



ЛОКАЛИЗАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ В ЗОНЕ ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА ПО ДАННЫМ ПАССИВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Е. А. Хогоев¹, М. Л. Шемякин², Ю. И. Колесников¹, Е. Е. Хогоева¹, В. Л. Хомичев³

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука, Новосибирск, Россия; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; ³Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Описаны методы и результаты обработки данных сейсмического мониторинга по профилю, пересекающему разлом в районе Агаскырского рудного месторождения. Результаты обработки методом сейсмоэмиссионной томографии данных, соответствующих периоду наибольшей интенсивности микросейсм, приводят к выводу, что области повышенной сейсмической эмиссии связаны с зонами глубинных разломов. Локализованы две области эмиссии на расстоянии по профилю 0,4 км, прослеживающиеся до глубины 1,5 км. Анализ спектров суммотрасс, получаемых в ходе расчета меры подобия, позволил определить преобладающие частоты эмиссии в зависимости от глубины источников.

Ключевые слова: микросейсм, сейсмоэмиссионная томография, тектонический разлом.

LOCALISATION OF SEISMIC EMISSION SOURCES IN THE DEEP FAULT ZONE ON EVIDENCE OF PASSIVE SEISMIC OBSERVATIONS

E. A. Khogoev¹, M. L. Shemyakin², Yu. I. Kolesnikov¹, E. E. Khogoeva¹, V. L. Khomichev³

¹Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia; ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; ³Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

The article deals with data processing methods and results of seismic monitoring along a profile crossing the fault in the vicinity of the Agaskyrskoye ore deposit. Data processing results obtained in the period of the greatest microseism activity by seismic emission tomography lead to the conclusion that areas of increased seismic emission are associated with zones of deep faults. Two emission zones have been localized along the profile at a distance of 0.4 km traced down to depth of 1.5 km. The analysis of stacked trace spectra obtained in calculating a similarity measure made it possible to determine dominant emission frequencies depending on source depths.

Keywords: microseism, seismic emission tomography, tectonic fault.

DOI 10.20403/2078-0575-2017-3-67-76

В последнее время все большее развитие получают методы пассивной сейсморазведки. Это определяется в первую очередь возможностью получения нового типа данных о среде, развитием измерительной аппаратуры, а также экологичностью и экономичностью полевых работ. Одним из перспективных направлений обработки данных пассивной сейсморазведки является метод сейсмоэмиссионной томографии. Сейсмоэмиссионная томография позволяет решать фундаментальные задачи, недоступные другим геофизическим методам исследования: локализация и распределение в пространстве источников сейсмической энергии, реконструкция поля разрушения среды.

Метод эмиссионной сейсмической томографии [6, 15, 16] был разработан для локализации источников слабых шумоподобных сигналов. От традиционных методов локализации сейсмических источников он отличается тем, что не требует определения времени вступлений сейсмических фаз, поэтому может быть использован при работе с сигналами без четких вступлений.

Ранее мы проводили исследования методом сейсмоэмиссионной томографии по данным мониторинга сейсмоактивных областей, таких как грязевой вулкана Тамани, оползневый склон в районе

г. Сочи, область главного разлома в эпицентральной зоне Чуйского землетрясения. Проводились исследования сейсмоэмиссионной активности в ближней зоне мощного вибратора (с. Быстровка, Новосибирская обл.) [2, 3, 4, 5, 10, 11].

В данной работе представлены результаты обработки данных пассивных сейсмических наблюдений, проведенных в Хакасии в июле 2011 г. сотрудниками НГУ и СНИИГГиМС под руководством В. Л. Хомичева.

Геологическое строение района работ характеризуется как выступ вулканогенных пород диабазового состава, с присутствием тектонических трещин субширотного простирания [13].

Измерения проводились по профилю, продолжительность записи 12 ч. Регистрация сейсмических шумов проводилась 6 июля 2011 г. Длина профиля 3,15 км, количество сейсмоприемников 64, шаг между приемниками 50 м, схема наблюдения приведена на рис. 1. Интервал квантования по времени 2 мс. Мониторинг проводился с использованием многоканальной сейсмостанции РОСА, разработанной в СНИИГГиМС [7]. При измерениях использовались вертикальные сейсмоприемники. Скорость V_p в ВЧР, песчаниках ойдановский свиты (мощность 20 м) 390 м/с, в известняках бейской свиты (80 м) —

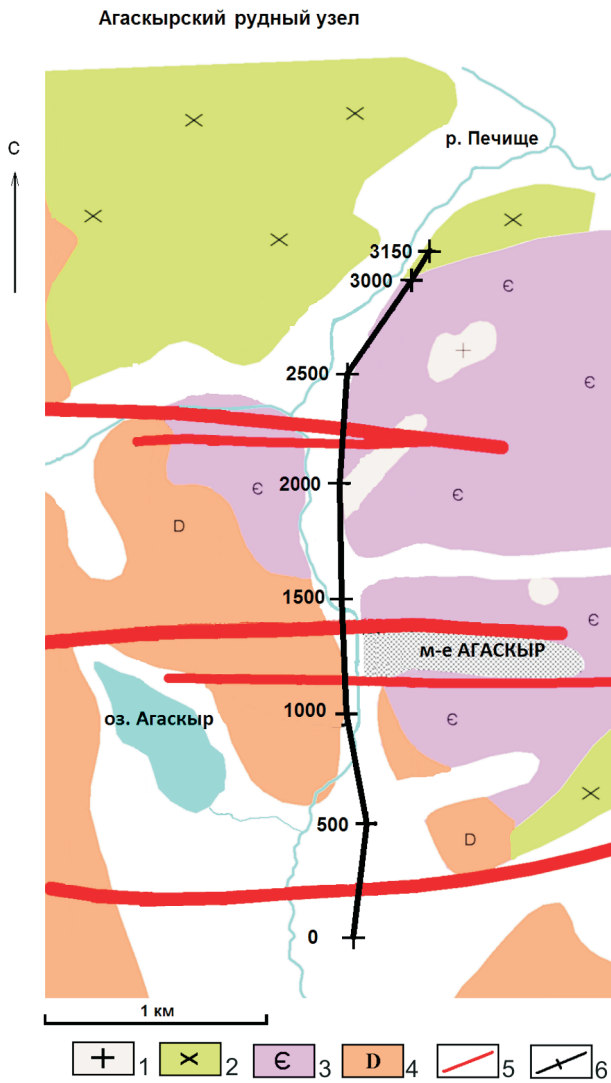


Рис. 1. Схема расположения профиля

1 – граниты тигертышского комплекса; 2 – диориты и сиенитодиориты мартагайского комплекса; 3 – кембрийская вулканогенная толща; 4 – известняки и песчаники ойдаповской и бейской свит; 5 – положение разломов; 6 – положение профиля

2900 м/с, в магматических породах тигертышского комплекса (1500 м) – 3500 м/с.

Целью опытных работ по мониторингу было обнаружение и локализация зон сейсмической эмиссии и установление возможной связи сейсмоактивных зон с тектоническим строением рудного месторождения.

Методика обработки

Для локализации источников шумового излучения в среде чаще всего используется оценка коэффициента когерентности (меры подобия) сейсмических сигналов S (semblance). Этот параметр относится к оценкам типа отношения сигнал/шум и применяется для выделения слабого полезного сигнала на фоне помех и определения положения источника излучения. Параметр является отношением энергии суммарного по всем приемникам сети сигнала к сумме энергий каждого приемника в от-

дельности, вычисляемым для каждой точки среды в изучаемой области:

$$S = \frac{\sum_{j=1}^N \left\{ \sum_{i=1}^K a_{ij} \right\}^2}{K \sum_{j=1}^N \sum_{i=1}^K a_{ij}^2},$$

где K – число каналов; N – число отсчетов в суммируемых участках сейсмических трасс; a_{ij} – амплитуда j -го отсчета сигнала на i -й трассе (с учетом введенных временных поправок и коррекции амплитуд за геометрическое расхождение) [4, 11].

Отметим основные свойства меры подобия. Очевидно, $S \geq 0$; $S = 1$ при идентичном сигнале $a_{ij} = a_{1j}$ на всех каналах. Если волновое поле носит случайный характер и значения сигнала по каждому каналу распределены нормально с нулевым средним и одинаковой дисперсией, то среднее значение оценки меры подобия определяется как $\langle S \rangle = 1/K$

с дисперсией $D^2 = 2 \frac{1-1/K}{NK^2}$ [16]. Таким образом,

если для какой-либо точки или области среды S превышает значение для чисто шумового поля $1/K$, это свидетельствует о присутствии источника излучения. Часто в качестве порога детектирования выбирают 95%-ный доверительный интервал значений оценки для пространственно некоррелированного волнового поля, равный $P = 2D \sim (2/K)(2/N)^{1/2}$. Если значение S , вычисленное для данной точки, превышает чисто шумовое значение $S_n = 1/K$ более, чем на доверительный интервал P , то вероятность присутствия в записях когерентного сигнала составляет 95%.

Визуализируя S , мы получаем представление о пространственном распределении источников сейсмической эмиссии в изучаемой среде. Обработка по отдельным временным интервалам (последовательным или разделенным во времени) позволяет проследивать динамику сейсмических активизаций во времени. При расчетах нами использовалась программа обработки данных SETOM [8].

Амплитудный анализ является одной из первых стадий обработки и необходим для общей оценки временных вариаций сейсмического сигнала на протяжении всего периода регистрации. Он позволяет судить об общем уровне сейсмической эмиссии, времени ее проявления, продолжительности и возможной периодичности. Для оценки интенсивности микросейсм запись на каждом канале разбивается на блоки продолжительностью 1 с ($N = 500$ отсчетов). В блоке рассчитывается среднеквадратичная амплитуда сигнала $\{u_{it}\}$, где $i = 1, \dots, K$ – номер трассы; K – число сейсмоприемников (каналов); $t = 1, \dots, T$ – номер временного блока на трассе; T – число блоков на трассе. Разбиение дан-

ных мониторинга на временные блоки имеет важное значение для дальнейших расчетов, так как вычисление коэффициента когерентности в точках сетки сканирования производится по каждому временному блоку отдельно (в задаваемом интервале номеров блоков) с последующим усреднением полученных результатов.

Рассматривая $\{u_{it}\}$ как случайную величину, вычисляем основные статистические параметры обрабатываемого профиля: математическое ожидание M и стандартное отклонение σ , строим гистограмму распределения $\{u_{it}\}$. Для отбраковки случайных отскоков измеренных величин $\{u_{it}\}$ используем критерий, известный как 3σ ($|M - u_{it}| > U_c, U_c = 3\sigma$), основанный на неравенстве Чебышева. При выполнении этого условия соответствующий блок $\{u_{it}\}$ в дальнейшую обработку не попадает. Как правило, при отбраковке по такому критерию исключается от 1 до 3% блоков из массива $\{u_{it}\}$.

На рис. 2, а дана карта среднеквадратических амплитуд микросейсм $\{u_{it}\}$ по каналам. Темно-синим цветом, преобладающим на карте, представлено фоновое поле микросейсм. В окрестности ПК 2000–2100 имеется значимая амплитудная аномалия. Кроме главного экстремума в это время выделяются также четыре локальные аномалии малой амплитуды. Для наглядности на рис. 2, б приведен

усредненный график амплитуд для пикетов, на которых отмечаются максимальные значения интенсивности микросейсм.

Общее фоновое значение до 1–2 отн. ед., в экстремуме более 50 отн. ед., т.е. наблюдается рост значений в 30 раз и более. Белыми линиями на рис. 2 отмечены эталонные фоновые уровни (Φ_1, Φ_2) и области повышенного уровня микросейсм (M_1, M_2), для которых в дальнейшем приводятся примеры расчетов. Пиковые значения отмечаются на времени 19:15–19:20 (M_2), что больше значений на времени 17:03–17:05 (M_1) в 2 раза. Этот период мы в дальнейшем условно будем называть «микросейсмический шторм». На записи имеется несколько менее выраженных волнообразных подъемов уровня микросейсм. Продолжительность подъема уровня сигнала составляет от 10 до 40 мин, интервал времени между подъемами уровня микросейсм – от 0,5 до 3 ч. В рапорте оператора неблагоприятных погодных условий не отмечено, так же как и технических причин, которые могли повлиять на запись.

Приведем типичные сейсмограммы (рис. 3, а, б). В интервале Φ_1 визуально прослеживаются в основном помехи-гармоники, по амплитуде существенно превосходящие микросейсм в середине профиля. В целом здесь волновое поле слабо меняется во

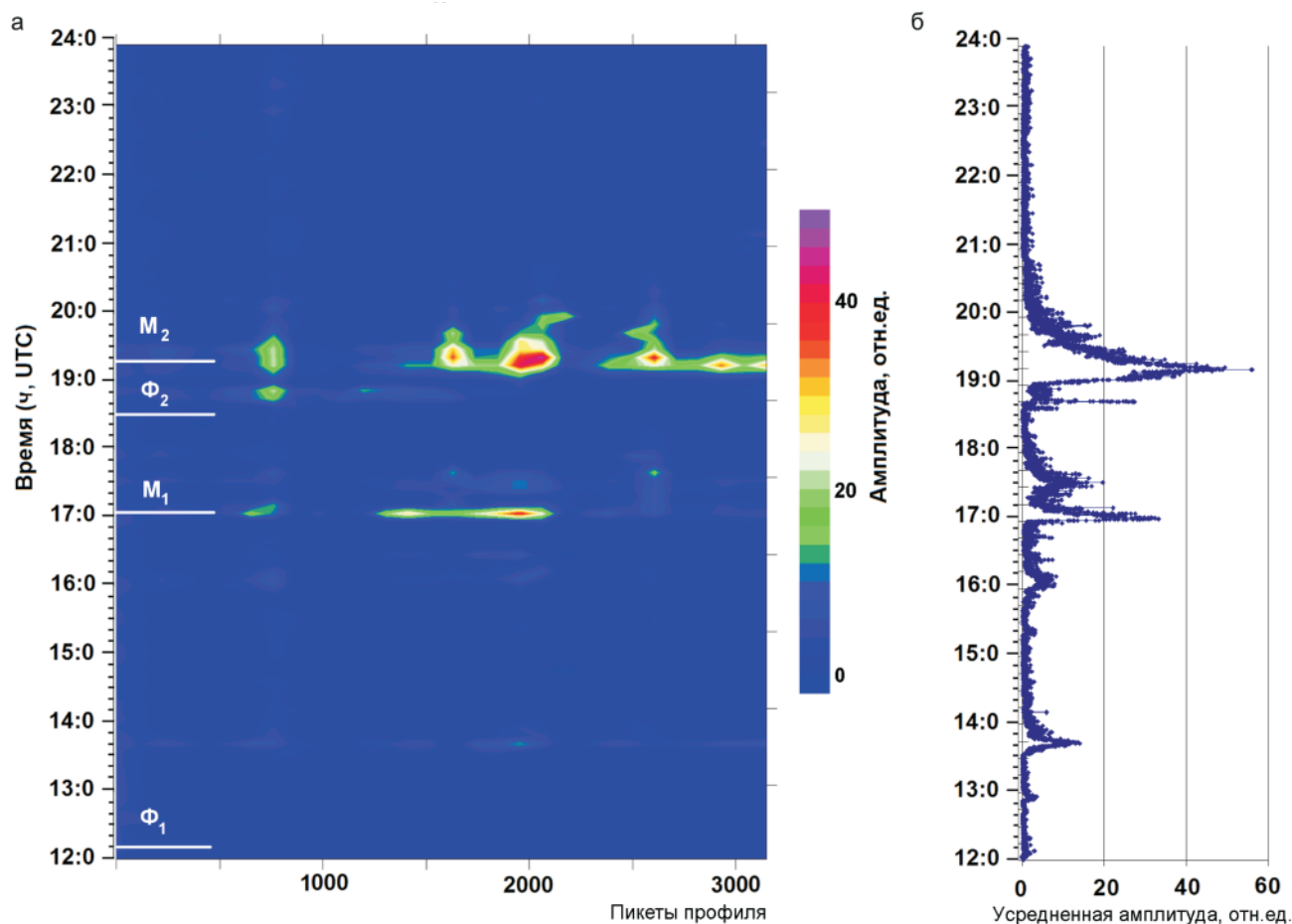


Рис. 2. Уровень микросейсм в зависимости от времени: а – карта среднеквадратических амплитуд микросейсм в развертке по пикетам; б – усредненная по ПК 2000–2050 среднеквадратическая амплитуда сигнала

время записи. Микросейсм в интервале M_2 представляют хорошо различимые пакеты волн в среднем от 5 до 10 периодов продолжительностью от нескольких десятков до 100 мс с повторяемостью 100–200 мс.

Проведем **спектральный анализ микросейсм** по выбранным интервалам времени. В одном случае (спокойное поле микросейсм, Φ_1) время начала анализа 12:30, интервал осреднения по времени 5 мин. Предварительно данные обработаны частотным режекторным фильтром для подавления помехи 50 Гц. На рис. 4, а отмечаются помехи от питающего генератора: слева – в начале профиля; далее на приемниках 16, 18 – с распределенным спектром, 38–42, 48–52 – с максимумом спектра на 50–100 Гц. Во втором случае – время 19:15 (M_2 – «микросейсмический шторм»). На рис. 4, б видно, что общий уровень сигнала здесь в 20 раз выше, чем в первом случае. Из рис. 4 следует, что на участках профиля, где ранее наблюдались незначительные спектральные аномалии, они проявляются значи-

тельно контрастнее, сохраняя в основном доминирующие частоты.

В целом микросейсмичность, как фоновая, так и в период возрастания амплитуд, высокочастотная, с максимальными значениями от 50 до 150 Гц.

Подавление техногенной помехи

На результаты сейсмоземиссионной томографии существенное влияние могут оказывать регулярные помехи техногенного характера [14]. Имея большую амплитуду (так как источник часто приповерхностный) и будучи когерентными, эти помехи могут исказить слабый эндогенный сигнал либо полностью поглотить его. При этом накопление не дает позитивного результата. В случаях, когда спектр таких помех широк, частотная фильтрация не приводит к улучшению ситуации.

При проведении сейсмического мониторинга с использованием обычной многоканальной сейсмостанции мы, как правило, сталкиваемся

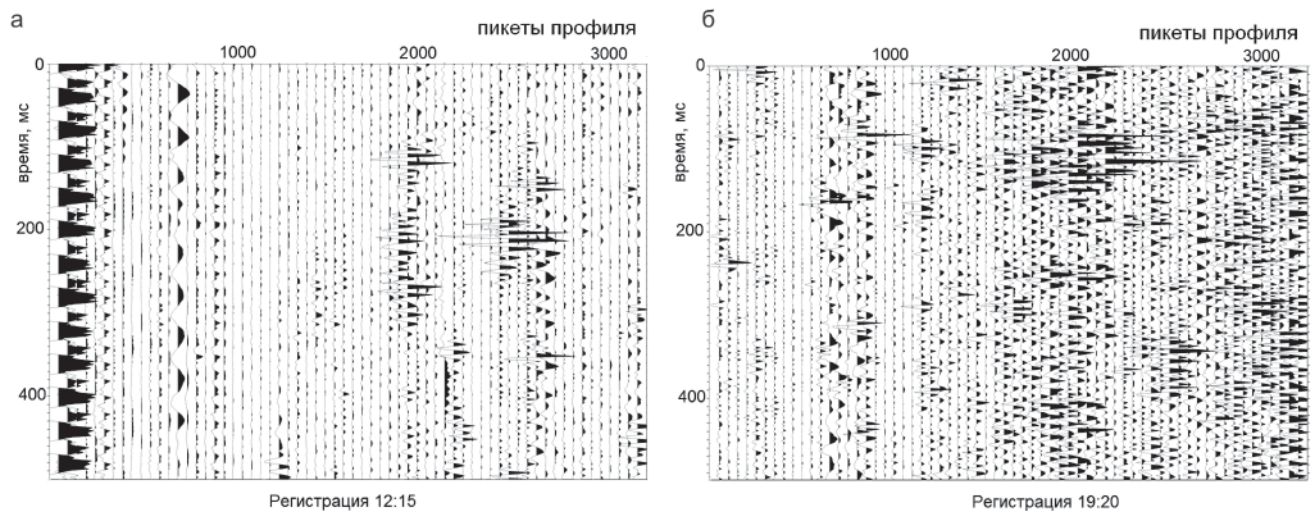


Рис. 3. Пример сейсмотрасс: а – в эталонной области Φ_1 (усиление при выводе 100); б – в области «микросейсмического шторма» M_2 (усиление сигнала при выводе 3)

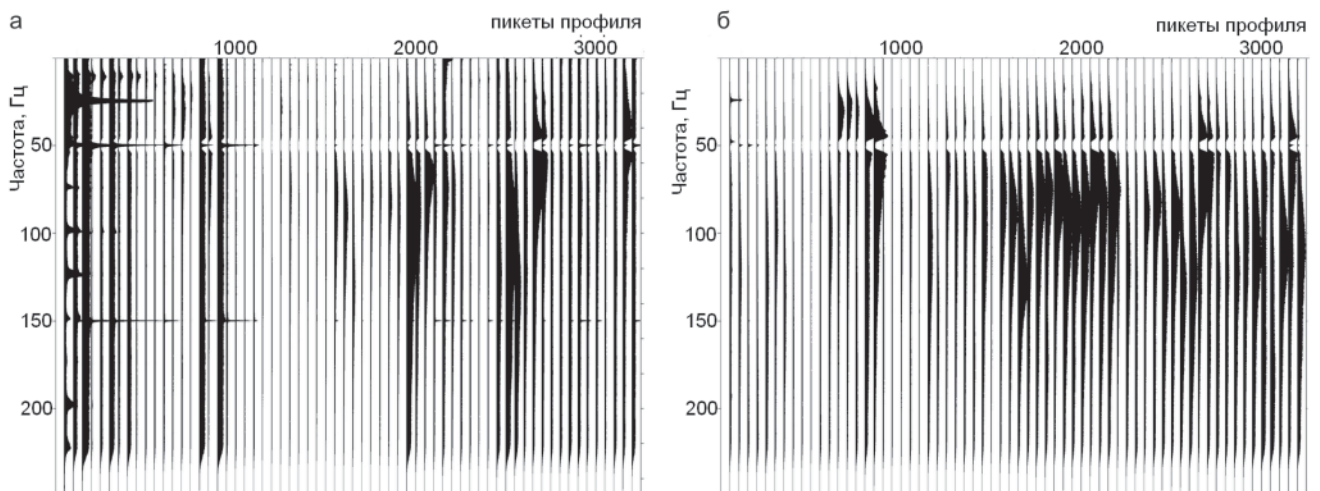


Рис. 4. Спектры микросейсм по профилю: а – в интервале времени 12:30–12:35, усиление при выводе 20; б – в интервале времени 19:15–19:20, усиление при выводе 1



с регулярной помехой от электрогенератора. Так, в нашем случае генератор находился в начале профиля, и, несмотря на шумоизолирующую подставку, эта помеха очень существенна. Для подавления интенсивных техногенных шумов в настоящее время распространенным инструментом является f_k фильтрация. Однако, как отмечается в работе [1], во многих случаях можно обойтись какой-либо разновидностью интерференционных систем, которые обладают достаточно высокой эффективностью и позволяют получить удовлетворительные результаты без обращения к более сложным видам фильтрации волнового поля. Одна из таких интерференционных систем разработана Е. А. Хогоевым и Е. Е. Хогоевой [9, 12]. Для подавления помех следует выбирать трассы таким образом, чтобы пункты приема были симметричны относительно точки сканирования, сузить набор суммируемых трасс по критерию $|X_{тр} - X_{ск}| \leq L_{max}$, где $X_{тр}$ – координата трассы по профилю; $X_{ск}$ – координата точки сканирования по профилю; L_{max} – максимальное допустимое удаление. После ряда численных экспериментов мы определили оптимальный интервал удалений, равный 1/3 средней глубины исследования, в нашем случае $L_{max} = 400$ м. С учетом того что шаг между сейсмоприемниками равен 50 м, при расчете S на большей части профиля суммируется по 16 сейсмотрассам. Критерием вероятного присутствия источников эмиссии является выполнение неравенства $S > 1/16 = 0,0625$, а с учетом порога детектирования (при 95 %-ном доверительном интервале) $S > 0,071$.

Построенная нами интерференционная система позволяет с минимальными затратами, что особенно важно при обработке больших объемов данных мониторинга, получать удовлетворительные результаты.

Результаты обработки данных пассивного мониторинга

По разработанной и опробованной на данных численного моделирования методике обработки проведена локализация зон сейсмической эмиссии по данным сейсмического мониторинга. Скоростная модель – горизонтально-слоистая среда, мощность слоев и скорости V_p приведены ранее. Расчет производится по сетке, горизонтальная ось которой совпадает с координатой профиля ПК 0–3150 м, шаг сетки 50 м, для вертикальной оси глубина от 0 до –1500 м, шаг сетки 20 м.

В качестве типичных примеров приведем результаты в интервалах времени продолжительностью 5 мин (осреднение расчетов по 300 блокам времени), в период фоновых значений Φ_1 и в первый значимый подъем уровня микросейсм M_1 , в 10–15 раз превышающий фоновый уровень.

На рис. 5, а представлены результаты обработки данных 6 июля от времени 12:15. Аномальная зона в интервале координат профиля 700–900 м на

глубине 0,5–1,5 км имеет техногенное происхождение. В интервал времени подъема уровня шумов M_1 (см. рис. 5, б) очевидно появление других сигналов, амплитуда которых больше, но когерентность мала. Вследствие этого происходит понижение когерентности помехи, что выражается в понижении максимума меры подобия с 0,12 до 0,6 в области помехи (ПК 700). Вместе с тем проявляется область эмиссии на ПК 1600–2300 с центром на ПК 2000, близким к амплитудному экстремуму микросейсм на профиле. Однако локальные аномалии S имеют малые значения и расплывчатый характер, что не позволяет с приемлемой точностью определить очаги эмиссии по глубине.

Полученные результаты свидетельствуют об изменении распределения коэффициента подобия во время подъема уровня микросейсм и локализации экстремумов во втором варианте, что говорит о возникновении зон сейсмической эмиссии в среде.

Рассмотрим результаты обработки данных из следующих выделенных нами областей: затишье Φ_2 и последующий за ней «микросейсмический шторм» M_2 . Уровень микросейсм на времени M_2 в более чем в 30 раз превышает фоновый уровень. В первом случае (рис. 6, а) отмечаются остаточные слабые следы сейсмической эмиссии в средней части профиля (ПК 2000) и когерентный сигнал малой амплитуды – техногенная помеха.

В случае «микросейсмического шторма» (см. рис. 6, б) четко локализуются две контрастные области. Первая – протяженная по вертикали аномалия на интервале профиля 2200–2250 м, точно совпадающая с положением главного разлома (тектонической трещины), в которой определяется два локальных экстремума – на глубине 300–500 и 1100–1400 м. Вторая – глубинная аномалия меньшей интенсивности на интервале 1700–1900 м, которая также имеет локальные экстремумы на глубинах менее 500 и более 1000 м.

Значение S в экстремальных зонах превышает 0,08. Практически полное исчезновение помех от генератора объясняется тем, что более интенсивный сигнал, а в этом интервале времени он в десятки раз превосходит фоновые микросейсм (см. рис. 3), поглощает слабую когерентную составляющую.

Аномалия среднеквадратичных амплитуд с центром на ПК 2050, выявленная на рис. 2, объясняется суммарным действием источников сейсмической эмиссии, расположенным в блоке пород с резкими вертикальными границами на ПК 1850–1900 и ПК 2250. Очевидно, состояние пород в этом блоке и во вмещающей его толще различное. Вероятнее всего, в блоке в отличие от монолитных окружающих пород развита трещиноватость. При появлении напряжений в среде происходит микродвижение по трещинам и возникающая сейсмическая эмиссия происходит только в этом блоке, а резкие границы (трещины) экранируют распространение волн вне блока. Основные очаги сейсмической

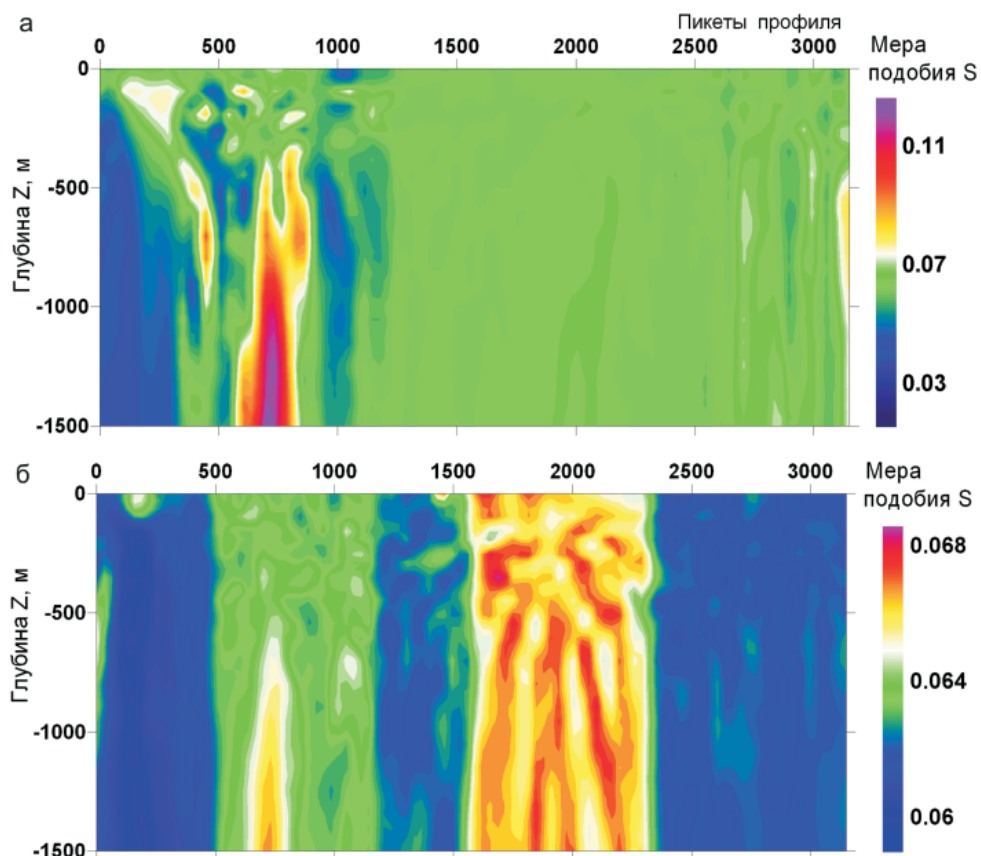


Рис. 5. Сейсмoэмиссионные разрезы: полученные по интервалам: а – Φ_1 (12:20) б – M_1 (17:03)

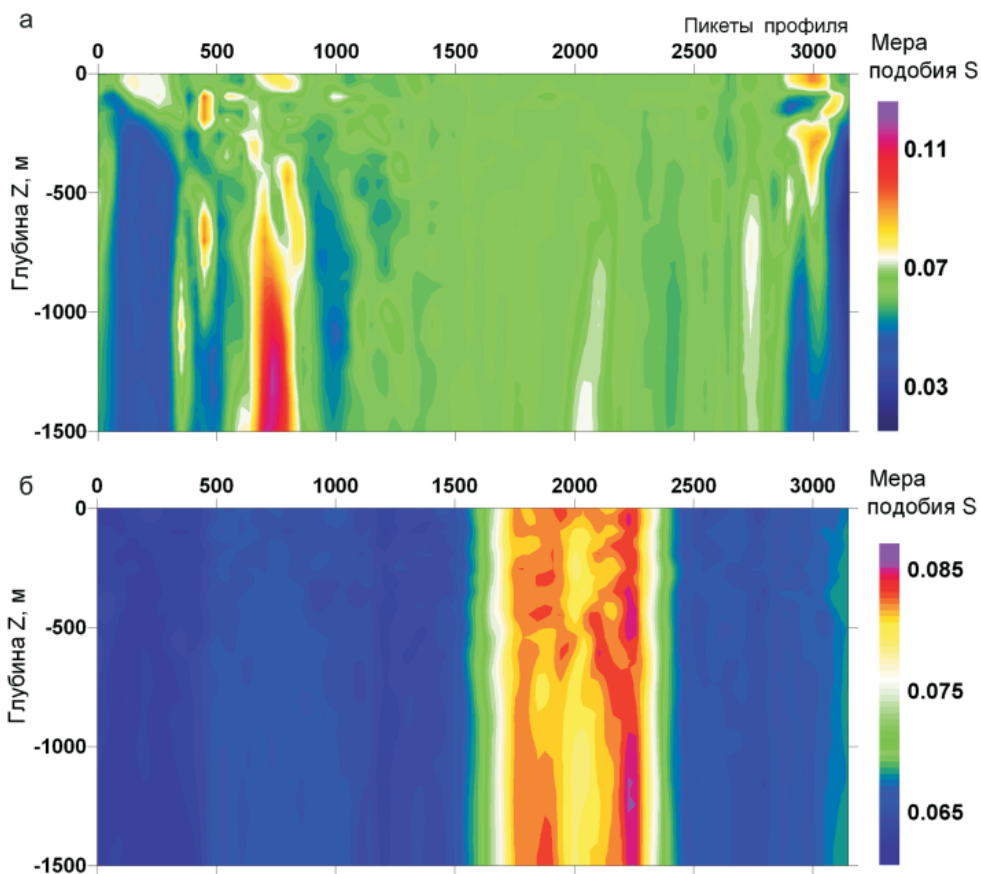


Рис. 6. Сейсмoэмиссионные разрезы, полученные по интервалам Φ_2 пониженной (а) и максимальной M_2 (б) интенсивности микросейсм



эмиссии локализованы в районе тектонических трещин.

В описываемом блоке отмечается неоднородность сейсмической эмиссии по глубине, что говорит о присутствии слоев с различными свойствами. На рис. 7 приводится сечение по ПК 1900 и 2250, на которых отмечается максимальные значения меры подобия S . Выделяется интервал глубин 300–600 м с повышенной эмиссией, затем интервал спада 700–900 м и вновь повышение эмиссии с 1000 до 1500 м.

Таким образом, в период сейсмической активизации можно успешно применять метод сейсмоэмиссионной томографии для локализации координат очагов сейсмической эмиссии. Истинная глубина очагов эмиссии может определяться с погрешностью, задаваемой неточностью скоростного разреза, но относительное положение отдельных локализованных очагов будет соответствовать действительности.

Нами были изучены данные всего периода мониторинга и установлено, что локализация зон эмиссии происходит лишь во время резкого подъема уровня микросейсм. Во всех других интервалах времени получены результаты, аналогичные представленным на рис. 5, а и рис. 6, а.

При расчете коэффициента когерентности в качестве промежуточной операции в каждой точке сканирования производится расчет суммотрассы:

$$F(t_j) = \sum_{i=1}^K a_{ij}, \text{ где } K - \text{число каналов; } a_{ij} - \text{амплитуда } i\text{-го отсчета сигнала на } j\text{-й трассе, с учетом введенных временных поправок и коррекции амплитуд.}$$

С учетом нормировки расчетную формулу запишем так:

$$F(t_j) = \sum_{i=1}^K a_{ij} / \sqrt{\frac{1}{K} \sum_{i=1}^K a_{ij}^2}. \text{ В случае, когда суммотрасса рассчитывается в точке, соответствующей положению источника сигнала, происходит поканальное синфазное суммирование. Соответственно, в этой точке должна вырасти амплитуда сигнала на фоне помех. Рассчитав спектр суммотрассы, мы получим оценку преобладающей частоты источника сигнала. В координатах } X, Z \text{ провести такой расчет и интерпретировать его результаты достаточно сложно, так как в этом случае мы получим значение амплитудного спектра, зависящее от третьей координаты – частоты. Поэтому мы ограничимся двумерной задачей – рассчитаем спектр при фиксированной координате профиля } X, \text{ изменяя } Z \text{ от } 0 \text{ до } -1500 \text{ м. В итоге получим амплитудный спектр, зависящий от глубины. Мы ожидаем, что обнаружим локальные аномалии спектра на карте в координатах глубина – частота, которые дадут возможность определить преобладающую частоту источников сейсмической эмиссии на разной глубине. Зададим точку на профиле с максимальным значением } S, X = 2250. \text{ Интервал времени из периода «микросейсмического шторма» } 19:15\text{–}$$

19:20. Как и предполагалось, мы видим, что спектр неоднороден по глубине (рис. 8): в целом он сосредоточен в диапазоне 70–90 Гц. На глубине 0–400 м наблюдается множество локальных разрастаний, на глубине 400–700 и 1000–1500 м аномалии плотные, протяженные по глубине. Присутствует доминирующая частота 80 Гц, на которой прослеживается аномалия по всей глубине. С ростом глубины спектр становится сосредоточенным на определенных частотах. Так, в последнем случае (1000–1500 м) явно доминирует интервал частот 75–80 Гц.

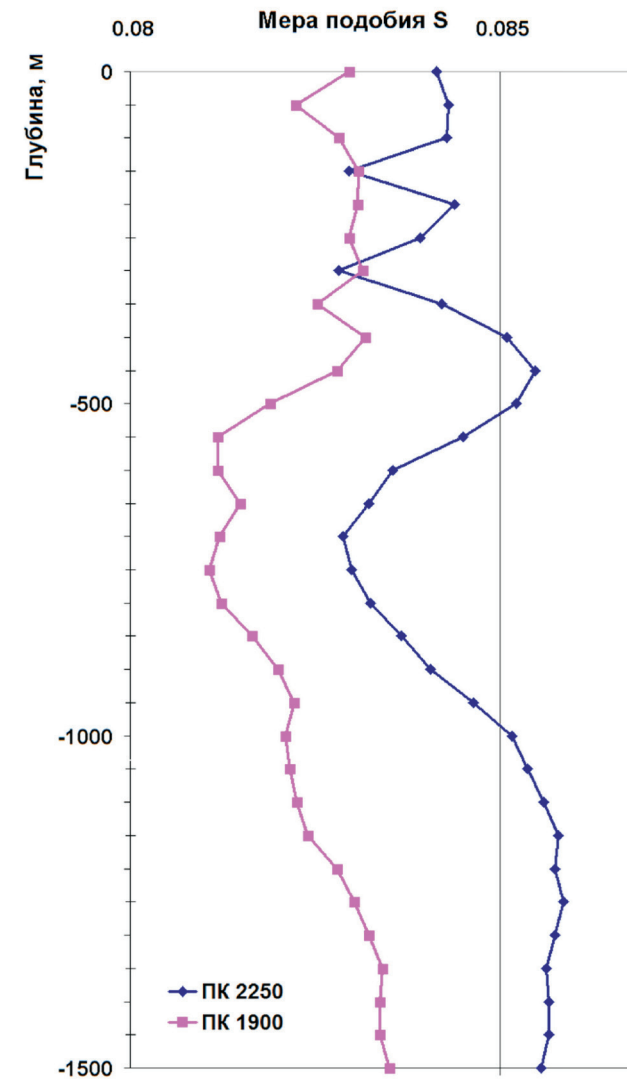


Рис. 7. Мера подобия S на ПК 1900 и 2250, сечение по глубине

19:20. Как и предполагалось, мы видим, что спектр неоднороден по глубине (рис. 8): в целом он сосредоточен в диапазоне 70–90 Гц. На глубине 0–400 м наблюдается множество локальных разрастаний, на глубине 400–700 и 1000–1500 м аномалии плотные, протяженные по глубине. Присутствует доминирующая частота 80 Гц, на которой прослеживается аномалия по всей глубине. С ростом глубины спектр становится сосредоточенным на определенных частотах. Так, в последнем случае (1000–1500 м) явно доминирует интервал частот 75–80 Гц.

В результате спектрального анализа суммотрасс нам удалось выделить преобладающие частоты эмиссионного микросейсмического поля и установить неоднородность спектра по глубине. Это позволяет утверждать, что метод спектрального анализа суммотрасс может использоваться наравне с классическим методом эмиссионной сейсмотомографии как отдельно, так в качестве источника дополнительной информации. Результаты – спектры сейсмоэмиссионного сигнала – могут использоваться для частотной фильтрации

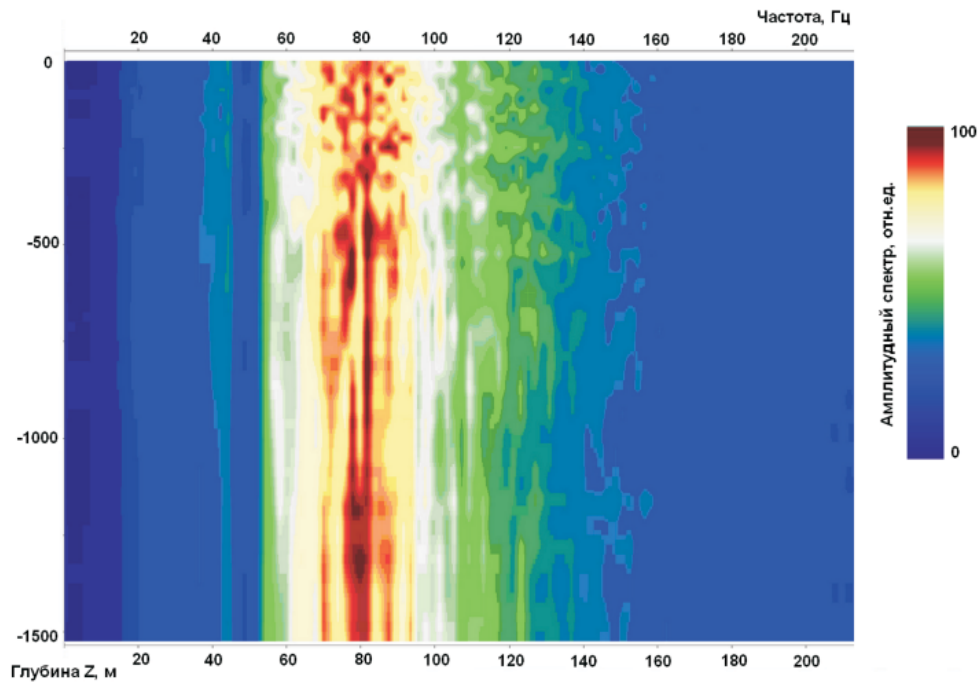


Рис. 8. Амплитудный спектр микросейсм на ПК 2250

записи мониторинга для выделения целевого сигнала.

Вероятная причина «микросейсмического шторма»

Мониторинг проводился на разных профилях с 3 по 13 июля 2011 г. На протяжении этого периода явные продолжительные повышения уровня микросейсм зарегистрированы 3 и 6 июля, причем в последнем случае, который и рассматривался в этой статье, аномалии в 2 раза выше. В остальное время наблюдения уровень шумов не превышал фоновый. Это локальный по времени процесс, явно связанный с присутствующей тектонической трещиной в жестком вулканическом выступе. Вероятно, микродвижение по трещине и вызвало сейсмическую эмиссию в примыкающих и заполняющих ее породах. Причиной этого могло быть крупное событие, однако в соседних сейсмически активных зонах (Алтай, Саяны, Байкал) обстановка спокойная. Единственное крупное событие, с которым можно было бы связать наблюдаемый «микросейсмический шторм» – произошедшее 6 июля 2011 г в районе островов Кермадек (Новая Зеландия) мощное землетрясение с магнитудой 7,8. Время события 19:03 (UTC), глубина очага 10 км; в последующие 15 ч после главного события зарегистрированы 10 афтершоков с $M \geq 5,1$. Землетрясение вызвало цунами с высотой волны до 1 м.

Однако это событие произошло с точностью до минут одновременно с «микросейсмическим штормом», поэтому не может быть его непосредственной причиной. На сейсмостанциях сибирского региона (Тоджи (Тува), Красноярск) прибытие P -волны от Кермадекского землетрясения регистрируется

в интервале времени 19:18–19:20, а поверхностная волна пришла на полчаса позднее. По нашим данным, резкое возрастание амплитуд микросейсм началось в 18:59–19:01, их максимум наблюдался в 19:15–19:20. Можно предположить, что оба события – крупное землетрясение в южном полушарии и явление «микросейсмического шторма» в сибирском регионе – следствие единого глобального процесса, вызвавшего в одном случае сильный толчок, в другом – микродвижение блоков по трещине.

Выводы

В результате проведенных исследований установлены периодические изменения уровня микросейсм с характерным временем 10–40 мин, возрастание его в десятки и до ста раз относительно фонового уровня на отдельных участках профиля. В период сейсмической активизации зарегистрировано возникновение областей сейсмической эмиссии. Определяются две узкие зоны эмиссии на расстоянии около 0,4 км, протяженные по глубине до 1,5 км, одна из которых совпадает с известным разломом. Наши данные свидетельствуют о том, что здесь присутствует не одиночная тектоническая трещина, а блок, ограниченный двумя плоскостями разрыва, которые простираются на большую глубину. Амплитудный анализ показывает, что наибольшая интенсивность микросейсм регистрируется в середине этого блока. Близ других отмеченных на карте разломов сейсмоэмиссионной активности не обнаружено; скорее всего, разломы неактивны или являются поверхностными трещинами.

Опыт обработки данных сейсмомониторинга приводит к выводу, что наиболее значимые результаты по локализации зон сейсмической эмиссии



достигаются в ограниченные интервалы времени сейсмической активизации, которые могут быть выделены на основе простых способов амплитудного (RMS) анализа. Определяя заранее эти интервалы времени, можно разделить по времени периоды разного уровня интенсивности микросейсм, раздельная обработка которых не позволит короткопериодным событиям «раствориться» в общем спокойном фоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурвич И. И., Боганик Г. Н. Сейсмическая разведка. – М.: Недра, 1980. – 551 с.
2. Применение комплекса сейсмических методов для изучения оползневого склона / Ю. И. Колесников, А. Ф. Еманов, Е. А. Хогоев, А. А. Красников // Интерэкспо ГеоСибирь-2012: VIII Междунар. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых». Т. 1 – Новосибирск: СГГА, 2012. – С. 163–167.
3. Колесников Ю. И., Хогоев Е. А. Сейсмоакустическая эмиссия в ближней зоне мощного вибратора // Гольдинские чтения: матер. конф., посвящ. 75-летию со дня рождения акад. РАН С. В. Гольдина. – Новосибирск, 2011. – С. 23.
4. Колесников Ю. И., Хогоев Е. А., Донцов М. В. О выборе систем наблюдений для сейсмоэмиссионной томографии // Проблемы сейсмологии III тысячелетия: матер. междунар. геофиз. конф. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. – С. 117–121.
5. Применение сейсмоэмиссионной томографии для локализации сейсмических источников / Ю. И. Колесников, Е. А. Хогоев, С. В. Полозов, М. В. Донцов // Сейсмические исследования земной коры: сб. докл. Междунар. науч. конф., посвящ. 90-летию акад. Н. Н. Пузырева. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. – С. 129–134.
6. Николаев А. В., Троицкий П. А., Чеботарева И. Я. Изучение литосферы сейсмическими шумами // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 282, № 9. – С. 586–591.
7. Пространственно распределенная система регистрации сейсмических данных на основе автономных станций РОСА-А / О. М. Сагайдачная, А. В. Сагайдачный, А. С. Сальников и др. // Геофизические методы исследования земной коры: матер. Всерос. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения акад. Н. Н. Пузырева. – Новосибирск, 2014. – С. 247–250.
8. Хогоев Е. А. Программа для ЭВМ “SETOM”. № 2009616228 РФ. 11.11.09. – М.: Роспатент, 2009.
9. Хогоев Е. А. Сейсмоэмиссионная томография в условиях регулярной техногенной помехи // Интерэкспо Гео-Сибирь-2012: VIII Междунар. конф. «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых». Т. 2. – Новосибирск: СГГА, 2012. – С. 24–28.

10. Хогоев Е. А., Колесников Ю. И. Определение объемного распределения источников сейсмических шумов методом сейсмоэмиссионной томографии // Сейсмические исследования земной коры: сб. докл. Всерос. науч. конф. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. – С. 90–95.

11. Хогоев Е. А., Колесников Ю. И. Применение сейсмоэмиссионной томографии для изучения геодинамически активных зон // Технологии сейсмо-разведки. – 2011. – № 1. – С. 59–65.

12. Хогоев Е. А., Хогоева Е. Е. Результаты обработки данных сейсмомониторинга методом сейсмоэмиссионной томографии // 50 лет сейсмологического мониторинга Сибири: тез. докл. Всерос. конф. с междунар. участием. – Новосибирск, 2013. – С. 222–225.

13. Хомичев В. Л., Хомичева Е. С., Сольцман А. Е. Агаскырское молибденовое месторождение (Кузнецкий Алатау) // Геология рудных месторождений. – 1978. – № 2. – С. 27–39.

14. Чеботарева И. Я., Кушнир А. Ф., Рожков М. В. Устранение интенсивной помехи при пассивном мониторинге месторождений углеводородов методом эмиссионной томографии // Физика Земли. – 2008. – № 12. – С. 65–82.

15. Источник сейсмической эмиссии, связанный с магматическим телом в районе вулканического фронта, остров Хонсю, Япония / И. Я. Чеботарева, А. В. Николаев, Х. Сато, К. Шиоми // Вулканология и сейсмология. – 1997. – № 2. – С. 58–73.

16. Chebotareva I. I., Nikolaev A. V., Sato H. Seismic emission activity of Earth’s crust in Northern Kanto, Japan // Physics of The Earth and Planetary Interiors. – 2000. – Vol. 120, no. 3. – P. 167–182.

REFERENCES

1. Gurchich I.I., Boganik G. N. *Seysmicheskaya razvedka* [Seismic prospecting] Moscow, Nedra Publ., 1980. 551 p. (In Russ.).
2. Kolesnikov Yu.I., Emanov A. F., Khogoev E. A., Krasnikov A. A. [Application of a complex of seismic methods for studying of a landslide slope]. *Interexpo GeoSibir’-2012: VIII Mezhdunar. konf. “Nedropol’zovanie. Gornoe delo. Novye napravleniya i tekhnologii poiska, razvedki i razrabotki mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh”* [Interexpo GeoSiberia-2012: VIII Int. Conf. “Subsurface use. Mining. New trends and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits”. Novosibirsk, April 10–20, 2012]. Novosibirsk, SGGGA Publ., 2012, vol. 1, pp. 163–167. (In Russ.).
3. Kolesnikov Yu.I., Khogoev E. A. [Seismoacoustic emission in the near zone of a powerful vibrator]. *Gol’dinskie chteniya: Materialy konf. posvyashch. 75-letiyu so dnya rozhdeniya akad. RAN S. V. Gol’dina* [Goldin readings: Proc. Conf. dedicated to 75th anniversary of RAS academician S. V. Goldin] (Novosibirsk, August 1–5, 2011). Novosibirsk, 2011, p. 23. (In Russ.).



4. Kolesnikov Yu.I., Khogoev E. A., Dontsov M. V. [On the choice of observation systems for the seismic emission tomography] *Problemy seismologii III tysyacheletiya: Materialy mezhdunar. geofiz. konf.* [Problems of seismology in the III millennium: Proc. Int. Geoph. Conf. (Novosibirsk, Sept. 15–19, 2003)]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2003, pp. 117–121. (In Russ.).
5. Kolesnikov Yu.I., Khogoev E. A., Polozov S. V., Dontsov M. V. [Application of a seismic emission tomography for localisation of seismic sources]. *Seismicheskie issledovaniya zemnoy kory: Sb. dokl. Mezhdunar. nauch. konf. posvyashch. 90-letiyu akad. N. N. Puzyreva* [Seismic studies of the Earth's crust: Proceedings of Int. Sci. Conf. dedicated to 90th anniversary of acad. N. N. Puzyrev. (Novosibirsk, Nov. 23–25, 2004)]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2004, pp. 129–134. (In Russ.).
6. Nikolaev A.V., Troitskiy P.A., Chebotareva I. Ya. [Studying of the lithosphere with seismic noise]. *Doklady AN SSSR – Reports of the AS USSR*, 1986, vol. 282, no. 9, pp. 586–591. (In Russ.).
7. Sagaydachnaya O.M., Sagaydachnyy A. V., Salnikov A. S., et al. [A dimensionally distributed system of seismic data registration on the basis of the POCA-A autonomous stations]. *Geofizicheskie metody issledovaniya zemnoy kory: Materialy Vserossiyskoy konf. posvyashch. 100-letiyu so dnya rozhdeniya akad. N. N. Puzyreva* [Geophysical methods of the Earth's crust studies: Proc. All-Russian Conf. dedicated to 100 anniversary of acad. N. N. Puzyrev]. Novosibirsk, 2014, pp. 247–250. (In Russ.).
8. Khogoev E. A. *Programma dlya EVM "SETOM"* [Computer program of "SETOM"] Patent RF, no. 2009616228, 11.11.09. Moscow, Rospatent, 2009. (In Russ.).
9. Khogoev E.A. [Seismic emission tomography in the conditions of a regular technogenic noise]. *Interexpo GeoSibir'-2012: VIII Mezhdunar. konf. "Nedropol'zovanie. Gornoe delo. Novye napravleniya i tekhnologii poiska, razvedki i razrabotki mestorozhdeniy poleznykh iskopaemykh"* [Interexpo GeoSiberia-2012: VIII Int. Conf. "Subsurface use. Mining. New trends and technologies of prospecting, exploration and development of mineral deposits"]. Novosibirsk, SGGA Publ., 2012, vol. 2, pp. 24–28. (In Russ.).
10. Khogoev E.A., Kolesnikov Yu.I. [Determination of volume distribution of seismic noise sources by the seismic emission tomography]. *Seismicheskie issledovaniya zemnoy kory: Sb. dokl. Vserossiyskoy nauch. konf.* [Seismic studies of the Earth's crust: Proceedings of Int. Sci. Conf.]. Novosibirsk, IPGG Publ., 2011, pp. 90–95. (In Russ.).
11. Khogoev E.A., Kolesnikov Yu.I. [The use of seismic emission tomography to study geodynamically active zones]. *Tekhnologii seysmorazvedki – Technologies of seismic exploration*, 2011, no. 1, pp. 59–65. (In Russ.).
12. Khogoev E.A., Khogoeva E. E. [Results of data processing of seismomonitoring by seismic emission tomography] *50 let seismologicheskogo monitoringa Sibiri: Tez. Dokl. Vserossiyskoy konf. s mezhdunarodnym uchastiem* [50 years of seismological monitoring investigations of Siberia: Theses of Reports All-Russian Conf. with international participation]. Novosibirsk, 2013, pp. 222–225. (In Russ.).
13. Khomichev V.L., Khomicheva E. S., Soltsman A. E. [Agaskyrskoe molybdene deposit (Kuznetsk Alatau)]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy – Geology of ore deposits*, 1978, no. 2, pp. 27–39. (In Russ.).
14. Chebotareva I. Ya., Kushnir A. F., Rozhkov M. V. [Elimination of intensive noise in passive monitoring of hydrocarbon fields by emission tomography]. *Fizika Zemli – Physics of Earth*, 2008, no. 12, pp. 65–82. (In Russ.).
15. Chebotareva I. Ya., Nikolaev A. V., Sato H., Shiomi K. [The source of seismic emission connected with a magmatic body near the volcanic front, the island of Honshu, Japan]. *Vulkanologiya i seismologiya – Volcanology and seismology*, 1997, no. 2, pp. 58–73. (In Russ.).
16. Chebotareva I.I., Nikolaev A. V., Sato H. Seismic emission activity of Earth's crust in Northern Kanto, Japan. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 2000, vol. 120, no. 3, pp. 167–182.

© Е. А. Хогоев, М. Л. Шемякин, Ю. И. Колесников,
Е. Е. Хогоева, В. Л. Хомичев, 2017