. 1508–1512. doi:10.1109/LGRS.2019.2950471.
- Martin G.S., Wiley R., Marfurt K.J.** Marmousi2: an elastic upgrade for Marmousi // Leading Edge. 2006. Vol. 25 (2). P. 156–166. doi:10.1190/1.2172306.
- Pica A., Diet J., Tarantola A.** Nonlinear inversion of seismic reflection data in laterally invariant medium // Geophysics. 1990. Vol. 55 (3). P. 284–292. doi:10.1190/1.1442836.
- Pratt R.G.** Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 1: Theory and verification in a physical scale model // Geophysics. 1999. Vol. 64 (3). P. 888–901. doi:10.1190/1.1444597.
- Protasov M., Tcheverda V.** True amplitude imaging by inverse generalized Radon transform based on Gaussian beam decomposition of the acoustic Green's function // Geophysical Prospecting. 2011. Vol. 59 (2). P. 197–209. doi:10.1111/j.1365-2478.2010.00920.x.
- Protasov M., Gadylishin K., Neklyudov D., Klimes L.** Full waveform inversion based on an asymptotic solution of Helmholtz equation // Geosciences. 2023. Vol. 13 (1). P. 19. doi:10.3390/geosciences13010019.
- Tarantola A.** Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation // Geophysics. 1984. Vol. 49 (8). P. 1259–1266. doi:10.1190/1.1441754.
- Woodward M., Nichols D., Zdraveva O., Whitfield P., Johns T.** A decade of tomography // Geophysics. 2008. Vol. 73 (5). P. VE5–VE11. doi:10.1190/1.2969907.
- Yang J., Li Y., Liu Y., Wei Y., Fu H.** Mitigating the cycle-skipping of full-waveform inversion by random gradient sampling // Geophysics. 2020. Vol. 85 (6). P. R493–R507. doi:10.1190/geo2020-0099.1.
- Zhang S., Schuster G.** Image-domain full waveform inversion: Field data example // SEG Technical Program Expanded Abstracts. 2014. P. 966–970. doi:10.1190/segam2014-1441.1.

## REFERENCES

- Aghamiry H.S., Gholami A., Aghazade K., Sonbolestan M., Operto S.** Large-scale highly-accurate extended full waveform inversion using convergent Born series. 2022. doi:10.48550/arXiv.2202.08558.
- Alekseev A.S.** Some inverse problems of the theory of wave propagation // Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Geophysical Series. 1962. Vol. 11. P.1514–1531. (In Russ.).
- Chen G., Yang W.C., Liu Y.N., Wang H., Huang X.** Salt structure elastic full wave-form inversion based on the multi-scale signed envelope // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2022. Vol. 60. P. 1–12. doi:10.1109/TGRS.2022.3166028.
- Choi Y., Min D.-J., Shin C.** Two-dimensional waveform inversion of multi-component data in acoustic-elastic coupled media // Geophysical Prospecting. 2008. Vol. 56 (6). P. 863–881. doi:10.1111/j.1365-2478.2008.00735.x.
- Djikipéssé H.A., Tarantola A.** Multiparameter  $l_1$  norm waveform fitting: Interpretation of Gulf of Mexico reflection seismograms // Geophysics. 1999. Vol. 64 (4). P. 1023–1035. doi:10.1190/1.1444611.
- Lailly P.** The seismic inverse problem as a sequence of before stack migrations // Conference on Inverse Scattering—Theory and Application / Bednar J.B., Robinson E., Weglein A. (Eds.). SIAM, Philadelphia, 1983. P. 206–220.

- Luo J., Wu R.S., Chen G.** Angle domain direct envelope inversion method for strong scattering velocity and density estimation // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2020. Vol. 17 (9). P. 1508–1512. doi:10.1109/LGRS.2019.2950471.
- Martin G.S., Wiley R., Marfurt K.J.** Marmousi2: an elastic upgrade for Marmousi // Leading Edge. 2006. Vol. 25 (2). P. 156–166. doi:10.1190/1.2172306.
- Pica A., Diet J., Tarantola A.** Nonlinear inversion of seismic reflection data in laterally invariant medium // Geophysics. 1990. Vol. 55 (3). P. 284–292. doi:10.1190/1.1442836
- Pratt R.G.** Seismic waveform inversion in the frequency domain, part 1: Theory and verification in a physical scale model // Geophysics. 1999. Vol. 64 (3). P. 888–901. doi:10.1190/1.1444597.
- Protasov M., Tcheverda V.** True amplitude imaging by inverse generalized Radon transform based on Gaussian beam decomposition of the acoustic Green's function // Geophysical Prospecting. 2011. Vol. 59 (2). P. 197–209. doi:10.1111/j.1365-2478.2010.00920.x.
- Protasov M., Gadylyshin K., Neklyudov D., Klimes L.** Full waveform inversion based on an asymptotic solution of Helmholtz equation // Geosciences. 2023. Vol. 13 (1). P. 19. doi:10.3390/geosciences13010019.
- Tarantola A.** Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation // Geophysics. 1984. Vol. 49 (8). P. 1259–1266. doi:10.1190/1.1441754.
- Woodward M., Nichols D., Zdraveva O., Whitfield P., Johns T.** A decade of tomography // Geophysics. 2008. Vol. 73 (5). P. VE5–VE11. doi:10.1190/1.2969907.
- Yang J., Li Y., Liu Y., Wei Y., Fu H.** Mitigating the cycle-skipping of full-waveform inversion by random gradient sampling // Geophysics. 2020. Vol. 85 (6). P. R493–R507. doi:10.1190/geo2020-0099.1.
- Zhang S., Schuster G.** Image-domain full waveform inversion: Field data example // SEG Technical Program Expanded Abstracts. 2014. P. 966–970. doi:10.1190/segam2014-1441.1.

#### **ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРЕ**

*ПРОТАСОВ Максим Игоревич* – доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией методов интерпретационной обработки сейсмических данных Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН. Основные научные интересы: исследования в области разработки алгоритмов обработки данных сейсморазведки.

*Статья поступила 5 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 23 марта 2026 г.,  
принята к публикации 24 марта 2026 г.*



## ФИЛЬТРАЦИЯ ПО КОГЕРЕНТНОСТИ ЗАПИСЕЙ МОВ-ОГТ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ P- и S-ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Павел Олегович Полянский<sup>1</sup>, Александр Федорович Еманов<sup>2</sup>, ✉, Александр Сергеевич Сальников<sup>3</sup>

<sup>1,2</sup>Алтае-Саянский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН»,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>3</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>1</sup>polyansky@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0009-0005-1895-0252>

<sup>2</sup>emanov@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0585-9012>

<sup>3</sup>SalnikovAS@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0009-0007-6938-9279>

**Аннотация.** Представлены результаты обработки детальных данных МОВ-ОГТ методом динамического пересчета. Разработан алгоритм разделения когерентных волн первых и последующих вступлений, основанный на F–K фильтрации сейсмограмм. Определено, что спектры преломленных P- и S-волн – колоколообразные, с выраженной преобладающей частотой (меняющейся в диапазонах 15–27 и 12–17 Гц), спектры исходных записей – низкодобротные, без доминирующей частоты. В створе профиля 1-СБ получена информация о динамике преломленных волн, формирующихся в верхней части коры складчатых систем: по резко меняющимся частотным спектрам, амплитуде и коэффициенту затухания выделены блоки протяженностью от 5 до 60–300 км, разделяемые зонами с пониженной амплитудой когерентных волн и размерами до 10 км.

**Ключевые слова:** когерентность по пространству, преломленные волны, метод динамического пересчета, опорный профиль 1-СБ, верхняя часть земной коры, динамика волнового поля

**Благодарности:** авторы статьи выражают глубокую признательность сотрудникам Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского д.г.-м.н., профессору С.Н. Кашубину и к.г.-м.н. Е.Д. Мильштейн, обеспечившим получение детальных сейсмических данных МОВ-ОГТ на опорном профиле 1-СБ и предоставившим их для выполнения исследований. Авторы искренне благодарны рецензенту статьи д.г.-м.н. Е.А. Мельник за ценные рекомендации, способствовавшие улучшению работы.

**Финансирование:** работа выполнена в рамках государственных заданий ФИЦ «ЕГС РАН» по проекту № 075-00609-26 с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» и ИНГГ СО РАН по проекту FWZZ-2026-0050.

**Для цитирования:** Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С. Фильтрация по когерентности записей МОВ-ОГТ и динамические характеристики P- и S-преломленных волн в верхней части земной коры // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 80–97. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-80.

## COHERENCE FILTERING OF CMP RECORDS AND DYNAMIC CHARACTERISTICS OF P- AND S-REFRACTED WAVES IN THE UPPER PART OF THE EARTH'S CRUST

Pavel O. Polianskii<sup>1</sup>, Alexandr F. Emanov<sup>2</sup>, ✉, Alexandr S. Salnikov<sup>3</sup>

<sup>1,2</sup>Altai-Sayan Branch of the Federal Research Center, Unified Geophysical Survey, RAS,  
Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>3</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>1</sup>polyansky@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0009-0005-1895-0252>

<sup>2</sup>emanov@gs.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0585-9012>

<sup>3</sup>SalnikovAS@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0009-0007-6938-9279>

**Abstract.** The article presents the results of processing detailed CDP-data using the dynamic conversion method. An algorithm for separating coherent refracted waves of the first and subsequent arrivals has been developed, based on the  $F$ – $K$  filtering of seismograms. It was determined that the shape of the spectra of refracted  $P$ - and  $S$ -waves is bell-shaped, with a pronounced predominant frequency (varying in the ranges of 15–27 and 12–17 Hz), the spectra of the original recordings are low-quality, without obvious maxima. Information on the dynamics of refracted waves formed in the upper crust of folded systems was obtained in the 1-SB profile: blocks ranging from 5 to 60–300 km in length, separated by zones with a reduced amplitude of coherent waves and sizes up to 10 km, were identified based on sharply changing frequency spectra, amplitude, and attenuation coefficient.

**Keywords:** spatial coherence, refracted waves, dynamic conversion method, 1-SB reference profile, upper crust, wave field dynamics

**Funding:** the study was carried out within the framework of the state assignments of the FRC “Unified Geophysical Survey RAS” (project No. 075-00609-26) using data obtained at unique scientific facility “Seismic infrasound complex for monitoring the Arctic cryolithozone and complex for continuous seismic monitoring of the Russian Federation, adjacent territories and the world” and IPGG SB RAS (project No. FWZZ-2026-0050).

**For citation:** Polianskii P.O., Emanov A.F., Salnikov A.S. Coherence filtering of CMP records and dynamic characteristics of  $P$ - and  $S$ -refracted waves in the upper part of the Earth's crust // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 80–97. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-80.

## ВВЕДЕНИЕ

Сейсмические исследования – самая дорогостоящая часть комплекса работ на государственной сети опорных профилей и параметрических скважин [Кашубин и др., 2016]. Построение сейсмических моделей земной коры актуально для металлогении [Диденко и др., 2013] и поиска месторождений углеводородов [Старосельцев и др., 2015]. Для решения этих задач, как правило, используется комплексирование методов отраженных и преломленных волн [Кашубин и др., 2011; Рудницкая и др., 2013; Гошко и др., 2014, 2015; Суворов и др., 2018, 2019]. При этом метод преломленных волн существенно отстает от метода отраженных волн в автоматизации обработки и интерпретации данных. Практика показывает [Сакулина и др., 2016; Соловьев и др., 2020], что алгоритмы ручной обработки преломленных волн на региональных профилях главным образом нацелены на определение кинематических параметров волн и не позволяют детально изучать изменение их динамики в верхней части земной коры (0–3 км), в то время как по отраженным волнам удается получить детальные динамические разрезы на всю мощность земной коры [Гошко и др., 2014, 2015].

Одна из первых попыток автоматизировать обработку преломленных волн, используя математический аппарат метода МОВ-ОГТ, привела к созданию способа общей глубинной площадки (ОГП) [Монастырев и др., 1981]. Главный недостаток этого способа, заключающийся в отсутствии физического обоснования процедуры суммирования сейсмических трасс с разными лучами головной волны [Кондратьев, 2002], ограничил область его применения горизонтально-слоистыми средами с постоянной граничной скоростью. В Сибирском отделении РАН основы цифровой автоматизированной

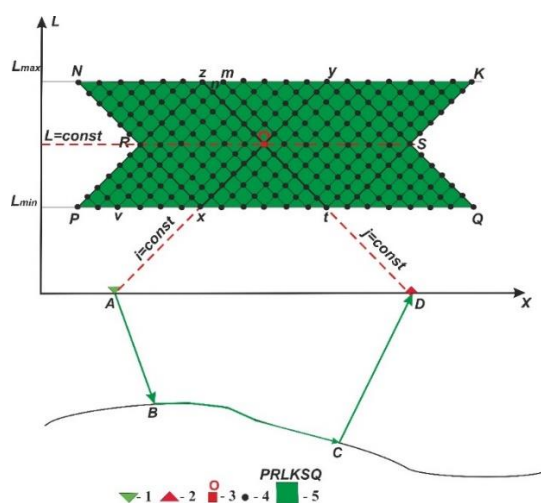
обработки преломленных волн заложены в цикле работ С.В. Крылова с коллегами [Крылов, Сергеев, 1985; Митрофанов, Сергеев, 1986; Сергеев, 1988]. К сожалению, найденные ими решения не подразумевали регуляризацию фильтров по величине отношения сигнал/помеха, поэтому их применение на протяженных профилях не вошло в широкую практику. Идеи С.В. Крылова получили дальнейшее развитие в работах [Селезнев, Еманов, 1998; Еманов и др., 2008], в которых были учтены вышеуказанные ограничения обоих подходов и разработан метод динамического пересчета преломленных волн (метод восстановления когерентных составляющих).

Этот метод неоднократно успешно применялся для извлечения из записей МОВ-ОГТ дополнительной информации о свойствах земной коры как складчатых областей до глубин 3 км [Полянский и др., 2018, 2023; Еманов и др., 2021], так и верхов осадочного чехла Горловского угольного бассейна [Полянский и др., 2025].

Цель исследований, результаты которых описаны в представленной статье, – повысить информативность сейсмических моделей верхней части земной коры на опорных профилях за счет получения детальных данных о динамических характеристиках преломляющих границ методом восстановления когерентных составляющих.

### МЕТОД ДИНАМИЧЕСКОГО ПЕРЕСЧЕТА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН (метод восстановления когерентных составляющих)

В общем случае когерентность характеризует наличие линейной связи между колебаниями, не зависящей от времени или расположения точек наблюдения в пространстве [Бендат, Пирсол, 1983]. Преломленные волны когерентны по пространству. Это означает, что их нагоняющие голографы параллельны (подобны) вне зависимости от рельефа преломляющей границы [Еманов и др., 2008]. При автоматизированной обработке [Полянский и др., 2019] вычисляются спектральные характеристики фильтров Винера с регуляризацией по величине сигнал/помеха, обеспечивающие подавление некогерентных волн (отраженные, поверхностные и т. д.) и случайных помех. Последовательно выполняется пересчет сейсмических трасс, входящих в область прослеживания (5) головной волны, в точку (3) (рис. 1).



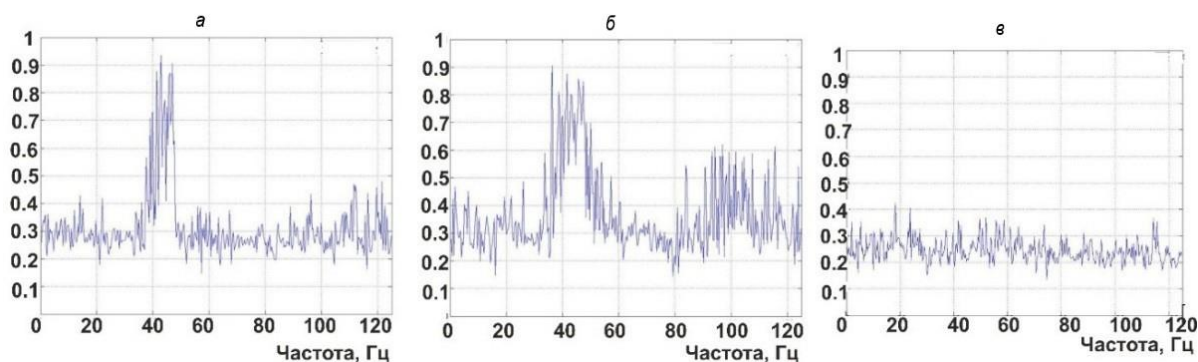
**Рис. 1.** Лучевая схема преломленной волны и фрагмент обобщенной плоскости с областью полезной информации для пересчета волнового поля. Усл. обозн.: 1 – источники; 2 – сейсмоприемники; 3 – сейсмотрасса, в которую выполняется пересчет волнового поля; 4 – сейсмотрассы, используемые для вычисления частотных характеристик фильтров пересчета; 5 – область сейсмотрасс, в которых содержится информация о свойствах среды вдоль луча ABCD.

В результате в точке (3) по кусочкам собирается волновое поле, собранное из записей, содержащих информацию о линейных преобразованиях в среде вдоль луча преломленной волны  $ABCD$  (например, запись в точке  $x$  содержит информацию о среде вдоль всего луча  $AB$  и части луча  $BC$ , а запись в точке  $t$  – информацию о среде вдоль части луча  $BC$  и всего луча  $CD$ ). Перемещая точку (3) вдоль линий  $L$  (расстояние источник–приемник) =  $const$ ,  $i$  (номер источника) =  $const$  или  $j$  (номер сейсмоприемника) =  $const$  и выполняя пошагово пересчет, формируются результирующие сейсмограммы ОПВ (рис. 4, е), ОПП или временные разрезы (рис. 5).

Существенным преимуществом метода восстановления когерентных составляющих над созданным ранее подходом к динамической цифровой обработке преломленных волн с использованием динамического соотношения [Крылов, Сергеев, 1985] является наличие алгоритма регуляризации фильтров пересчета по усредненной величине сигнал/помеха. Это обеспечивает закиривание фильтра на частотах с низким соотношением сигнал/шум и практически неискаженный пересчет на частотах с высоким соотношением сигнал/шум. Точность пересчета преломленных волн оценивается с использованием спектров когерентности. Спектр когерентности можно рассчитать через осредненные по множеству реализаций квадраты отношения спектров сигнал/помеха на входе ( $\alpha_1(\varpi)$ ) и выходе фильтра ( $\alpha_2(\varpi)$ ):

$$\beta^2(\varpi) = \frac{1}{(1 + \alpha_1(\varpi))(1 + \alpha_2(\varpi))}. \quad (1)$$

Значения спектра когерентности на любой частоте изменяются в пределах от 0 до 1. При этом чем ближе значение  $\beta(\varpi)$  к 1, тем большая доля энергии волнового поля в том или ином частотном диапазоне принадлежит преломленным волнам. На рисунке 2 даны примеры спектров когерентности.



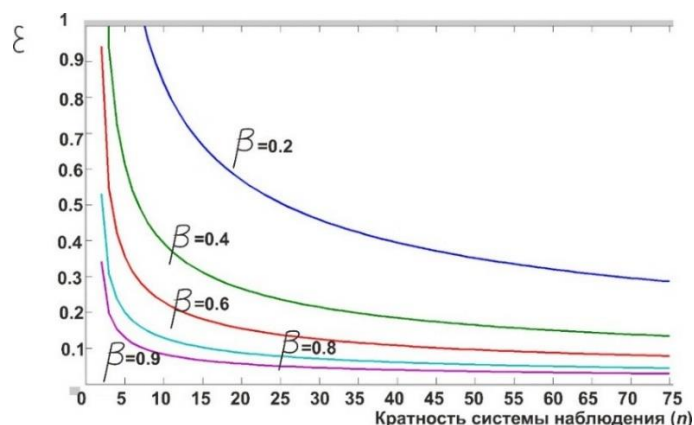
**Рис. 2.** Примеры рассчитанных спектров когерентности: а, б – спектры когерентности трасс с сигналами выделенной головной волны; е – спектр когерентности трасс с низкой когерентностью.

На спектрах когерентности фиксируются значения 0.7–0.9 (см. рис. 2, а, б). Это указывает на то, что в результате цифровой обработки выделены когерентные сигналы в полосе частот 30–50 Гц. Низкие значения спектра когерентности (рис. 2, е) могут быть обусловлены сильными амплитудами волн с непараллельными нагоняющими годографами, браком записей или неправильно заданными областями прослеживания преломленных волн при обработке.

В работе [Еманов и др., 2008] наглядно показано, что погрешность вычисления амплитудной и фазовой характеристик фильтра пересчета  $\varepsilon(\varpi)$  зависит от значений спектра когерентности  $\beta(\varpi)$  и кратности системы наблюдений ( $n$ ).

$$\varepsilon(\varpi) = \frac{[1 - \beta^2(\varpi)]^{1/2}}{\beta(\varpi)\sqrt{2(2n-3)}}. \quad (2)$$

Графики зависимости величины погрешности от этих параметров продемонстрированы на рис. 3.

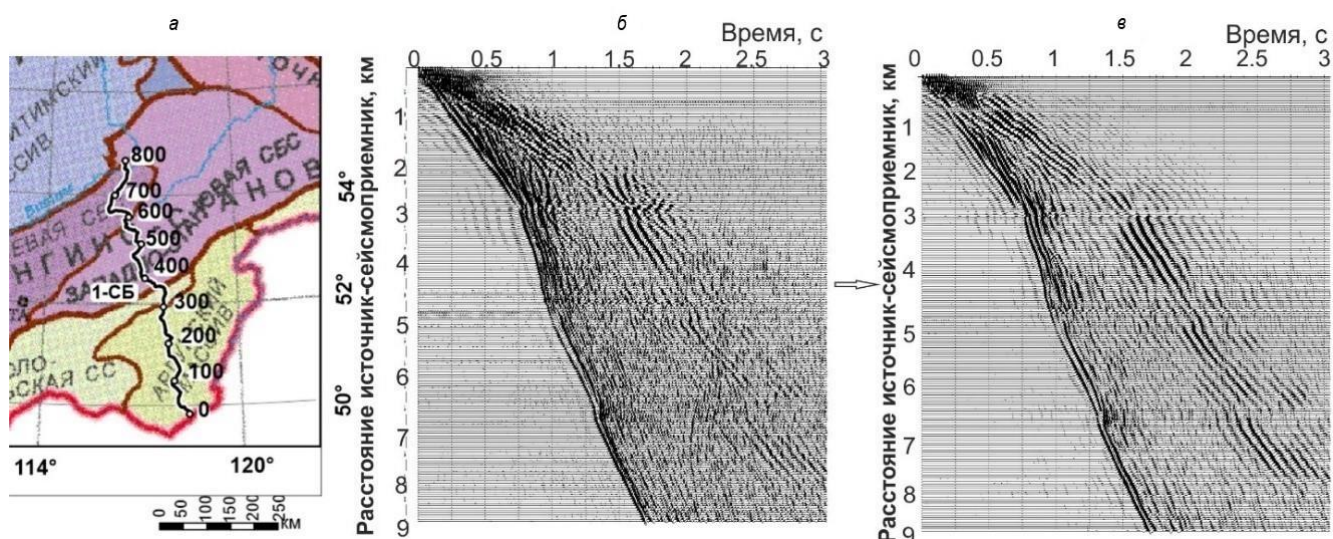


**Рис. 3.** Графики зависимости относительной погрешности вычисления АЧХ фильтра пересчета от кратности системы наблюдения при разных значениях спектров когерентности.

Из приведенных графиков следует, что чем выше значение спектра когерентности, тем при меньшей кратности системы наблюдений достигается требуемая точность. При высоких значениях спектра когерентности (например,  $\beta = 0.9$ ) даже при малой кратности ( $n \sim 10-15$ ) можно достичь точности пересчета  $\varepsilon < 0.1$ , а при значениях спектров когерентности  $\beta \leq 0.4$ , такая точность достигается только при очень высокой кратности наблюдений (свыше 200).

### ЦИФРОВАЯ ОБРАБОТКА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ПО МАТЕРИАЛАМ МОВ-ОГТ (опорный профиль 1-СБ)

Забайкальский участок профиля 1-СБ пересекает в северо-северо-западном направлении ряд крупных складчатых структур, черной линией на схему нанесена линия наблюдений МОВ-ОГТ длиной ~800 км (рис. 4, а).



**Рис. 4.** Расположение профиля 1-СБ на структурно-тектонической схеме (а); зарегистрированная коррелограмма ОПВ (б); в – сейсмограмма ОПВ-результат динамического пересчета.

Для излучения упругих волн на профиле 1-СБ использовались группы четырех вибрационных источников типа СВ-30/150 «Русич». Частотный диапазон излучаемого свип-сигнала составлял 10–60 Гц. Для регистрации вертикальной компоненты волнового поля использовались геофоны GS-20DX, расставленные в обе стороны от источника с шагом 50 м. Шаг дискретизации записей – 2 мс. На зарегистрированной коррелограмме (рис. 4, б) и на сейсмограмме ОПВ – результате динамического пересчета (рис. 4, в) в последующих вступлениях прослеживаются «прямая» и сменяющая ее на удалении ~3 км преломленная поперечные волны (вероятно, это SV-волны). Максимальное удаление источник–сейсмоприемник в зависимости от кривизны профиля варьировалось от 8 до 10 км. Такие длины годографов ограничивают глубинность изучения разреза преломленными волнами величиной 2–3 км.

Интерпретация временных разрезов существенно усложняется, когда в результате когерентного суммирования при динамическом пересчете происходит усиление амплитуд поперечных волн в последующих вступлениях, на фоне чего корреляция осей синфазности продольных волн первых вступлений становится затруднительна (интервалы временного разреза 612–632 и 660–680 км (рис. 5)). Также нередко возникают обратные ситуации, при которых высокие амплитуды продольных волн не позволяют проследить поперечные волны в последующих вступлениях (отрезок временного разреза 632–652 км (см. рис.5)).

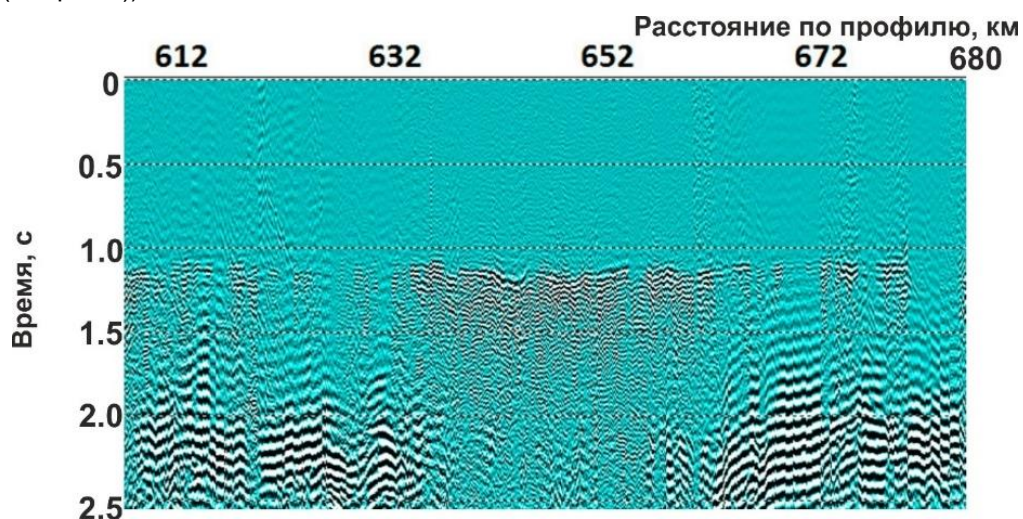


Рис. 5. Фрагмент результирующего временного разреза по профилю 1-СБ.

Для устранения этих затруднений разработан алгоритм:

1. Суммирование зарегистрированных сейсмограмм ОПВ в одну результирующую. При обработке материалов на профиле 1-СБ в каждую результирующую сейсмограмму суммируются записи 100 пунктов возбуждения.

2. К результирующим сейсмограммам применяется процедура двумерного преобразования Фурье (рис. 6, б) – переход из системы координат время–расстояние ( $t, x$ ) в систему частота–волновое число ( $f, k$ ), определяются диапазоны кажущихся скоростей  $V_{(P,S)}$ , которым соответствует область спектра с максимальной амплитудой.

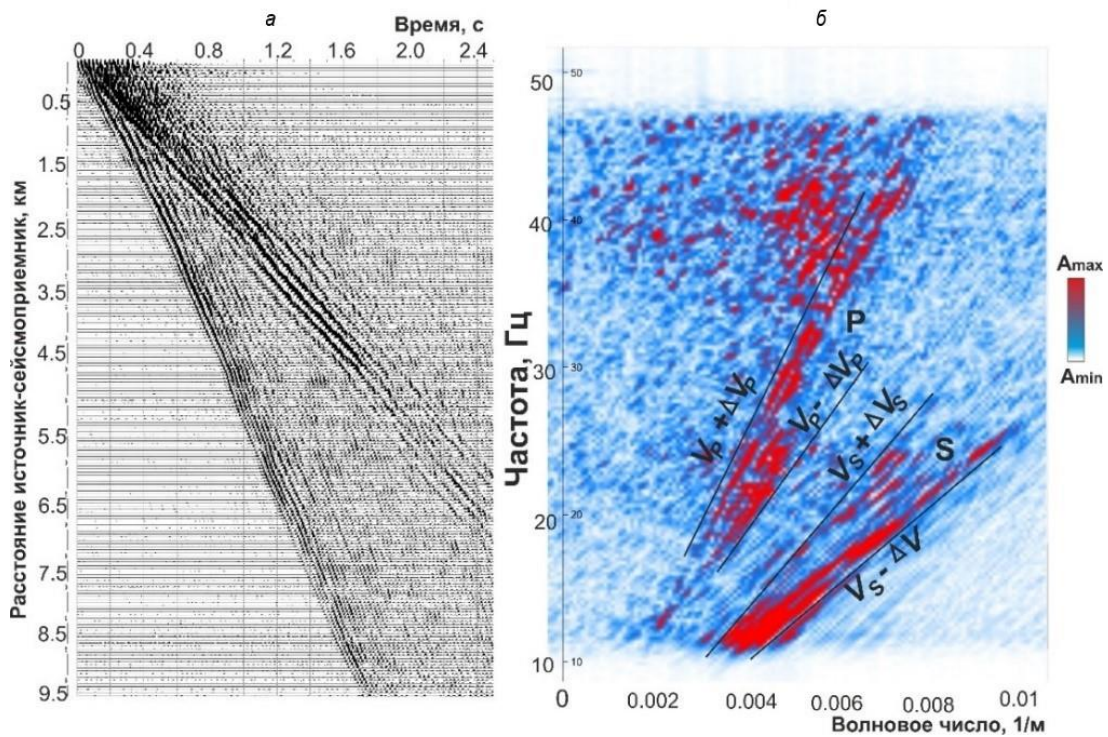
3. а) отсчеты каждой сеймотрассы всех зарегистрированных сейсмограмм ОПВ умножаются на значения сглаживающей функции, рассчитываемые следующим образом:

$$\begin{cases} A_{j,k} = \exp(-\alpha \cdot (\frac{X_j}{V_{(P,S)} + \Delta V_{(P,S)}} - t_k)), & t_k < \frac{X_j}{V_{(P,S)} + \Delta V_{(P,S)}} \\ A_{j,k} = 1, & \frac{X_j}{V_{(P,S)} + \Delta V_{(P,S)}} \leq t_k \leq \frac{X_j}{V_{(P,S)} - \Delta V_{(P,S)}} \\ A_{j,k} = \exp(-\alpha \cdot (t_k - \frac{X_j}{V_{(P,S)} - \Delta V_{(P,S)}})), & t_k > \frac{X_j}{V_{(P,S)} - \Delta V_{(P,S)}} \end{cases}, \quad (3)$$

где  $\alpha$  – положительный коэффициент,  $X_j$  – модуль расстояния источник–сейсмоприемник и  $t_k$  – время, определяемое как произведение номера отсчета  $k$  на величину шага дискретизации. Для учета влияний латерального изменения скорости волны и криволинейного профиля на результат преобразования вводится величина  $\Delta V_{(P,S)}$ ;

б) преобразование (3) выполняется отдельно для продольных и поперечных волн с учетом значений их кажущихся скоростей. На выходе получаются отдельные сейсмограммы с  $P$ - и  $S$ -волнами. По ним определяются области прослеживания продольных и поперечных волн вдоль профиля [Полянский и др., 2023].

4. Динамический пересчет трасс сейсмограмм, полученных на этапах 1–4, во временные разрезы и динамические годографы.



**Рис. 6.** Зарегистрированная коррелограмма (а) и ее двумерный амплитудный спектр в плоскости частота–волновое число (б);  $A_{min}$ ,  $A_{max}$  – минимальная и максимальная амплитуда.

Можно видеть на рис. 6, б, что основной энергии, излучаемой продольными волнами первых вступлений, соответствует область  $F$ – $K$  спектра с волновыми числами 0.002–0.008  $m^{-1}$  и частотами 20–45 Гц. Энергии, излучаемой поперечными волнами, соответствует область  $F$ – $K$  спектра с волновыми числами 0.004–0.01  $m^{-1}$  и частотами 10–25 Гц.

Временной разрез, сформированный из трасс зарегистрированных коррелограмм до их всякой обработки, показан на рис. 7.

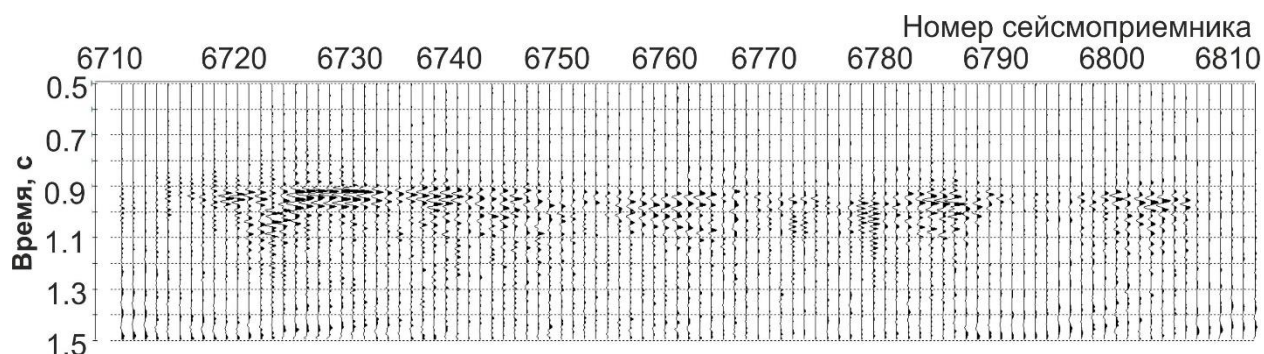


Рис. 7. Временной разрез  $L=const$ , составленный из трасс зарегистрированных коррелограмм.

Времена первых вступлений на большей части временного разреза (рис. 7) определить затруднительно. Например, на трассах с номерами 6710–6720, 6748–6755, 6788–6795, 6805–6810 и т. д. целевые сигналы продольных волн вообще не прослеживаются на фоне помех.

Частотный спектр сейсмической трассы, зарегистрированной сейсмоприемником с номером 6750 до обработки, дан на рис. 8, а синим цветом. Частотный спектр трассы с этим же номером, но полученный в результате обработки с использованием алгоритма разделения волн и последующего динамического пересчета, показан красной линией.

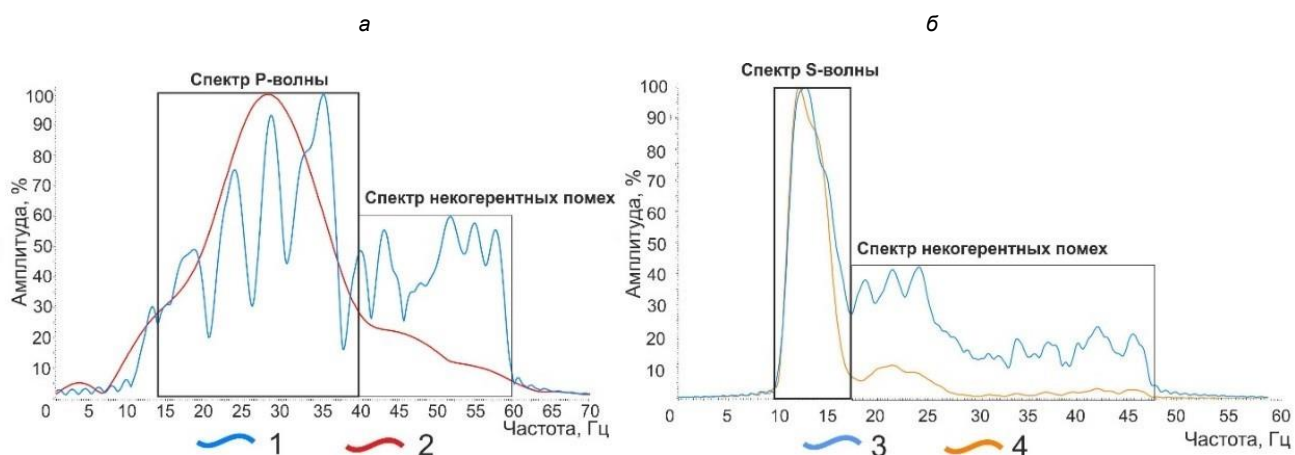
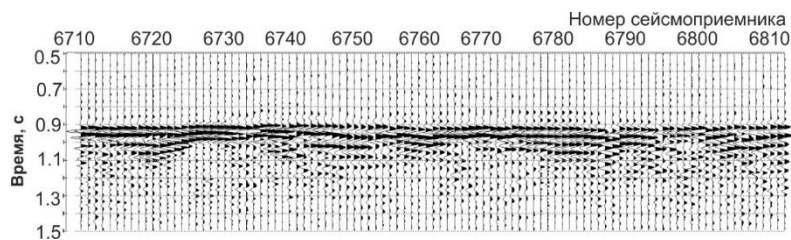


Рис. 8. Нормированные на максимум амплитудные спектры сейсмических трасс временных разрезов: а – спектр продольных волн до (1) и после (2) обработки динамическим пересчетом; б – спектр поперечных волн до (3) и после (4) обработки динамическим пересчетом.

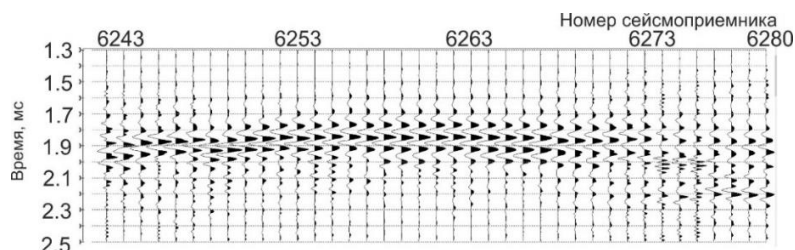
Спектр первичной трассы, зарегистрированной сейсмоприемником с номером 6750, – изрезанный, низкочастотный (показан синей линией на рис. 8, а). На нем прослежено несколько локальных максимумов – 17, 25, 30 и 35 Гц, но при этом затруднительно идентифицировать преобладающую частоту сигнала. Спектр результирующей трассы, полученной динамическим пересчетом (красная линия), колоколообразной формы и значительно более разрешенный. По нему установлено, что основная энергия продольной преломленной волны, зарегистрированной сейсмоприемником с номером 6750, излучается в диапазоне частот 15–40 Гц. Значение частоты наиболее интенсивных колебаний  $P$ -волны – 27 Гц. В результате динамического пересчета в 2–4 раза понижены амплитуды в области спектра 40–60 Гц, соответствующей некогерентным помехам. Отношение амплитуд в диапазонах частот 15–40 Гц (сигнал) и 40–60 Гц (помехи) на результирующем спектре (красная линия на рис. 8, а) превышает величину 5.

На трассах результирующего временного разреза по продольным волнам (см. рис. 8), сформированном из записей–результатов динамического пересчета, прослеживаются хорошо разрешенные сигналы, в том числе и на трассах с номерами 6710–6720, 6748–6755, 6788–6795, 6805–6810.

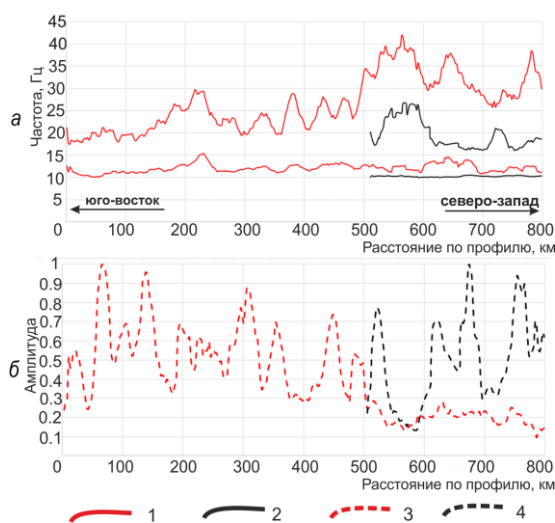


**Рис. 9.** Фильтрация по когерентности продольных преломленных волн на профиле 1-СБ. Результат пересчета во временной разрез.

Частотный спектр сейсмической трассы, зарегистрированной сейсмоприемником с номером 6253 до обработки, дан на рис. 8, б синей линией. Частотный спектр трассы с этим же номером, но полученной в результате обработки, показан оранжевой линией. Качество спектра S-волны выше, чем спектра P-волны до обработки на рис. 8, а. Сигнал поперечной преломленной волны характеризуется частотами 10–17 Гц, значение преобладающей частоты колебаний ~12.5 Гц. Случайные помехи и прочие некогерентные составляющие характеризуются частотным диапазоном 17–48 Гц. На спектре исходной записи отношение амплитуд S-волны/помеха составляет ~2.5, а для результирующей ~10. Фрагмент временного разреза  $L=const$ , сформированного из результирующих записей S-волн, представлен на рис. 10.



**Рис. 10.** Фильтрация по когерентности поперечных преломленных волн на профиле 1-СБ. Результат пересчета во временной разрез.



**Рис. 11.** Изменение динамики когерентных волн вдоль профиля 1-СБ. а – верхние и нижние граничные частоты амплитудных спектров сигналов P- (1) и S- (2) волн; б – амплитуда сигналов P- (3) и S- (4) волн.

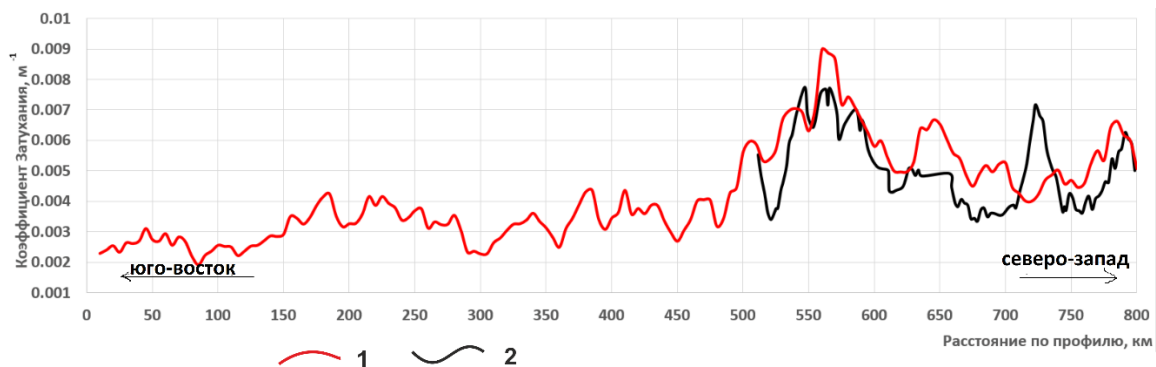
По результирующим временным разрезам вдоль профиля 1-СБ оценены величины частот (рис. 11, а) и амплитуд когерентных волн (рис. 11, б). Каждое значение амплитуды  $P$ - и  $S$ -волн, определенные по сейсмотрассам временных разрезов, нормировано на максимальные для всего профиля величины, фиксируемые на отметках  $\sim 80$  и  $\sim 670$  км.

Динамика волн сильно меняется вдоль профиля. Например, на юго-восточном отрезке 0–150 км спектр продольных преломленных волн ограничен частотами 10 и 20 Гц, ближе к центру профиля их спектр составляет  $12 - 25 \div 30$  Гц, а в северо-восточной части уже  $12 \div 15 - 35 \div 40$  Гц. По резкому изменению частот и амплитуд волн обоих типов прослеживаются блоки протяженностью от 5–10 до 100–300 км. Вся северо-восточная часть профиля (500–800 км), приуроченная к Западно-Становой складчатой системе, представляет собой цельный блок. Превышающие 30 Гц значения верхней частоты спектра  $P$ -волн и их пониженные амплитуды (в 3–4 раза по сравнению с остальными блоками в створе профиля) фиксируются только здесь. При этом сигналы  $S$ -волн в этой части более интенсивные, за исключением отрезков 550–600 и 700–730 км. Основная энергия преломленных  $S$ -волн на интервале профиля 500–800 км ограничена в диапазоне частот 17–27 Гц. Более высокую амплитуду низкочастотных преломленных  $S$ -волн по сравнению с продольными видно и на фрагменте результирующего временного разреза (см. рис. 5). Уменьшение амплитуды высокочастотных продольных волн, вероятно, обусловлено их рефракцией, влияющей на трассы–результаты динамического пересчета как фильтр низких частот [Полянский и др., 2018; Еманов и др., 2021]. При этом рефракция меньше влияет на низкочастотные сигналы  $S$ -волн.

*Характеристики затухания  $P$ - и  $S$ -преломленных волн в верхней части земной коры в створе профиля 1-СБ.* Параметрами, характеризующим затухание волн в среде, являются акустическая добротность ( $Q$ ) и коэффициент пространственного затухания волн  $\sigma_{(P,S)}$ :

$$Q = \frac{F_C}{F_{\max} - F_{\min}} = \frac{\pi \cdot F_C}{\sigma_{(P,S)} \cdot V_{(P,S)}} \Leftrightarrow \sigma_{(P,S)} = \frac{\pi \cdot F_C}{Q \cdot V_{(P,S)}}, \quad (4)$$

где  $F_C$  – значение преобладающей частоты колебаний,  $F_{\min}$  и  $F_{\max}$  – нижняя и верхняя частоты полосы пропускания сигнала на уровне  $1/\sqrt{2}$  от его максимальной амплитуды [Берзон, 1977; Вознесенский и др., 2015]. Рассчитанные вдоль профиля 1-СБ по записям временных разрезов значения коэффициентов пространственного затухания  $P$ - и  $S$ -преломленных волн приведены на рис. 12.



**Рис. 12.** Значения коэффициента затухания  $P$ - (1) и  $S$ - (2) преломленных волн в верхней части земной коры в створе профиля 1-СБ.

На построенных графиках вновь выделяется отрезок профиля 500–800 м. Его южная граница маркируется по резкому понижению амплитуды  $P$ -волн, более широкому их спектру (см. рис. 11) и

скачкообразному возрастанию коэффициента их затухания (от 0.002–0.004 до 0.006–0.009 м<sup>-1</sup>). Таким образом, в верхах коры пересекаемого профилем 1-СБ участка Западно-Становой складчатой системы установлена пониженная добротность среды, вероятно обусловленная повышенной рефракцией волн в раздробленных породах, следствием чего и является низкая амплитуда высокочастотных продольных волн.

Черной кривой на рис. 12 показано латеральное изменение затухания поперечных преломленных волн. Вычисленные вдоль профиля 1-СБ значения коэффициентов близки к величинам, экспериментально определенным по материалам многоволновой сейсморазведки [Тригубов, Локцик, 1989] и характерным для большинства осадочных и некоторых метаморфических пород. Для изверженных пород в «сейсморазведочном» диапазоне частот (10–50 Гц) характерно более низкое затухание ( $\sigma_{(P,S)} \leq 0.001$  м<sup>-1</sup>) [Берзон, 1977]. Зафиксирован ряд интервалов профиля, где сигналы *P*- или *S*-преломленных волн быстрее затухают в пространстве. Например, на интервалах 520–540 и 630–700 км коэффициент затухания продольных волн в 1.5–2 раза выше, чем поперечных, а на отрезке 710–740 км наоборот  $\sigma_{(S)}$  вдвое превышает  $\sigma_{(P)}$ .

Обобщая результаты, полученные на этом этапе исследования, можно заключить, что:

1. По-видимому, в верхней части земной коры в створе юго-восточного участка профиля, секущего Аргунский блок и Монголо-Забайкальскую складчатую область, преобладают плотные породы, характеризующиеся низким затуханием сейсмических волн.

2. В верхней части коры в створе северо-западного участка профиля 1-СБ (500–800 км) преобладают раздробленные и трещиноватые осадочные породы, для которых характерна рефракция и повышенное затухание волн.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленная статья продолжает цикл работ [Полянский и др., 2018, 2019, 2023; Еманов и др., 2021], посвященных построению детальных сейсмических моделей верхней части земной коры методом динамического пересчета [Еманов и др., 2008]. В случае использования на опорных профилях 1-СБ и 3-ДВ вибрационных источников, поперечные волны, как это ни странно, уверенно прослеживаются в последующих вступлениях сейсмограмм (см. рис. 4). Вероятно, регистрируется составляющая поперечной волны, поляризованная в вертикальной плоскости (*SV*), что позволяет извлекать дополнительную информацию о среде.

Особенность обработки методом динамического пересчета такова, что комплексный частотный спектр вычисляется для всей длины сейсмической записи. И если в первых и последующих вступлениях записи прослеживаются, например, продольная и поперечная преломленные волны, то в результате пересчета происходит увеличение амплитуд либо поперечных, либо продольных волн, что усложняет интерпретацию временных разрезов (см. рис. 5). Поэтому важным результатом исследования стал разработанный алгоритм разделения *P*- и *S*-преломленных волн, основанный на способе двумерной *F–K* фильтрации записей МОВ-ОГТ. Его применение в комплексе с динамическим пересчетом дало возможность за счет высокой кратности наблюдений (50–100) существенно усилить когерентные волны на фоне помех.

Основная энергия когерентных *P*-волн характеризуются спектром от 12 до 30–40 Гц, *S*-волн – от 10 до 17–20 Гц. Форма спектров выделенных когерентных волн – колоколообразная, с явно выраженной

преобладающей частотой, в то время как спектры зарегистрированных на профиле записей зачастую размазанные, низкочастотные, без доминирующей частоты (см. рис. 7, а). Важно понимать, что исследуемая среда работает как фильтр низких частот, в том числе за счет рефракции преломленных волн в нижележащие толщи и геометрического расхождения лучей на неоднородностях [Сергеев, 1988; Полянский и др., 2018]. Вследствие этого в первую очередь затухают более высокочастотные продольные волны, как, например, на отрезке профиля 500–800 км (см. рис. 10, б).

Использованный в работе способ расчета затухания волн в верхней части земной коры (см. рис. 11) по величине отношения центральной частоты спектра к его ширине – решение задачи в первом приближении. Вычисленные величины следует интерпретировать как характеристики затухания преломленных волн в локальных участках среды, в которых распространяются их лучи (см. рис. 1). Вычисленные значения коэффициентов верифицируются результатами сравнения с материалами многоволновой сейсморазведки [Тригубов, Локцик, 1989] и характерны для широкого спектра осадочных и некоторых метаморфических пород. Согласно экспериментальным данным [Берзон, 1977], для изверженных пород в диапазоне частот до 50 Гц характерны более низкие величины ( $\sigma_{(P,S)} \leq 0.001 \text{ м}^{-1}$ ).

Немаловажно, что алгоритмы обработки преломленных волн, используемые несколькими группами исследователей, позволили сделать близкие выводы о сейсмическом строении верхов коры вдоль профиля 1-СБ. Так, по результатам методов сейсмогравитационного моделирования и лучевого трассирования в работе [Суворов и др., 2018] выявлено неоднородное, блочное строение среды. При этом по гравитационным данным хорошо прослеживаются блоки протяженностью до 10–20 км, а по изменению скоростей преломленно-рефрагированных волн выделяются более масштабные структуры. В створе профиля 1-СБ наличие в земной коре блоков плотных пород, разделенных зонами раздробленности, подтверждено частотно-энергетическим анализом временных разрезов отраженных волн [Гошко и др., 2015]. Когерентная обработка преломленных волн позволила извлечь из временных разрезов информацию о динамике волнового поля и на основе этого также выделить блоки, разделенные разломами – зонами с низкой амплитудой когерентных волн и меняющимся их частотным составом. В трех статьях отмечается, что протяженность блоков, выделяемых по данным преломленных волн, может составлять от первых 5–10 км до сотен километров, а ширина разделяющих их разломных зон – до 10 км. Но, к сожалению, прямое сравнение результатов обработки результатов когерентной обработки записей МОВ-ОГТ и прямого лучевого трассирования записей КМПВ затруднительно из-за разных конфигураций линий наблюдения и отличающихся систем отсчета расстояний при обработке данных на криволинейном профиле 1-СБ.

Таким образом, по результатам сейсмических исследований фиксируется явное отсутствие в верхней части земной коры вдоль профиля 1-СБ классических границ, формирующих преломленные волны. Поэтому возникает актуальный вопрос – какова все-таки природа выделенных когерентных волн? Построенные временные разрезы с уверенно прослеживаемыми протяженными осями синфазности продольных и поперечных преломленных волн и их хорошо разрешенные амплитудные спектры не позволяют отрицать существование сейсмических разделов в верхах коры, формирующих эти волны. Если в осадках приповерхностной части Горловского бассейна когерентные волны распространяются вдоль границ пород разного возраста и состава [Полянский и др., 2025], то в складчатых системах сейсмические разделы зачастую располагаются несогласно с геологическими, секут складки [Еманов и др., 2021]. Такие границы фиксировались ранее по материалам ГСЗ [Крылов, 1967, 1970]. Поэтому для

более надежной интерпретации и уточнения информации о геологическом строении и о возможных месторождениях полезных ископаемых в верхней части земной коры, полученные материалы следует дополнить и сопоставить с результатами комплексных геолого-геофизических исследований и данными геологических исследований, выполненных, например, в районе Забайкальской параметрической скважины [Петров и др., 2023].

## ВЫВОДЫ

- Разработан алгоритм разделения когерентных волн первых и последующих вступлений, основанный на двумерной  $F-K$  фильтрации сейсмограмм. Применение алгоритма совместно с динамическим пересчетом записей МОВ-ОГТ на профиле 1-СБ позволило построить временные разрезы с хорошо разрешенными сигналами продольных и поперечных преломленных волн. Форма спектров когерентных  $P$ - и  $S$ -волн – колоколообразная, с ярко выраженной преобладающей частотой (меняющейся в диапазонах 15–27 и 12–17 Гц соответственно), в то время как спектры исходных записей «размазанные», низкочастотные. Динамический пересчет позволил в 2–4 раза повысить отношение амплитуд когерентный сигнал/помеха.

- Вдоль профиля 1-СБ установлено блочное строение верхней части земной коры. В юго-восточной части, секущей Аргунский блок и Монголо-Забайкальскую складчатую область (0–500 км), выделяются блоки горизонтальной протяженностью от 5–10 до 60 км, характеризующиеся повышенной ( $\geq 0.7$ ) амплитудой продольных волн. Разделяющие их области с пониженной (0.2–0.4) амплитудой и размерами от первых км до 10 км, следует интерпретировать как зоны разломов. Северо-западная часть профиля (500–800 км), секущая участок Западно-Становой складчатой системы, представляет собой протяженный блок с низкими ( $\leq 0.25$ ) амплитудами  $P$ -волн и их широкими спектрами с частотами от 12–15 до 30–40 Гц.

- Меняющиеся вдоль профиля 1-СБ величины коэффициентов пространственного затухания волн свидетельствуют, что в верхней части земной коры участка 0–500 км преобладают плотные породы с пониженным затуханием волн (0.002–0.004  $m^{-1}$ ). Верхняя часть коры в пределах участка профиля 500–800 км составлена раздробленными и трещиноватыми осадочными породами, для которых характерно сильное (0.006–0.009  $m^{-1}$ ) затухание волн.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Бендат Дж., Пирсол А.** Применения корреляционного и спектрального анализа. М.: Мир, 1983. 310 с.
- Берзон И.С.** Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента. М.: Недра, 1977. 320 с.
- Вознесенский А.С., Куткин Я.О., Красилов М.Н.** Взаимосвязь акустической добротности с прочностными свойствами известняков // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2015. № 1. С. 30–39. EDN:TKAZIH.
- Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.** Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, № 3. С. 785–798. doi:10.5800/GT-2014-5-3-0155. EDN: SXCOFH.
- Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С.** Земная кора центрально-Азиатского складчатого пояса вдоль линии опорного геофизического профиля 1-СБ в свете частотно-энергетических атрибутов сейсмического

разреза // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 60–63.

**Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможная Н.Г.** Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино-Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1583–1599. EDN:RFXDOR.

**Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А.** Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 10. С. 1031–1045. EDN:JWGIKJ.

**Еманов А.Ф., Полянский П.О., Сальников А.С.** Сейсмическая модель верхней части земной коры юго-восточной границы Сибирской платформы // Физика Земли. 2021. № 3. С. 130–146. doi: 10.31857/S0002333721030054. EDN:IYPWJS.

**Канарейкин Б.А., Сальников А.С., Напреев Д.В., Мосягин Е.В., Гошко Е.Ю.** Возможности сейсморазведки при изучении складчатой структуры антрацитов (Горловский бассейн) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2023. № 2 (54). С. 33–41. doi:10.20403/2078-0575-2023-2-33-40. EDN:FJUAND.

**Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю.П.** Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях // Технологии сейсморазведки. 2011. № 4. С. 88–102. EDN:OOPKTR.

**Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д., Винокуров И.Ю., Эринчек Ю.М., Сержантов Р.Б., Татаринцев В.Ю.** Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин – основа глубинного 3D картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа // Региональная геология и металлогения. 2016. № 67. С. 43–48. EDN:YJYCYB.

**Кондратьев О.К.** Проблемы совместной обработки и интерпретации отражённых и преломленных волн в региональной сейсморазведке // Геофизика. 2002. № 3. С. 31–49. EDN:SZESMR.

**Крылов С.В.** О природе сейсмических разделов земной коры // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1967. С. 105–122.

**Крылов С.В.** О пологих сейсмических границах внутри фундамента // Геология и геофизика. 1970. Т. 11, № 4. С. 98–110. EDN:MIPPGV.

**Крылов С.В., Сергеев В.Н.** Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика. 1985. Т. 26, № 4. С. 92–102. EDN:VAQVCC.

**Митрофанов Г.М., Сергеев В.Н.** Исследование линеаризованной модели для головной волны в связи с задачей обработки данных КМПВ // Геология и геофизика. 1986. Т. 27, № 8. С. 98–108. EDN:PNAZZE.

**Монастырев В.К., Ознобихин Ю.В., Голошубин Г.Н.** Способ сейсмической разведки / Авторское свидетельство СССР № 864215 от 15.09.1981.

**Петров О.В., Кашубин С.Н., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Морозов А.Ф., Кудрявцев И.В., Мильштейн Е.Д., Горбачев В.И., Наркисова В.В.** Забайкальская параметрическая скважина: первые данные о глубинном строении Борщовочного комплекса метаморфического ядра // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 513, № 2. С. 165–173. doi:10.31857/S2686739723601321. EDN:SESXTM.

**Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С., Жабин В.В.** Динамический пересчёт головных волн на центральном участке опорного профиля 3-ДВ: Особенности методики и интерпретация временных разрезов // Геофизические исследования. 2018. Т. 19, № 2. С. 5–33. doi:10.21455/gr2018.2-1. EDN:XSMAIH.

**Полянский П.О., Дураченко А.В., Еманов А.Ф.** Программный комплекс для цифровой обработки данных сейсморазведки с многократными перекрытиями методом динамического пересчета головных волн “Dunmond v1.0” / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2019617268 от 05.06.2019.

**Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С.** Построение скоростной модели верхней части земной коры зоны сочленения Евразийской и Охотоморской плит вдоль северо-восточного участка профиля 3-ДВ по результатам цифровой обработки данных продольных и поперечных преломленных волн // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2023. № 1 (53). С. 21–35. doi:10.20403/2078-0575-2023-1-21-35. EDN:BLDBNM.

**Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С.** Динамическая обработка преломленных волн по материалам ОГТ в Горловском угольном бассейне // Геофизические исследования. 2025. Т. 26, №1. С. 39–66. doi:10.21455/gr2025.1-3. EDN:BHEWON.

**Рудницкая Д.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С.** Построение макромодели земной коры с применением РЕАПАК-технологии по геотраверсу 3-ДВ (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2013. № 1. С. 19–26. EDN:RXGORJ.

**Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А.** Глубинные сейсмические зондирования по профилю 1-AP в Баренцевом море: методика и результаты // Физика Земли. 2016. № 4. С. 107–124. doi:10.7868/S0002333716040086. EDN:WALRKJ.

**Селезнев В.С., Еманов А.Ф.** Пересчет волновых полей головных волн фильтрами Винера // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 4. С. 536–546. EDN:SNEVRL.

**Сергеев В.Н.** Учет геометрического расхождения и рефракции при пересчете поля колебаний преломленных волн // Геология и геофизика. 1988. Т. 29, № 3. С. 93–102. EDN:OKNGWF.

**Соловьев В.М., Сальников А.С., Селезнев В.С., Чечельницкий В.В., Лисейкин А.В., Галева Н.А.** Особенности глубинного скоростного строения забайкальского участка Центрально-Азиатского складчатого пояса по данным сейсмологии и ГСЗ (в створе опорного профиля 1-СБ) // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 5. С. 56–68. doi:10.30911/0207-4028-2020-39-5-56-68. EDN:HVXDPA.

**Старосельцев В.С.** Геолого-геофизические предпосылки юго-восточного продолжения Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 4 (24). С. 3–10. EDN: VBJDFP.

**Суворов В.Д., Мельник Е.А., Павлов Е.В., Сальников А.С.** Региональное структурно-тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по сейсмогравитационным данным вдоль опорного профиля 1-СБ // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9, № 2. С. 439–459. doi:10.5800/GT-2018-9-2-0355. EDN:UVUNOT.

**Суворов В.Д., Павлов Е.В., Мельник Е.А.** Сейсмодинамическая структура верхней коры Забайкалья (профиль 1-СБ, южный участок) // Естественные и технические науки. 2019. № 12. С. 157–159. doi: 10.25633/ETN.2019.12.14. EDN:YJFMOI.

**Тригубов А.В., Локцик В.В.** Эффективное затухание продольных, поперечных и обменных волн в некоторых типичных геологических разрезах // Геология и геофизика. 1989. Т. 30, № 6. С. 133–143. EDN:AHHDIW.

## REFERENCES

- Bendat J., Pirsol A.** Engineering applications of correlation and spectral analysis. New York, John Wiley & Sons, 1980. 310 p.
- Berzon I.S.** Seismic exploration of vertically layered basement media (In Russ.). Nedra, Moscow, 1977. 320 p.
- Didenko A.N., Shevchenko B.F., Goroshko M.V., Gur'yanov V.A., Efimov A.S., Sal'nikov A.S., Starosel'tsev V.S., Nelyubov P.A., Zamozhnyaya N.G.** Structure and evolution of the Earth's crust in the region of junction of the Central Asian fold belt and the Siberian Platform: Skovorodino-Tommot profile // Russian Geology and Geophysics. 2013. Vol. 54 (10). P. 1236–1249. doi:10.1016/j.rgg.2013.09.008. EDN:RFRNKR.
- Emanov A.F., Polyanskii P.O., Sal'nikov A.S.** Upper crustal velocity model for the southeastern boundary of the Siberian Platform // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2021. Vol. 57 (3). P. 409–424. doi:10.1134/s1069351321030058. EDN:TNYINO.
- Emanov A.F., Seleznev V.S., Korshik N.A.** Dynamic conversion of head waves in seismic data processing // Russian Geology and Geophysics. 2008. Vol. 49 (10). P. 780–789. doi:10.1016/j.rgg.2007.12.015. EDN:LLJZZD.
- Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S.** The recent structure and the assumed history of formation of the crust in the south-eastern segment of the north Asian craton along reference profile 3-DV // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Vol. 5 (3). P. 785–798. (In Russ.).
- Goshko E.Yu., Efimov A.S., Salnikov A.S.** The Earth's crust of the Central Asian folded belt along the line of the reference geophysical profile 1-SB in light of the frequency-energy attributes of the seismic section // Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent): Proceedings of the Meeting. Irkutsk, 2015. P. 60–63 (In Russ.).
- Kanareykin B.A., Salnikov A.S., Napreev D.V., Mosyagin E.V., Goshko E.Yu.** Possibilities of seismic exploration in studying the folded structure of anthracites (Gorlovsky basin) // Geology and Mineral Resources of Siberia. 2023. No. 2 (54). P. 33–41. (In Russ.).
- Kashubin S.N., Milshtein E.D., Vinokurov I.Yu., Erinchek Yu.M., Serzhantov R.B., Tatarinov V.Yu.** State network of geotranssects and superdeep wells – the basis for 3D deep mapping of the Russian Federation and its continental shelf // Regional Geology and Metallogeny. 2016. No. 67. P. 43–48. (In Russ.).
- Kashubin S.N., Sakulina T.S., Pavlenkova N.I., Lukashin Yu.P.** Characteristics of compressional and shear waves generated in marine deep seismic studies // Seismic Technologies. 2011. No. 4. P. 88–102. (In Russ.).
- Kondratyev O.K.** Problems of joint processing and interpretation of reflected and refracted waves in regional seismic exploration // Geofizika. 2002. No. 3. P. 31–49. (In Russ.).
- Krylov S.V.** On flat seismic boundaries within the basement // Geologiya i Geofizika. 1970. Vol. 11 (4). P. 98–110. (In Russ.).
- Krylov S.V.** On the nature of seismic sections in the Earth's crust // Regional Geophysical Research in Siberia. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk, 1967. P. 105–122. (In Russ.).
- Krylov S.V., Sergejev V.N.** Properties of the head waves and new possibilities for their processing automation // Geologiya i Geofizika. 1985. Vol. 26 (4). P. 92–102. (In Russ.).

- Mitrofanov G.M., Sergejev V.N.** Investigation of linearization model for the head waves in the connection of CMRW data processing // *Geologiya i Geofizika*. 1986. Vol. 27 (8). P. 98–108. (In Russ.).
- Monastyrev V.K., Oznobikhin Yu.V., Goloshubin G.N.** Seismic Exploration Method / USSR Author's Certificate No. 864215 dated September 15, 1981. (In Russ.).
- Petrov O.V., Kashubin S.N., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Morozov A.F., Kudryavtsev I.V., Milshtein E.D., Gorbachev V.I., Narkisova V.V.** The Trans-Baikal parametric borehole: first evidence of the deep structure of the Borshchovochnyi metamorphic core complex // *Doklady Earth Sciences*. 2023. Vol. 513 (2). P. 1271–1278. doi:10.1134/s1028334x23602110. EDN:MINEOP.
- Polianskii P.O., Emanov A.F., Salnikov A.S.** Dynamic processing of refracted waves according to CDP data in the Gorlovsky coal basin // *Geophysical Research*. 2025. Vol. 26 (1). P. 39–66. (In Russ.).
- Polyanskiy P.O., Emanov A.F., Salnikov A.S.** Construction of a velocity model of Earth's upper crust of the Eurasian–Sea of Okhotsk plate conjunction zone along the northeastern segment of the 3-DV profile based on the digital processing results of compressional- and shear-wave refractions // *Seismic Instruments*. 2025. Vol. 61 (5). P. 367–379. doi:10.3103/S0747923925700525. EDN:USTQWN.
- Polyansky P.O., Durachenko A.V., Emanov A.F.** Software package for digital processing of seismic exploration data with multiple overlaps using the method of dynamic recalculation of head waves “Dynmond v1.0” / Certificate of state registration of computer program No. 2019617268. Dated 05.06.2019. (In Russ.).
- Polyansky P.O., Emanov A.F., Salnikov A.S., Zhabin V.V.** Dynamic conversion of head waves on the central part of the 3-DV profile: technique features and interpretation of time sections // *Geophysical Research*. 2018. Vol. 19 (2). P. 5–33. (In Russ.).
- Roudnitskaya D.I., Staroseltsev V.S., Salnikov A.S.** The construction of the Earth's crust macromodel applying REAPAK-technology along the 3-DV geotraverse (East Siberia) // *Geofizika*. 2013. No. 1. P. 19–26. (In Russ.).
- Sakulina T.S., Kashubin S.N., Pavlenkova G.A.** Deep seismic soundings on the 1-AR profile in the Barents Sea: Methods and results // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2016. No. 4. P. 572–589. doi:10.1134/S106935131604008X. EDN:WVELVP.
- Seleznev V.S., Emanov A.F.** Conversion of head-wave fields by the Wiener filters // *Russian Geology and Geophysics*. 1998. Vol. 39 (4). P. 536–546.
- Sergejev V.N.** Taking into account of geometric discrepancy and refraction when recalculating the field of refracted waves variation // *Geologiya i Geofizika*. 1988. Vol. 29 (3). P. 93–102. (In Russ.).
- Solovyev V.M., Salnikov A.S., Seleznev V.S., Chechelnitsky V.V., Liseikin A.V., Galeva N.A.** The features of the deep velocity structure of the Trans-Baikal section of the Central Asian fold belt from the seismological and DSS data (alignment of the 1-SB reference profile) // *Russian Journal of Pacific Geology*. 2020. Vol. 14 (5). P. 434–446. doi:10.1134/S1819714020050073. EDN:BRKWJM.
- Staroseltsev V.S.** Geological-geophysical conditions for southeastern extension of the Siberian Platform // *Geology and Mineral Resources of Siberia*. 2015. Vol. 24 (4). P. 3–10. (In Russ.).
- Suvorov V.D., Melnik E.A., Pavlov E.V., Salnikov A.S.** Regional structural-tectonic zoning of the upper crust of Transbaikalia based on seismogravitational data along reference profile 1-SB // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2018. Vol. 9 (2). P. 439–459. (In Russ.).
- Suvorov V.D., Pavlov E.V., Melnik E.A.** Seismic density structure of the Transbaikalia upper crust (1-SB profile, southern section) // *Natural and Technical Sciences*. 2019. No. 12. P. 157–159. (In Russ.).

**Trigubov A.V., Loktsik V.V.** Effective attenuation of longitudinal, transverse and exchange waves in some typical geological sections // Geologiya i Geofizika. 1989. Vol. 30 (6). P. 133–143. (In Russ.).

**Voznesensky A.S., Kutkin Y.O., Krasilov M.N.** Interrelation of the acoustic Q-factor and strength in limestone // Journal of Mining Science. 2015. Vol. 51 (1). P. 23–30. doi:10.1134/S1062739115010044. EDN:UZTOKV.

### ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

*ПОЛЯНСКИЙ Павел Олегович* – кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”. Основные научные интересы: алгоритмы цифровой обработки сейсмических данных, определение динамических характеристик волновых полей, изучение сейсмического строения земной коры продольными и поперечными преломленными волнами, резонансные колебания зданий и сооружений, методы инженерной сейсмологии.

*ЕМАНОВ Александр Федорович* – доктор технических наук, главный научный сотрудник Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”. Основные научные интересы: сейсмология, инженерная сейсмология, сейсмологические исследования земной коры, алгоритмы обработки данных.

*САЛЬНИКОВ Александр Сергеевич* – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории глубинных геофизических исследований и региональной сейсмичности Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН. Основные научные интересы: изучение структурно-скоростного строения земной коры и верхней мантии на опорных геолого-геофизических профилях Сибири и Дальнего Востока.

*Статья поступила в редакцию 10 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 12 апреля 2026 г.,  
принята к публикации 13 апреля 2026 г.*



## ДИСПЕРСИОННЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН НА ПАССИВНЫХ ДАННЫХ РАСПРЕДЕЛЕННЫХ АКУСТИЧЕСКИХ СЕНСОРОВ И ГЕОФОНОВ

**Александр Викторович Яблоков<sup>1, ✉</sup>, Петр Александрович Дергач<sup>2</sup>, Эдгард Андреевич Фомиряков<sup>3</sup>,  
Иван Сергеевич Пономарёв<sup>4</sup>**

<sup>1,2</sup>Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,

<sup>1,2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия,

<sup>3,4</sup>ООО «Т8», 107076, Москва, Краснобогатырская ул., 44, стр. 1, Россия

<sup>4</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия

<sup>1</sup>YablokovAV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3251-0289>

<sup>2</sup>DergachPA@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5672-7813>

<sup>3</sup>fomiryakov@t8.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0481-3052>

<sup>4</sup>ponomarev@t8.ru, <https://orcid.org/0009-0009-5793-3366>

**Аннотация.** Проведен сравнительный дисперсионный анализ методом пассивного MASW для данных распределенных акустических сенсоров (DAS) и трехкомпонентных геофонов при регистрации поверхностных волн контролируемым источником шумов (автомобиль). Выявлено влияние параметров DAS и базы наблюдения на частотный состав. Спектральные изображения DAS отличаются от геофонов систематическим завышением скоростей, сохраняя структуру фундаментальной моды, что подтверждает применимость для мониторинга изменений скоростей приповерхностных грунтов.

**Ключевые слова:** сейсморазведка, DAS, MASW, поверхностные волны, спектральный анализ

**Финансирование:** работа выполнена при поддержке проекта ФНИ FWZZ-2026-0052.

**Для цитирования:** Яблоков А.В., Дергач П.А., Фомиряков Э.А., Пономарёв И.С. Дисперсионный анализ поверхностных волн на пассивных данных распределенных акустических сенсоров и геофонов // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 98–107. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-98.

## DISPERSION ANALYSIS OF SURFACE WAVES ON PASSIVE DATA FROM DISTRIBUTED ACOUSTIC SENSORS AND GEOPHONES

**Alexandr V. Yablokov<sup>1, ✉</sup>, Petr A. Dergach<sup>2</sup>, Edgard A. Fomiryakov<sup>3</sup>, Ivan S. Ponomarev<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Koptug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>2</sup>Novosibirsk State University, Pirogov Str., 1, Novosibirsk, 630090, Russia,

<sup>3</sup>T8 LLC, Krasnobogatyrskaya Str., 44, bld. 1, Moscow, 107076, Russia,

<sup>4</sup>M.V. Lomonosov Moscow State University, Leninskie Gory, 1, Moscow, 119991, Russia,

<sup>1</sup>YablokovAV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3251-0289>

<sup>2</sup>DergachPA@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5672-7813>

<sup>3</sup>fomiryakov@t8.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0481-3052>

<sup>4</sup>ponomarev@t8.ru, <https://orcid.org/0009-0009-5793-3366>

**Abstract.** A comparative dispersion analysis using the passive MASW method was conducted for data from distributed acoustic sensors (DAS) and three-component geophones during surface wave recording with a controlled noise source (vehicle). The impact of DAS parameters and array length on the frequency content was revealed. DAS spectral images show systematically overestimated phase velocities compared to geophones while preserving the fundamental mode structure, confirming applicability for monitoring near-surface velocity changes.

**Keywords:** seismic, DAS, MASW, surface waves, spectral analysis

**Funding:** the study was carried out within the framework of the project No. FWZZ-2026-0052.

**For citation:** Yablokov A.V., Dergach P.A., Fomiryakov E.A., Ponomarev I.S. Dispersion analysis of surface waves on passive data from distributed acoustic sensors and geophones // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 98–107 (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-98.

## ВВЕДЕНИЕ

Методы анализа поверхностных волн являются важным инструментом неразрушающего исследования верхней части геологического разреза (ВЧР). В методе многоканального анализа поверхностных волн (MASW) регистрация данных выполняется линейным массивом геофонов, а возбуждение колебаний обеспечивается контролируемым активным источником (кувалда, сейсморужье, вибрационная установка и др.) [Яблоков и др., 2022]. Использование пассивного варианта MASW (PMASW), в котором в качестве источника служит техногенный шум (преимущественно движущийся транспорт), позволяет проводить геотехнический мониторинг без применения активных источников [Яблоков и др., 2025].

Технология распределенных акустических сенсоров (DAS), превращающая стандартные телекоммуникационные волоконно-оптические кабели в протяженные сейсмические массивы, все шире применяется при решении геофизических задач [Rossi et al., 2024]. Современные DAS-системы обеспечивают одновременную регистрацию деформации вдоль всей длины кабеля с пространственным шагом порядка одного метра, что позволяет получать высокоплотные наблюдения на расстояниях в десятки и сотни километров.

Совместное использование PMASW и DAS открывает возможности для долгосрочного геомониторинга в полностью пассивном и удаленно управляемом режиме [Lai et al., 2024]. Это особенно актуально для задач, в которых развертывание активных источников экономически или логистически затруднительно [Cheng et al., 2022]. Однако, несмотря на очевидные потенциальные преимущества такой интеграции, остается принципиальный вопрос: насколько корректно работает пассивный MASW на волоконно-оптических датчиках по сравнению с классическими геофонами и какие специфические ограничения и артефакты проявляются на практике.

Во-первых, DAS измеряет продольную деформацию вдоль распределенного отрезка кабеля, тогда как геофоны регистрируют точечные значения скорости смещения. Параметр «длина датчика» в DAS фактически выполняет роль пространственного фильтра по аналогии с группированием геофонов, подавляя сигналы с длинами волн, сопоставимыми или меньшими длины датчика [Vantassel et al., 2022]. Для PMASW, где волновое поле часто полимодально и ближе к реальным условиям шумового возбуждения, этот эффект может проявляться сильнее, чем в экспериментах с активными источниками.

Во-вторых, эффективность PMASW критически зависит от геометрии и распределения источников шума. При неравномерном или сильно направленном расположении источников амплитуда восстановленных дисперсионных кривых может искажаться, а разделение фундаментальной моды и высших мод становится более сложным. DAS-массивы, чувствительные только к компоненте деформации

вдоль трассы кабеля, могут по-разному реагировать на различные типы волн по сравнению с трехкомпонентными геофонами, что также влияет на дисперсионные изображения.

В-третьих, требуется количественно оценить влияние параметров DAS-системы (шаг дискретизации по пространству и времени, длина датчика, база измерения) на качество извлекаемых дисперсионных кривых. К этому же кругу вопросов относятся выбор времени накопления, необходимая длина массива, оптимальное число каналов и устойчивость выделения дисперсии в зависимости от спектрального состава фонового шума.

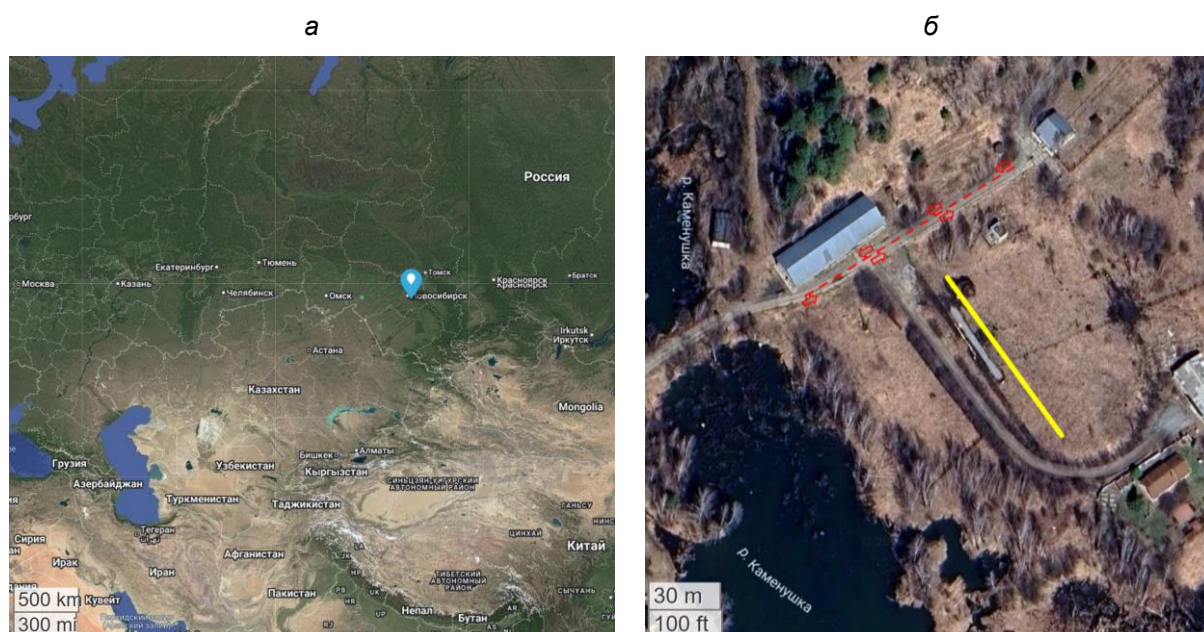
Целью настоящего исследования является систематическое сравнение качества данных PMASW, полученных с использованием DAS и геофонов при регистрации поверхностных волн в одинаковых полевых условиях. Особое внимание уделяется как преимуществам DAS для длительного мониторинга, так и специфическим ограничениям, возникающим при анализе поверхностных волн на волоконно-оптических линиях.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

### Полевые сейсмические эксперименты

Полевые сейсмические наблюдения проводились летом (геофоны) и осенью (DAS) в 2025 г. на геофизическом полигоне Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (ИНГГ СО РАН), расположенном в поселке «Ключи» Новосибирской области. В качестве контролируемого источника пассивных колебаний использовался автомобиль массой около 1200 кг, движущийся по траектории, ортогональной линейному сейсмическому профилю (рис. 1).

Расстановка геофонов включала 40 трехкомпонентных геофонов с собственной частотой 4.5 Гц, расположенных с постоянным шагом 2 м. Для их работы в режиме пассивного мониторинга применялись бескабельные телеметрические станции «SCOUT». Общая длина массива геофонов составила 78 м (первый и последний геофон от границ профиля).

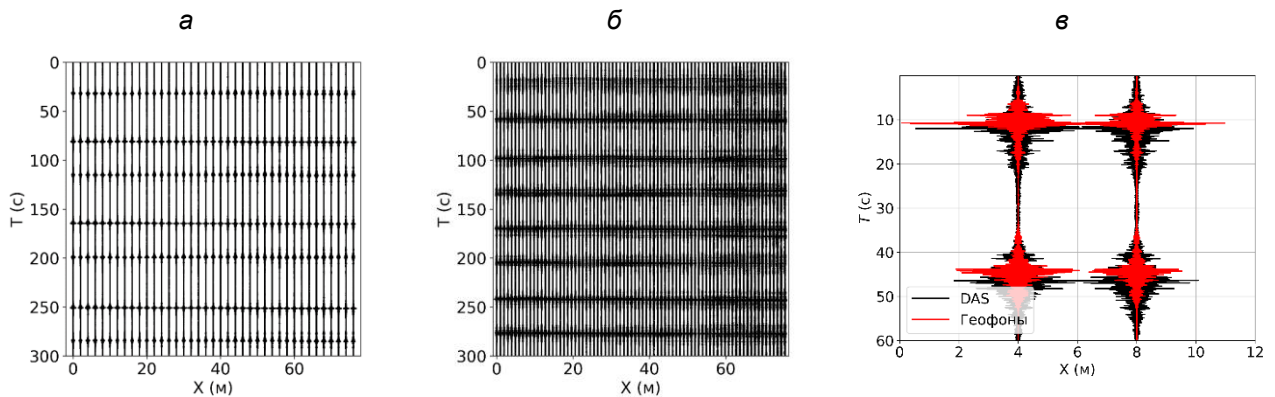


**Рис. 1.** Спутниковые снимки геофизического полигона ИНГГ СО РАН (а, синий маркер): сейсмический профиль (б, желтая линия) и траектория движения автомобиля (б, красные стрелки).

Регистрация DAS выполнялась с использованием волоконно-оптического кабеля прямой укладки параллельно линии геофонов и интеррогатора «АГИДЕЛЬ» производства компании ООО «Т8». Параметры DAS: базовый шаг дискретизации 1 м, частота опроса интеррогатора 1000 Гц. Данные были дополнительно усреднены по длине датчика (gauge length) 1 и 5 м, что позволило оценить влияние пространственного усреднения на качество дисперсионного анализа.

В обоих случаях (DAS и геофоны) выполнялась одновременная пассивная регистрация проезда автомобиля по заданной траектории в течение 5 минут. Для сопоставления с DAS из записей геофонов анализировалась продольная (X-компонента на геофонах) компонента смещения, соответствующая направлению кабеля.

Предварительная обработка включала децимацию данных до частоты дискретизации 100 Гц с обязательным применением антиалиасингового фильтра (полоса пропускания до 50 Гц). На рисунке 2 приведен пример сейсмограмм с пассивными данными от проезда автомобиля для геофонов и DAS. Различный характер распределения основного сигнала во времени обусловлен тем, что эксперименты для геофонов и DAS проводились в разные дни. На записях четко выделяются участки основного сигнала от машины длительностью около 4 с. Используя этот участок как окно сигнала, было рассчитано отношение сигнал/шум (S/N) для геофонов:  $S/N = 8.6$  и для DAS:  $S/N = 2.4$ . Таким образом, DAS-данные примерно в 3.5 раза шумнее геофонных в этих условиях.



**Рис. 2.** Сейсмограмма пассивной записи сигнала от автомобиля для геофонов (а) и DAS (б); совмещенные фрагменты записи для двух отдельных трасс (в).

### Дисперсионный анализ методом PMASW

Построение спектрального изображения в методе PMASW основано на разложении волнового поля по частотам ( $\omega$ ), фазовым скоростям ( $c$ ) и азимутам ( $\theta$ ) посредством наклонного суммирования плоских волн в частотной области [Яблоков и др., 2025]. Перебор фазовых скоростей осуществляется за счет разложения волнового поля по фазовым сдвигам в обоих направлениях ( $x$  и  $y$ ). Фазовый сдвиг для  $k$ -приемника с координатами  $x_k$  и  $y_k$  вычисляется путем проекции на каждую ось:  $\varphi_k^x = -\omega x_k \cos(\theta)/c$ ,  $\varphi_k^y = -\omega y_k \cos(\theta)/c$ . Разложение энергии волнового поля по частотам осуществляется применением одномерного преобразования Фурье для каждой трассы  $R_k(x, y, \omega) = FFT[r_k(x, y, t)]$ . Искомое разложение энергии рассчитывается суммированием всех фазово-сдвинутых трасс ( $N_{tr}$ ), после чего вычисляется модуль комплексного числа:

$$E(\omega, c, \theta) = \left| \sum_{k=1}^{N_{tr}} e^{i\varphi_k^x} e^{i\varphi_k^y} R_k(x, y, \omega) \right|.$$

Данные обрабатываются с использованием скользящих временных окон длительностью 1 с и перекрытием 50 % для накопления регулярного сигнала поверхностной волны. Длительность окна обработки в 1 с обеспечивает накопление сигнала периодом до 1 Гц. Для учета источников с различных азимутов, имеющих различную силу и направленность, выполняется суммирование по  $\theta$  в заданных диапазонах азимутов от 120° до 220°.

Обработка проводилась для трех вариантов длины массива: 20, 40 и 60 м, что позволило оценить влияние апертуры на разрешение низких частот. Дополнительно данные DAS обрабатывались в двух вариантах усреднения длины датчика (gauge length): 1 м (соответствует пространственному разрешению близкому к геофонам) и 5 м (стандартное усреднение по 5-метровым отрезкам волокна для DAS) для оценки влияния длины датчика на разрешение высоких частот. Данные трехкомпонентных геофонов позволяют строить дисперсионные изображения для всех компонент ( $X, Z$  – волна Релея;  $Y$  – волна Лява), что дает возможность оценить способность PMASW на DAS к разделению различных мод поверхностных волн.

Из каждого дисперсионного изображения извлекались экспериментальные дисперсионные кривые путем автоматического выделения максимума энергии в пространстве фазовой скорости и частоты ( $V_{ph} - f$ ). Рабочие диапазоны фазовых скоростей 0–600 м/с и частот 0–30 Гц.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Дисперсионные изображения показывают, что профиль сейсмоприемников, ориентированный перпендикулярно автодороге, обеспечивает устойчивую и прослеживаемую запись поверхностных волн для всех типов данных. Однако данным DAS присуща системная частотная фильтрация акустического сигнала, которая становится очевидной при сравнении с результатами для геофонов.

### Ограничение высоких частот для данных DAS

Регистрация в DAS осуществляется с использованием линейного участка волокна фиксированной длины (gauge length,  $g$ ), что приводит к фильтрующему эффекту частотного отклика, аналогичному группировке точечных датчиков. Волны с длиной волны  $\lambda \gg g$  передаются без значительных искажений, поскольку фаза остается практически постоянной на интервале  $g$ . Напротив, для коротких волн  $\lambda \leq g$  (высокие частоты) на базе приема укладывается целый период или больше, что вызывает взаимную компенсацию экстремумов фазы и подавление сигнала.

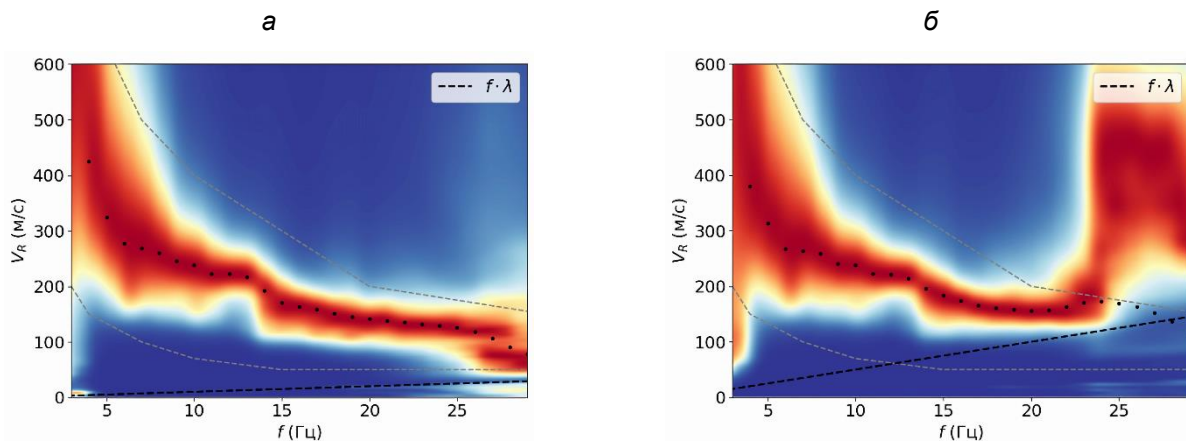


Рис. 3. Дисперсионные изображения поверхностных волн для пассивных данных DAS с длиной датчика 1 м (а) и 5 м (б).

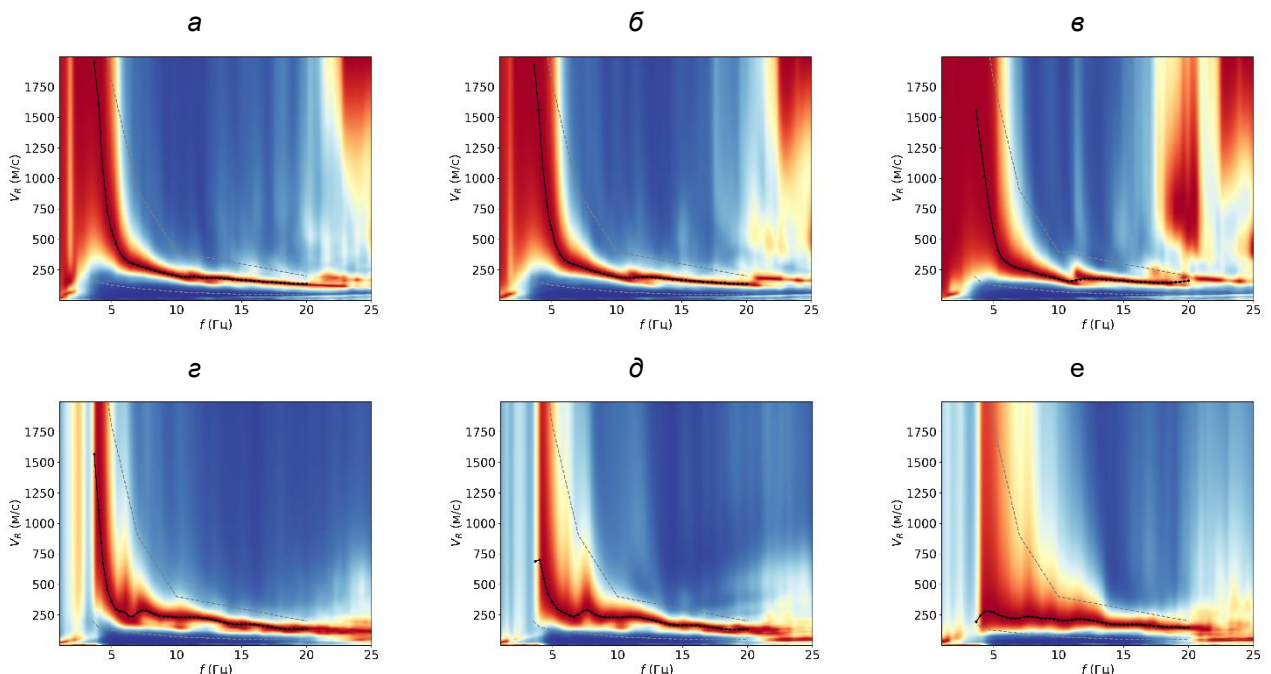
Таким образом, распределенный канал DAS функционирует как пространственный высокочастотный фильтр с частотой среза, определяемой как  $f_c \approx V_{ph}/(2g)$ , где  $V_{ph}$  – фазовая скорость волны, приводя к исчезновению высокочастотных компонент на дисперсионных изображениях. Это подтверждается сравнением дисперсионных изображений поверхностных волн для пассивных данных DAS с  $g = 1$  м (рис. 3, а) и  $g = 5$  м (рис. 3, б): при большей базе приема (5 м) высокие частоты ( $> 20$  Гц) подавляются, в то время как при 1 м разрешение сохраняется.

Технологическое развитие российских DAS-систем позволило добиться устойчивого сигнала при gauge length  $\sim 1$  м только с 2024–2025 гг., что существенно расширило их применимость для инженерной сейсмологии.

### Ограничение низких частот для данных DAS

Помимо подавления высокочастотных составляющих, DAS-системы демонстрируют ограниченную чувствительность к низкочастотным (длинноволновым) сигналам, зависящую от базы измерения – расстояния между крайними пунктами приема. Короткая база эффективно действует как пространственный фильтр низких частот, снижая амплитуду длинноволновых деформаций из-за недостаточной апертуры канала [Li et al., 2022]. Для эффективной регистрации низкочастотных волн требуется увеличение базы измерения.

Этот эффект подтверждается сравнением дисперсионных изображений PMASW для различных длин массивов (рис. 4). Для геофонов низкочастотная составляющая ( $< 5$  Гц) стабильно присутствует независимо от апертуры, что позволяет использовать небольшие базы измерения для пассивных данных. Для DAS наблюдается систематическое улучшение низкочастотного разрешения с увеличением апертуры и низкие частоты ( $< 5$  Гц) становятся сопоставимы с геофонами только при базе наблюдения  $\geq 60$  м (см. рис. 4, е).



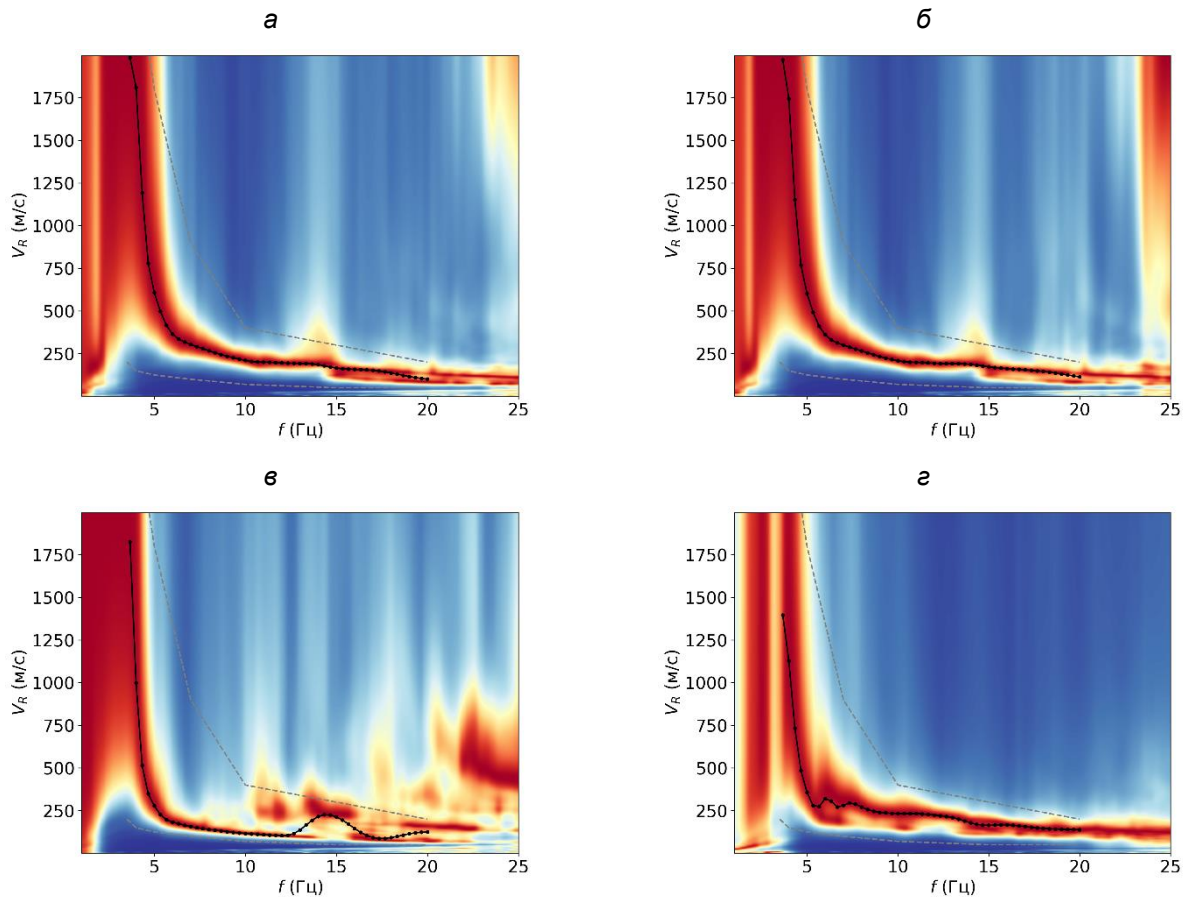
**Рис. 4.** Дисперсионные изображения PMASW при базах наблюдения 20, 40 и 60 м для геофонов (а, б, в) и DAS (г, д, е) соответственно.

В данном случае для достижения сопоставимой с геофонами глубинности исследования (низкочастотного разрешения) DAS требуется база наблюдения не менее 60 м. При меньших апертурах

(20–40 м) низкочастотная информация существенно теряется. Протяженные DAS-массивы (сотни метров и километры) позволяют регистрировать сигналы с периодами сотых долей герца (0.01–0.1 Гц) [Paar et al., 2025].

### Сравнение изображений различных компонент геофонов и DAS

Заключительным этапом анализа явилось сопоставление дисперсионных изображений, построенных по данным трехкомпонентных геофонов ( $X$ ,  $Z$  – вклад Релеевских волн;  $Y$  – волн Лява) с продольной компонентой DAS (рис. 5).



**Рис. 5.** Дисперсионные изображения PMASW для трех компонент геофонов ( $Z$  – а,  $X$  – б,  $Y$  – в) и продольной компоненты DAS (д). Все изображения построены при максимальной базе наблюдения 78 м.

Вертикальная компонента геофонов ( $Z$ ) содержит четко выраженную фундаментальную моду Релеевских волн с разрешением до частот  $< 5$  Гц. Продольная компонента ( $X$ ) демонстрирует практически идентичную дисперсионную картину: фазовые скорости соответствуют фундаментальной моде Релеевских волн, поляризованных в вертикально-продольной плоскости (эллиптическая орбита частиц). В трансверсальной компоненте ( $Y$ ) доминирует волна Лява с надежно разделенной первой высшей модой.

Продольная компонента DAS существенно отличается от продольной компоненты геофонов ( $X$ ): наблюдается систематическое завышение фазовых скоростей на всем частотном диапазоне и измененная структура дисперсионной кривой. Это обусловлено фундаментальными различиями в физике измерений: DAS регистрирует интегральную продольную деформацию вдоль распределенного отрезка волокна, тогда как геофоны фиксируют точечную скорость частиц. Распределенный характер DAS-каналов дополнительно искажает фазовые отношения за счет пространственного усреднения.

Направленность источника (траектория движения автомобиля ортогональна сейсмическому профилю) усиливает этот эффект для DAS в большей степени, чем для точечных геофонов [Яблоков и др., 2025].

Несмотря на качественные различия в абсолютных значениях фазовых скоростей, структура дисперсионных кривых (наклон, общая форма) у DAS и геофонов имеет сходство, что подтверждает способность DAS адекватно восстанавливать дисперсионные свойства среды. Различия в абсолютных скоростях могут быть устранены соответствующей калибровкой, однако для задач мониторинга относительных изменений скоростей DAS демонстрирует сопоставимую с геофонами информативность.

## ВЫВОДЫ

Метод PMASW, примененный к данным DAS и геофонов, дает качественно согласованные результаты: дисперсионные изображения имеют сходную структуру, доминирует ярко выраженный одиночный тренд, надежно разделить моды в пассивном режиме затруднительно. Фазовые скорости, оцененные по DAS и геофонам, в основном хорошо согласуются между собой, за исключением частот ниже 8 Гц, и оказываются завышенными примерно на одинаковую величину по сравнению с результатами активных наблюдений. Это систематическое завышение связано с ограничениями метода PMASW (полимодалная интерференция и конечное пространственно-частотное разрешение), а не со спецификой регистрации DAS.

Таким образом, результаты показывают, что DAS с прямой укладкой может использоваться для долговременного мониторинга изменений скорости поперечных волн. Относительные изменения скоростей во времени будут интерпретироваться одинаково надежно как по данным DAS, так и по данным геофонов, несмотря на возможные неизбежные систематические смещения абсолютных значений.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

- Яблоков А.В., Дергач П.А., Сердюков А.С., Полозов С.С.** Разработка и применение портативной вибрационной установки для сбора и анализа данных сейсмических поверхностных волн // Сейсмические приборы. 2022. Т. 58, № 4. С. 5–18. doi:10.21455/si2022.4-1. EDN:DQUOGA.
- Яблоков А.В., Ефремов Р.А., Дергач П.А.** Исследование метода пассивного удаленного многоканального анализа поверхностных волн применительно к определению скоростного строения приповерхностных грунтов // Вопросы инженерной сейсмологии. 2025. Т. 52, № 1. С. 84–100. doi:10.21455/VIS2025.1-4. EDN:GSRATV.
- Cheng F., Lindsey N.J., Sobolevskaya V., Dou Sh., Freifeld B., Wood T., James S.R., Wagner A.M., Ajo-Franklin J.B.** Watching the cryosphere thaw: Seismic monitoring of permafrost degradation using distributed acoustic sensing during a controlled heating experiment // Geophysical Research Letters. 2022. Vol. 49 (10). P. e2021GL097195. doi:10.1029/2021GL097195.
- Lai V.H., Miller M.S., Jiang C., Yang Y., Magrini F., Zhan Z., McQueen H.** Passive seismic imaging of urban environments using distributed acoustic sensing: A case study from Melbourne, Australia // The Seismic Record. 2024. Vol. 4 (4). P. 308–317. doi:10.1785/0320240031.
- Li Y., Karrenbach M., Ajo-Franklin J.** (Eds.). Distributed acoustic sensing in geophysics: Methods and applications. John Wiley & Sons, 2022. 320 p.
- Paap B., Vandeweyer V., van Wees J.D., Kraaijpoel D.** Leveraging Distributed Acoustic Sensing for monitoring vessels using submarine fiber-optic cables // Applied Ocean Research. 2025. Vol. 154. P. 104422. doi:10.1016/j.apor.2025.104422.

**Rossi M., Wisén R., Vignoli G., Coni M.** Assessment of Distributed Acoustic Sensing (DAS) performance for geotechnical applications // *Engineering Geology*. 2022. Vol. 306. P. 106729. doi:10.1016/j.enggeo.2022.106729.

**Vantassel J.P., Cox B.R., Hubbard P.G., Yust M.** Extracting high-resolution, multi-mode surface wave dispersion data from distributed acoustic sensing measurements using the multichannel analysis of surface waves // *Journal of Applied Geophysics*. 2022. Vol. 205. P. 104776. doi:10.1016/j.jappgeo.2022.104776.

## REFERENCES

**Cheng F., Lindsey N.J., Sobolevskaya V., Dou Sh., Freifeld B., Wood T., James S.R., Wagner A.M., Ajo-Franklin J.B.** Watching the cryosphere thaw: Seismic monitoring of permafrost degradation using distributed acoustic sensing during a controlled heating experiment // *Geophysical Research Letters*. 2022. Vol. 49 (10). P. e2021GL097195. doi:10.1029/2021GL097195.

**Lai V.H., Miller M.S., Jiang C., Yang Y., Magrini F., Zhan Z., McQueen H.** Passive seismic imaging of urban environments using distributed acoustic sensing: A case study from Melbourne, Australia // *The Seismic Record*. 2024. Vol. 4 (4). P. 308–317. doi:10.1785/0320240031.

**Li Y., Karrenbach M., Ajo-Franklin J.** (Eds.). *Distributed acoustic sensing in geophysics: Methods and applications*. John Wiley & Sons, 2022. 320 p.

**Paap B., Vandeweyer V., van Wees J.D., Kraaijpoel D.** Leveraging Distributed Acoustic Sensing for monitoring vessels using submarine fiber-optic cables // *Applied Ocean Research*. 2025. Vol. 154. P. 104422. doi:10.1016/j.apor.2025.104422.

**Rossi M., Wisén R., Vignoli G., Coni M.** Assessment of Distributed Acoustic Sensing (DAS) performance for geotechnical applications // *Engineering Geology*. 2022. Vol. 306. P. 106729. doi:10.1016/j.enggeo.2022.106729.

**Vantassel J.P., Cox B.R., Hubbard P.G., Yust M.** Extracting high-resolution, multi-mode surface wave dispersion data from distributed acoustic sensing measurements using the multichannel analysis of surface waves // *Journal of Applied Geophysics*. 2022. Vol. 205. P. 104776. doi:10.1016/j.jappgeo.2022.104776.

**Yablokov A.V., Dergach P.A., Serdyukov A.S., Polozov S.S.** Development and application of a portable vibroseis source for acquisition and analysis of seismic surface wave data // *Seismic Instruments*. 2022. Vol. 58 (S2). P. S195–S203. doi:10.3103/s074792392208014x. EDN:DTWNCE.

**Yablokov A.V., Efremov R.A., Dergach P.A.** A study of the method of passive remote multichannel analysis of surface waves as applied to the determination of the velocity structure of near-surface soils // *Seismic Instruments*. 2025. Vol. 61 (1). P. 91–104. doi:10.3103/S0747923925700276. EDN: NGUZMT.

## ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ

**ЯБЛОКОВ Александр Викторович** – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник лаборатории динамических проблем сейсмологии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, старший научный сотрудник Новосибирского государственного университета. Основные научные интересы: разработка алгоритмов, обработка данных, многоканальный анализ поверхностных волн, численное моделирование.

**ДЕРГАЧ Петр Александрович** – научный сотрудник лаборатории динамических проблем сейсмологии Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, старший научный сотрудник Новосибирского государственного университета. Основные научные интересы: сейсмический мониторинг, локальная сейсмология, сейсмометрия, инженерная сейсморазведка, разработка сейсмической аппаратуры.

**ФОМИРЯКОВ Эдгард Андреевич** – ведущий инженер-исследователь ООО «Т8», г. Москва. Основные научные интересы: распределенный акустический датчик, сейсморазведка, волоконно-оптический мониторинг.

**ПОНОМАРЁВ Иван Сергеевич** – инженер-исследователь ООО «Т8», аспирант Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Основные научные интересы: распределенный акустический датчик, сейсморазведка, волоконно-оптический мониторинг.

*Статья поступила в редакцию 23 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 8 апреля 2026 г.,  
принята к публикации 8 апреля 2026 г.*



## ПОСТРОЕНИЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ ПО ДАННЫМ ВЕРТИКАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ С КОНТРОЛЕМ УГЛА ОТРАЖЕНИЯ В СРЕДЕ С АНИЗОТРОПНЫМИ СЛОЯМИ В ПЛОСКОСТИ ИХ СИММЕТРИИ

**Владимир Викторович Карстен**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Акад. Коптюга, 3, Россия,  
KarstenVV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0009-0007-7102-4965>*

**Аннотация.** В рамках данной работы реализован и исследован разработанный ранее в ИНГГ СО РАН алгоритм построения изображения околоскважинного пространства по данным вертикального сейсмического профилирования с контролем угла отражения в случае анизотропной среды в вертикальной плоскости симметрии. Рассмотрена реализация лучевого трассирования с отражением и преломлением в анизотропной среде и применение параметра, обеспечивающего стабильность решения. Для определения лучей отраженных и преломленных волн необходимо решение алгебраического уравнения четвертой степени. В общем случае в анизотропной среде потребуется разработка более сложного алгоритма.

**Ключевые слова:** ВСП, анизотропия, трассировка лучей

**Финансирование:** работа выполнена в рамках проекта ФНИ FWZZ-2026-0050.

**Для цитирования:** Карстен В.В. Построение изображения по данным вертикального сейсмического профилирования с контролем угла отражения в среде с анизотропными слоями в плоскости их симметрии // Геофизические технологии. 2026. № 1. С. 108–115. doi:10.18303/2619-1563-2026-1-108.

## IMAGING FROM VERTICAL SEISMIC PROFILING DATA WITH CONTROLLED REFLECTION ANGLE IN A MEDIUM WITH ANISOTROPIC LAYERS WITHIN THEIR SYMMETRY PLANE

**Wladimir V. Karsten**

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Koptuyug Ave., 3, Novosibirsk, 630090, Russia,  
KarstenVV@ipgg.sbras.ru, <https://orcid.org/0009-0007-7102-4965>*

**Abstract.** In this paper the algorithm for borehole vicinity imaging from vertical seismic profiling data with controlled reflection angle, developed previously in IPGG SB RAS, is implemented and investigated in case of anisotropic medium within its vertical symmetry plane. Realization of ray tracing with reflection and refraction in anisotropic medium is considered along with application of parameter providing solution stability. Resolving the rays of reflected and refracted waves requires solving the fourth order algebraic equation. General case of anisotropic medium requires developing a more complex algorithm.

**Keywords:** VSP, anisotropy, raytracing

**Funding:** the study was carried out within the framework of the project No. FWZZ-2026-0050.

**For citation:** Karsten W.V. Imaging from vertical seismic profiling data with controlled reflection angle in a medium with anisotropic layers within their symmetry plane // Russian Journal of Geophysical Technologies. 2026. No. 1. P. 108–115. (In Russ.). doi:10.18303/2619-1563-2026-1-108.

## ВВЕДЕНИЕ

Наблюдения вертикального сейсмического профилирования (ВСП) с выносными источниками позволяют построить изображение околоскважинного пространства [Шехтман, 2017]. Однако поскольку они характеризуются небольшим числом источников, а чаще всего одним источником в заданном азимуте, применение миграционных преобразований вызывает появление интенсивных помех на изображении [Grech et al., 2003]. Для устранения этих помех необходимо тем или иным способом ограничивать апертуру миграции, вплоть до отказа от суммирования. В отсутствие суммирования изображение и исходное волновое поле связаны взаимно-однозначным соответствием, и такая процедура иногда называется «преобразованием ВСП-ОГТ» [Шехтман, 2017].

В ИНГГ СО РАН ранее был разработан алгоритм построения изображения с контролем угла отражения [Карстен, Черноиванов, 2007]. В этом алгоритме ограничение апертуры производится путем задания допустимых углов наклона отражающих площадок в среде. Этот алгоритм можно также применять для обработки данных обменных волн, задавая разные скоростные модели для трассировки нисходящего и восходящего лучей. Возможность применения такого алгоритма в среде с анизотропными слоями рассматривается в данной статье.

## АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ ИЗОБРАЖЕНИЯ

Для расчета задается горизонтально-слоистая скоростная модель среды и поле выделенных отраженных волн, продольных или поперечных. Изображение формируется на регулярной сетке точек, расположенной в освещенной данным источником области (рис. 1). В каждом узле расчетной сетки задается угол или диапазон углов наклона отражателя. Луч, попавший в узел расчетной сетки, отражается и попадает на скважину, где на соответствующей глубине и времени берется амплитуда отраженной волны.

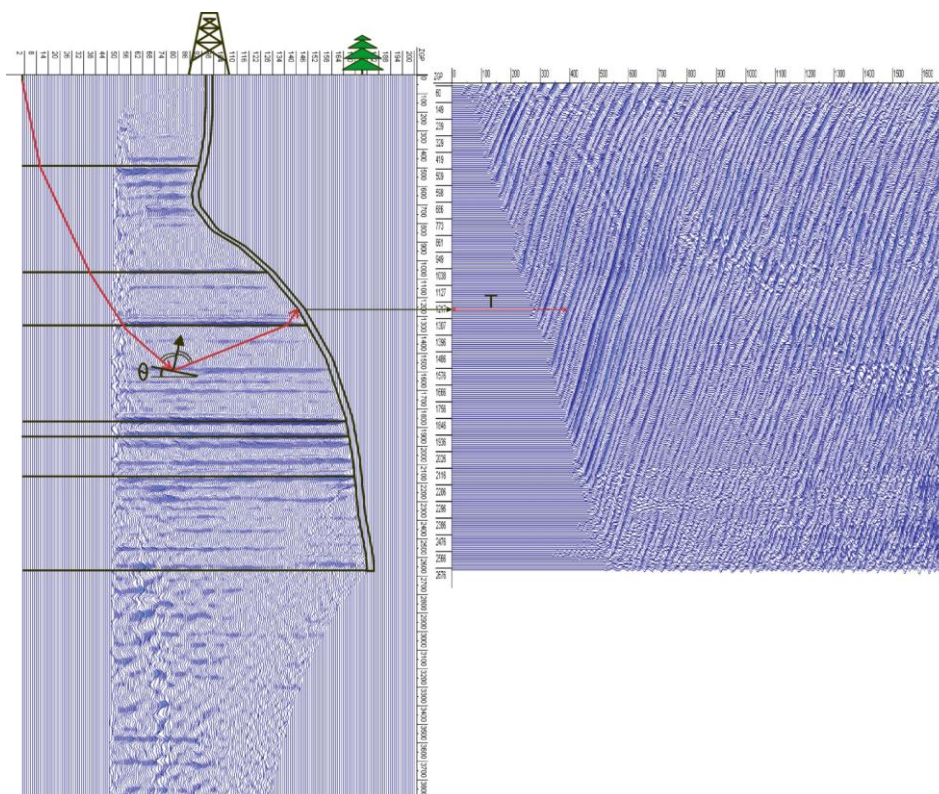


Рис. 1. Схема построения изображения.

Соответственно, в алгоритме двухточечная задача решается только для падающего луча, который должен попасть в заданный узел расчетной сетки. Затем производится отражение в этом узле, соответствующее отражению от наклонной границы, и трассировка отраженного луча в горизонтально-слоистой модели до пересечения с линией скважины.

Изображение строится в вертикальной плоскости, содержащей источник и устье скважины, и все наклоны рассматриваются только в этой плоскости, поскольку отражения, выходящие из этой плоскости, не могут быть зарегистрированы. Если же искривление скважины выводит ее из этой плоскости, каждая точка изображения строится в вертикальной плоскости, содержащей источник и приемник, а все изображение получается на сложной криволинейной поверхности, следующей за искривлением скважины.

В случае анизотропии в слоях этой модели для применения такого алгоритма необходимо, чтобы плоскость построения изображения была плоскостью симметрии анизотропной среды, иначе луч отклонится из этой плоскости. Это возможно (рис. 2) в полярно-анизотропной (трансверсально-анизотропной) модели с вертикальной осью симметрии бесконечного порядка в любом азимуте [Thomsen, 2002]. В полярно-анизотропной модели с горизонтальной осью симметрии бесконечного порядка это возможно в азимуте оси симметрии и ортогональном ему, при наклонной оси симметрии – в азимуте оси симметрии, а также в плоскостях симметрии орторомбической модели, в том числе при наклоне в одной из этих плоскостей.

В общем виде в любом из этих случаев тензор модулей упругости в системе координат, связанной с этой вертикальной плоскостью, может быть представлен в следующем виде:

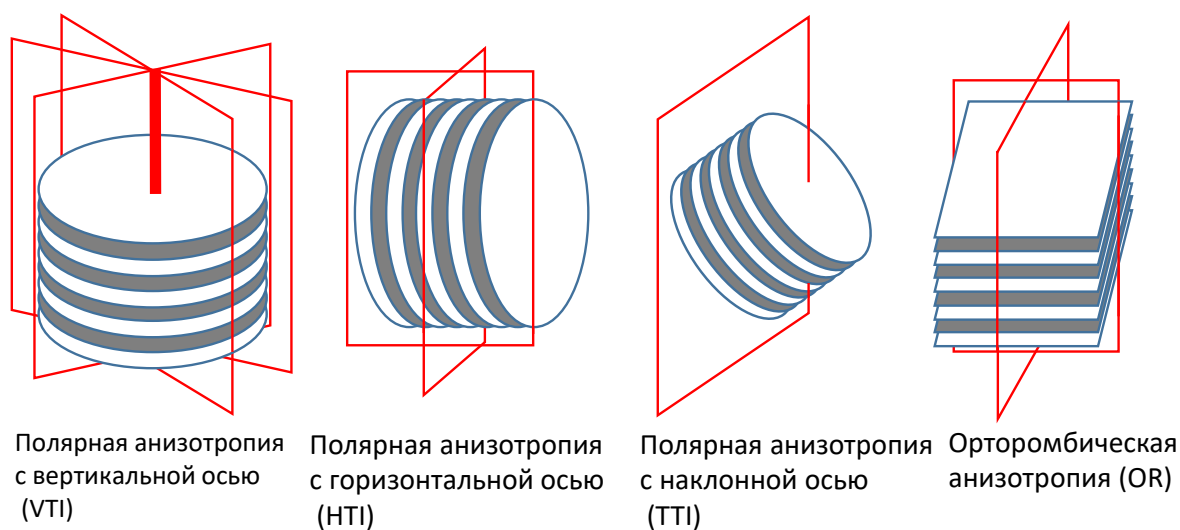


Рис. 2. Модели анизотропных сред с вертикальной плоскостью симметрии.

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & 0 & c_{15} & 0 \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & 0 & c_{25} & 0 \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & 0 & c_{35} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{46} & 0 & c_{66} \end{pmatrix}.$$

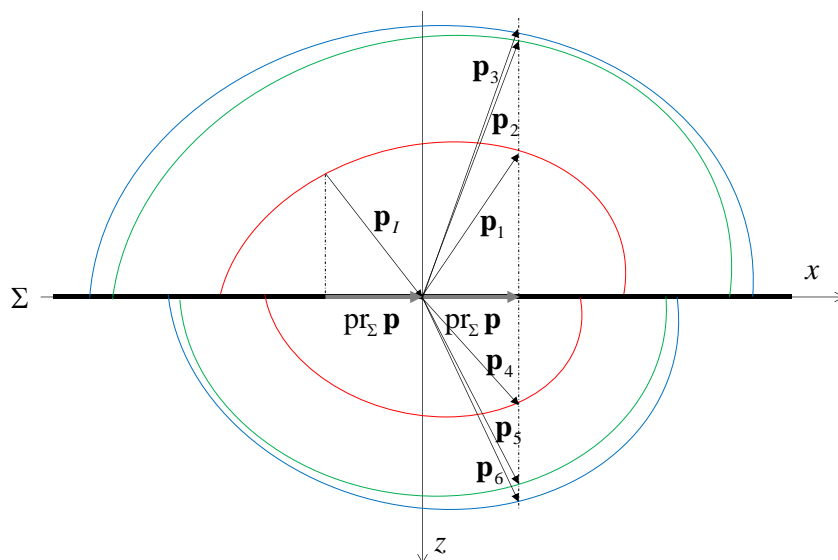
В силу симметрии среды, в этом случае поляризация двух волн – квазипродольной и квазипоперечной – останется в этой плоскости, а поляризация третьей волны, чисто поперечной, будет этой плоскости ортогональна. Лучи же и волновые нормали всех трех волн будут лежать в этой плоскости симметрии [Гольдин, 2008].

В горизонтально-слоистой среде существует параметр луча  $p$ , сохраняющий свое значение во всех слоях. Если обозначить скорости во всех слоях  $V_i$ , а углы падения  $\alpha_i$ , то для годографа  $t(x)$  можно записать:

$$p = \frac{dx}{dt} = \frac{\sin \alpha_i}{V_i}.$$

Таким образом, этот параметр представляет собой горизонтальную проекцию  $p_1$  вектора медленности или вектора рефракции  $\mathbf{p}$ . В слоистой анизотропной среде вектора рефракции также подчиняются закону Снеллиуса и параметр  $p$  также сохраняется и выражается через фазовую скорость, зависящую в анизотропной среде от угла падения [Гольдин, 2008]. Задав в вертикальной плоскости симметрии ось  $x$  вдоль границы, а ось  $z$  – по нормали к ней, вектор рефракции падающей волны  $\mathbf{p}_I$  при угле падения  $\alpha_I$  и фазовой скорости падающей волны  $V_I$  можно записать как

$$\mathbf{p}_I = \begin{pmatrix} \frac{\sin \alpha_I}{V_I} = p \\ 0 \\ \frac{\cos \alpha_I}{V_I} = h_I \end{pmatrix}.$$



**Рис. 3.** Преломление и отражение плоских волн на границе  $\Sigma$ .  $p_{I\Sigma}p$  – проекция на эту границу, одинаковая для всех векторов рефракции. Индексы векторов рефракции:  $I$  – падающая волна, 1 – квазипродольная отраженная, 2 – квазипоперечная отраженная, 3 – чисто поперечная отраженная, 4 – квазипродольная преломленная, 5 – квазипоперечная преломленная, 6 – чисто поперечная преломленная.

Вектора рефракции всех шести вторичных волн – квазипродольной, квазипоперечной и чисто поперечной отраженных и таких же преломленных – в соответствии с законом Снеллиуса имеют ту же горизонтальную компоненту  $p_1$  и отличаются только вертикальной компонентой. Обозначив вертикальную компоненту волны типа  $s$  как  $h_s$ , можно записать (рис. 3):

$$\mathbf{p}_s = \begin{pmatrix} P \\ 0 \\ h_s \end{pmatrix}.$$

Для определения зависящей от угла падения фазовой скорости в анизотропной среде, заданной своим тензором упругих модулей  $\mathbf{c}$  и плотностью  $\rho$ , проще всего записать уравнение Кристоффеля для векторов рефракции  $\mathbf{p}$  и поляризации  $\mathbf{l}$ :

$$c_{ijkl} p_j p_k l_l = \rho l_i.$$

Вертикальную компоненту вектора рефракции можно найти из этого уравнения как

$$\left| c_{ijkl} p_j p_k - \rho \delta_{il} \right| =$$

$$= \begin{vmatrix} c_{55} h_s^2 + 2p c_{15} h_s + & 0 & c_{35} h_s^2 + p(c_{13} + c_{55}) h_s + \\ + p^2 c_{11} - \rho & & + p^2 c_{15} \\ 0 & c_{44} h_s^2 + 2p c_{46} h_s + & 0 \\ & + p^2 c_{66} - \rho & \\ c_{35} h_s^2 + p(c_{13} + c_{55}) h_s + & 0 & h_s^2 c_{33} + 2p c_{35} h_s + \\ + p^2 c_{15} & & + p^2 c_{55} - \rho \end{vmatrix} = 0.$$

Здесь для отраженных волн надо брать плотность и модули упругости в том слое, откуда происходит падение, а для преломленных – куда происходит преломление. Полученное алгебраическое уравнение шестой степени разделяется на квадратное уравнение для чисто поперечных волн и уравнение четвертой степени для волн квазипродольных и квазипоперечных. Поскольку поляризации чисто поперечных волн ортогональны плоскости падения, не происходит их обменов в квазипродольные и квазипоперечные волны, и при падении чисто поперечной волны нужно решать только квадратное уравнение, а при падении других волн, соответственно, только уравнение четвертой степени. Это уравнение может быть решено численно или аналитически, но при наличии горизонтальной плоскости симметрии в среде – а это имеет место в случае вертикальной оси – это уравнение сводится к биквадратному.

Для проходящих и для отраженных волн получаются разные уравнения, в зависимости от модулей упругости и плотности в слоях. Это значит, что из двух решений квадратного уравнения нужно выбрать одно, а из решений уравнения четвертой степени – два. Лишние решения получаются из-за того, что индикатриса в точке среды определена во всех направлениях (рис. 4), и при определении векторов рефракции надо выбрать, какие из решений отвечают волнам, распространяющимся в нужную для нас сторону от границы.



Таким способом можно построить луч для заданного параметра  $p$ . На восходящем луче используется определенное при отражении значение параметра. Для падающего луча значение параметра определяется в итерационном процессе с условием попадания луча в заданный узел сетки, и описанная процедура представляет собой решение прямой задачи для этой обратной. В реализованном в ИНГГ СО РАН алгоритме для ускорения решения двухточечной задачи используется модифицированный параметр  $p'$ , определяемый в зависимости от максимальной скорости в модели  $v_{\max}$  как [Карстен, 2019]:

$$p' = \frac{p}{\sqrt{1 - p^2 v_{\max}^2}}.$$

Это позволяет избежать ситуаций, когда в итерационном процессе параметр принимает недопустимое значение, поскольку модифицированный параметр может принимать любое вещественное значение. В анизотропной модели недопустимое значение параметра  $p$  проявляется как отсутствие вещественного решения в уравнении четвертой степени. Соответственно, необходимое максимальное значение скорости можно определить как значение, при котором два решения уравнения совпадают. Безусловно, для расчетов в анизотропной среде необходимо обратно перейти от модифицированного параметра к стандартному:

$$p = \frac{p'}{\sqrt{1 + p'^2 v_{\max}^2}}.$$

В случае, если узел сетки находится в анизотропном слое, и в этой точке происходит отражение как от наклонной границы, необходимо сделать преобразование координат, направив координатные оси вдоль этой наклонной границы и ортогонально ей, пересчитать вектор рефракции и тензор упругих модулей и решить задачу определения нормали и луча отраженной волны, как выше описано.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, предложенная схема позволяет использовать алгоритм построения изображения околоскважинного пространства для анизотропных слоев, при совпадении плоскости симметрии среды с лучевой плоскостью. В общем случае параметр луча также имеет постоянное в горизонтально-слоистой среде значение, но вектор лучевой скорости будет иметь компоненту, ортогональную плоскости волновых нормалей. Это приведет к тому, что луч более не будет лежать в одной плоскости, и для решения двухточечной задачи необходимо будет определять два параметра: азимут плоскости волновых нормалей, наряду с горизонтальной проекцией медленности. Это потребует разработки более сложного алгоритма.

## СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

**Гольдин С.В.** Сейсмические волны в анизотропных средах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. 375 с. EDN:QKHQUZ.

**Карстен В.В., Черноиванов А.И.** Построение изображения по данным ВСП путём Кирхгофской миграции с контролем угла отражателя // Сборник докладов международной конференции геофизиков и геологов «Тюмень-2007» (4–7 декабря, Тюмень). Тюмень: ЕАГО, 2007. С. 41–44.

**Карстен В.В.** Быстрое решение двухточечной задачи для горизонтально-слоистой среды // Интерэкспо ГЕО-Сибирь 2019: Сборник материалов в 9 т. Новосибирск: СГУГиТ, 2019. Т. 2, № 3. С. 131–134. doi:10.33764/2618-981X-2019-2-3-131-134. EDN:KTHFOU.

**Шехтман Г.А.** Вертикальное сейсмическое профилирование: Учебное пособие. М: EAGE Геомодель, 2017. 286 с.

**Grech M.G.K., Lawton D.C., Cheadle S.** Integrated prestack depth migration of vertical seismic profile and surface seismic data from the Rocky Mountain Foothills of southern Alberta, Canada // Geophysics. 2003. Vol. 68 (6). P. 1782–1791. doi:10.1190/1.1635031.

**Thomsen L.** Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. SEG, Tulsa OK, 2002. 253 p.

## REFERENCES

**Goldin S.V.** Seismic waves in anisotropic media (In Russ.). Izd-vo SB RAS, Novosibirsk, 2008. 375 p.

**Grech M.G.K., Lawton D.C., Cheadle S.** Integrated prestack depth migration of vertical seismic profile and surface seismic data from the Rocky Mountain Foothills of southern Alberta, Canada // Geophysics. 2003. Vol. 68 (6). P. 1782–1791. doi:10.1190/1.1635031.

**Karsten V.V.** A fast solution to the two-point problem in horizontal layered media // InterExpo Geo-Siberia 2019: Proceedings in 9 vols. SGUGiT, Novosibirsk, 2019. Vol. 2 (3). P. 131–134 (In Russ.). doi:10.33764/2618-981X-2019-2-3-131-134.

**Karsten W.V, Chernov Ivanov A.I.** VSP imaging by means Kirchhoff migration with reflection angle verification // International Geoscience Conference “Tyumen–2007”. EAGO, Tyumen, 2007. P. 41–44. (in Russ.).

**Shekhtman G.A.** Vertical seismic profiling (In Russ.). EAGE Geomodel, Moscow, 2017. 286 p.

**Thomsen L.** Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation. SEG, Tulsa OK, 2002. 253 p.

## ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРЕ

*КАРСТЕН Владимир Викторович* – научный сотрудник лаборатории интерпретационной обработки сейсмических данных Института нефтегазовой геологии и геофизик им. А.А. Трофимука. Основные научные интересы: ВСП, сейсмическая анизотропия, поперечные волны.

*Статья поступила в редакцию 12 марта 2026 г.,  
одобрена после рецензирования 27 марта 2026 г.,  
принята к публикации 27 марта 2026 г.*