

Медленные деформационные волны как возможный предвестник сейсмической опасности

© 2019 С. А. Борняков^{*1,2}, Д. В. Салко¹, А. Н. Шагун¹,
А. А. Добрынина¹, Л. А. Уснин¹

¹Институт земной коры Сибирского отделения РАН, Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

*E-mail: bornyak@crust.irk.ru

Приводятся результаты трехлетнего инструментального мониторинга деформаций горных пород на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне. Показано, что временные ряды данных представляют собой интегральный результат, включающий в себя две группы компонентов деформаций разной природы, характеризующихся волновыми свойствами. Компоненты первой группы порождаются внешними по отношению к литосфере факторами. Из них в статье рассмотрены только лунно-солнечные приливы и вариации атмосферного давления. Показано, что эти компоненты не оказывают существенного влияния на деформационный процесс при разовом воздействии. Компоненты второй группы имеют внутреннюю, тектоническую природу. Среди них выделяются непериодические, случайные и периодическая, постоянная компоненты. Непериодические компоненты проявляются в виде одиночных импульсов деформаций разной интенсивности и формы и обусловлены либо медленными смещениями по крупным сейсмоактивным разломам за пределами пунктов мониторинга, либо быстрыми межблоковыми смещениями при перераспределении напряжений в разломно-блоковой структуре верхней части земной коры в пределах самих пунктов. Природа периодической, постоянной компоненты связывается с Индостанской коллизией. Она представлена медленными деформационными волнами, направление и скорость миграции которых меняются во времени. Характерные тенденции их изменений предположительно указывают на подготовку сильного землетрясения в пределах Южно-Байкальского геодинамического полигона.

Ключевые слова: инструментальный мониторинг, деформация, деформационные волны, разломы, медленные смещения, землетрясения, предвестники.

The slow deformation waves as a possible precursor of seismic hazard

Sergey A. Bornyakov^{*1,2}, Denis V. Salko¹, Artem N. Shagun¹,
Anna A. Dobrynina¹, Leonid A. Usynin¹

¹Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

*E-mail: bornyak@crust.irk.ru

The article presents the results of three years of instrumental monitoring of deformation of rocks in South Baikal Geodynamic test site. It is shown that the time-series data represent the integral result consisting of two groups of deformation components. These components are of different nature, but they both have wave properties. The first group of components is relevant to external factors. Only lunar and solar tides, and atmospheric pressure variations are considered in this article as the parts of first group. It is shown that these components do not have a significant impact on the deformation process under single action. The second components group has internal tectonic nature. Aperiodic, random, periodic, and constant components are inside them. Non-periodic components appear as single pulses of strain with different intensity and form. It associated with slow offsets on large active faults outside monitoring territory, or (alternatively) with fast offsets on block interfaces within that. The nature of constant periodic components is associated with the India-Eurasian collision. This component is represented by slow strain waves. The direction and speed of spatial migration of deformation waves are changed in time. Typical trends of wave parameters variations are possibly associated with the preparation of strong earthquakes within the South Baikal geodynamic test site.

Keywords: instrumental monitoring, strain, deformation, deformation waves, faults, slow slip, earthquakes, precursors, seismic hazard.

Инструментальный мониторинг выполнен с использованием уникальной научной установки «Южно-Байкальский инструментальный комплекс для мониторинга опасных геодинамических процессов» при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-44005-Монг_т).

Введение

Предложенное Ч. Рихтером [Richter, 1958] и К. Моги [Mogi, 1968] объяснение миграции очагов землетрясений в зонах крупных сейсмоактивных разломов триггерным влиянием однонаправленного пространственного перемещения медленных неупругих деформаций положило начало проблеме медленных деформационных волн (МДВ) в литосфере. Современное состояние этой проблемы освещено в серии недавних публикаций [Быков, 1999, 2005; Bykov, Trofimenko, 2016; Шерман, 2013, 2014]. Имеющиеся на сегодняшний день расчетные оценки скоростей МДВ, полученные по модели В. Ельзассера (1969) или ее модификациям, варьируют от 0.1 [Bott, Dean, 1973] до 3650 км/год [Ida, 1974; Nikolaevskiy, 1998]. Скорости МДВ, оцененные по результатам инструментальных наблюдений в разных геодинамических обстановках, составляют десятки километров в год и в основном укладываются в интервал 10–100 км/год [Быков, 2005; Шерман, 2013; Горбунова, Шерман, 2012].

Выделяются два основных типа МДВ [Kuz'min, 2012]. Волны первого типа – внутриплитные или межразломные – имеют большие длину и период и могут возникать при межплитном взаимодействии [Kasahara, 1979, Касахара, 1985], генерироваться системой «литосфера–астеносфера» [Николаевский, Рамазанов, 1985] либо иметь другую глобальную природу. Волны второго типа – внутриразломные – являются следствием трансформации первых при их прохождении через зоны крупных разломов либо порождаются самим разломом при реализации смещений по нему. До недавнего времени считалось, что такие смещения реализуются двумя деформационными режимами – быстрым перемещением крыльев разлома относительно друг друга с проявлением сейсмического эффекта или продолжительным, медленным, асейсмичным крипом [Касахара, 1985]. С развитием прецизионных геофизических и геодезических технологий было установлено, что кроме крипа существуют и другие медленные смещения по разломам (МСР), различающиеся между собой по длительности проявления и амплитудно-частотному

спектру генерируемых волн [Kanamori, 2004; Kanamori, Hauksón, 1992; Ide et al., 2007; Peng, Gomberg, 2010; Schwartz, 2015; и др.]. На первых порах МСР ассоциировались исключительно с зонами субдукции [Brown et al., 2005; Obara, Hirose, 2006; Rogers, Dragert, 2003], однако позднее они были зафиксированы и в других типах крупных разломных зон [Nadeau, Dolenc, 2005].

Строгой классификации МСР на сегодняшний день нет. Среди них выделяют тихие, или медленные землетрясения (silent earthquakes), эпизодический тремор и скольжение (episodic tremor and slip); эпизодический крип (episodic creep events), эпизоды медленного скольжения (slow slip events), низкочастотные землетрясения (low-frequency earthquakes), очень низкочастотные землетрясения (very low-frequency earthquakes) [Katsumata, Kamaya, 2003; Peng, Gomberg, 2010; Sekine et al., 2010; Shelly et al., 2007 a, b; Wei et al., 2013]. Сначала считалось, что МСР имеют триггерную природу и порождаются сильными землетрясениями, однако позже было установлено, что они проявляются и в асейсмичные периоды, а также, что очень важно, в преддверии землетрясений [Gomberg et al., 2008; Idehara et al., 2014; Jordan, 1991; Sun et al., 2015]. Последнее подтверждается результатами физического моделирования, показавшими наличие тремор-подобных смещений на плоскости модельного разлома в метанестабильную стадию, предваряющую динамическую подвижку по нему [Ma et al., 2014; Zhuo et al., 2018].

Несмотря на то что МДВ и МСР изучаются продолжительное время и им посвящено большое количество публикаций, их природа и место в общей деформационной динамике литосферы в целом и разломов в частности остаются неясными. Открытыми остаются вопросы генерации МДВ и МСР и связи с ней как исходных их параметров, так и последующей эволюции при прохождении через разломно-блоковую структуру литосферы. В настоящей статье приводятся новые результаты комплексного мониторинга на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне (ЮБГП), способствующие решению перечисленных вопросов.

Технические и методические вопросы мониторинга

В пределах ЮБГП действуют 4 пункта мониторинга – Тырган, Листвянка, Талая и Монды (рис. 1), оснащенные инструментальными комплексами авторской разработки, состоящими из датчиков, аналого-цифровых преобразователей и прибора сбора и передачи данных на удаленный базовый сервер [Салко, Борняков, 2014]. Опрос датчиков аналого-цифровым преобразователем осуществлялся 8 раз в секунду. Раз в 10 с в базу данных отправлялось одно значение, представляющее собой среднее по 80 значениям, накопленным за этот временной интервал. Такая процедура осреднения способствовала повышению точности измерений и снижению их погрешности.

В пункте Тырган оборудованы 2 точки мониторинга, расположенные на профиле, ориентированном вкострости Проморского разлома. Измерение деформаций осуществляется штанговыми датчиками с базой 10 м – горизонтальным, заглубленным на 2.5 м в точке 1 (рис. 1, рис. 2А), и вертикальным, расположенным в скважине в точке 2 (рис. 1, рис. 2Б), удаленной от первой на 120 м. В пунктах Листвянка и Монды для измерений используются скважины с вертикальными штанговыми датчиками с базой 10 м (рис. 2Б). В пункте Талая

создана пространственная сеть из 10 датчиков в штольне. Девять из них имеют базу 6 м и размещены на полу штольни горизонтально, один датчик с базой 2 м установлен вертикально (рис. 2В). Точки 9 и 10 были укомплектованы сейсмостанциями Baikal-7HR с датчиком СК-1 с рабочим диапазоном частот 0.5–5 Гц.



Рис. 1. Положение пунктов мониторинга Тырган, Листвянка, Талая и Монды в пределах Южно-Байкальского геодинамического полигона. Красным кружком показано положение эпицентра землетрясения 29.03.2019 г. ($M = 13.3$).

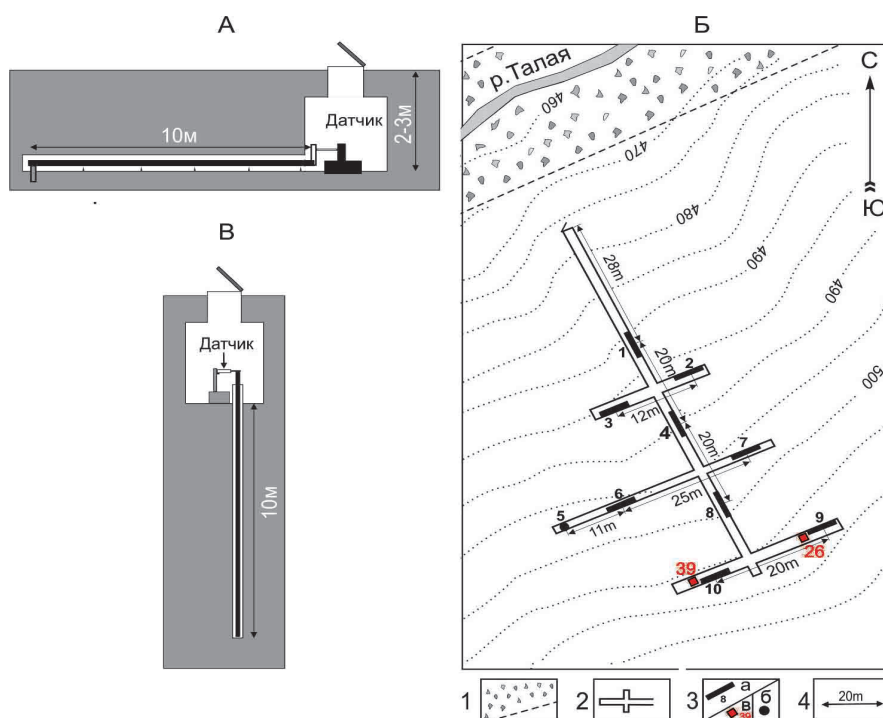


Рис. 2. Устройство пунктов мониторинга деформаций. Горизонтальное расположение штангового датчика в пункте Тырган (А), схема расположения штанговых датчиков 1–10 и сейсмостанций 26 и 39 в штольне пункта Талая (Б) и вертикальное расположение штанговых датчиков в скважинах в пунктах Тырган, Листвянка и Монды. 1 – зона разлома; 2 – штольня; 3 – горизонтальные (а) и вертикальный (б) штанговые датчики, (в) – сейсмостанции; 4 – расстояния между штанговыми датчиками.

Временные ряды данных деформационного мониторинга обрабатываются с помощью специально созданной авторской компьютерной программы, позволяющей фильтровать исходную выборку для исключения тех или иных компонент колебательного процесса, убирать трендовую составляющую, производить расчет корреляционной функции. Первоначально из выбранного для обработки временного ряда исходных данных (рис. 3А) исключается суточная компонента, связанная с лунно-солнечными приливами, и тренд (рис. 3Б). Далее отфильтрованные временные ряды данных усредняются для устранения аппаратных и других высокочастотных шумов. Для этого используется окно размером 2 ч, скользящее по выборке данных с шагом 10 с. Для каждого положения окна, включающего 720 значений деформаций, рассчитывается среднее значение. Пример осредненного временного ряда данных приведен на рисунке 3В.

В дальнейшем по преобразованным таким способом данным рассчитываются корреляционные функции для каждой пары точек с целью выявления временного сдвига в проявлении однотипных деформаций. Описанный способ обработки данных ориентирован на выделение волновой составляющей деформационного процесса и при наличии

в нем периодических деформационных волн позволяет примерно оценивать их основные параметры – длину волны, период и скорость пространственной миграции.

Результаты

Анализ полученных временных рядов данных показал, что деформации реализуются в форме колебательного процесса с широким спектром периодов колебаний [Борняков и др., 2016, 2017]. В структуре деформаций можно выделить две группы компонент различной природы.

Компоненты первой группы порождаются внешними факторами, т.е. процессами в околоземном пространстве и за его пределами. Из всего многообразия этих факторов нами рассмотрены лунно-солнечные приливы и вариации атмосферного давления. Лунно-солнечные приливы проявляются в виде 12- или 24-часовых вариаций деформаций (рис. 4, А, Б). При этом 12-часовые вариации, отчетливо наблюдающиеся только в пункте Талая, модулируются во времени в двухнедельные циклы (рис. 4, А, В). Приливные деформации лежат в интервале первые микроны – первые десятки микрон и зависят от взаимного расположения Земли, Луны и Солнца.

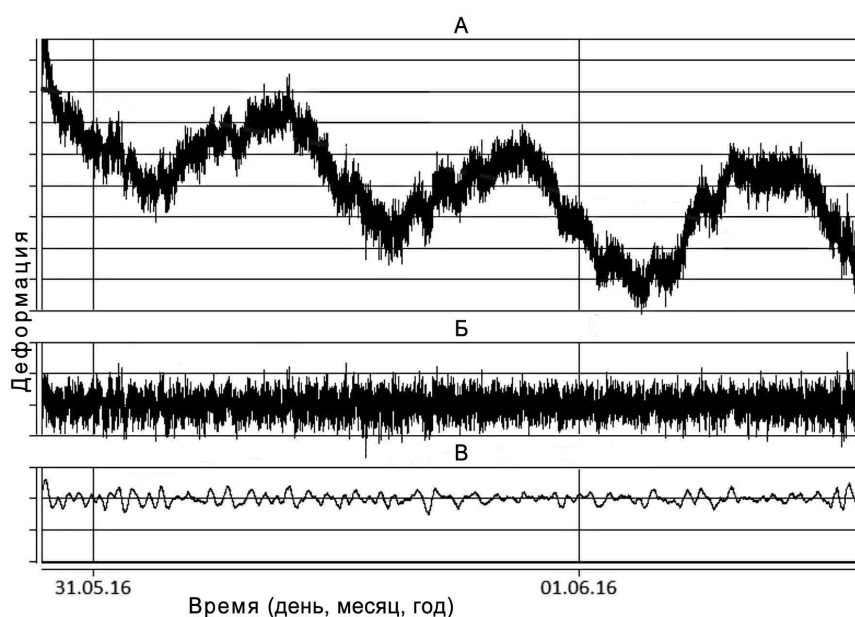


Рис. 3. Пример временного ряда деформаций для точки 3 в оригинальном виде (А), после исключения суточной компоненты и тренда (Б) и после осреднения (В).

Деформационный отклик горных пород на вариации атмосферного давления имеет избирательный характер. Наиболее отчетливо он проявляется при резком росте давления, выражен в виде импульсных деформаций величиной от первых микрон до первых десятков микрон (рис. 5). На плавные изменения или резкие спады атмосферного давления отклик проявляется слабо либо отсутствует.

Компоненты второй группы имеют внутреннюю, тектоническую природу. Среди них выделяются не-

периодические, случайные и периодическая, постоянная компоненты. Непериодические компоненты проявляются в виде одиночных импульсов деформаций разной формы (рис. 6). Они возникают эпизодически и проходят через точки мониторинга как одиночные деформационные волны. Скорость их пространственной миграции непостоянна и в большинстве случаев составляет от первых сантиметров до десятков сантиметров в секунду и более. Среди них можно выделить два типа деформационных волн, различающихся по основным параметрам.

Деформационные волны первого типа выражены во временных рядах данных асимметричными импульсами с амплитудами в десятки микрон (рис. 6А).

Они проходят транзитом через все точки мониторинга и, как правило, сопровожда-

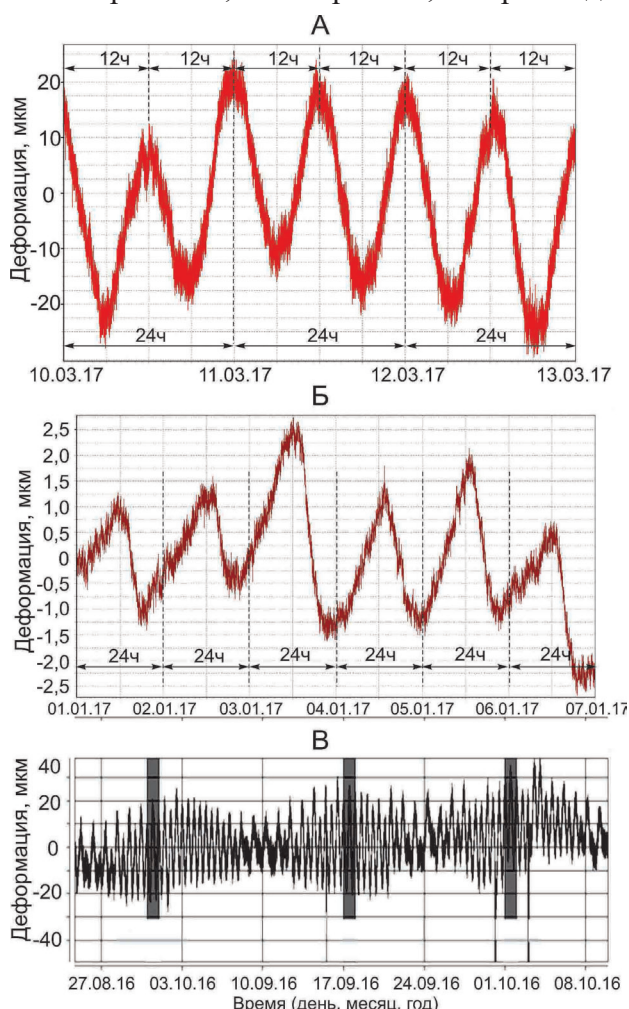


Рис. 4. 12-часовые (А) и 24-часовые (Б) вариации деформаций, обусловленных лунно-солнечными приливами, и двухнедельные модуляции 12-часовых вариаций (В).

ются остаточными деформациями в первые микроны. Их источники находятся за пределами пунктов мониторинга и, вероятно, порождаются медленными смещениями по разломам [Peng, Gomborg, 2010]. Для примера на рис. 7 показан деформационный импульс (зарегистрирован штанговым датчиком 10 в пункте Талая 27.03.2019), инициированный тремор-подобным смещением по Тункинскому сейсмоактивному разлому, предваряющим основное сейсмогенное смещение по нему, имевшее место 29.03.2019 с реализацией землетрясения энергетического класса $K = 13.3$ с координатами эпицентра 51.71 с.ш., 101.54 в.д. (рис. 1).

Деформация на штанговых датчиках 10 и 9 в пункте Талая (рис. 2Б) составила 120 и 60 мкм при прохождении деформационной волны, скорость миграции которой, амплитуда и длина были 1.3 м/с, 10–20 мкм и 250 м соответственно.

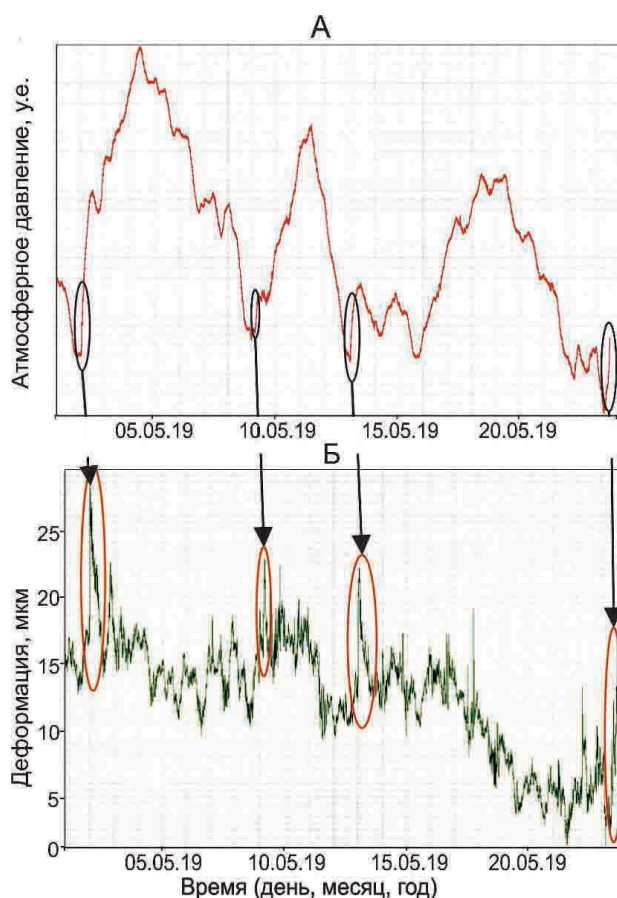


Рис. 5. Вариации атмосферного давления (А) и деформационный отклик на них горных пород (Б). Резкому росту атмосферного давления (вертикальные эллипсы на верхнем графике) соответствуют импульсы деформаций (эллипсы на нижнем графике).

По данным сейсмостанций 39 и 26, расположенных около датчиков 10 и 9 соответственно (рис. 2Б), зарегистрированные горизонтальные скорость (V) и амплитуда смещений (A) составили $V = 2069$ и 0.7 мкм/с, $A = 150$ и 0.005 мкм соответственно (рис. 8). Из приведенных данных видна существенная разница в показаниях между разными датчиками и сейсмостанциями. Это объясняется наличием между точками 10 и 9 небольшой зоны разлома, оказывающей демпфирующее воздействие на проходящую деформационную волну.

Деформационные волны второго типа представлены во временных рядах данных симметричными или асимметричными импульсами с амплитудами в первые микроны и длинами волн в первые десятки метров (рис. 6Б). Они проявляются чаще, чем волны первого типа, и не сопровождаются при этом остаточными деформациями. Их происхождение, предположительно, связано с перераспределением напряжений в разломно-бло-

ковой структуре верхней части земной коры в пределах пунктов мониторинга. Замечено, что частота их проявления существенно возрастает перед близкими землетрясениями.

Второй компонентой тектонической группы является постоянно присутствующая периодическая волновая компонента с длиной волны 400–500 м, амплитудой в первые микроны и частотой $2 \cdot 10^{-4}$ Гц. Направление и скорость миграции выделенных деформационных волн меняются во времени (рис. 9, 10, 11).

Так, в 2016 г. усредненный вектор их движения был ориентирован с юго-запада на северо-восток по азимуту 50° , что совпадает с направлением действующего сжатия от Индостанской коллизии [Molnar, Tarronprier, 1975]. В 2017–2018 гг. и первой половине 2019 г. происходит поворот этого вектора по часовой стрелке с расширением секторов действующих азимутальных направлений миграции деформационных волн (рис. 8).

Скорость миграции изменяется как на малых, так и на больших временных интервалах. На рис. 10 приведен пример вариации этого параметра на малом временном интервале перед землетрясением энергетического класса 10.4 с эпицентром, расположенным в зоне Обручевского разлома в 90 км от пункта мониторинга Талая.

На рис. 10 видно, что скорость миграции деформационных волн за три дня до землетрясения резко возросла с 50 до 430 мм/с (с 4.32 до 37.15 км/сут), затем уменьшилась до 17 мм/с (1.47 км/сут) и перед его реализацией восстановилась до первоначального

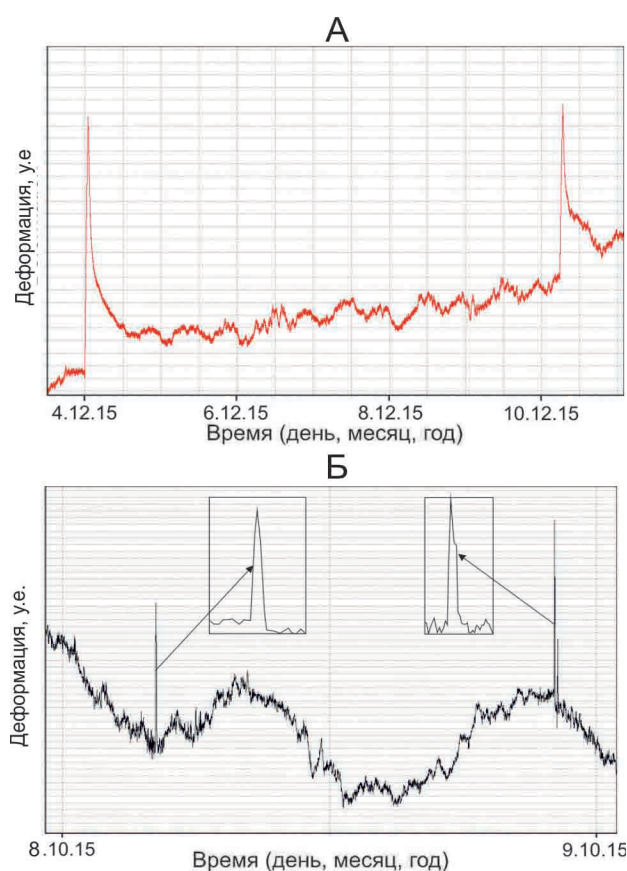


Рис. 6. Примеры импульсных изменений деформаций горных пород, обусловленных деформационными волнами первого (А) и второго (Б) типов.

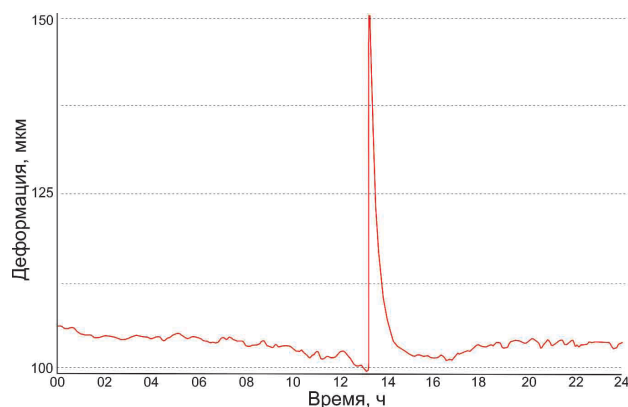


Рис. 7. Импульсное увеличение деформации в точке 10 пункта Талая при прохождении одиночной медленной деформационной волны, созданной тремор-подобным смещением по Тункинскому разлому.

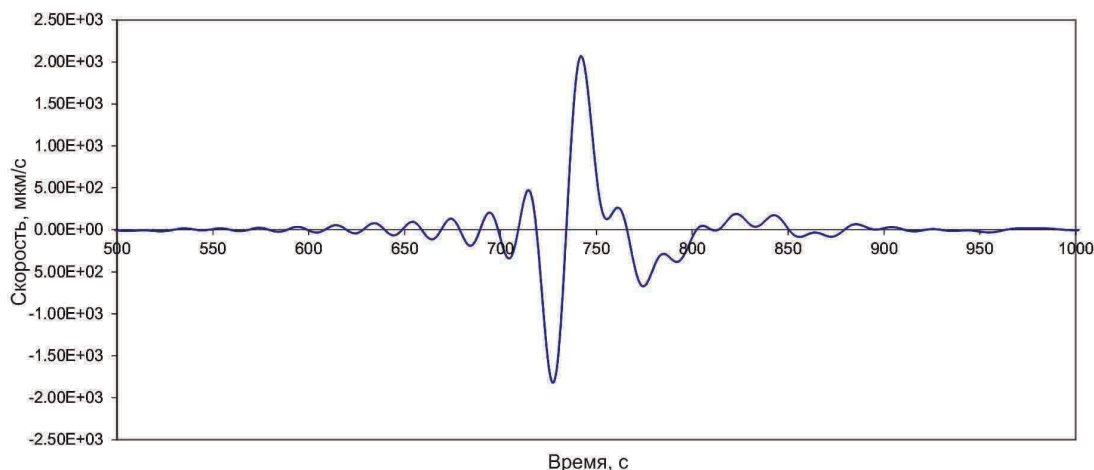


Рис. 8. График скорости МДВ в точке 10 пункта Талая по оси Х по показаниям сейсмостанции 39.

значения. На большом временном интервале скорость миграции деформационных волн варьирует, в целом возрастая.

Результаты обработки временных рядов данных показывают, что за период с 2016 по 2018 г. их усредненная скорость выросла с 50 до 500 мм/с (5–50 км/сут) и в 2019 г. начала снижаться (рис. 11).

Обсуждение результатов

Приведенные выше результаты показывают, что в структуре деформаций горных пород выделяется несколько компонент, генерируемых внешними и внутренними источниками. Действие внешних источников, в виде лунно-солнечных приливов и вариаций атмосферного давления, имеет слабый деформационный отклик в горных породах.

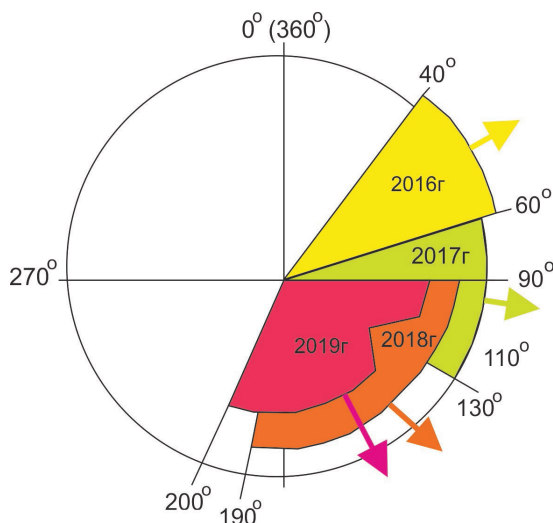


Рис. 9. Изменение усредненного вектора миграции медленных деформационных волн в пункте Талая в 2016–2019 гг.

Согласно общеизвестным оценкам, гравитационный эффект Луны и Солнца при их независимом влиянии выражается в возникновении «горбов» земной поверхности высотой 0.36 м и 0.16 м соответственно. При их совместном действии (сизигийские приливы)

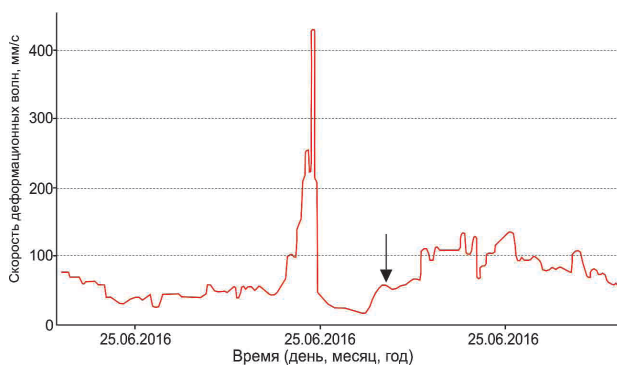


Рис. 10. Вариация скорости пространственной миграции деформационных волн в июле 2016 г. перед землетрясением. Момент землетрясения отмечен вертикальной стрелкой.

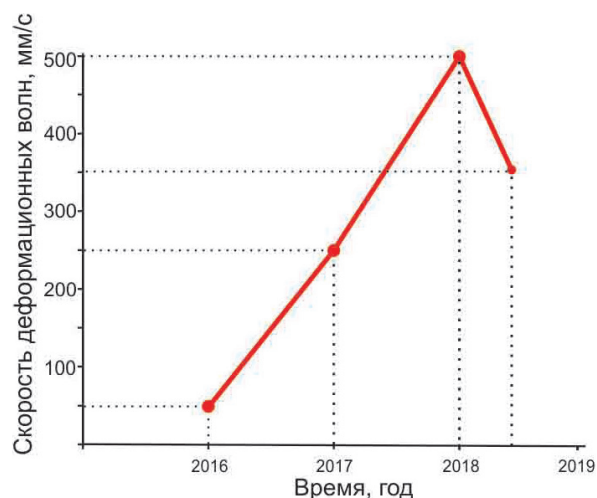


Рис. 11. Изменение средней скорости миграции деформационных волн в 2016–2019 гг. в пункте Талая.

этот эффект усиливается, на что указывает возрастание газовых эманаций в шахтах в этот период [Сурдин, 2002]. Лунные приливы создают напряжения в земной коре порядка 10^4 Па [Володичев и др., 2010]. Скорость перемещения блоков при этом может достигать 0.0002 м/с. Скорость миграции самого приливного горба, по известным оценкам, составляет 290 м/с, что на 3–4 порядка больше скоростей миграции МДВ, фиксируемых авторами в процессе мониторинга.

Таким образом, можно констатировать, что лунно-солнечные приливы не вносят существенного вклада в деформацию горных пород при разовом воздействии и не являются составным источником генерации выявленных нами МДВ. По сравнению с ними резкие перепады атмосферного давления имеют более существенное значение. В этом случае генерируются одиночные деформационные импульсы, мигрирующие со скоростью, соизмеримой со скоростью пространственного перемещения атмосферных фронтов, составляющей первые десятки метров в секунду или первые сотни километров в час.

С точки зрения оценки сейсмической опасности наибольший интерес представляют внутренние, тектонические компоненты, а именно тремор-подобные одиночные волновые импульсы и постоянно действующие МДВ. Согласно экспериментальным данным [Ma et al., 2014; Zhou et al., 2018] и инструментальным наблюдениям [Gomberg et al., 2008; Idehara et al., 2014; Jordan, 1991; Sun et al., 2015], тремор-подобные явления могут указывать на начало сейсмогенной активизации разлома. При наличии пространственной сети пунктов мониторинга можно оценить возможное положение очага землетрясения. МДВ как постоянно действующий фактор вносят вклад в накопление деформаций и напряжений в литосфере и являются индикаторами напряженного состояния разломно-блоковой среды. Так, азимутальное направление пространственной миграции МДВ отражает преобладающее направление активного вектора деформации разломно-блоковой среды, а увеличение скорости их миграции со временем указывает на повышение уровня напряжений в ней [Александрова, Шер, 2004].

При этом изменение направления усредненного вектора деформаций в пределах ЮБГДП в 2016–2019 гг. может указывать на то, что сжатие литосферы по азимуту 40° – 50° в 2016 г. достигло предельного значения, при котором дальнейшая реализация в ней деформационного процесса возможна только за счет бокового ее выдавливания в ЮВ направлении. Это способствует существенному увеличению рифтогенного растяжения в пределах южного Байкала и ускорению подготовки очередного сильного землетрясения. С учетом приведенных выше данных деформационного мониторинга и того, что повторяемость последних сильных сейсмических событий здесь составляет 9–10 лет (Южно-Байкальское землетрясение 1999 г., Култукское землетрясение 2008 г.), современное состояние литосферы в пределах южного Байкала можно рассматривать как предсейсмогенное.

Инструментально зарегистрированные нами скорости миграции МДВ (первые сантиметры – десятки сантиметров в секунду, или первые тысячи – десятки тысяч километров в год) (5–50 км/сут) в большинстве случаев на 1–2 порядка выше скоростей, полученных в разных регионах мира [Быков, 2005; Шерман, 2013; Горбунова, Шерман, 2012]. В то же время они сопоставимы с максимальными оценками скоростей МДВ 3650 км/год [Ida, 1974] и совпадают со скоростями миграции сейсмической активности (1–10 км/сут) [Барабанов и др., 1994], а также геохимических и геофизических полей [Крылов, Никифорова, 1995; Nikolaevskiy, 1996, 1998].

Заключение

Выполнен анализ результатов трехлетнего инструментального мониторинга деформаций горных пород на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне. Временные ряды данных представляют собой интегральный результат, включающий в себя две группы компонентов деформаций, характеризующихся волновыми свойствами, но имеющих разную природу. Компоненты первой группы порождаются внешними по отношению к литосфере факторами. Из рассмотренных авторами лунно-солнечных приливов и вариаций атмосферного давления ни тот ни другой су-

щественно не влияют на деформационный процесс при разовом воздействии. Накопление деформаций осуществляется за счет внутренних, тектонических компонент. Среди них выделены непериодические, случайные и периодическая, постоянная компоненты.

Непериодические компоненты проявляются в виде одиночных импульсов деформаций разной интенсивности и формы и связываются с медленными смещениями по крупным сейсмоактивным разломам за пределами пунктов мониторинга или быстрыми межблоковыми смещениями при перераспределении напряжений в разломно-блоковой структуре верхней части земной коры в пределах самих пунктов. Природа периодической, постоянной компоненты связывается с Индостанской коллизией.

Направление и скорость миграции деформационных волн меняются во времени. Характерные тенденции их изменений связываются с подготовкой сильного землетрясения в пределах ЮБГП.

Список литературы

1. Александрова Н.И., Шер Е.Н. Моделирование распространения волн в блочной среде // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 2004. № 6. С. 49–57. [Aleksandrova N.I., Sher E.N. Modeling of wave propagation in block media. *J. of Mining Science*, 2004, 40(6): 579–587. doi.org/10.1007/s10913-005-0045-9].
2. Барабанов В.Л., Гриневский А.О., Беликов В.М., Ишанкулиева Г.А. Миграция коровых землетрясений // *Динамические процессы в геофизической среде*. М.: Наука, 1994. С. 149–167.
3. Борняков С.А., Мирошниченко А.И., Салко Д.В. Диагностика предсейсмогенного состояния структурно-неоднородных сред по данным деформационного мониторинга // *Доклады АН*. 2016. Т. 468, № 1. С. 84–87. [Borinyakov S.A., Miroshnichenko A.I., Salko D.V. Diagnostics of the preseismic state of heterogeneous media according to deformation monitoring data. *Doklady Earth Sciences*, 2016, 468(1): 481–484. doi.org/10.1134/S1028334X16050032].
4. Борняков С.А., Салко Д.В., Семинский К.Ж., Дэмбэрэл С., Ганзориг Д., Батсайхан Ц., Тогтохбаяр С. Инструментальная регистрация медленных деформационных волн на Южно-Байкальском геодинимическом полигоне // *Доклады АН*. 2017. Т. 473, № 3. С. 355–358. doi:10.7868/S0869565217090213
5. Быков В.Г. *Сейсмические волны в пористых насыщенных породах*. Владивосток: Дальнаука, 1999. 108 с.
6. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели [= Bykov V.G. Strain waves in the Earth: Theory, field data, and models] // *Геология и геофизика*. 2005. Т. 46(11). С. 1176–1190.
7. Горбунова Е.А., Шерман С.И. Медленные деформационные волны в литосфере: фиксирование, параметры, геодинимический анализ (Центральная Азия) // *Тихоокеанская геология*. 2012. Т. 31, № 1. С. 18–25. [Gorbunova E.A., Sherman S.I. Slow deformation waves in the lithosphere: Registration, parameters, and geodynamic analysis (Central Asia). *Russian J. of Pacific Geology*, 2012, 6(1): 13–20. doi.org/10.1134/s181971401201006x]
8. Володичев Н.Н., Нечаев О.Ю., Сигаева Е.А. Тепловые нейтроны от поверхности земли во время кульминаций Луны и Солнца в дни новолуний и полнолуний // *Вестник Московского университета. Серия 3, Физика. Астрономия*. 2013. № 3. С. 84–86. [Volodichev N.N., Nechaev O.Y., Sigaeva E.A. Thermal neutrons from the earth's surface during the upper and lower transits of the moon and the sun on new moon and full moon days. *Moscow University Physics Bulletin*, 2013, 68(3): 263–265. doi.org/10.3103/s0027134913030120]
9. Касахара К. *Механика землетрясений*. М.: Мир, 1985. 264 с.
10. Крылов С.М., Никифорова Н.Н. О сверхнизкочастотном электромагнитном излучении активной геологической среды // *Физика Земли*. 1995. № 6. С. 42–57.
11. Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Теория быстрых тектонических волн // *Прикладная математика и механика*. 1985. Т. 49, № 3. С. 426–469.
12. Салко Д.В., Борняков С.А. Автоматизированная система для мониторинга геофизических параметров на геодинимических полигонах // *Приборы*. 2014. № 6. С. 24–28.
13. Сурдин В.Г. *Пятая сила*. М.: Изд-во МЦНМО, 2002. 39 с.
14. Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // *Геодинимика и тектонофизика*. 2013. 4(2). С. 83–117. doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093
15. Шерман С.И. *Сейсмический процесс и прогноз землетрясений. Тектонофизическая концепция*. Новосибирск: ГЕО, 2014. 359 с.
16. Bott M.H.P., Dean D.S. Stress diffusion from plate boundaries // *Nature*. 1973. Vol. 243(5406). P. 339–341. doi.org/10.1038/243339a0
17. Brown K.M., Tryon M.D., DeShon H.R., Dorman L.M., Schwartz S.Y. Correlated transient fluid pulsing and seismic tremor in the Costa Rica subduction zone // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 238(1–2). P. 189–203. doi.org/10.1016/j.epsl.2005.06.055
18. Bykov V.G., Trofimenko S.V. Slow strain waves in blocky geological media from GPS and seismological observations on the Amurian plate // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2016. Vol. 23. P. 467–475. doi.org/10.5194/npg-2016-49
19. Elsasser W. Convection and stress propagation in the upper mantle // *The application of modern physics to the Earth and planetary*. N. Y.: Wiley, 1969. P. 223–246.
20. Gombert J., Rubinstein J.L., Peng Z.G., Creager K.C., Vidale J.E., Bodin P. Widespread triggering

- of non-volcanic tremor in California // *Science*. 2008. Vol. 319, N 5860. P. 173. doi.org/10.1126/science.1149164
21. Ida Y. Slow-moving deformation pulses a long tectonic faults // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1974. Vol. 9. P. 328–337. doi.org/10.1016/0031-9201(74)90060-0
 22. Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T. A scaling law for slow earthquakes // *Nature*. 2007. Vol. 447(7140). P. 76–79. doi.org/10.1038/nature05780
 23. Idehara K., Yabe S., Ide S. Regional and global variations in the temporal clustering of tectonic tremor activity // *Earth, Planets and Space*. 2014. Vol. 66, N 1. P. 66. doi.org/10.1186/1880-5981-66-66
 24. Jordan T.H. Far-field detection of slow precursors to fast seismic ruptures // *Geophysical Research Letters*. 1991. Vol. 18(11). P. 2019–2022. doi.org/10.1029/91gl02414
 25. Kanamori H., Brodsky E. The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics*. 2004. Vol. 67. P. 1429–1496. doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/r03
 26. Kanamori H.A., Hauksson E. Slow earthquake in the Santa Maria Basin, California // *Bull. of the Seismological Society of America*. 1992. Vol. 82. P. 2087–2096.
 27. Kasahara K. Migration of crustal deformation // *Tectonophysics*. 1979. Vol. 52, N 1–4. P. 329–341. doi.org/10.1016/0040-1951(79)90240-3
 28. Katsumata A., Kamaya N. Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan // *Geophysical Research Letters*. 2003. Vol. 30, N 1. P. 1020. doi.org/10.1029/2002gl015981
 29. Kuz'min Yu.O. Deformation autowaves in fault zones // *Izv. Physics of the Solid Earth*. 2012. Vol. 48, N 1. P. 1–16. doi.org/10.1134/S1069351312010089
 30. Ma J., Guo Y., Sherman S.I. Accelerated synergism along a fault: A possible indicator for an impending major earthquake // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Vol. 5, N 2. P. 387–399. doi.org/10.5800/gt-2014-5-2-0134
 31. Mogi K. Migration of seismic activity // *Bull. Earthquake Research Institute*. 1968. Vol. 46. P. 53–74.
 32. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a Continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision // *Science*. 1975. Vol. 189, N 4201. P. 419–426. doi.org/10.1126/science.189.4201.419
 33. Nadeau R.M., Dolenc D. Nonvolcanic tremors deep beneath the San Andreas Fault. *Science*. 2005. Vol. 307, N 5708. P. 389. doi.org/10.1126/science.1107142
 34. Nikolaevskiy V.N. *Geomechanics and fluidodynamics*. Dordrecht: Kluwer, 1996. 349 p.
 35. Nikolaevskiy V.N. Tectonic stress migration as nonlinear wave process along earth crust faults // Proc. of 4th Inter. Workshop on localization and bifurcation theory for soils and rocks, Gifu, Japan, 28 Sept. – 2 Oct. 1997 / Ed. T. Adachi, F. Oka, A. Yashima. Rotterdam: Balkema, 1998. P. 137–142.
 36. Obara K., Hirose H. Non-volcanic deep low-frequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 417, N 1–2. P. 33–51. doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.013
 37. Peng Z., Gombert J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // *Nature Geoscience*. 2010. Vol. 3. P. 599–607. doi.org/10.1038/ngeo940
 38. Richter C.F. *Elementary Seismology*. San Francisco: W.H. Freeman, 1958. 768 p. doi.org/10.1002/gj.3350020212
 39. Rogers G., Dragert H. Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: the chatter of silent slip // *Science*. 2003. Vol. 300, N 5627. P. 1942–1943. doi.org/10.1126/science.1084783
 40. Schwartz S.Y. Episodic aseismic slip at Plate Boundaries // *The Treatise on Geophysics*. 2015. P. 445–465. doi.org/10.1016/b978-044452748-6.00076-6
 41. Sekine S., Hirose K., Obara J. Along-strike variations in short-term slow slip events in the southwest Japan subduction zone // *J. of Geophysical Research*. 2010. Vol. 115, N 9. B00A27. doi.org/10.1029/2008jb006059
 42. Shelly D.R., Beroza G.C., Ide S. Non-volcanic tremor and low-frequency earthquakes warms // *Nature*. 2007. Vol. 446, N 7133. P. 305–307. doi.org/10.1038/nature05666
 43. Sun W.F., Peng Z., Lin C.H., Chao K. Detecting deep tectonic tremor in Taiwan with a dense array // *Bull. of the Seismological Society of America*. 2015. Vol. 105, N 3. P. 1349–1358. doi.org/10.1785/0120140258
 44. Wei M., Kaneko Y., Liu Y., McGuire J.J. Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity // *Nature Geoscience*. 2013. N 6. P. 1–5. doi.org/10.1038/ngeo1835.
 45. Zhuo Y-Q., Liu P., Chen S., Guo Y., Ma J. Laboratory observations of tremor-like events generated during preslip // *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45, N 14. P. 6926–6934.

Сведения об авторах

БОРНЯКОВ Сергей Александрович (ORCID 0000-0002-5119-1092), кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории тектонофизики, Институт земной коры Сибирского отделения РАН, Иркутск, Иркутский государственный университет, Иркутск; САЛКО Денис Владимирович, ведущий инженер лаборатории тектонофизики, ШАГУН Артем Николаевич, младший научный сотрудник, ДОБРЫНИНА Анна Александровна, кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, УСЫНИН Леонид Андреевич, кандидат геолого-минералогических наук, младший научный сотрудник – лаборатория инженерной сейсмологии и сейсмогеологии, Институт земной коры Сибирского отделения РАН, Иркутск.