



THE FIRST RESULTS OF STUDIES OF TEMPORARY VARIATIONS IN SOIL-RADON ACTIVITY OF FAULTS IN WESTERN PRIBAIKALIE

K. Zh. Seminsky, A. A. Bobrov

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: Radon concentrations in soil air are variable depending on factors that are considered external (planetary) and internal (geodynamic) relative to the Earth. In active fault zones, variations of gas emanations are most intense. A permanent monitoring station was established near Tyrgan settlement in Western Pribaikalie to study temporal variations of soil radon concentration, Q , in the faults of the Baikal rift, East Siberia. This station is located in the zone of the Primorsky normal fault that is the largest in the region. The station is equipped with radon radiometer PPA-01M-03 that records Q values every 85 minutes and also monitors a number of meteorological parameters, including atmospheric pressure, humidity, and air temperature.

We analysed records of two measurement sessions (148 and 66 days) covering a part of the year during which field measurement of Q are possible in the cold climate conditions of the area under study. According to the available monitoring data, variations of radon concentrations in the Primorsky fault zone may vary by more than one order of magnitude through a spring-summer-autumn period, and such variations are oscillatory. Significant changes of permeability in time occur due to intensive changes in the state of stresses of the rock massives under the impacts of the planetary and geodynamic factors. The influence of the first group of factors, i.e. planetary ones, is manifested by synchronous oscillations of radon concentrations and atmospheric pressure, which phases of occurrence are opposed. Domination of daily and four-day periods gives evidence that the state of stresses of the rock massives is impacted by the lunar tides and cyclonic phenomena associated with the interaction between the Earth and the Sun. The influence of the second group of factors, i.e. geodynamic ones, is suggested by an evident relation between radon emanations and seismic events, including the catastrophic earthquake in Japan (March 11, 2011, $M=9.0$).

The external and internal factors are acting together, but their roles are different with regard to variations of radon concentrations in different periods of time. In the monitoring periods, radon emanation variations were mainly controlled by the planetary factors. Radon exhalation increases and decreases according to periodic variations in atmospheric pressure, which, in addition to 'pumping' effects, may lead to opening/closure of pores and cracks in the rocks. While external pressures are reduced, internal stresses are released by relatively weak earthquakes. The guiding influence of atmospheric pressure on the yield of radon is disturbed when internal stresses are in excess of a certain level due to intensive movements along faults in the Baikal rift or displacements of plates in neighbouring active zones (for example, due to the strongest earthquake in Japan). In such relatively short periods of time, when seismic activity is increased, the influence of tectonic stresses on permeability of rocks and radon emanations becomes dominant.

Based on our analysis of the measurements of soil radon concentrations obtained on the local site in the Primorsky fault zone through the monitoring period, it became possible, for the first time for Pribaikalie, to reveal and theoretically model the principal specific features of variation of soil radon concentrations, Q , in time and the dependence of such variations on the external and internal factors. Prospects of these studies are related to installation of a network of monitoring stations in the territory of the Baikal rift and assurance of long-term monitoring sessions.

Key words: radon, monitoring, faults, Baikal rift.

Recommended by V.V. Ruzhich

Citation: Seminsky K.Zh., Bobrov A.A. 2013. The first results of studies of temporary variations in soil-radon activity of faults in Western Pribaikalie. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 1–12. doi:10.5800/GT-2013-4-1-0088.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ВРЕМЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЭМАНАЦИОННОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

К. Ж. Семинский, А. А. Бобров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Концентрация радона в почвенном воздухе варьируется в зависимости от внешних (планетарных) и внутренних (геодинамических) по отношению к Земле факторов, причем в зонах активных разломов газовые эманации меняются наиболее интенсивно. Для оценки характера временных вариаций объемной активности подпочвенного радона (Q) в разломах Байкальского рифта была организована постоянно действующая мониторинговая станция в окрестностях пос. Тырган (Западное Прибайкалье). Она принадлежит к зоне крупнейшего Приморского сброса и оборудована радиометром радона PPA-01M-03, который позволяет каждые 85 мин фиксировать величину Q , а также серию метеопараметров (атмосферное давление, влажность, температура воздуха).

Материалом для анализа послужили результаты двух измерительных сессий продолжительностью 148 и 66 суток, которые охватили ту часть года, в течение которой в условиях холодного климата Восточной Сибири возможны полевые измерения параметра Q . Судя по данным мониторинга, вариации объемной активности радона в зоне Приморского сброса в течение периода весна-лето-осень могут составлять более одного порядка данной величины и являться колебательными по типу. Существенное изменение проницаемости во времени обусловлено интенсивными изменениями напряженного состояния горного массива под воздействием планетарных и геодинамических факторов. Влияние первой группы факторов выражается в синхронных колебаниях объемной активности радона и атмосферного давления, которые происходят в противофазе. Преобладание суточных и четырехсуточных периодов свидетельствует, что на напряженном состоянии горного массива сказываются лунные приливы и циклонические явления, связанные с взаимодействием Земля-Солнце. Влияние второй группы факторов выражается в отчетливой связи эманаций радона с проявлениями сейсмической активности, в т.ч. и с катастрофическим землетрясением в Японии (11.03.2011 г.; $M=9.0$).

Внешние и внутренние факторы действуют совместно, но их роль в вариациях объемной активности радона различна в отдельные отрезки времени. Большую часть периода наблюдений выход радона контролируют планетарные факторы. Эксхалиция усиливается и уменьшается в соответствии с периодическими колебаниями атмосферного давления, которые, кроме «насосного эффекта», могут приводить к раскрытию или закрытию пор и трещин в горных породах. При этом в периоды уменьшения внешнего давления происходит частичная разрядка внутренних напряжений посредством сравнительно слабых землетрясений. Руководящее воздействие атмосферного давления на выход радона нарушается, когда в результате интенсивных движений по разломам в Байкальском рифте или резких подвижек плит в смежных активных зонах (например, в связи с сильнейшим землетрясением в Японии) внутренние напряжения превышают определенный уровень. В эти сравнительно короткие периоды времени, отличающиеся повышением сейсмической активности, влияние тектонических напряжений на проницаемость и выход радона становится определяющим.

Таким образом, анализ мониторинговых измерений объемной активности подпочвенного радона на примере локального участка в зоне Приморского сброса позволил впервые для Прибайкалья выявить и отразить в рамках теоретической модели принципиальные особенности вариаций параметра Q во времени и их зависимость от внешних и внутренних факторов. Перспективы этих исследований связаны с созданием сети мониторинговых станций на территории Байкальского рифта и получением более длинных рядов наблюдений.

Ключевые слова: радон, мониторинг, разломы, Байкальский рифт.

1. ВВЕДЕНИЕ

Западное Прибайкалье является территорией активного природопользования, на которой располагается множество баз отдыха, пансионатов и кемпингов, ежегодно посещаемых десятками тысяч туристов. Главным тектоническим элементом региона является сутура, отделяющая Сибирскую платформу от Саяно-Байкальского складчатого пояса. Древняя граница несколько раз была активизирована в ходе геологической истории. В позднем кайнозое здесь начал формиро-

ваться Байкальский рифт, разделяя таким образом Сибирский и Забайкальский блоки литосферы (рис. 1). В настоящее время продолжается образование глубоких впадин (в т.ч. оз. Байкал), а также активные перемещения по разломам, сопровождающиеся интенсивной сейсмичностью [Logachev, Florensov, 1977; Sherman, 1977; Petit et al., 1996; Levi et al., 1997; Ruzhich, 1997; Delvaux et al., 1997; Mel'nikova, Radziminovich, 1998; Mats et al., 2001; Logachev, 2003].

Несмотря на сосредоточенность людей в Прибайкалье и существование режима растяжения земной коры,

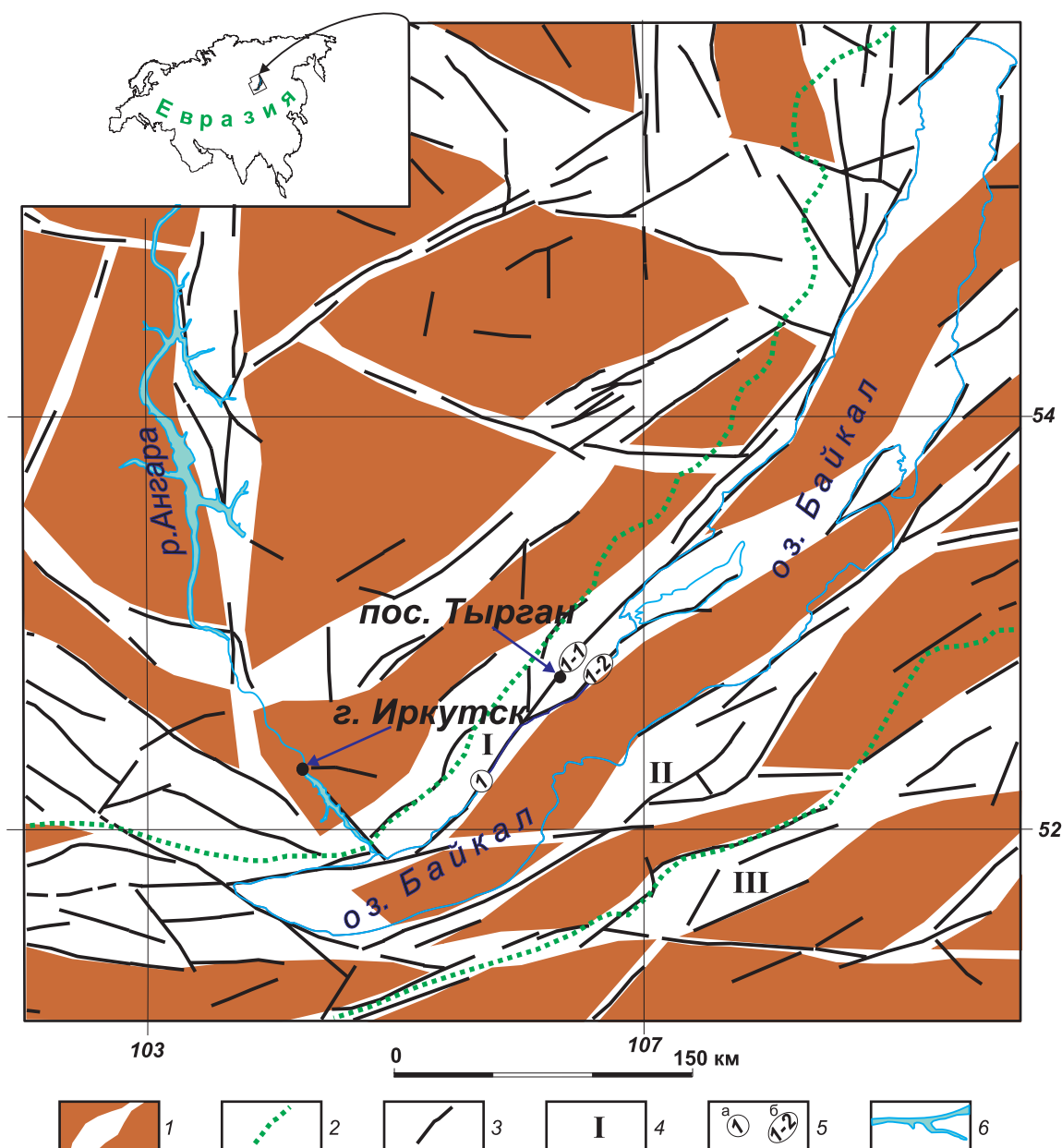


Рис. 1. Схема главных разломов земной коры Прибайкалья. 1 – межблоковые зоны, выделяющиеся повышенной плотностью разломов; 2 – границы Байкальского рифта по [Zolotarev, Khrenov, 1979]; 3 – разломы, выраженные в рельефе уступами и спрямленными элементами речных долин; 4 – индексы разломных систем растяжения: I – Обручевской, II – Черско-Баргузинской, III – Джида-Витимской; 5 – индексы главных разломов Обручевской системы: 1 – Обручевский, 1-1 – Приморский, 1-2 – Морской; 6 – гидросеть.

Fig. 1. The scheme of major crustal faults in Pribaikalie. 1 – inter-block zones with higher density of faults; 2 – boundaries of the Baikal rift [Zolotarev, Khrenov, 1979]; 3 – faults manifested in the topography as benches and straightened elements of river valleys; 4 – indices of extension fault systems: I – Obruchev, II – Chersko-Barguzin, III – Dzhida-Vitim; 5 – indices of the Obruchev fault system: 1 – Obruchevskiy, 1-1 – Primorsky, 1-2 – Morskoy; 6 – drainage system.

способствующего выходу природных газов [Kemski et al., 1996; Atallah et al., 2001; Ioannides et al., 2003; Al-Bataina et al., 2005; Angelone et al., 2005; Tansi et al., 2005; Font et al., 2008; Koike et al., 2009; Richon et al., 2010], эта территория недостаточно изучена в отношении радоновой опасности. Известны статьи Б.П. Черныго с соавторами [Chernyago et al., 2008, 2012], в первой из которых показано, что в домах некоторых населенных пунктов Западного Прибайкалья средние ве-

личины объемной активности почвенного радона (Q) достигают сотен Бк/м³ и пропорциональны концентрациям этого газа в почвенном воздухе. Главным выводом второй публикации является констатация наличия на рассматриваемой территории (и особенно в Приольхонье) участков распространения пород с повышенным содержанием урана, в пределах которых особой опасностью в плане эманаций радона отличаются разломы земной коры.

Первые оценки параметра Q , связанные с несколькими крупными разломами Байкальского рифта, были опубликованы П.В. Ковалем с соавторами [Koval et al., 2006]. Наши предыдущие исследования [Seminsky, Bobrov, 2009a, 2009b, 2012] подтвердили эти результаты, а также выявили зависимость радоновой активности разломов Прибайкалья от их масштабного ранга, типа и степени тектонической активности. Вместе с тем, как показывают исследования предшественников [King, 1978; Rikitake, 1978; Zubkov, 1981; Voitov, 1998; Toutain, Baubron, 1999; Utkin et al., 2006; Cicerone et al., 2009; Ghosh et al., 2009], при постоянных (мониторинговых) измерениях в одной и той же точке массива горных пород концентрация радона в почве над активным разломом существенно варьируется во времени, что отражает изменение поля напряжений, например, в связи с подготовкой землетрясения. В центральной части Байкальского рифта работы по мониторингу радона из разломных зон земной коры ранее не проводились.

Таким образом, задача данного исследования заключалась в исследовании специфики временных вариаций объемной активности почвенного радона на основе анализа мониторинговых измерений эманационных и метеопараметров в зоне одного из крупных разломов центральной части Байкальского рифта.

2. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ МОНИТОРИНГОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОБЪЕМНОЙ АКТИВНОСТИ ПОЧВЕННОГО РАДОНА И ОСОБЕННОСТИ ОБРАБОТКИ ПОЛУЧЕННЫХ МАТЕРИАЛОВ

Согласно данным предыдущих исследований радоновой активности разломов Прибайкалья [Seminsky, Bobrov, 2009a, 2009b], «чувствительным» точкам (с максимальными амплитудами Q) в плане эманаций соответствуют высоконарушенные трещинами участки тектонически активных разломных зон. На территории Западного Прибайкалья одним из них является зона Приморского разлома, представляющая одну из ветвей Обручевского сброса – главного рифтообразующего дизъюнктива на западном плече Байкальского рифта. Приморский сброс выделяется в виде эманационной аномалии, объемная активность которой достигает нескольких десятков тысяч Бк/м³ [Seminsky et al., 2012], т.е. величин, максимальных для территории Приольхонья.

В структурном отношении зона Приморского разлома выражена Бугульдейско-Чернорудским грабеном [Mats et al., 2001] с бортовыми сбросами: собственно Приморским и Тырган-Кучелгинским. В пределах грабена и его окрестностей, согласно результатам структурно-геологических, электроразведочных и рекогносцировочных эманационных исследований [Seminsky et al., 2012], зафиксировано высокое в целом содержание почвенного радона и низкое кажущееся удельное элек-

трическое сопротивление, что обусловлено высокой степенью нарушенности пород в отличие от окружающих массивов. В то же время внутри зоны выявлены менее и более трещиноватые и выветрелые участки горных пород, что подтверждают данные бурения в локальных точках рассматриваемой территории [Dombrovskaya, 1973]. Последние (в т.ч. места локализации собственно Приморского и Тырган-Кучелгинского разломов) слабопроницаемы для газов из-за интенсивного выветривания.

Вследствие полученных данных станция мониторинга «Тырган» была организована висячем крыле активного Тырган-Кучелгинского разлома (рис. 1). На этом участке интенсивно трещиноватый массив мраморов характеризуется относительно слабой степенью выветривания и сравнительно высокими значениями объемной активности радона – 10000–12000 Бк/м³. Полученные впоследствии ряды мониторинговых измерений показали, что величина параметра Q варьируется в месте отбора проб от 5000 до 16000 Бк/м³. Таким образом, данная точка действительно является «чувствительной» к изменению эманационного поля, что необходимо для выявления главных закономерностей изменения объемной активности радона во времени.

Инструментальную основу мониторинговой станции «Тырган» составил прибор PPA-01M-03, который в автоматическом режиме с периодичностью 85 мин закачивал почвенный воздух с глубины 1 м, производил замеры и сохранял в памяти информацию о времени измерения, объемной активности почвенного радона, а также атмосферном давлении, относительной влажности и температуре надпочвенного воздуха. PPA-01M-03 при определении концентрации радона характеризуется чувствительностью не менее $1.4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1} \cdot \text{Бк}^{-1} \cdot \text{м}^3$ и 30%-ным пределом допускаемой относительной погрешности. Кроме методических наблюдений, были проведены две сессии измерений, продолжительностью 148 и 66 суток, которые охватили ту часть года, в течение которой в условиях холодного климата Восточной Сибири возможны полевые измерения параметра Q (рис. 2, 3). Таким образом, на примере Тырган-Кучелгинского сброса получены материалы, позволяющие впервые изучить временные особенности эманаций радона из разломов центральной части Байкальского рифта.

Жирными линиями на графиках показаны трендовые изменения параметров. Красными стрелками отмечены моменты землетрясений с $M \geq 2.8$. Розовые полосы маркируют периоды времени, которым соответствуют частные минимумы атмосферного давления и максимумы объемной активности радона.

Спецификой обработки мониторинговых данных, полученных на станции «Тырган», явилось построение трендовых кривых с использованием окна осреднения, равного 24 часам (рис. 2, 3). Это позволило уменьшить негативное влияние пробелов в рядах данных, связанных с необходимостью проведения профилактическо-

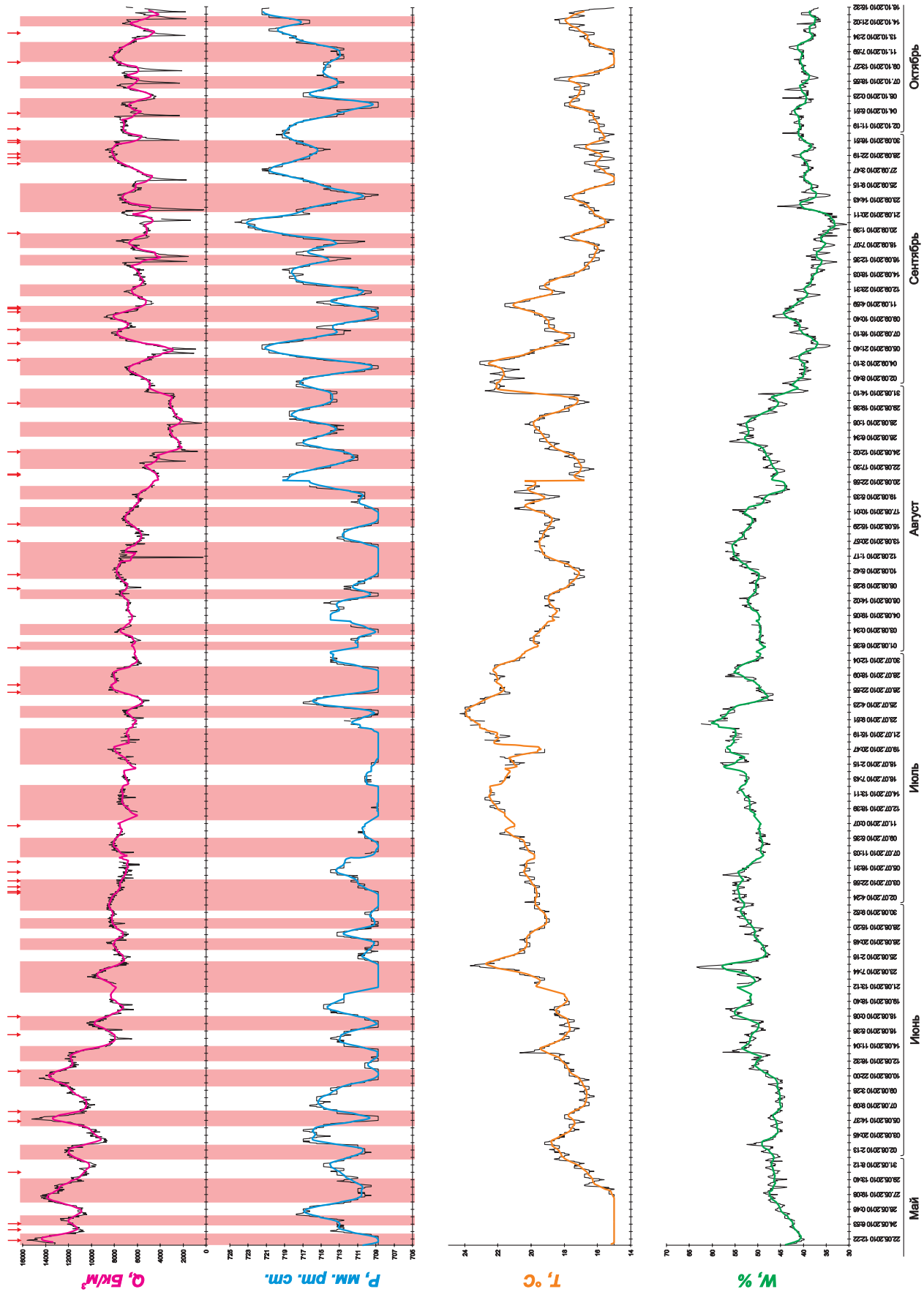


Рис. 2. Графики временных вариаций объемной активности радона (Q), атмосферного давления (P), температуры (T) и относительной влажности (W) воздуха, полученные по данным мониторинга на станции «Тырган» с мая по октябрь 2010 г.

Fig. 2. Curves of temporal variations of radon activity concentration (Q), atmospheric pressure (P), temperature (T), and relative air humidity (W), according to monitoring data recorded at the Tyrgan Station from May to October 2010.

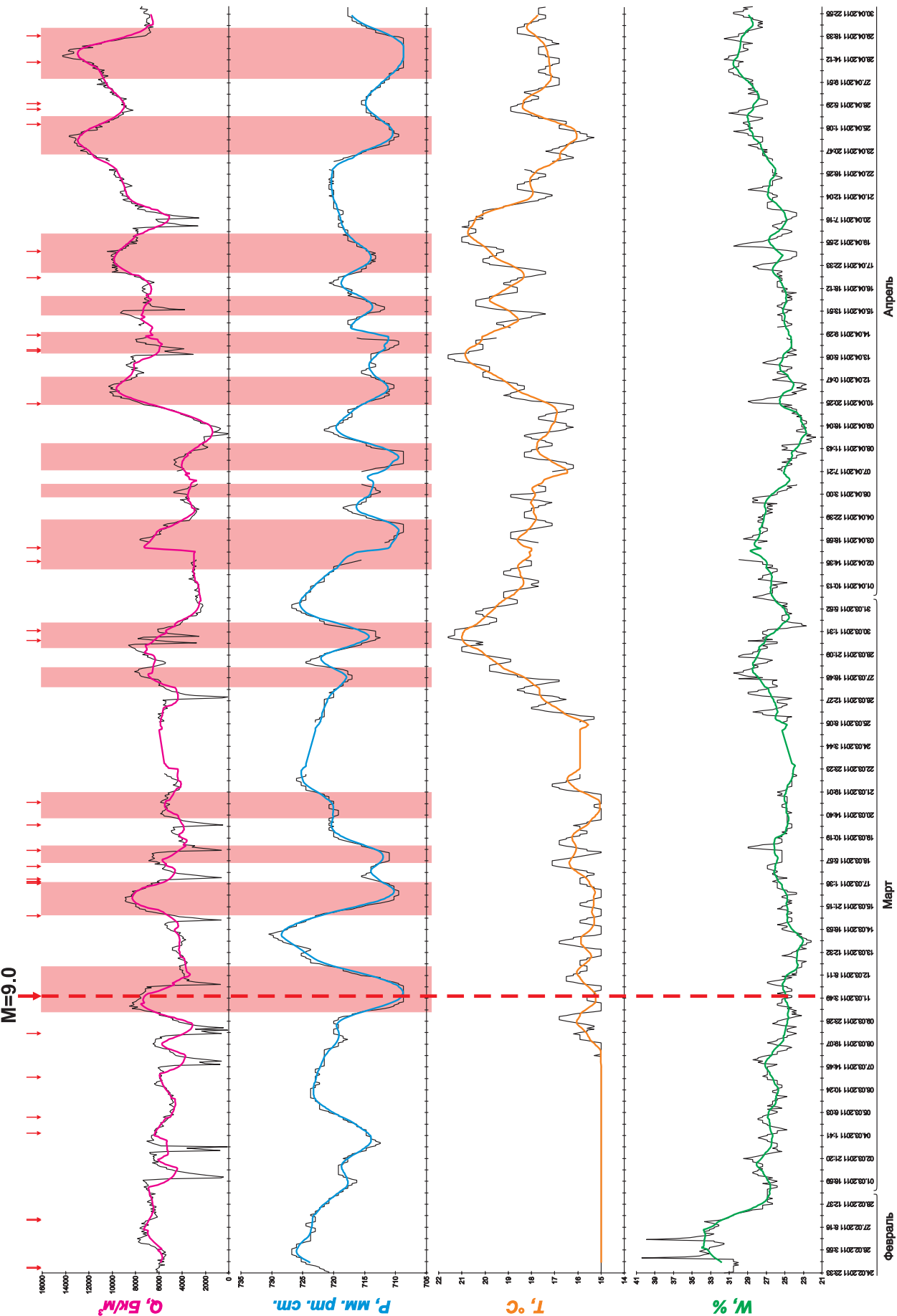


Рис. 3. Графики временных вариаций объемной активности радона (Q), атмосферного давления (P), температуры (T) и относительной влажности (W) воздуха, полученные по данным мониторинга на станции «Тырган» с февраля по апрель 2011 г.

Fig. 3. Curves of temporal variations of radon activity concentration (Q), atmospheric pressure (P), temperature (T), and relative air humidity (W), according to monitoring data recorded at the Tyrgan Station from February to April 2011.

го ремонта оборудования. Тренды акцентируют внимание на длиннопериодных вариациях параметра Q , которые представляют наибольший интерес при анализе мониторинговых данных, полученных для региона впервые. Для сопоставления вариаций параметра Q с сейсмичностью Байкальского рифта на рис. 2, 3 показаны моменты землетрясений с $M \geq 2.8$ в соответствии с базой данных Байкальского филиала геофизической службы СО РАН (<http://www.seis-bykl.ru>).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА ЭМАНАЦИОННЫХ И МЕТЕОПАРАМЕТРОВ НА СТАНЦИИ «ТЫРГАН»

Результаты мониторинга показали (рис. 2, 3), что объемная активность радона в период весна-осень менялась от сотен до ≈ 15642 Бк/м³ в режиме колебаний. Визуально выделяется несколько гармоник с разными периодами. Наибольший из них, по-видимому, соответствует году: от величины 15642 Бк/м³, измеренной в мае 2010 г., концентрация почвенного радона последовательно проходит уровни более низких значений, а затем к концу апреля 2011 г. достигает практически той же максимальной величины – 14245 Бк/м³. Еще две гармоники, о существовании которых можно судить достаточно определенно даже без статистической обработки данных, имеют четырехсуточный и суточный периоды колебаний. Первая гармоника дает наибольший вклад в вариации параметра Q относительно отмеченного выше годовичного тренда, а вторая играет аналогичную роль по отношению к первой гармонике. Кроме этих периодических изменений объемной активности радона, на кривых выделяются кратковременные (менее суток) и существенные по амплитуде отскоки величины Q вниз от общего тренда с последующим восстановлением уровня (23.08.2010 г., 05.09.2010 г., 22.09.2010 г., 30.09.2010 г., 03.10.2010 г., 01.03.2011 г., 03.03.2011 г., 11.03.2011 г., 26.03.2011 г., 20.04.2011 г.).

Анализ вариаций метеопараметров (рис. 2, 3) свидетельствует, что изменения относительной влажности (W) и температуры (T) воздуха в отдельные периоды времени обнаруживают некоторое подобие с вариациями объемной активности радона. Однако для установления характера и значимости этих связей необходим более длительный и непрерывный ряд данных. В противоположность этому изменение атмосферного давления (P) имеет явно выраженное подобие с характером колебаний, установленным для объемной активности радона. Выделяется общий тренд годовичных изменений и две гармоники с четырехсуточными и суточными периодами. При этом колебания объемной активности радона и атмосферного давления происходят в противофазе. Максимумам параметра Q соответствуют минимумы величины P и наоборот, что на рис. 2, 3 подчеркнуто полосами розового цвета. Заметное и длительное нарушение выявленной закономерности

отмечается только в период 24.02–11.03.2011 г., окончание которого совпало с сильнейшим японским землетрясением ($M=9.0$).

Изучение землетрясений с $M \geq 2.8$, произошедших в Байкальской рифтовой зоне в период мониторинга, свидетельствует, что в большинстве случаев они попадают в полосы, которым на рис. 2, 3 соответствуют минимумы атмосферного давления и максимумы объемной активности радона. Однако и эта закономерность была нарушена в период, предшествовавший катастрофическому землетрясению в Японии. Характерно то, что моменту главного толчка соответствуют значимые минимум давления и максимум параметра Q , но сейсмических событий с $M \geq 2.8$ в Байкальском рифте в это время не происходило. Вместе с тем спустя 4 сут проявился всплеск сейсмической активности, который продолжался в течение следующих 7 сут. Это самая интенсивная сейсмическая активизация за рассматриваемый период, включающая девять землетрясений с $M \geq 2.8$, в т.ч. и наиболее сильное событие 17.03.2011 г. ($M=5.6$). Резкие суточные падения и восстановления величины Q до уровня общего тренда проявились с наибольшей частотой в период времени, ассоциирующийся с сильнейшим землетрясением в Японии: девять случаев с 1 по 20 марта 2011 г.

В целом анализ первых рядов постоянных измерений объемной активности радона в Центральном Прибайкалье позволил установить, что на локальном участке активной сбросовой зоны значение Q варьировалось за период весна-лето-осень от 201 до 15642 Бк/м³. Изменения имеют характер колебаний, которые по периодам 1 и 4 сут совпадают с вариациями атмосферного давления, но происходят в противофазе. К временным отрезкам, характеризующимся максимальными значениями объемной активности радона и минимальными величинами давления, часто приурочены землетрясения с $M \geq 2.8$, произошедшие на обширной территории Байкальского рифта. Самое заметное нарушение этой закономерности ассоциируется с периодом катастрофического землетрясения в Японии (11.03.2011 г.), которое спустя 4 сут проявилось всплеском сейсмической активности в Байкальском рифте. Несмотря на сложные взаимосвязи рассматриваемых факторов, для Западного Прибайкалья выделяется летний период с начала июля по конец августа, благоприятный для проведения полевой радоновой съемки, поскольку в это время имеют место сравнительно небольшие колебания параметра Q .

4. ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ РАДОНОВОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Интерпретируя полученные результаты, следует отметить, что форма и амплитуда аномалии радона, фиксируемой в почвенном воздухе, в существенной

мере определяются проницаемостью и активностью отдельных участков разломной зоны, характерных для периода измерений. Изменения проницаемости и активности, как известно, обусловлены геодинамическими, планетарными и другими факторами. Их роль в формировании аномалий почвенного радона и временных вариациях его объемной активности можно в первом приближении оценить на основе результатов мониторинга.

Согласно полученным данным, вариации объемной активности радона в «чувствительной» точке Тырган-Кучелгинской разломной зоны охватывают более одного порядка данной величины и являются колебательными по типу (рис. 2, 3). Существенное изменение проницаемости и деформационной активности во времени обусловлено интенсивными изменениями напряженного состояния горного массива под воздействием внешних (планетарных) и внутренних (геодинамических) факторов. Влияние первой группы факторов выражается в синхронных колебаниях объемной активности радона и атмосферного давления, которые происходят в противофазе. Преобладание суточных и четырехсуточных периодов свидетельствует, что на напряженное состояние горного массива влияют, соответственно, лунные приливы, а также циклонические явления, связанные с взаимодействием Земля–Солнце [Spivak, 2010]. Влияние второй группы факторов выражается в отчетливой связи вариаций объемной активности радона с землетрясениями. Период активизации сейсмического процесса в Байкальском рифте, обусловленный подготовкой и главным толчком сильнейшего землетрясения в Японии (24.02–20.03.2011 г.), отразился в вариациях объемной активности радона. Произошла серия кратковременных скачкообразных изменений параметра Q , которые, судя по аналогичным вариациям в других регионах [Baykara et al., 2009; Utkin, Yurkov, 2010], можно связать с импульсными подвижками по разломам.

Внешние и внутренние факторы действуют совместно, но их роль в вариациях объемной активности радона различна в отдельные отрезки времени. Большую часть периода наблюдений выход радона контролируют планетарные факторы. Эксхалляция усиливается и уменьшается в соответствии с периодическими колебаниями атмосферного давления, которые приводят, соответственно, к раскрытию или закрытию пор и трещин в горных породах. При этом в периоды уменьшения внешнего давления может происходить частичная разрядка внутренних напряжений посредством сравнительно слабых землетрясений. Определяющее воздействие атмосферного давления на выход радона нарушается, когда в результате интенсивных движений по разломам в Байкальском рифте или резких подвижек плит в смежных активных зонах (например, в связи с сильнейшим землетрясением в Японии) внутренние напряжения превышают определенный уровень. В эти сравнительно короткие периоды време-

ни, отличающиеся повышением сейсмической активности, влияние геодинамических напряжений на проницаемость и выход радона становится определяющим.

Рассмотренные закономерности представляют конкретные условия эманаций, характерные для массива горных пород вблизи Тырган-Кучелгинского сброса. Однако подобные закономерности выявлены и для других регионов [Schery et al., 1982; Rudakov, 1985; Spivak, 2010]. Более того, нарушение синхронности вариаций метеопараметров и объемной активности радона используется некоторыми авторами [Zmazek et al., 2003] как предвестник готовящегося землетрясения. Следовательно, взаимосвязи объемной активности радона, атмосферного давления и сейсмической активности, выявленные при анализе данных мониторинга со станции «Тырган», отражают более общую картину изменения проницаемости горных пород в зоне активного разлома земной коры.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, полученные для зоны Приморского сброса в Западном Прибайкалье, сопоставленные с цитированными выше результатами мониторинговых исследований в других регионах мира, позволяют отразить установленные закономерности в виде модели, представленной на рис. 4.

Большую часть времени колебаниями активности почвенного радона руководит атмосферное давление (рис. 4). Его увеличение препятствует, а уменьшение, наоборот, способствует выходу радона в атмосферу. Синхронность таких колебаний нарушается в периоды накопления и разрядки значительных напряжений, происходящих в результате перемещений крупных блоков горных пород, которые вызваны местным или удаленным энергетическим источником. В эти сравнительно короткие периоды времени возрастает сейсмическая активность, проницаемость горных пород меняется в импульсном режиме, что отражается в виде серии кратковременных (менее суток) скачкообразных изменений объемной активности радона. Таким образом, временные вариации радоновой активности в разломных зонах Прибайкалья контролируются внутренними (геодинамическими) и внешними (планетарными) факторами, которые действуют совместно, но в каждый конкретный момент времени в разных соотношениях.

Таким образом, анализ мониторинговых измерений объемной активности почвенного радона на примере Тырган-Кучелгинского сброса позволил впервые для Западного Прибайкалья выявить принципиальные особенности вариаций параметра Q во времени и их зависимость от внешних и внутренних факторов. Перспективы этих исследований связаны с созданием сети мониторинговых станций и получением более длинных

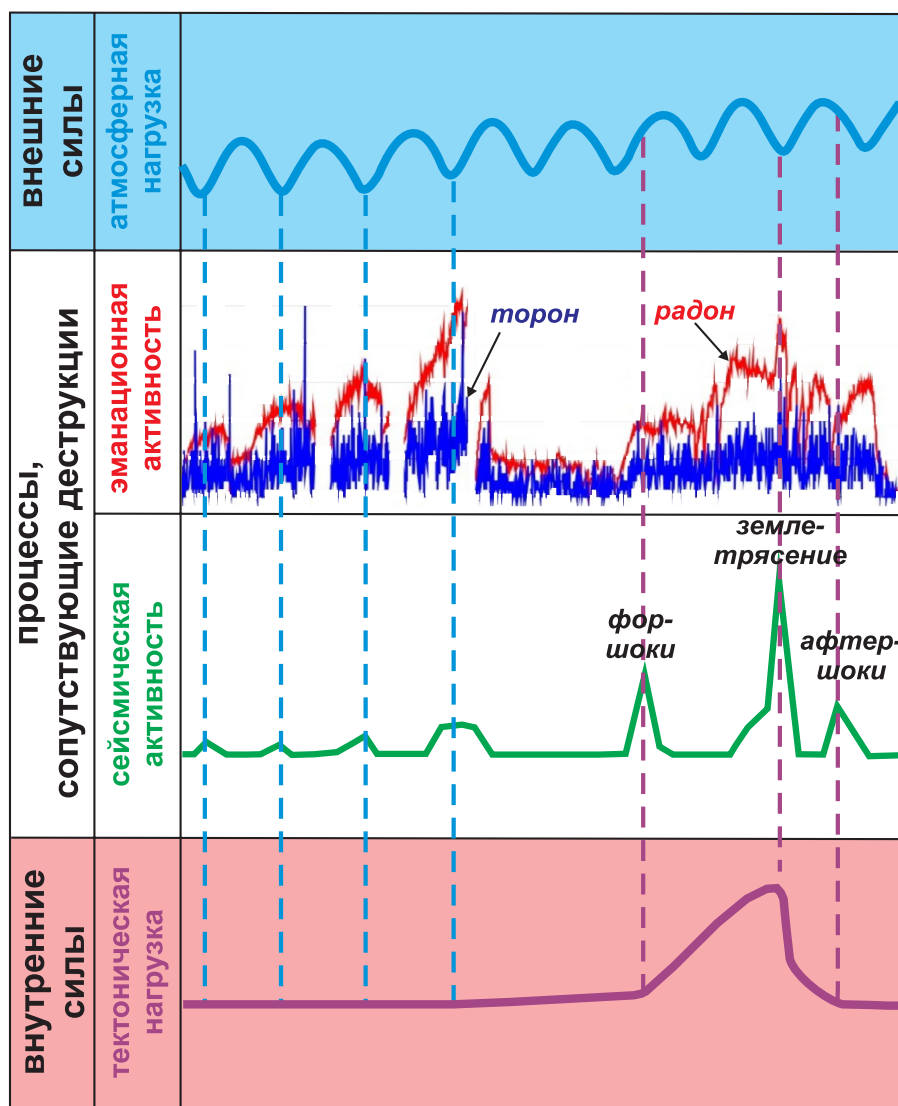


Рис. 4. Особенности проявления эманационной и сейсмической активности разломных зон в ответ на воздействие внешних и внутренних факторов. Вариации активности почвенных радона и торона соответствуют реальным измерениям в 2010 г. на станции мониторинга «Тырган» (Западное Прибайкалье).

Fig. 4. Specific features of radon emanation and seismic activity of fault zones in response to impacts of the external and internal factors. Variations of soil radon and thoron activity rates correspond to actual measurements at the Tyrgan Station, Western Pribaikalie in 2010.

рядов наблюдений. Это позволит выявить детали временных вариаций, которые могут иметь, в том числе, и прикладное значение в плане поиска эманационных предвестников сильных землетрясений на территории Прибайкалья.

Авторы благодарны сотрудникам БФ ГС СО РАН к.г.-м.н. В.В. Чечельницкому и инженеру А.Н. Тарбееву, а также к.г.-м.н. А.В. Черемных, инженерам

Р.М. Зарипову, А.С. Черемных и другим коллегам по лаб. тектонофизики Института земной коры СО РАН за активную помощь в сборе и обработке полевого материала по разломам Прибайкалья.

Работы выполнены при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 годы» (соглашение № 14.В37.21.0583), а также СО РАН (проект ОНЗ-7.6).

6. ЛИТЕРАТУРА

Al-Bataina B.A., Al-Taj M.M., Atallah M.Y., 2005. Relation between radon concentrations and morphotectonics of the Dead Sea transform in Wadi Araba, Jordan. *Radiation Measurements* 40 (2–6), 539–543. <http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2005.06.023>.

Angelone M., Gasparini C., Guerra M., Lombardi S., Pizzino L., Quattrocchi F., Sacchi E., Zuppi G.M., 2005. Fluid

- geochemistry of the Sardinian Rift-Campidano Graben (Sardinia, Italy): fault segmentation, seismic quiescence of geochemically «active» faults, and new constraints for selection of CO₂ storage sites. *Applied Geochemistry* 20 (2), 317–340. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apgeochem.2004.08.008>.
- Atallah M.Y., Al-Bataina B.A., Mustafa H., 2001. Radon emanation along the Dead Sea transform (rift) in Jordan. *Environmental Geology* 40 (11–12), 1440–1446. <http://dx.doi.org/10.1007/s002540100337>.
- Baykara O., Inceoz M., Dogru M., Aksoy E., Kulahci F., 2009. Soil radon monitoring and anomalies in East Anatolian fault system (Turkey). *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 279 (1), 159–164. <http://dx.doi.org/10.1007/s10967-007-7211-2>.
- Chernyago B.P., Nepomnyashchikh A.I., Kalinovskii G.I., 2008. Soil-to-dwelling radon isotope ratio in the Baikal region. *Russian Geology and Geophysics* 49 (12), 971–977. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.03.009>.
- Chernyago B.P., Nepomnyashchikha A.I., Medvedev V.I., 2012. Current radiation environment in the Central Ecological Zone of the Baikal Natural Territory. *Russian Geology and Geophysics* 53 (9), 926–935. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.07.008>.
- Cicerone R.D., Ebel J.E., Britton J., 2009. A systematic compilation of earthquake precursors. *Tectonophysics* 476 (3–4), 371–396. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.008>.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V., 1997. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282 (1–4), 1–38. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2).
- Dombrovskaya Zh.V., 1973. The Paleogene Weathering Crust of the Central Baikal. Nauka, Moscow, 153 p. (in Russian) [Домбровская Ж.В. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М.: Наука, 1973. 153 с.].
- Font Ll., Baixeras C., Moreno V., Bach J., 2008. Soil radon levels across the Amer fault. *Radiation Measurements* 43 (Supplement 1), S319–S323. <http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.04.072>.
- Ghosh D., Deb A., Sengupta R., 2009. Anomalous radon emission as precursor of earthquake. *Journal of Applied Geophysics* 69 (2), 67–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.06.001>.
- Ioannides K., Papachristodoulou C., Stamoulis K., Karamanis D., Pavlides S., Chatzipetros A., Karakala E., 2003. Soil gas radon: a tool for exploring active fault zones. *Applied Radiation and Isotopes* 59 (2–3), 205–213. [http://dx.doi.org/10.1016/S0969-8043\(03\)00164-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0969-8043(03)00164-7).
- Kemski J., Klingel R., Siehl A., 1996. Classification and mapping of radon affected areas in Germany. *Environment International* 22 (1), 789–798. [http://dx.doi.org/10.1016/S0160-4120\(96\)00185-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0160-4120(96)00185-7).
- King C.Y., 1978. Radon emanation on San Andreas fault. *Nature* 271 (5645), 516–519. <http://dx.doi.org/10.1038/271516a0>.
- Koike K., Yoshinaga T., Asaue H., 2009. Radon concentrations in soil gas, considering radioactive equilibrium conditions with application to estimating fault-zone geometry. *Environmental Geology* 56 (8), 1533–1549. <http://dx.doi.org/10.1007/s00254-008-1252-x>.
- Koval P.V., Udodov Yu.N., San'kov V.A., Yasenovskii A.A., Andrulaitis L.D., 2006. Geochemical activity of faults in the Baikal rift zone (Mercury, Radon, and Thoron). *Doklady Earth Sciences* 409 (6), 912–915. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06060171>.
- Levi K.G., Arzhannikova A.V., Buddo V.Yu., Kirillov P.G., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Ruzhich V.V., San'kov V.A., 1997. Recent geodynamics of the Baikal rift. *Razvedka i okhrana neдр* 1, 10–20 (in Russian) [Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лукнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10–20].
- Logachev N.A., 2003. History and geodynamics of the Baikal rift. *Russian Geology and Geophysics* 44 (5), 391–406.
- Logachev N.A., Florensov N.A., 1977. The Baikal system of rift basins. In: The role of rifting in the geological history of the Earth. Nauka, Novosibirsk, p. 19–29 (in Russian) [Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29].
- Mats V.D., Ufimtsev G.F., Mandelbaum M.M., Alakshin A.M., Pospeev A.V., Shimaraev M.N., Khlystov O.M., 2001. The Cenozoic Baikal Rift Basin: Its Structure and Geological History. Publishing House of SB RAS, Geo Branch, Novosibirsk, 252 p. (in Russian) [Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «Гео», 2001. 252 с.].
- Mel'nikova V.I., Radziminovich N.A., 1998. Mechanisms of action of earthquake foci in the Baikal region over the period 1991–1996. *Geologiya i Geofizika* 39 (11), 1598–1607.
- Petit C., Deverchere J., Houdry-Lemont F., Sankov V., Melnikova V., Delvaux D., 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics* 15 (6), 1171–1191. <http://dx.doi.org/10.1029/96TC00624>.
- Richon P., Klinger Y., Tapponnier P., Li C.-X., Van Der Woerd J., Perrier F., 2010. Measuring radon flux across active faults: Relevance of excavating and possibility of satellite discharges. *Radiation Measurements* 45 (2), 211–218. <http://dx.doi.org/10.1016/j.radmeas.2010.01.019>.
- Rikitake T., 1978. Biosystem behaviour as an earthquake precursors. *Tectonophysics* 51 (1–2), 1–20. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90048-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(78)90048-3).

- Rudakov V.P., 1985. On baric variations of subsoil radon. *Geokhimiya* 1, 124–127 (in Russian) [Рудаков В.П. О барических вариациях подпочвенного радона // Геохимия. 1985. № 1. С. 124–127].
- Ruzhich V.V., 1997. Seismotectonic Destruction in the Crust of the Baikal Rift Zone. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Издательство СО РАН, 1997. 144 с.].
- Schery S.D., Gaedert D.H., Wilkening M.H., 1982. Transport of radon from fractured rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87 (B4), 2969–2976. <http://dx.doi.org/10.1029/JB087iB04p02969>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2009a. Radon activity of faults (Western Baikal and Southern Angara areas). *Russian Geology and Geophysics* 50 (8), 674–684. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.12.010>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2009b. Comparative assessment of radon activity for different fault types and scale ranks in the Baikal rift and South of the Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences* 427 (6), 915–919. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09060063>.
- Seminsky K.Zh., Bobrov A.A., 2012. Spatial and temporal variations of soil-radon activity in fault zones of the Pribaikalie (East Siberia, Russia). In: Z. Li, C. Feng (Eds.), *Handbook of Radon: Properties, Applications and Health*. Chapter 1, Nova Science Publication Inc.: New York, p. 1–36.
- Seminsky K.Zh., Kozhevnikov N.O., Cheremnykh A.V., Pospeeva E.V., Bobrov A.A., Olenchenko V.V., Tugarina M.A., Potapov V.V., Burzunova Yu.P., 2012. Interblock zones of the Northwestern Baikal rift: results of geological and geophysical studies along the Bayandai Village–Cape Krestovskii profile. *Russian Geology and Geophysics* 53 (2), 250–269. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.016>.
- Sherman S.I., 1977. Physical Laws of Crustal Faults. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Spivak A.A., 2010. The specific features of geophysical fields in the fault zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 46 (4), 327–338. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351310040051>.
- Tansi C., Tallarico A., Iovine G., Folino Gallo M., Falcone G., 2005. Interpretation of radon anomalies in seismotectonic and tectonic-gravitational settings: the south-eastern Crati graben (Northern Calabria, Italy). *Tectonophysics* 396 (3–4), 181–193. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.11.008>.
- Toutain J.-P., Baubron J.-C., 1999. Gas geochemistry and seismotectonics: a review. *Tectonophysics* 304 (1–2), 1–27. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00295-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00295-9).
- Utkin V.I., Mamyrov E., Kan M.V., Krivashev S.V., Yurkov A.K., Kosyakin I.I., Shishkanov A.N., 2006. Radon monitoring in the Northern Tien Shan with application to the process of tectonic earthquake nucleation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 42 (9), 775–784. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351306090072>.
- Utkin V.I., Yurkov A.K., 2010. Radon as a tracer of tectonic movements. *Russian Geology and Geophysics* 51 (2), 220–227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2009.12.022>.
- Voitov G.I., 1998. Application of the neural network approach to the reconstruction of a three-dimensional geoelectric structure. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 34 (1), 33–39.
- Zmazek B., Todorovski L., Dzeroski S., Vaupotic J., Kobal I., 2003. Application of decision trees to the analysis of soil radon data for earthquake prediction. *Applied Radiation and Isotopes* 58 (6), 697–706. [http://dx.doi.org/10.1016/S0969-8043\(03\)00094-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0969-8043(03)00094-0).
- Zolotarev A.G., Khrenov P.M., 1979. Map of Recent Tectonics of the Southern East Siberia, scale 1: 1 500 000 (in Russian) [Золотарев А.Г., Хренов П.М., 1979. Карта новейшей тектоники юга Восточной Сибири. Масштаб 1 : 1 500 000].
- Zubkov S.I., 1981. Radon earthquake precursors. *Vulkanologiya i Seismologiya* 6, 74–105 (in Russian) [Зубков С.И. Радонные предвестники землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 74–105].



Семинский Константин Жанович, докт. геол.-мин. наук, зав. лабораторией тектонофизики
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 8(3952)423027; ✉ e-mail: seminsky@crust.irk.ru

Seminsky, Konstantin Zh., Doctor of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory of Tectonophysics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 8(3952)423027; ✉ e-mail: seminsky@crust.irk.ru



Бобров Александр Анатольевич, канд. геол.-мин. наук, м.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: 89086603375; e-mail: alexbob@crust.irk.ru

Bobrov, Alexander A., Candidate of Geology and Mineralogy, Junior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: 89086603375; e-mail: alexbob@crust.irk.ru

торый развивается в терригенных породах мамырской свиты ордовика. Деформации стали интенсивно проявляться после наполнения водохранилища. Способность грунтов, слагающих этот участок, к деформациям в виде «выплывания» песчаных масс обусловлена особенностью их физико-механического состава. Согласно материалам Н.И. Демьянович, в составе алевритов преобладает пылеватая и песчаная фракции и при водонасыщении породы ведут себя как пылеватые пески [Dem'yanovich, 1976]. Близость эпицентра сейсмического события № 16, произошедшего в августе 1983 г. в 7 км от оползня, проявилась в виде отступления бровки берегового уступа на 53 м, зафиксированного мониторинговыми наблюдениями на участке в 1984 г. (рис. 23). Все пики оползневой активности на графиках подтверждены сейсмическими событиями, хотя на данном участке нельзя недооценивать и абразионную нагрузку. Совместное влияние сотрясений и штормов в осенний период привело к значительным потерям берега.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные выше примеры не дают основания для отрицания возможности проявления наведенной сейсмичности в окрестностях крупных водохранилищ и гидротехнических сооружений. Более того, наблюдения, пусть не многочисленные, позволяют констатировать, что появление наведенной сейсмичности возможно при высоте плотины 100 м и более и объеме водной массы более 1 км³. Плотины Ангарского каскада отвечают этим параметрам. Очевидно, что создание водохранилищ изменило общую сейсмическую обстановку в их окрестностях, а пример плотины Койна ставит нас перед необходимостью пристального внимания к плотинам сибирских гидротехнических сооружений во избежание негативных последствий. Для этого необходимо, в первую очередь, регламентировать мощность производимых взрывов для обеспечения устойчивой работы сооружений с одной стороны и для упрощения подготовки каталогов наведенных землетрясений – с другой.

Наиболее вероятный путь к решению проблемы безопасности и устойчивой работы гидротехнических сооружений при проявлении наведенной сейсмичности – организация мониторинга развития неблагоприятных процессов на водохранилищах Ангарского каскада. Он должен включать в себя:

- инженерно-геологический мониторинг береговых зон водохранилищ и оползневых процессов;
- мониторинг изменения грунтовых условий в береговых зонах водохранилищ при ритмичном подъеме-снижении уровня воды в водохранилищах;
- мониторинг мерзлотных процессов в акваториях и береговых зонах водохранилищ;
- геодезический мониторинг береговых зон водохранилищ;
- GPS-геодезический мониторинг деформаций земной поверхности и лазерную дальнометрию;
- сейсмический мониторинг наведенной сейсмичности и промышленных взрывов;
- сейсмоакустический мониторинг акваторий водохранилищ на предмет их заиливания.

Перечисленные виды мониторинга позволят разработать реальные методы инженерной защиты гидроэнергетических сооружений.

6. ЛИТЕРАТУРА

- Afanasyev A.N., 1976. Water Resources and Water Balance of Lake Basin. Nauka, Novosibirsk, 238 p. (in Russian) [Афанасьев А.Н. Водные ресурсы и водный баланс бассейна оз. Байкал. Новосибирск: Наука, 1976. 238 с.].
- Baecher G.B., Keeney R.L., 1982. Statistical examination of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72 (2), 553–569.
- Chizhevsky A.L., 1976. The Echo of Solar Storms at the Earth. Mysl, Moscow, 367 p. (in Russian) [Чижевский А.Л. Земное эхо солнечных бурь. М.: Мысль, 1976. 367 с.].
- Dem'yanovich N.I., 1976. Prediction of landslides at Angara reservoirs. Nauka, Novosibirsk, 86 p. (in Russian) [Демьянович Н.И. Прогноз оползней на ангарских водохранилищах. Новосибирск: Наука, 1976. 86 с.].
- Dobretsov N.L., Psakh'e S.G., Ruzhich V.V., Popov V.L., Shil'ko E.V., Granin N.G., Timofeev V.Yu., Astafurov S.V., Dimaki A.V., Starchevich Ya., 2007. Ice cover of Lake Baikal as a model for studying tectonic processes in the Earth's crust. *Doklady Earth Sciences* 413 (2), 155–159. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X07020018>.
- Dobretsov N.L., Ruzhich V.V., Psakhie S.G., Chernykh E.N., Shil'ko E.V., Levina E.A., Ponomareva E.I., 2011. On development of earthquake prediction methods by means of physical modeling in the ice cover of Lake Baikal. *Fizicheskaya Mezhmechanika* 14 (4), p. 69–80 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Ружич В.В., Псахье С.Г., Черных Е.Н., Шилько Е.В., Левина Е.А., Пономарева Е.И. О совершенствовании способов прогноза землетрясений средствами физического моделирования в ледовом покрове Байкала // *Физическая мезомеханика*. 2011. Т. 14. № 4. С. 69–80].
- Durá-Gómez I., Talwani P., 2010. Reservoir-induced seismicity associated with the Itoiz Reservoir, Spain: a case study. *Geophysical Journal International* 181 (1), 343–356. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04462.x>.
- Dyad'kov P.G., 2003. Specific features of manifestation of induced seismicity at Lake Baikal: dependence on loading rates



PROBLEMS OF INDUCED SEISMICITY AND ENGINEERING GEOLOGICAL PROTECTION OF RESERVOIRS OF THE BAIKAL-ANGARA CASCADE

K.G. Levi¹, E.A. Kozyreva¹, N.V. Zadonina², V.V. Chechelnskiy³, N.A. Gilyova³

¹*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

²*National Research Irkutsk State Technical University, Irkutsk, Russia*

³*Baikal Division of Geophysical Survey SB RAS, Irkutsk, Russia*

Abstract: The paper presents results of analysis of induced seismicity and changes in processes related to engineering geology in coastal zones of reservoirs of the Baikal-Angara cascade. It is proposed to establish a system for monitoring of geological and geophysical processes in order to avoid disturbances in the modes of operation of large hydro-technical facilities and waterside structures.

Key words: induced seismicity, stresses, variations of water levels of natural and man-made reservoirs, landslides, destruction of banks.

Recommended by K.Zh. Seminsky

Citation: Levi K.G., Kozyreva E.A., Zadonina N.V., Chechelnskiy V.V., Gilyova N.A. 2013. Problems of induced seismicity and engineering geological protection of reservoirs of the Baikal-Angara cascade. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 13–36. doi:10.5800/GT-2013-4-1-0089.

ПРОБЛЕМЫ НАВЕДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЗАЩИТЫ ВОДОХРАНИЛИЩ БАЙКАЛО-АНГАРСКОГО КАСКАДА

К.Г. Леви¹, Е.А. Козырева¹, Н.В. Задонина², В.В. Чечельницкий³, Н.А. Гилёва³

¹*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

²*Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия*

³*Байкальский филиал ГС СО РАН, Иркутск, Россия*

Аннотация: В работе приводятся результаты анализа проявления наведенной сейсмичности и изменений инженерно-геологических процессов в прибрежных зонах водохранилищ Байкало-Ангарского каскада. Даны предложения по организации на этих территориях мониторинга ряда геолого-геофизических процессов с целью предотвращения нарушений в режиме работы крупных гидротехнических сооружений.

Ключевые слова: наведенная сейсмичность, напряжения, колебание уровня естественных и искусственных водохранилищ, оползни, разрушение берегов.

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопрос наличия или отсутствия наведенной сейсмичности на водохранилищах Ангарского каскада ГЭС поднимается не впервые. Известны публикации С.И. Голенецкого [Golenetskii, 1997a, 1997b, 1998], Г.И. Галазия и Б.Ф. Лута [Galazy, Loot, 2000], Г.И. Овчинникова [Ovchinnikov, 2003], В.А. Павленова, Е.Н. Черных [Pavlenov, Chernykh, 2004], Ю.Б. Трзтсинского и К.Г. Леви [Trzhtsinskii, Levi, 2009], так или иначе касавшиеся проблемы наведенной сейсмичности и устойчивости гидротехнических сооружений. Ниже мы вернемся к этой проблеме, во многом спорной и неоднозначной, с учетом появления новых наблюдений, в частности сейсмологических. Первоначально мы остановимся на анализе сведений о возможных причинах наведенной сейсмичности на некоторых водохранилищах мира, детальней обзор которых приводится в работах [Gupta, 2002; Gupta et al., 1972; Simpson et al., 1988; Talwani, 1997; Baecher, Keeney, 1982]. Затем рассмотрим проблему наведенной сейсмичности применительно к Байкало-Ангарскому каскаду гидротехнических сооружений, с обзором существующих геоэкологических проблем в районах эксплуатации крупных водохранилищ Восточной Сибири.

Проблема прорыва дамб искусственных водохранилищ. Многочисленные водохранилища, эксплуатируемые в различных странах мира, являются источниками повышенной опасности. Эти опасности возникают по причине заиливания водоемов → повышения уровня

воды → прорыва дамб → наводнения. Все это характерно для водохранилищ, располагающихся на относительно равнинных территориях или побережьях морей. Такие случаи известны в мировой исторической практике и обычно проявляются в результате выпадения аномальных ливневых дождей, бурного таяния снегов и штормовых приливов на морские побережья. Как правило, такие чрезвычайные ситуации сопровождаются большими человеческими жертвами и экономическими потерями (рис. 1). В этой статье мы рассмотрим причины возможных аварий на искусственных водоемах – наведенную и техногенную сейсмичность.

На наш взгляд, следует различать наведенную и техногенную сейсмичность.

Наведенная сейсмичность – возникает в процессе эксплуатации водохранилищ и часто связана с ритмичным воздействием на ложе подъема-снижения уровня воды в бассейне [Ferreira et al., 2008; Meade, 1991]. В табл. 1 приведены некоторые характеристики водохранилищ мира.

Техногенная сейсмичность – обусловлена проведением горных работ с использованием мощных взрывов на осваиваемых месторождениях, особенно вблизи крупных гидротехнических сооружений.

Ледовые удары – возникают при образовании становых трещин в ледовом покрове больших водоемов и характеризуются энергетическим классом $K=4-6$, что показано по результатам исследований водных объектов Восточной Сибири [Ruzhich et al., 2009; Dobretsov



Рис. 1. Прорыв дамбы и наводнение от урагана в Нью-Джерси, США, октябрь 2012 г. Изображение заимствовано с сайта: <http://atn.ua/obshchestvo/uragan-prorval-dambu-v-nyu-dzhersi-zatopleny-tri-goroda>.

Fig. 1. The dam broken by flood caused by a hurricane in New Jersey, USA, in October 2012. Image courtesy of <http://atn.ua/obshchestvo/uragan-prorval-dambu-v-nyu-dzhersi-zatopleny-tri-goroda>.

Т а б л и ц а 1. Параметры ряда водохранилищ мира

Table 1. Parameters of several reservoirs of the world

Наименование водохранилища	Страна, год заполнения	Объем, км ³	Высота плотины, м	Наведенная сейсмичность
Нагарджуна Сагар	Индия	0.02	124	Сообщений нет
Вайонт*	Италия, 1959	0.169	262	Сообщений нет
Гранд-Диксенс,	Швейцария, 1957	0.4	284	Сообщений нет
Павловское	Башкортостан, 1958	1.41	12	Есть сообщения (?)
Койна	Индия, 1961	2.78	85	M=6.3–6.9 (11.12.1967 г.)
Карун	Иран, 2005	2.97	205	Сообщений нет
Нурекское	Таджикистан, 1979	10.5	304	Есть
Синьфын	Китай, 1959	11.5	105	M=6.1 (19.03.1962 г.) **
Каиское (р. Кама)	Россия, 1956	12.2	21	
Саратовское	Россия, 1968	12.4	15	
Онежское	Россия, 1952	13.8	17	
Колымское	Россия, 1983	14.6	117	
«Три ущелья»	Китай, 1998	22	175	
Рыбинское	Россия, 1949	25.4	18	
Итайпу	Бразилия, 1991	29	196	?
Саяно-Шушенское	Россия, 1987	29.1	220	Сообщений нет
Онтарио (Ирокуэй)	Канада, США, 1958	29.9	23	
Глен-Каньон	США	30(?)	178	Сообщений нет
Волгоградское	Россия, 1960	31.4	27	
Мид	Колорадо, США, 1936	35.2	221	M=5.0 (09.1936 г.)
Вилуйское	Якутия, 1972	35.9	68	
Иркутское	Россия, 1958	47.6	30	Возможно есть
Куйбышевское	Россия, 1957	58.0	29	
Усть-Илимское	Россия, 1977	59.4	105	Сообщений нет
Насер	Египет, Судан, 1970	157	95	
Зейское	Россия, 1974	68.4	98	
Красноярское	Россия, 1967	73.3	100	
Вольта	Гана, 1967	148	70	
Кариба	Замбия, Зимбабве, 1963	170	128	M=5.8 (09.1963 г.)
Братское	Россия, 1967	169	105	K=11.2 (08.2002 г.) **
Виктория	Уганда, Танзания, Кения, 1954	205	31	
Дворжак	США, 1973	?	219	
Ингурская ГЭС	Грузия	?	271.5	Не достроена
Альмендра	Испания	?	200	
Кремаста	Греция, 1966	?	160	M=6.3 (05.02.1966 г.)

П р и м е ч а н и е. *Дамба Вайонт – в 1963 г. водохранилище переполнилось и поток воды снес несколько деревень, погубив более 2 тыс. человек, в водохранилище сошел оползень объемом 0.2–0.3 км³, который выплеснул 50 млн м³ воды. По оценкам экспертов, высота волны достигла 250 м. **K – энергетический класс = lgE (E – сейсмическая энергия в Дж), M – магнитуда.

N o t e. *The Vayont dam – the reservoir overflowed in 1963, and the water flow demolished several villages, killing more than two thousand people; a landslide of 0.2–0.3 km³ was consumed by the reservoir, and 50 million m³ of water were splashed out. According to estimations, the wave height reached 250 metres. **K – energy class = lgE (E – seismic energy in Joules), M – magnitude.

et al., 2007, 2011; Psakhie et al., 2008]. Их влияние на устойчивость гидротехнических сооружений пока не установлено.

Для возникновения наведенной сейсмичности на водохранилищах необходимо проявление ряда факторов, действующих одновременно: блоковая тектоника ложа водохранилищ; наличие крутопадающих, больших зияющих и водопроницаемых трещин до глубин 5 км и более; большая скорость подъема и сброса воды; длительный период стояния высоких уровней воды, создающих максимальную нагрузку на ложе; значительные тектонические напряжения, особенности их перераспределения и большие скорости деформаций в ложе бассейна, что детально показано во многих работах, касающихся проявлений наведенной (инициированной) сейсмичности в районах эксплуатации водо-

хранилищ [Kaufmann, Amelung, 2000; Ferreira et al., 1995; Ping, Yuliang, 1992; Kangi, Heidari, 2008; Durá-Gómez, Talwani, 2010]. Опыт показывает, что наведенная сейсмичность начинает проявлять себя при высоте плотины ≥ 90 м; объеме водохранилища ≥ 1 км³. Наиболее яркий эффект наведенной сейсмичности – возникновение землетрясений при заполнении водохранилища Койна в Индии.

2. НАВЕДЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

2.1. ВОДОХРАНИЛИЩЕ КОЙНА, ИНДИЯ

Отдельные параметры водохранилища Койна приведены в табл. 1, случаи проявления наведенной сейс-

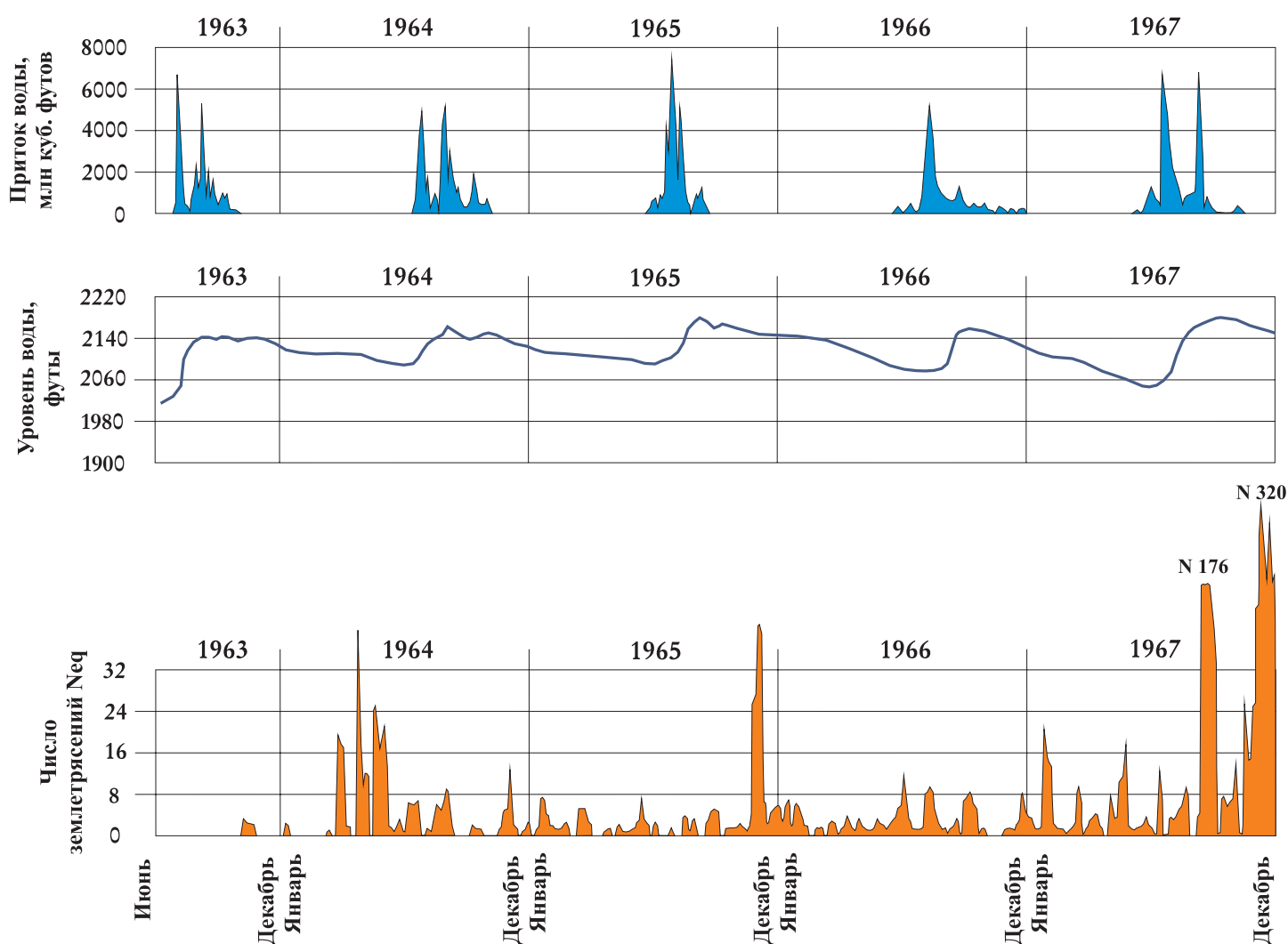


Рис. 2. Вариации притоков, уровня воды и числа землетрясений на водохранилище Койна [Gupta et al., 1969].

Fig. 2. Variations in inflow, water levels, and the number of earthquakes at the Coyne reservoir [Gupta et al., 1969].

мичности в пределах водохранилища освещены в работах [Gupta, 1985, 2002; Gupta et al., 1997].

На рис. 2 отчетливо видны всплески сейсмичности в связи с сезонным выпадением атмосферных осадков, вызывающих резкое увеличение объема воды и нагрузки на ложе бассейна. Хорошо видно, что подъем уровня воды несколько отстает от притока воды вследствие муссонных дождей, а проявление наведенной сейсмичности тяготеет к периодам снижения уровня. Таким образом, подтверждается простая закономерность – в период высокого стояния уровня воды идет интенсивное накопление напряжений в приповерхностном слое земной коры мощностью, вероятно, до 10 км, а снижение уровня приводит к высвобождению упругой энергии за счет снятия избыточной нагрузки. Днище этого водохранилища, скорее всего, сильно раздроблено, поскольку велико число слабых сейсмических событий, варьирующееся от первых единиц до нескольких сотен (рис. 2).

Во избежание повторения событий, подобных землетрясению 1967 г., на дамбе Койна в 1976 г. был организован геодинамический полигон, на котором проводились геодезические измерения для оценки деформаций поверхности и тела дамбы. Позже геодезическая сеть была заменена на сеть GPS-приемников из 34 единиц. На основании этих измерений был сделан вывод о том, что деформации дамбы тесно коррелируют с изменением уровня воды в водохранилище [Manake, Kulkarni, 2002; Kulkarni et al., 2006].

2.2. НУРЕКСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Расположено на р. Вахш в Таджикистане. Строительство было начато в 1961 г. В эксплуатацию ГЭС введена в 1972 г. Высота плотины составляет 304 м, и она является самой высокой насыпной плотинной в мире. Площадь зеркала водохранилища – 98 км², объем –

10.5 км³, длина – около 70 км. ГЭС расположена в области активной сейсмичности с интенсивностью 8–9 баллов по шкале МСК-64. Отсюда следует, что эта область является весьма подвижной в тектоническом отношении и потому наполнение водохранилища привело, согласно [Osipov, 1996], к активизации наведенной сейсмичности [Simpson, Negmatullaev, 1981; Keith et al., 1982]. На рис. 3 видно, что подъем уровня воды ведет к относительному повышению числа землетрясений, но из-за повышенного сейсмического фона трудно сказать, какое действительное число землетрясений являются наведенными. Иными словами, здесь мы наблюдаем некоторое сходство с водохранилищем Койна, но лишь с той разницей, что Нурекское расположено в более спокойном в сейсмическом отношении районе.

3. СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛО-АНГАРСКОГО КАСКАДА ВОДОХРАНИЛИЩ

Байкало-Ангарский каскад включает в себя собственно оз. Байкал, а также Иркутское, Братское, Усть-Илимское и Богучанское водохранилища. Главным источником их водообеспечения является бассейн оз. Байкал и потому необходимо коротко остановиться на некоторых его характеристиках.

Озеро Байкал – один из крупнейших пресноводных бассейнов Мира, имеет протяженность 620 км при ширине, варьирующейся от 24 до 80 км. Максимальная глубина озера 1642 м. Объем водной массы составляет 23615.39 км³. Водосборный бассейн озера составляет 557 тыс. км² и охватывает обширные пространства Бурятии, Забайкальского края и Северной Монголии, а вытекает из него только р. Ангара, которая и была в свое время выбрана для строительства Ангарского каскада ГЭС. До строительства Иркутской ГЭС сток из озера был крайне неравномерным, что нередко приводило к сезонным паводковым и зимним наводнениям. Колебания уровня озера восстановлены с 1747 г. [Afanasiev, 1976] (рис. 4), а измерения уровня озера производились относительно его средней многолетней высоты 119 см и являются относительными.

Относительно высокие уровни озера отмечались в 1752, 1783, 1790, 1827, 1868 гг. Наиболее катастрофичным оказался 1868 г., и, как сообщают хроники, грандиозные наводнения на реках водосборного бассейна оз. Байкал были связаны с повышенной дождевой активностью. Ничего подобного позже не наблюдалось, а до того – неизвестно. Интересен к тому же и тот факт, что в 1867–1868 гг. солнечная активность была в минимуме в преддверии высокого максимума 1870 г., а перепад между минимумом и максимумом составил почти 132 единицы W и произошел всего за три года. С 1900 г. измерения высоты стояния уровня озера производились (или были пересчитаны) в абсолютных высотах, что и представлено на рис. 5.

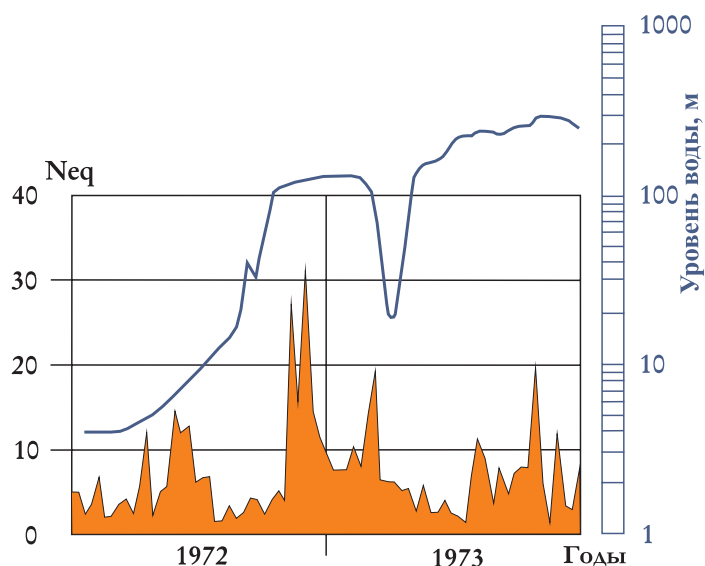


Рис. 3. Вариации числа землетрясений Neq (оранжевое поле) и изменение высоты уровня водохранилища (темно-серая кривая), м [Osipov, 1996].

Fig. 3. Variations in the number of earthquakes Neq (orange fill), and changes of the water level in the reservoir (dark grey curve), m [Osipov, 1996].

Фурье-анализ ряда наблюдений за уровнем озера показал наличие гармоник с продолжительностью – 13–14, 20–25, 30–35, 49–50, 82 и 120–125 лет [Levi et al., 2003]. Надо также отметить, что кроме сезонного повышения уровня воды на напряженно-деформированное состояние коренных пород ложа озера влияют сейши и штормовые погоды (рис. 6) [Chizhevsky, 1976], которые приводят к кратковременному перераспределению нагрузки на ложе бассейна, тем самым усиливая эффект напряжений. Изучение микросейсм на Тихом океане и оз. Байкал [Potapov et al., 1997] показало, что в периоды активного проявления штормовой погоды происходит снижение уровня сейсмической активности. Усиление сейсмической активности по числу ощутимых землетрясений происходит с периодами 10–15, 20–25, 40–55, 95–100 лет, а по объему выделившейся сейсмической энергии – 20, 45, 70, 90 и 120 лет [Levi et al., 2003]. Значения периодов изменения уровня воды в озере и периоды изменения сейсмической активности обнаруживают некоторое сходство. Таким образом, перечислив некоторые принципиальные условия природной среды, можно перейти к влиянию уровня озера на возникновение условно наведенных землетрясений.

На рис. 4 и 5 видно, что заметные снижения уровня озера наблюдаются в периоды высокой солнечной активности.

Нижняя кривая на рис. 5 дает представление о развитии сейсмического процесса в Прибайкалье. Устойчивой связи сейсмичности с колебаниями уровня озера

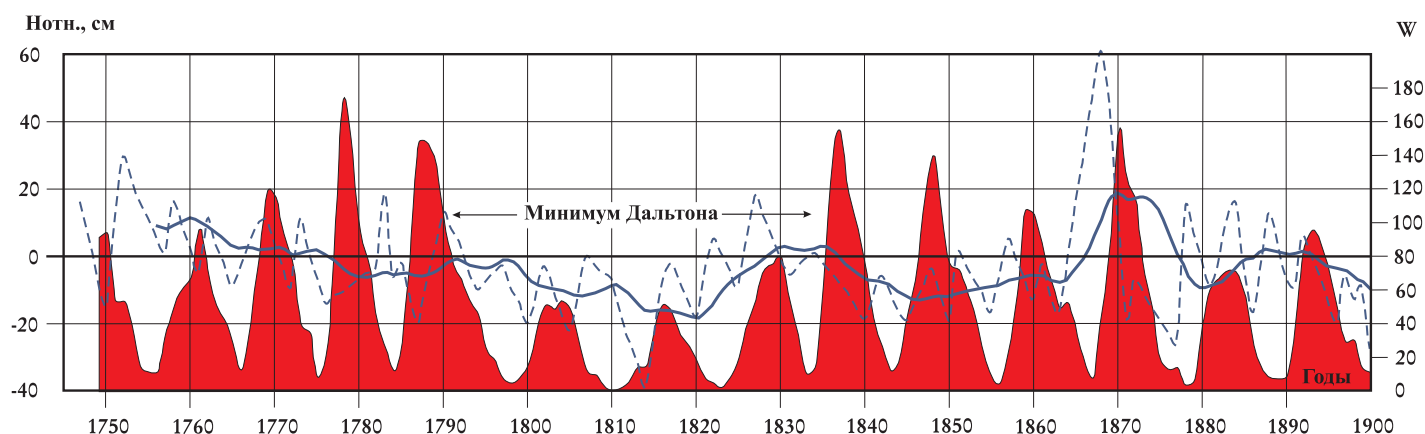


Рис. 4. Колебания уровня оз. Байкал в 1747–1900 гг.: штрих-пунктир – оригинальная кривая относительных высот стояния уровня (Нотн., см) [Afanasiev, 1976]; утолщенная кривая – колебания уровня, сглаженные 10-летним окном; красная фоновая кривая – вариации солнечной активности в числах Вольфа (W).

Fig. 4. Variations of the Lake Baikal water level in 1747–1900. Dashed line – the original curve showing water levels (Нотн., см) [Afanasiev, 1976]; thick curve – water level variations averaged in the 10-year window; red background curve – solar activity variations (in Wolf numbers, W).

не просматривается, так как основная масса происходящих здесь землетрясений носит первично тектонический характер, но отрицать возможность возникновения наведенных землетрясений нельзя. Идея о том, что такая связь может быть, была высказана Б.Ф. Лутом еще в 80-х годах прошлого века, но у научной общественности поддержки не получила. Позже высказанная им гипотеза была опубликована [Galazy, Loot, 2000]. В этой работе авторы приводят сведения о высоком стоянии уровня озера в 1380, 1450, 1515, 1575, 1650, 1680, 1715, 1785, 1824, 1869, 1908 и 1932 гг. Эти даты были получены методом дендрохронологии – методом надежным, но в данном контексте даты не коррелируют с приведенными выше на рис. 4, а сами древеснокольцевые хронологии не приводились. Можно лишь на веру принять сведения о высоком стоянии уровня озера в 1380, 1450, 1515, 1575, 1650, 1680, 1715 гг., а в более поздних датах этого же ряда есть явные пропуски событий. В статье указывается, что изменения нагрузки на днище озера могут влиять на возникновение землетрясений, подобных наведенным. Так, в этой публикации сообщается, что в 1768, 1824, 1869, 1908 и 1959 гг., когда отмечался существенный подъем уровня воды в озере, произошли землетрясения интенсивностью свыше 7 баллов. Возможно, это так и было, но объяснять возникновение мощных сейсмических событий только высоким стоянием уровня воды в оз. Байкал, наверное, не стоит. Проблема наведенной сейсмичности в районе оз. Байкал освещается в работах П.Г. Дядькова, где рассматривается корреляционная зависимость вызванной сейсмичности от скорости повышения уровня воды в оз. Байкал [Dyad'kov, 2003]. Судя по рис. 5 (нижний график), сейсмические активизации отмечаются чаще при переходе от высокого стояния уровня озера к низкому, и это можно объяс-

нить – при высоком стоянии уровня в коренные породы закачивается избыточная энергия, которая высвобождается при быстром понижении уровня воды. Что же касается сейсмичности 1867–1870 гг., когда здесь было отмечено грандиозное повышение уровня озера, сибирские хроники сообщают, что в Прибайкалье землетрясения ощущались в 1867 г. – 5 раз; в 1868 г. – 5 раз, причем одно значительное в марте; в 1869 г. – 7 раз и два из них довольно значительные; в 1870 – 2 раза, причем одно из них летом, судя по описанию, 6–7 баллов [Levi, Zadorina, 2012]. Таким образом, наверное, можно допускать наличие наведенных сейсмических событий под акваторией оз. Байкал, но, вообще говоря, сейсмичность в Прибайкалье носит, прежде всего, тектонический характер, и выделить так называемые наведенные события сегодня не представляется возможным.

3.1. ИРКУТСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Строительство Иркутской ГЭС началось в 1950 г. и было закончено в 1958 г. Первоначальное заполнение водохранилища осуществлялось в течение семи лет. В зоне затопления и подтопления *Иркутского водохранилища* оказалось 138.6 тыс. га, в том числе 32.3 тыс. га земель сельскохозяйственного назначения, более 200 населенных пунктов, участок шоссейной дороги Иркутск–Листвянка и часть Кругобайкальской железной дороги (участок Иркутск–Михалево–Подорвиха–Байкал). Из зоны затопления было перенесено 3.3 тыс. дворов и переселено 17 тыс. человек. По проекту полезный объем ангарской части водохранилища составлял 2.5 км³, тогда как объем байкальского участка – 46.4 км³. По сравнению с первоначальными границами изменения уровня высота сработки от нормального

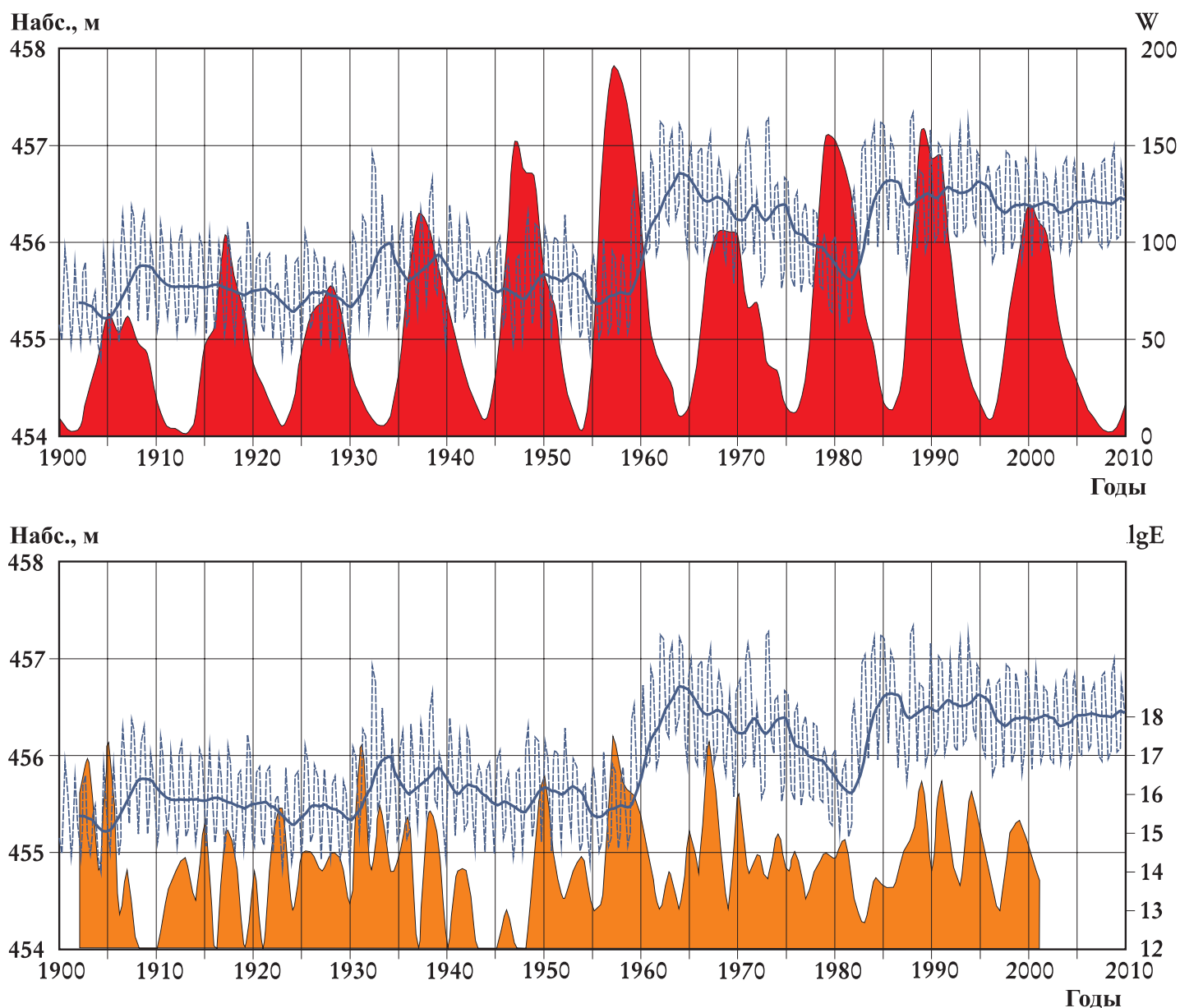


Рис. 5. Колебания уровня оз. Байкал в 1900–2010 гг.: штрих-пунктир – оригинальная кривая на обоих рисунках; красная фоновая кривая – вариации солнечной активности в числах Вольфа (W), а на нижнем рисунке – lgE, логарифм суммарного объема выделившейся сейсмической энергии [Zadonina, 2007].

Fig. 5. Variations of the Lake Baikal water level in 1900–2010. Dashed line – the original curve in both figures; red background curve – solar activity variations (in Wolf numbers, W); bottom figure – lgE, the logarithm of the total amount of seismic energy released [Zadonina, 2007].

подпорного уровня (НПУ) была уменьшена на 0.5 м и на 2009 г. составляла 1 м.

Водохранилище располагается в относительно спокойной тектонической обстановке, следует лишь отметить, что по долине р. Ангары в северо-западном направлении протягивается Ангарский разлом. Его сейсмический потенциал не известен, но для ряда байкальских землетрясений он является своеобразным волноводом, обеспечивающим распространение сейсмических колебаний на большое расстояние (рис. 7).

Сейсмические события до 1973 г. здесь не фиксировались из-за отсутствия достаточного количества

сейсмических станций, и поэтому мы располагаем неполным каталогом землетрясений, произошедших в акватории водохранилища в 1973–2011 гг. (табл. 2). За восьмилетний период эксплуатации здесь произошло только 9 событий. Можно лишь предположить, что наведенная сейсмичность в Иркутском водохранилище может проявляться.

Наведенная сейсмичность, если она здесь проявляется, о чем также говорил в своих работах С.И. Голенецкий [Golenetskii, 1997a, 1997b, 1998], характеризуется событиями 6–7-го энергетического класса (табл. 2), а по часам суток распределяется хаотично (рис. 8).

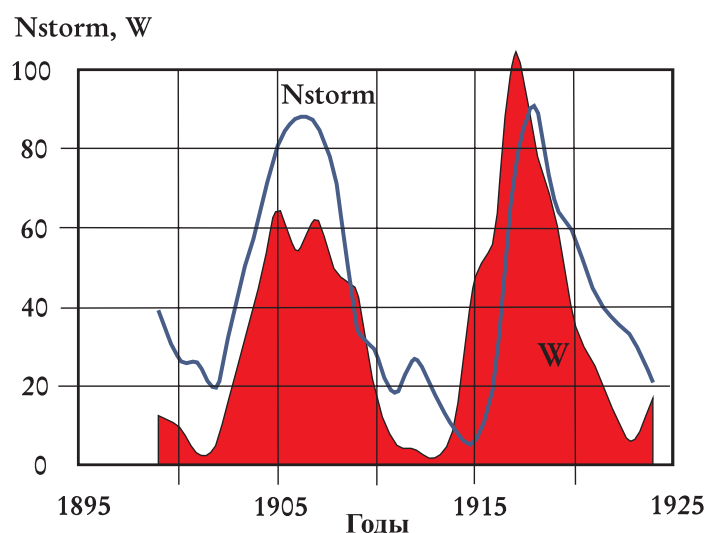


Рис. 6. Соотношение числа дней со штормовой погодой на оз. Байкал (N_{storm}) и солнечной активности (W) [Chizhevsky, 1976].

Fig. 6. Ratio of the number of stormy days at Lake Baikal (N_{storm}) and solar activity (W) [Chizhevsky, 1976].

Внутригодовые колебания уровня воды в Иркутском водохранилище зависят от изменения уровня на оз. Байкал, режима работы самой Иркутской ГЭС и наполнения водохранилищ Ангарского каскада. Уровень воды в водохранилище характеризуется плавным повышением до отметок, близких к НПУ, в мае–августе, а максимум наблюдается в сентябре–октябре. Понижение уровня наблюдается в декабре–марте в период ледостава. Минимальные высоты уровня наблюдаются в апреле–мае. Аномально низкий уровень водохранилища был отмечен в апреле 1980 г. и составил 452.02 м, а аномально высокий – в октябре 1962 г. – 456.82 м. Суточные колебания уровня на водохранилище контролируются изменениями режима работы Иркутской ГЭС. Здесь, так же как и на оз. Байкал, наблюдаются сейши, приводящие к перекосу зеркала водоема и, естественно, перераспределению давления воды на ложе водоема.

Из рис. 9 следует, что только в двух случаях условно наведенные землетрясения совпали с максимумом солнечной активности, остальные же ложатся на периоды спада или роста солнечной активности, а два произошли в минимуме. Интересен и тот факт, что аномально низкое стояние уровня пришлось на максимум солнечной активности 1980 г., а аномально высокое – на минимум солнечной активности 1962 г.

3.2. БРАТСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Плотина Братской ГЭС (Восточная Сибирь) была построена в 1961 г., заполнение водохранилища закончилось в 1967 г. Площадь водной поверхности колеблется от 5426 до 5470 км², а объем достигает 169 км³.

Полезный объем водохранилища составляет 35.41 км³, средняя глубина – 31 м, изменение уровня при сработке от НПУ – 7.08 м. Береговая линия, длиной около 7400 км, сильно изрезана, в месте впадения крупных рек – Ангары, Оки, Ии и других – образовались длинные заливы. Ширина водохранилища превышает 20 км.

Братское водохранилище располагается в относительно спокойных сейсмотектонических условиях. Правда, долина р. Ангары на отдельных ее отрезках заложена непосредственно в зонах значительных по протяженности тектонических разломов. Особенности проявления наведенной сейсмичности на Братском водохранилище обусловлены общей тектонической обстановкой в окрестностях плотины и наличием в акватории, как мы уже упоминали, активных разломов, способных генерировать сейсмические события. Регулярный каталог землетрясений начал составляться только в 1972 г., то есть через пять лет после завершения его наполнения. Здесь, как и в предыдущем случае, мы опять сталкиваемся с потерей информации на достаточно значимом промежутке времени. В работе [Trzhtsinskii, Levi, 2009] предполагалось, что активизация экзогенных процессов в окрестностях Братского водохранилища связана с наведенной сейсмичностью, но, как выяснилось сегодня, наведенная сейсмичность здесь скорее сейсмичность техногенная, вероятно, обусловленная промышленными горнотехническими взрывами. В упомянутой работе верным было лишь то, что сейсмические колебания в среде с повышенной влажностью могут вызывать негативные последствия в геологической среде (рис. 10). В таблице 3 приведены характеристики произошедших в окрестностях Братского водохранилища сейсмических событий.

Более того, из серии зарегистрированных событий,



Рис. 7. Иркутское водохранилище. Изображение заимствовано из программы: Google Earth.

Fig. 7. The Irkutsk reservoir. Image from Google Earth.

Таблица 2. Хронология землетрясений, произошедших в Иркутском водохранилище в 1973–2011 гг.

Table 2. Chronology of earthquakes in the Irkutsk reservoir from 1973 to 2011.

№ п/п	Время землетрясения			Координаты		К
	год	месяц	день	φN	λE	
1	1973	5	10	52.19	104.45	7
2	1981	1	31	52.39	104.28	7
3	1983	2	7	52.27	104.47	7
4	1983	6	11	52.48	104.37	6
5	1999	2	17	52.21	104.33	6.8
6	2002	5	26	52.23	104.38	5.9
7	2003	3	20	52.26	104.32	6.2
8	2009	6	19	52.45	104.31	6.9
9	2010	11	25	52.35	104.21	7.1
10	2011			НЕТ		

вероятно, большая часть наведенными землетрясениями не являются. Это скорее промышленные взрывы, которые с начала 90-х годов регистрируются в соответствующих государственных инстанциях не регулярно, а отличить их на записях сейсмостанций не всегда удается. В пользу этого свидетельствует тот факт, что эти так называемые наведенные землетрясения происходят в большинстве своем примерно в одни и те же часы суток (рис. 11).

Техногенные землетрясения по своим энергетиче-

ским классам варьируются в узком диапазоне $K=6.9-9.2$. На рис. 12, А, размещен график, отражающий распределение числа техногенных сейсмических событий и их энергии по годам. Если допустить, что все сейсмические события в районе Братского водохранилища являются техногенными, то этот график отражает скорее вариации хозяйственной активности расположенных здесь горнопромышленных предприятий, а выдержанность энергетических классов говорит о том, что во многих случаях использовались заряды при-

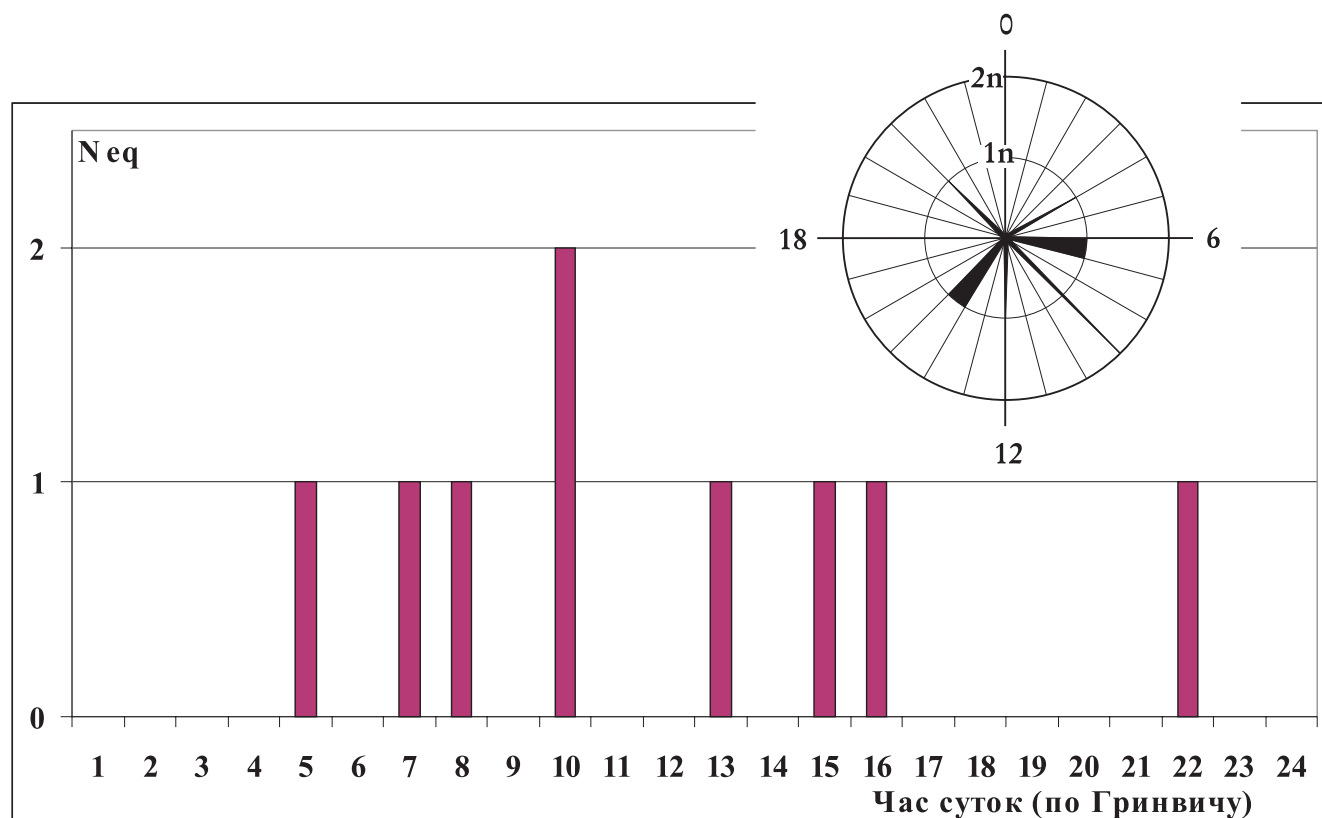


Рис. 8. Распределение числа наведенных землетрясений N_{eq} по часам суток (время по Гринвичу). Иркутское водохранилище.

Fig. 8. The Irkutsk reservoir. Distribution of the number of induced earthquakes (N_{eq}) in 24 hours (GMT).

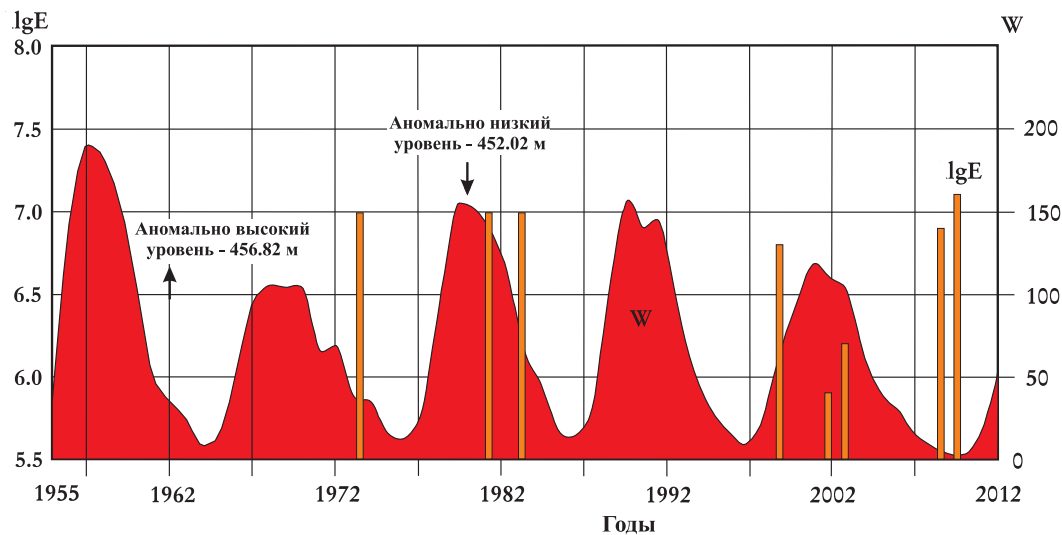


Рис. 9. Вариации выделившейся упругой энергии (lgE) (гистограмма наведенных землетрясений); вариации солнечной активности в числах Вольфа (W), фоновая заливка.

Fig. 9. Variations of released elastic energy (lgE) (histogram of induced earthquakes); solar activity variations in Wolf numbers (W), background shading.

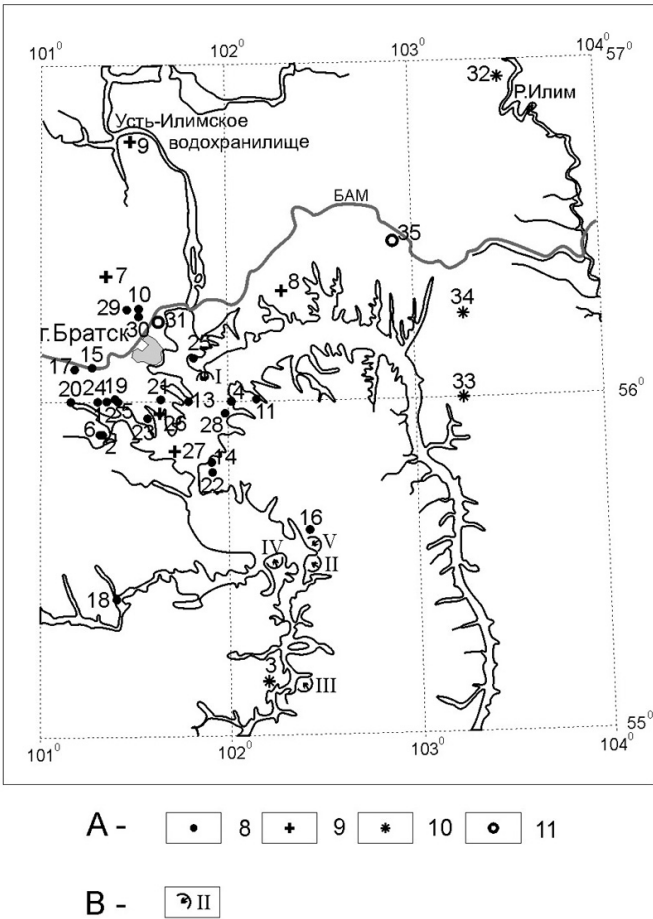


Рис. 10. Схема эпицентров сейсмических событий (техногенных и наведенных землетрясений) в зоне влияния Братского водохранилища. А – номер эпицентра (табл. 3) и энергетический класс землетрясений; В – оползневые участки: I – Монастырский, II – Омский, III – Имбейский, IV – Стрелкинский, V – Аргутейский.

Fig. 10. The scheme of epicentres of seismic events (technogenic and induced earthquakes) in the zone impacted by the Bratsk reservoir. A – epicentre's number in Table 3 and energy class of earthquake; B – landslide areas: I – Monastyrsky, II – Omsky, III – Imbeysky, IV – Strelkinsky, V – Artumeysky.

Таблица 3. Хронология землетрясений, произошедших в районе Братского водохранилища в 1972–2005 гг.

Table 3. Chronology of earthquakes in the area of the Bratsk reservoir from 1972 to 2005.

№ п/п	Время землетрясения			Координаты		К
	год	месяц	день	φN	λE	
1	1972	12	2	56.37	101.07	8.0
2	1973	7	24	55.88	101.32	8.0
3	1977	2	3	55.16	102.19	10.0
4	1978	4	5	56.10	102.10	8.0
5	1979	2	26	56.00	101.40	8.0
6	1979	3	28	55.90	101.30	8.0
7	1979	6	28	56.37	101.35	9.0
8	1979	6	30	56.35	102.28	9.0
9	1980	9	25	56.78	101.48	9.0
10	1981	9	1	56.27	101.52	8.0
11	1982	1	19	56.10	102.15	8.0
12	1982	2	24	56.01	101.36	8.0
13	1982	4	28	56.00	101.78	8.0
14	1983	2	23	55.81	101.89	8.0
15	1983	4	13	56.09	101.28	8.0
16	1983	8	17	55.59	102.42	8.0
17	1986	6	18	56.10	101.18	8.0
18	1986	7	2	55.40	101.43	8.0
19	1987	4	28	56.02	101.36	8.2
20	1987	7	7	56.00	101.15	8.0
21	1987	11	26	56.04	101.63	8.3
22	1988	5	10	55.80	101.92	7.9
23	1989	1	18	55.95	101.58	8.1
24	1989	3	22	56.03	101.32	7.5
25	1989	3	25	56.13	101.82	8.0
26	1992	2	27	55.95	101.63	8.8
27	1992	3	24	55.84	101.72	8.8
28	1992	8	6	56.01	102.09	8.6
29	1992	8	27	56.28	101.45	8.6
30	1992	12	16	56.00	101.75	8.5
31	1993	12	23	56.25	101.52	8.2
32	1996	2	26	56.23	102.62	11.6
33	1997	5	4	56.94	103.48	10.0
34	2000	3	24	56.30	101.1	8.2
35	2000	9	15	56.60	102.57	8.4
36	2001	2	13	56.20	101.85	7.7
37	2001	4	5	55.90	102.34	7.5
38	2001	6	29	56.30	101.71	8.1
39	2002	3	13	56.2	101.77	8.2
40	2002	7	12	56.2	101.99	8
41	2002	8	5	55.3	101.57	7.4
42	2002	8	6	56.1	101.99	8.1
43	2002	8	9	56.00	103.25	10.4
44	2002	8	9	56.25	103.26	10.4
45	2002	8	9	56.49	102.90	11.2
46	2002	10	4	54.05	101.30	8.8
47	2003	2	7	55.7	103.11	7.1
48	2003	9	16	55.9	101.72	7.2
49	2004	4	8	56.1	101.96	7.7
50	2004	12	3	55.6	101.44	6.9
51	2005	1	31	56.38	101.22	8.0
52	2005	7	13	56.08	101.43	7.9
53	2007	12	15	56.25	101.81	9.1
54	2008	9	29	55.62	101.26	8.0
55	2009	4	15	55.92	102.87	7.7
56	2009	4	16	56.00	102.92	8.0
57	2009	4	16	56.00	102.87	9.2
58	2009	4	16	56.04	102.84	8.5

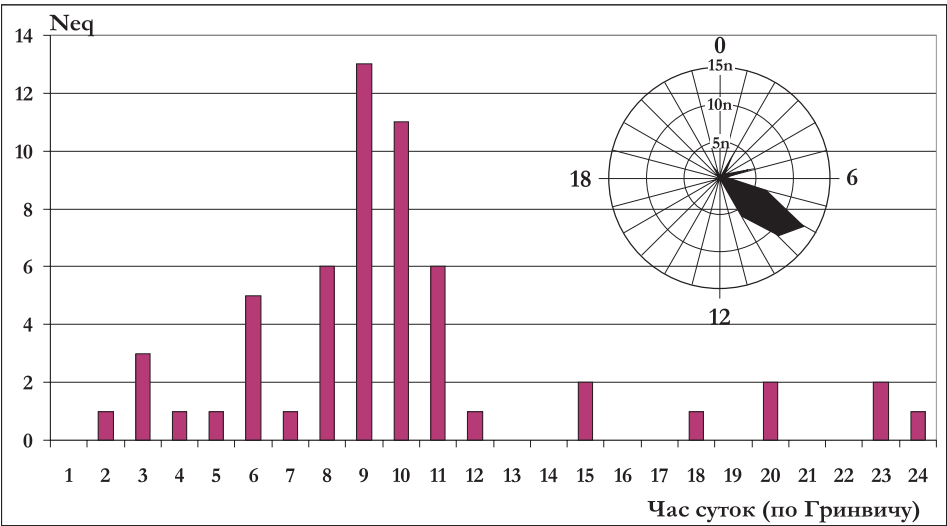


Рис. 11. Братское водохранилище. Распределение числа «техногенных» землетрясений Neq по часам суток (время по Гринвичу).

Fig. 11. The Bratsk reservoir. Distribution of the number of ‘technogenic’ earthquakes (Neq) in 24 hours (GMT).

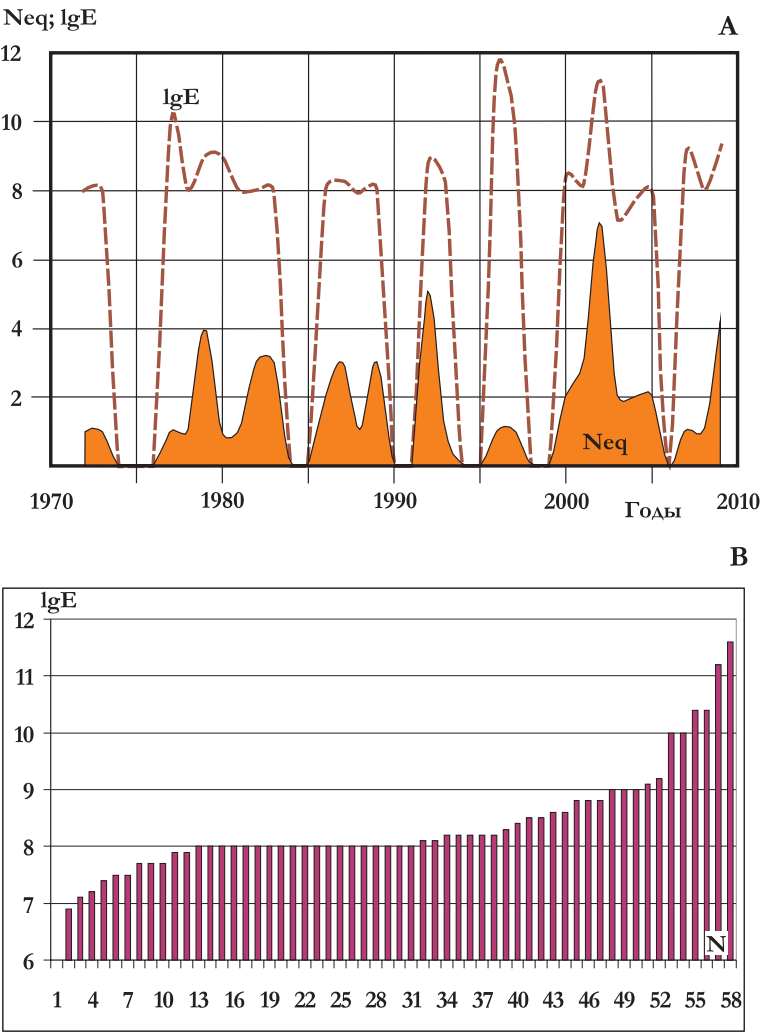


Рис. 12. Техногенные землетрясения. А – распределение числа техногенных сейсмических событий (Neq) и их суммарной энергии (lgE) по годам; В – распределение сейсмических событий по возрастанию K.

Fig. 12. Technogenic earthquakes. A – distribution of the number of technogenic seismic events (Neq) and their total energy (lgE) by year; B – distribution of seismic events in increasing K.

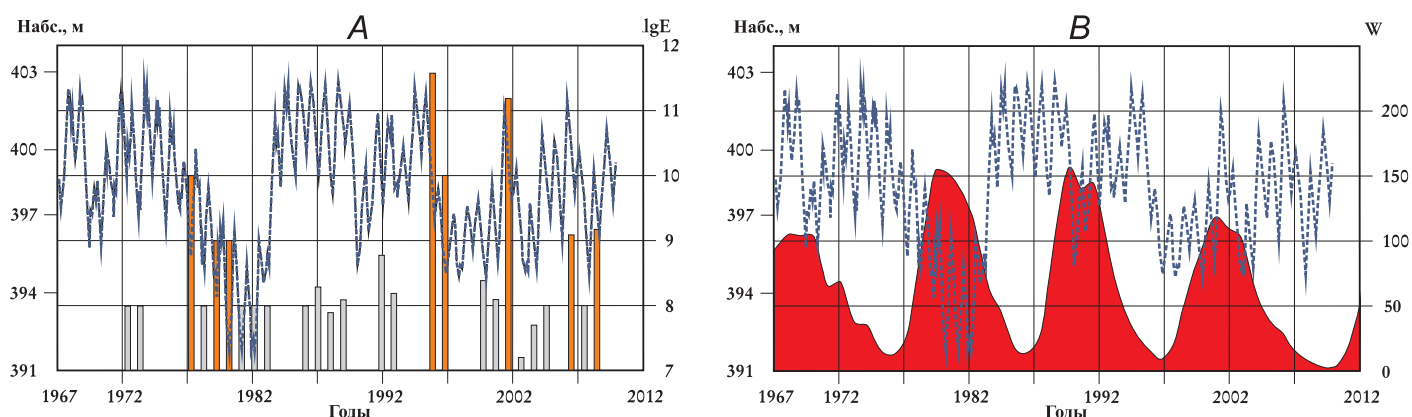


Рис. 13. Колебание уровня воды в водохранилище (пунктир, материалы Гидрометеослужбы). А – вариации выделившейся упругой энергии (lgE) (гистограмма техногенных событий и наведенных землетрясений); В – вариации солнечной активности в числах Вольфа (W), фоновая заливка.

Fig. 13. Variations of water level in the reservoir (dotted line, data from the Meteorological Agency). А – variations of released elastic energy (lgE) (histogram of technogenic events and induced earthquakes); В – solar activity variations in Wolf numbers (W), background shading.

мерно близкой мощности. Рис. 12, В отражает распределение событий по возрастанию их энергетического класса. Видно, что на фоне относительно слабых событий резко обособляются события энергетических классов 10.0–11.6. Возможно, именно они и являются действительно наведенными землетрясениями. Конечно, это только предположение, но мы попытаемся подтвердить это на графических материалах ниже.

Вариации колебаний уровня воды в Братском водохранилище носят относительно регулярный характер, что определяется, с одной стороны, техническими условиями его эксплуатации в ходе работы ГЭС, а с другой – природными условиями. На рис. 13 приведены кривые, характеризующие состояние водохранилища в 1967–2010 гг.

При анализе рис. 13, А, мы не будем принимать в расчет все события энергетического класса ≤ 9 включительно, считая их техногенными, а события энергетического класса ≥ 9 будем рассматривать в качестве наведенных землетрясений, возникающих в результате эксплуатации водохранилища Братской ГЭС.

Из анализа кривых на рис. 13 следует, что наведенная сейсмичность проявляется в периоды относительно низкого стояния уровня водохранилища или на фоне его быстрого понижения. Вероятно, упругая энергия накапливается при возрастании массы воды в резервации и высвобождается при быстром снятии нагрузки на ложе водоема (рис. 13, А). На рис. 13, В, видно, что низкое стояние уровня водохранилища связано не только с техническими условиями сработки воды Братской ГЭС, но и с вариациями солнечной активности, которая контролирует погодные условия в области водохранилища. Нечто подобное мы наблюдаем и на оз. Байкал. Напомним, что высокая солнечная активность способствует увеличению числа дней со

штормовой погодой на озере [Chizhevsky, 1976], а штормовая погода снижает природную сейсмическую активность по числу событий 9–11-го энергетического класса [Potapov et al., 1997].

Таким образом, наведенная сейсмичность – весьма интересное и опасное явление, нуждающееся в пристальном внимании и детальном изучении, поскольку ее закономерности носят объективно утилитарный характер – мало построить грандиозную плотину ГЭС, но нужно обеспечить и безопасность ее эксплуатации.

Однако эксплуатация водохранилищ сопровождается не только наведенной сейсмичностью, но и нарушением нормального развития экзогеодинамических процессов. Коротко остановимся на этом вопросе.

4. ЭКЗОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Озеро Байкал. Инженерно-геологические условия побережий озера отличаются сложностью, а их развитие отчасти стимулируется повышенной сейсмичностью региона. В бортах наблюдается широкое развитие неоген-четвертичных озерных, речных, пролювиальных и ледниковых отложений. Широкое развитие здесь получили абразийные, оползневые, селевые и обвальные процессы. Их проявление связано с особенностями волноприбойной деятельности озера и неустойчивыми погодно-климатическими условиями [Imetkhenov, 2009]. Особенно широко оползни проявлены на Танхойском поле (юго-восточное побережье) и в дельте р. Селенги. Ушедшие под воду большие оползни образовали серию однотипных заливов-соросов Посольский, Истокский, Инкинский, Провал и др. Оползанию способствует ритмичное песчано-глинистое строение осадочных пород. На о-ве Ольхон в поле раз-

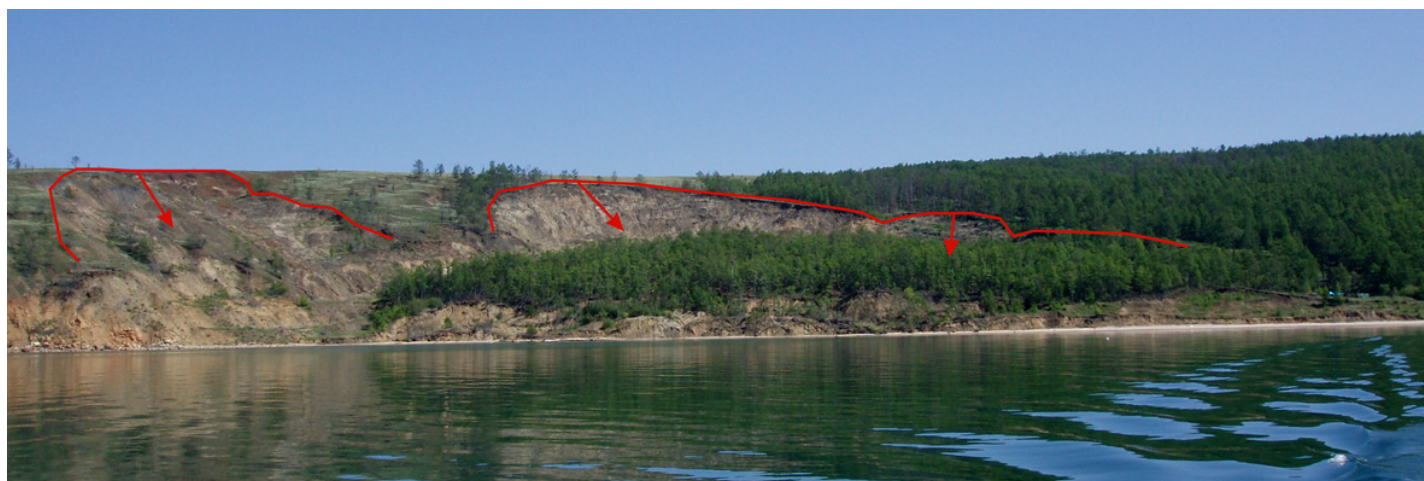


Рис. 14. Сасинский оползень с выделенными оползневыми цирками.

Fig. 14. The Sasinsky landslide with landslide circuses.

вития неогеновых толщ оползни проявлены в местечке Саса, заливах Баян-Шунген, Сарайском и др. (рис. 14). Техногенные колебания уровня озера по величине не велики, но нагонные сейши немало способствуют разрушению берегов.

Селевые потоки часто образуются на юго-восточном и северо-западном побережьях в результате интенсивного физического выветривания, накопления больших объемов грубообломочного материала и выпадения ливневых осадков.

Интенсивные экзогенные процессы происходят и в акватории озера. Так, в юго-восточной части подводного склона, по данным непрерывного сейсмопрофилирования, фиксируются большие оползни (рис. 15).

При подводном сползании осадочных образований и турбидитных потоках, вызванных землетрясениями, иногда наблюдаются выбросы метана (рис. 16) [Vologina et al., 2012].

Таким образом, экзогенная переработка берегов оз. Байкал идет при участии тектонических землетря-

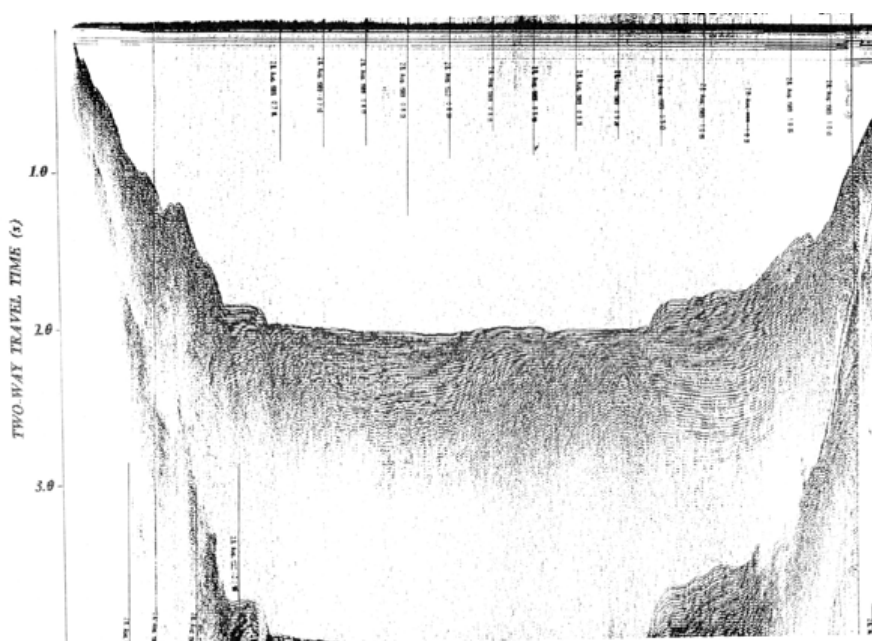


Рис. 15. Профиль НСП-17. Южная котловина оз. Байкал.

Fig. 15. Profile CSP-17. The southern basin of Lake Basin.

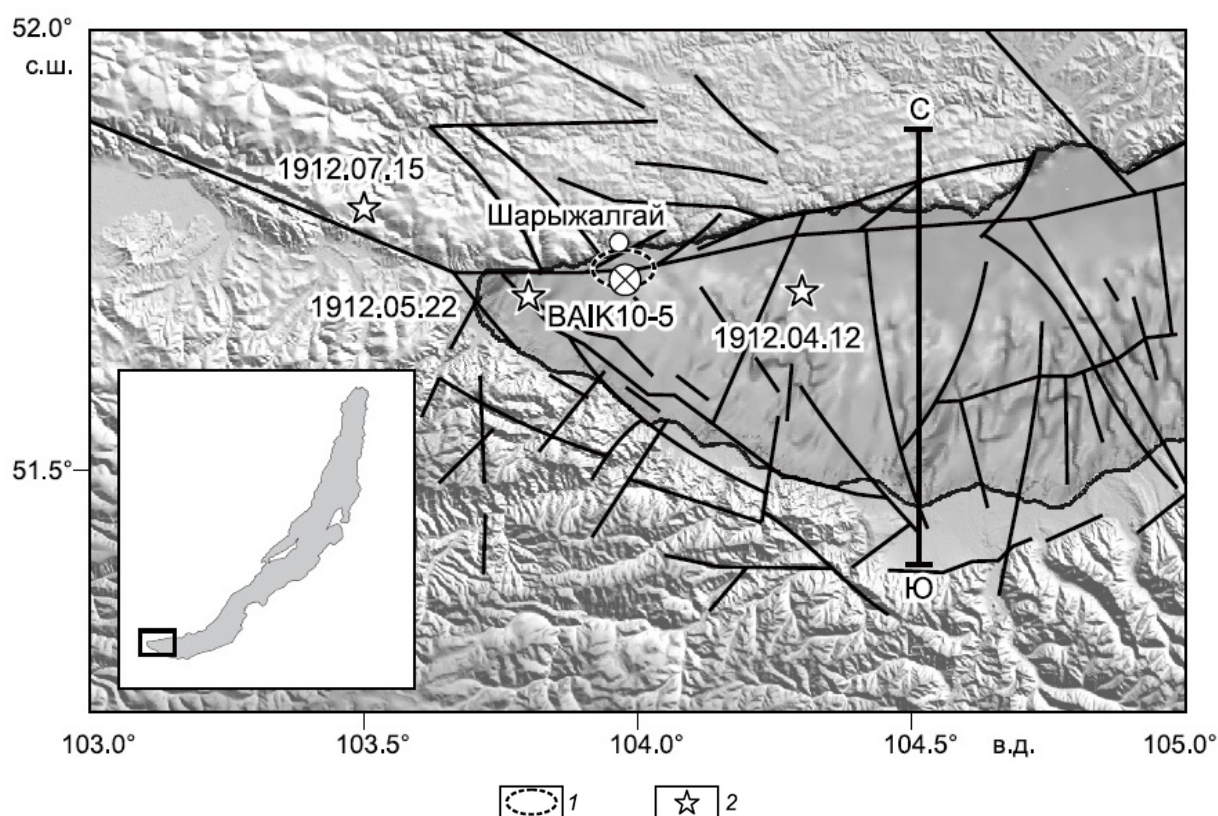


Рис. 16. Южный Байкал. 1 – район схода турбидитных потоков и выбросов метана; 2 – эпицентры тектонических землетрясений, сплошные черные линии – активные разломы [Vologina et al., 2012].

Fig. 16. South Baikal. 1 – area of occurrence of turbidite flows and methane outbursts, 2 – epicentres of tectonic earthquakes; solid black lines – active faults [Vologina et al., 2012].

сений и, возможно, наведенной сейсмичности [Galazy, Loot, 2000]. Сейсмические события на Байкале происходят периодически (табл. 4) [Levi et al., 2003; Zodonina, 2007].

Иркутское водохранилище. В результате строительства Иркутской ГЭС и заполнения водохранилища произошло изменение режима рек бассейна р. Ангары и водного баланса на прилегающих территориях. Главной задачей плотины Иркутской ГЭС являлось регулирование стока р. Ангары, что должно было способствовать нормальной работе гидросооружений Ангарского каскада. Из-за особенностей ледостава на сибирских реках, резко континентального климата и не-

равномерного выпадения атмосферных осадков были частыми весенние, летние и зимние наводнения, которые прекратились на реке после строительства Иркутской ГЭС. Однако эксплуатация водохранилища привела к возникновению ряда не свойственных реке процессов – абразионных и оползневых [Kadetova et al., 2008] (рис. 17).

Братское водохранилище. Его особенностью является то, что по характеру стока эта природно-техническая система многолетнего регулирования допускает величину понижения уровня до 10 м с ежегодными колебаниями 2–3 м. Изменение уровня и максимальные сработки обусловлены как природными, так и

Таблица 4. Результаты спектрального анализа временных рядов, числа сообщений о землетрясениях (мировая хронология)

Table 4. Results of spectral analysis of time series and numbers of reported earthquakes (world history)

Интервал, годы	Период, годы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1501–2002			19–25		42		126	170	
1501–1902	5		18–25			50		130–135	200
1902–2002	5–6	9–13	25–26	34		50			



Рис. 17. Проявление абразионного процесса на берегах Иркутского водохранилища (микрорайон Солнечный, фото 2011 г.).

Fig. 17. Manifestation of abrasion at the banks of the Irkutsk reservoir (Solnechny District of the city of Irkutsk, photo taken in 2011).

A



B



C



Рис. 18. Крупный техногенный оползень. А – панорамный вид Балаганского оползня, возникшего в 1993 г.; В – трещиноватость горных пород зоны выветривания; С – абразионный уступ.

Fig. 18. A large technogenic landslide. А – panoramic view of the Balagansky landslide formed in 1993; В – fracturing of rocks in the weathering zone; С – abrasion bench.

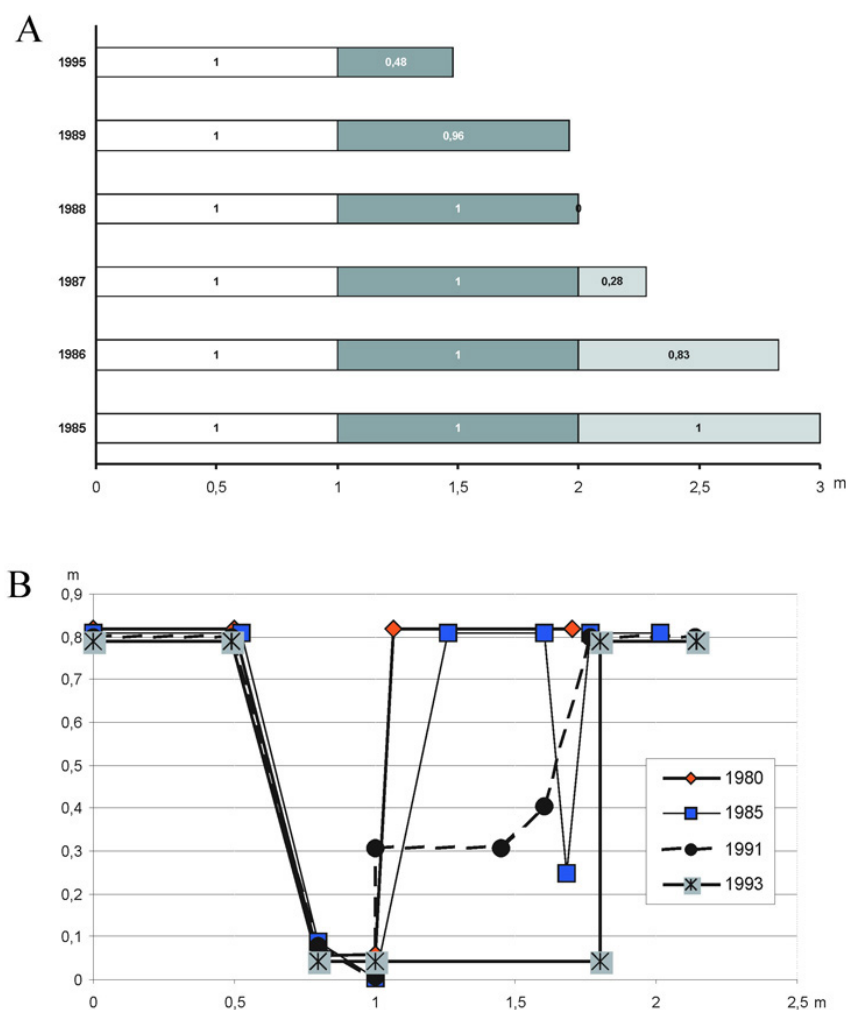


Рис. 19. Динамика Имбейского участка. *A* – отступление бровки берегового уступа за десять лет; *B* – характер изменения оползневого рельефа по одной из марок.

Fig. 19. Dynamics of the Imbeysky site. *A* – retreat of the bank's edge for ten years; *B* – variation of the landslide relief at one of the check points.

техногенными факторами. За 45-летний период эксплуатации наблюдалось несколько циклов понижения и последующего повышения уровня в многолетнем ходе (см. рис. 13). Однако время от времени производились эксплуатационные сбросы воды, наибольший из которых имел место быть в феврале 1990 г., когда уровень был быстро снижен на 6 м. В 2001 г. было осуществлено быстрое поднятие уровня воды на 5.56 м. Эта крупная и высокодинамичная природно-техническая система оказывает существенное влияние на формирование береговой линии и проявление экзогенных геологических процессов на прилегающих территориях [Trzhtsinsky et al., 2005]. Происходит интенсивная переработка склонов в результате кооперативного воздействия экзогенных (выветривание, абразия, оползни и др.) и эндогенных процессов (рис. 18).

В северной части, где в основном отмечаются техногенные сейсмические события, расположен ряд оползневых участков, входящих в мониторинговую

сеть Института земной коры СО РАН. Проанализировав динамику оползневых участков с учетом вклада техногенной сейсмичности в развитие береговых склонов [Trzhtsinsky et al., 2007], видим, что эти сотрясения сказались на темпах развития гравитационных деформаций и отступления кромки берега (см. рис. 10). Например, Имбейский оползневой участок, расположенный на правом берегу Окинской акватории, активизировался как отклик на техногенные сейсмические события района. Оползень заложился в песчаниково-глинистых породах ийской свиты нижнего ордовика, на крутом склоне высотой 90 м. Оползневой склон расположен на узком участке Окинской акватории, и волны к нему подходят по касательной, что значительно снижает их разрушающую способность. По материалам многолетних наблюдений роль абразивной деятельности как фактора, влияющего на динамику смещений грунтовых масс на склоне, на данном участке не установлена. Однако анализ графиков отступа-

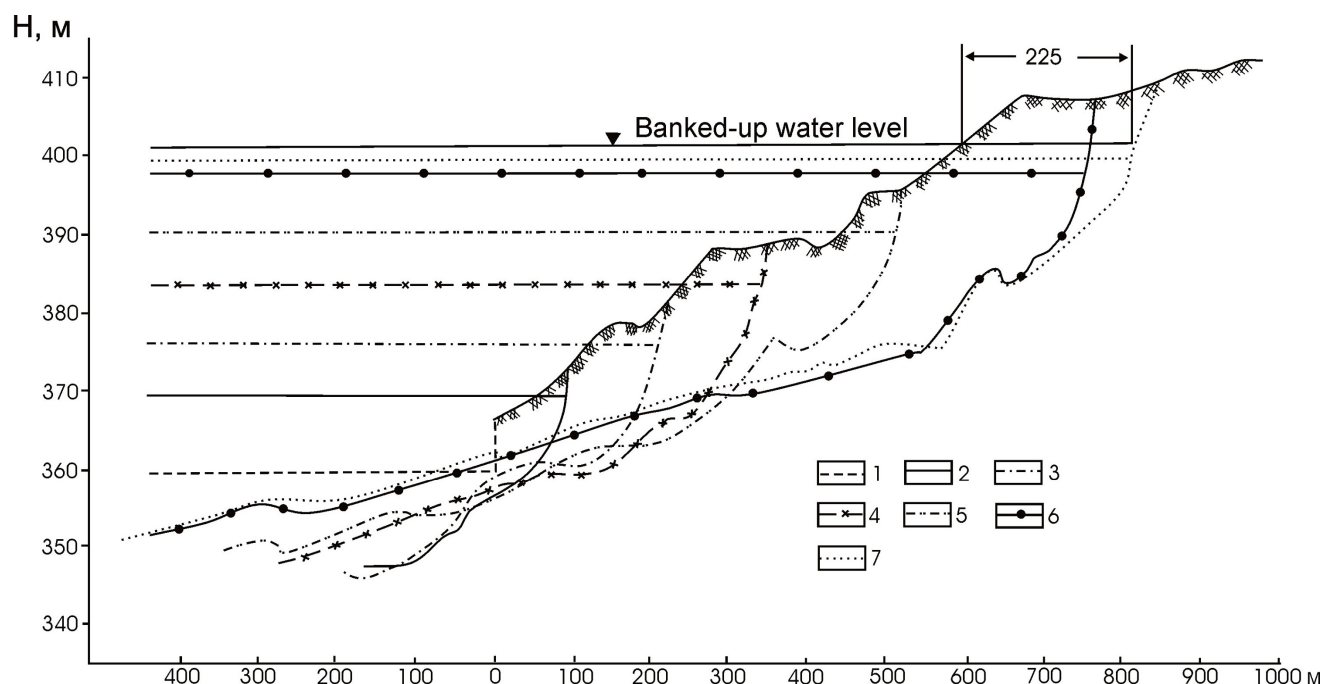


Рис. 20. Развитие берега у пос. Артумей, сложенного песчаными породами в период заполнения Братского водохранилища [Lashchilova, 1972]. Уровни водохранилища: 1 – 1962 г., 2 – 1963 г., 3 – 1964 г., 4 – 1965 г., 5 – 1966 г., 6 – 1967 г., 7 – 1968 г.

Fig. 20. Development of the bank near Artumey settlement. The bank was composed of sandy rocks during infilling of the Bratsk reservoir [Lashchilova, 1972]. Reservoir levels: 1 – 1962; 2 – 1963; 3 – 1964; 4 – 1965; 5 – 1966; 6 – 1967; 7 – 1968.

ния береговой бровки показал, что процесс ее разрушения происходит неравномерно. Так, в период 1985–1988 гг., т.е. в то время, когда техногенные сейсмические события здесь происходили регулярно (в летне-осенние периоды произошло шесть событий с энергетическим классом $K=8.0-8.3$), зафиксированы вывалы крупных блоков породы, что привело к значительному отступанию береговой бровки (например, 1986–1987 г. на 0.55 м) (рис. 19, А). Анализ скоростей смещения тела самого оползня также демонстрирует отзывчивость среды на техногенные сейсмические сотрясения. В 1983 г. на описываемой территории отмечено три таких события, при которых Имбейский оползневой участок попал в радиус действия сейсмических волн. Динамика смещений оползневых блоков в сторону долины в эти годы составила 6 см/год. В периоды отсутствия сейсмических событий средние значения смещений за год не превышали 1.2 см (рис. 19, В).

Возможно, что и формирование Стрелкинского оползня, обнаруженного осенью 1983 г., спровоцировано тремя землетрясениями, произошедшими в 1983 г. (№ 14, 15, 16 на рис. 10).

Два уникальных оползневых участка расположены по Окинской акватории – Артумей и Омский. Участок Артумей вошел в литературу как классический вариант переработки берега в первый период заполнения водоема. Наиболее катастрофические явления происходили в 1961–1967 гг. на участке берега непосредственно в р-не поселка Артумей, где в течение двух лет

берег отступил на 1.1 км. Это, в свою очередь, обусловило необходимость перенесения населенного пункта на новое место. Повышение уровня грунтовых вод способствовало обводнению нижних горизонтов песчаной толщи и нарушению устойчивости склона (рис. 20).

Поднятие уровня на 60 м в 1962 г. активизировало процесс отступления бровки вглубь на 4 м (август) и 12 м (сентябрь) [Lashchilova, 1972], в октябре 1962 г. – еще на 28 м. За зимний период 1962–1963 гг. уровень был поднят на 15 м. В данный период сказалось взвешивающее действие воды на массив [Emel'yanova, 1972], которое способствовало формированию здесь пласта лжеплывуна, обусловившего в дальнейшем развитие склона по оползневому сценарию. По данным С.И. Голенецкого в это же время на данной территории произошла серия сейсмических событий (вероятно, техногенных) интенсивностью до 2 баллов (рис. 21, 22).

Кратковременные, но сильные штормы в весенний период (май–июнь) способствовали активизации оползне-плывунных процессов. В мае 1963 г. отступление составило 32 м, в июне – 48 м, в октябре – 160 м. В 1964 и 1965 г. закономерность развития склона в основной своей части повторяет предыдущий период. Максимальная величина деформаций достигла в октябре 1964 г. 123 м [Lashchilova, 1972]. Наибольшие деформации произошли в 1966 г., когда уровень воды достиг эксплуатационных отметок. Такая же ситуация

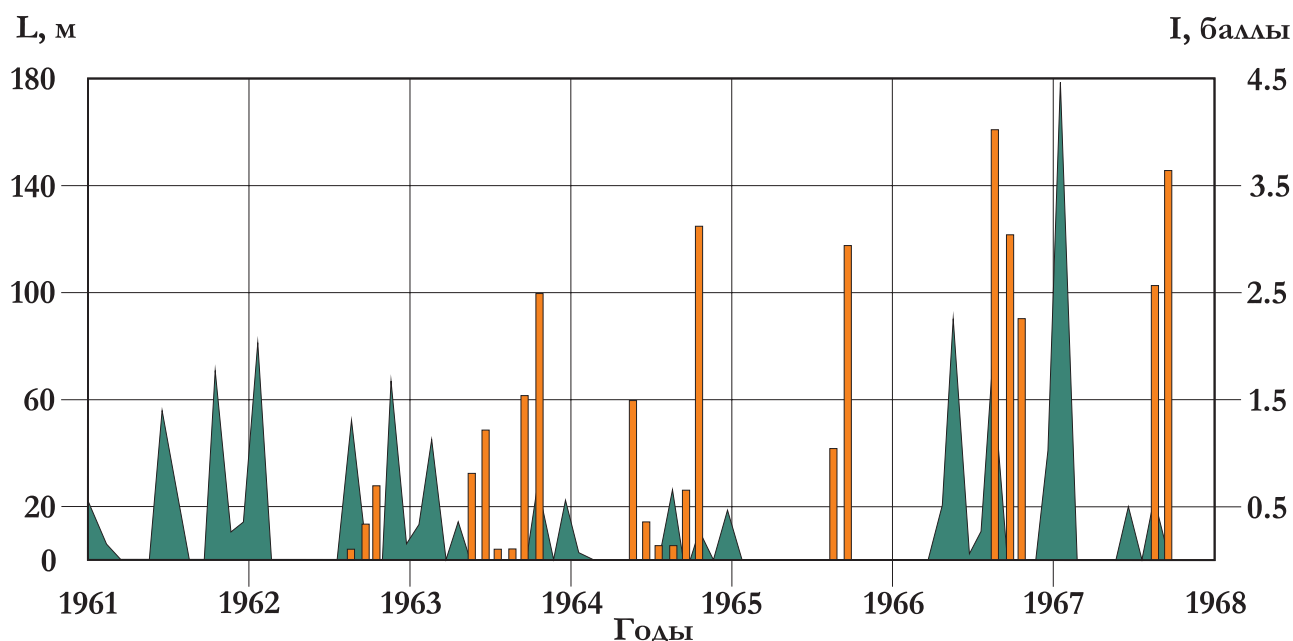


Рис. 21. Взаимосвязь отступления берега и интенсивности техногенных сейсмических событий в баллах на участке Артумей [Ovchinnikov, 2003] – землетрясения 1961–1968 гг. приводятся со ссылкой на С.И. Голенецкого. L – ширина отступления берега, м (гистограмма, оранжевые столбики); I – интенсивность колебаний грунта, баллы (кривая, темно-зеленая заливка).

Fig. 21. The relationship between retreat of the bank and intensity of technogenic seismic events at the Artumey site [Ovchinnikov, 2003]. Data on earthquakes from 1961 to 1968 are given according to S.I. Golenetsky. L – width of retreat of the bank, m (histogram, orange bars); I – intensity of ground motions, points (curve, dark green shading).

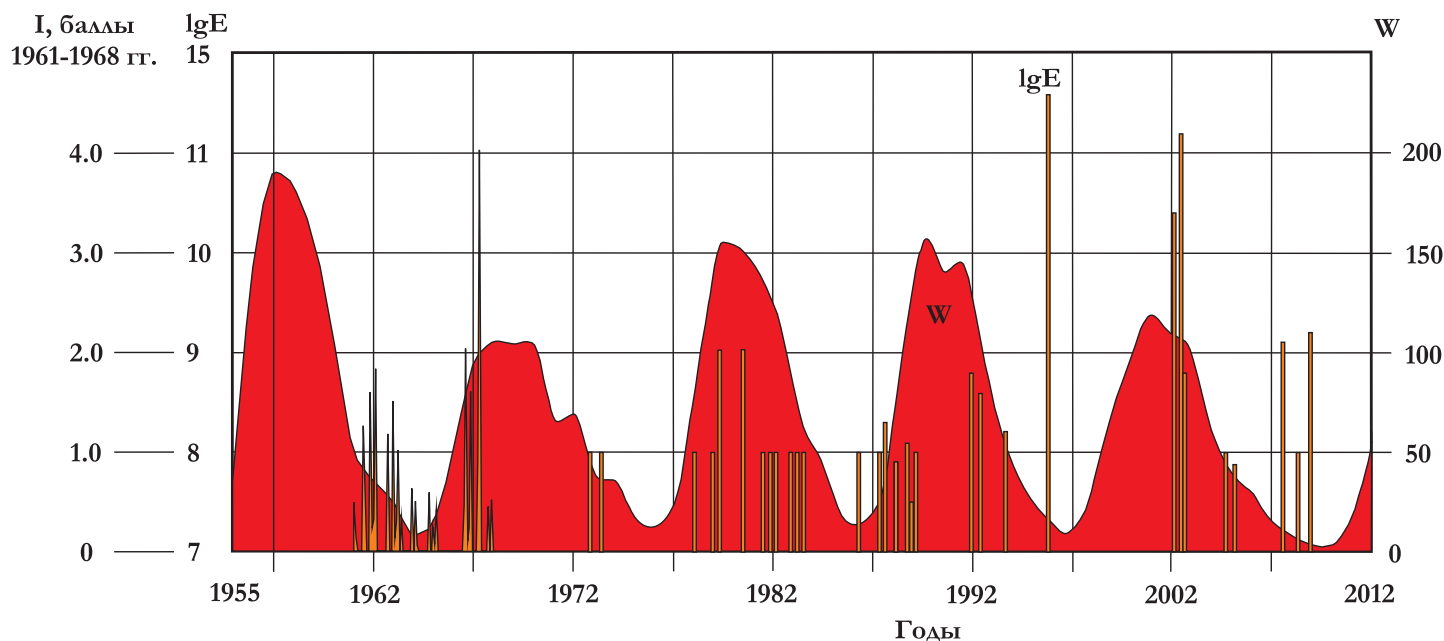


Рис. 22. Проявление наведенной и техногенной сейсмичности на Братском водохранилище с учетом данных из [Ovchinnikov, 2003]. Землетрясения 1961–1968 гг. приводятся со ссылкой на С.И. Голенецкого с добавлениями. W – числа Вольфа.

Fig. 22. Manifestation of induced and technogenic seismicity at the Bratsk reservoir, with account of data published in [Ovchinnikov, 2003]. Data on earthquakes from 1961 to 1968 according to S.I. Golenetsky are supplemented herein. W – Wolf numbers.

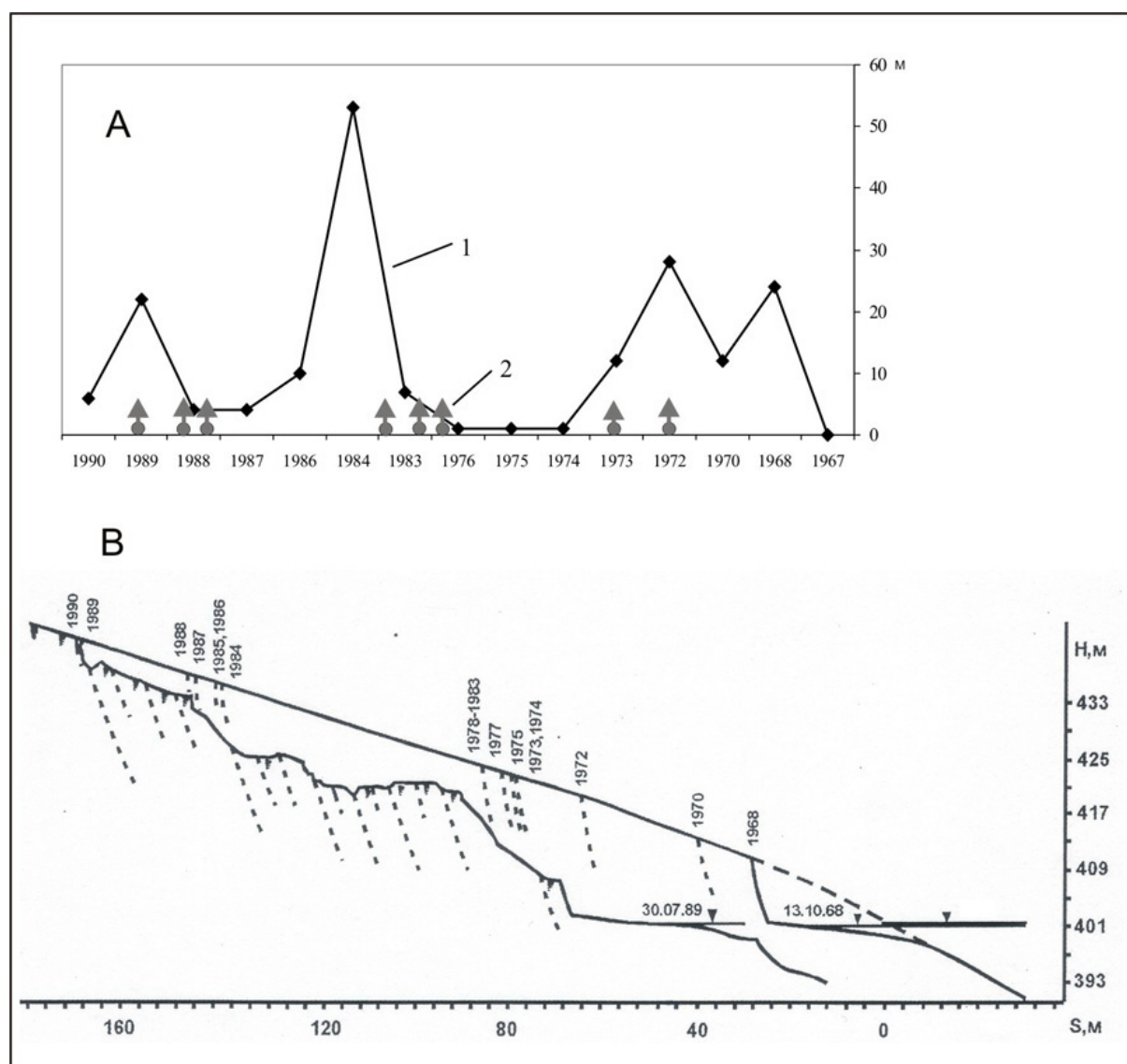


Рис. 23. Динамика Омского оползневого участка. А – всплески оползневых смещений (1) и сейсмические события (2); В – развитие берега по годам.

Fig. 23. Dynamics of the Omsky landslide site. A – bursts of landslide displacements (1) and seismic events (2); B – development of the bank over years.

сложилась и в 1967 г., когда уровень достиг НПГ. Зимний период характеризовался повышенной сейсмичностью (до 4 баллов), и в сочетании с повышением уровня водоема возникли значительные напряжения в массиве, началось активное выплывание в водоем обводненных песков, формирование крупных оползневых ступеней и их смещение под урез (в августе – 100 м, в сентябре – 144 м). Последнее смещение было отмечено в осенний период 1968 г., оно составило 50 м. Как правило, основные события происходили в летние месяцы. Максимальные объемы смещающегося песка за один год с 1 км берега составляли 3–8 тыс. м³, в 1967 г. в процесс обрушения по всему участку, протяженностью 2.5 км, было вовлечено более 8 млн м³ грунта [Lashchilova, 1972].

Следует еще раз подчеркнуть, что совместное воздействие сейсмических сотрясений и волнений в Калтукском расширении вызвало огромную нагрузку на береговые склоны. Это отразилось на устойчивости склона и привело к вытеканию массы песка из его подводной части и, как результат, к деформации и подвижке грунта в виде оползневых смещений [Potapov et al., 1997; Pavlenov, Chernykh, 2004; Ovchinnikov, 2003]. В настоящее время участок стабилен, сформировалась абразионно-аккумулятивная отмель с углом 5–8° и циркуобразная форма побережья, что способствует гашению волновой энергии на подступах к берегу. Идут небольшие размывы осушенной отмели и подножья береговых уступов.

Другой подобный сложный участок – Омский, ко-

- and regional activations of seismogeodynamic process. *Fizicheskaya Mezomechanika* 6 (1), 55–61 (in Russian) [Дядьков П.Г. Особенности проявления вызванной сейсмичности на оз. Байкал: зависимость от скорости нагружения и региональных активизаций сейсмогеодинамического процесса // *Физическая мезомеханика*. 2003. Т. 6. № 1. С. 55–61].
- Emel'yanova E.P., 1972. Basic Regularities of Landslides. Nedra, Moscow, 297 p. (in Russian) [Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. М.: Недра, 1972. 297 с.].
- Ferreira J.M., De Oliveira R.T., Assumpção M., Moreira J.A.M., Pearce R.G., Takeya M.K., 1995. Correlation of seismicity and water level in the Açú reservoir – an example from Northeast Brazil. *Bulletin of the Seismological Society of America* 85 (5), 1483–1489.
- Ferreira J.M., França G.S., Vilar C.S., do Nascimento A.F., Bezerra F.H.R., Assumpção M., 2008. Induced seismicity in the Castanhão reservoir, NE Brazil – preliminary results. *Tectonophysics* 456 (1–2), 103–110. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.11.011>.
- Galazy G.I., Loot B.F., 2000. Baikal earthquakes (one of possible causes). *Geografiya i Prirodnye Resursy* 2, 37–42 (in Russian) [Галазий Г.И., Лут Б.Ф. Байкальские землетрясения (одна из возможных причин) // *География и природные ресурсы*. 2000. № 2. С. 37–42].
- Golenetskii S.I., 1997a. Earthquakes in Irkutsk. Imya, Irkutsk, 95 p. (in Russian) [Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск: Имя, 1997. 95 с.].
- Golenetskii S.I., 1997b. Problem of the induced seismicity in the area of the Irkutsk water reservoir at the southwestern ending of lake Baikal. *Geologiya i Geofizika* 38 (10), 1692–1698.
- Golenetskii S.I., 1998. A rare earthquake in the south of the Siberian Platform. *Doklady Earth Sciences* 363 (9), 1257–1260.
- Gupta H.K., 1985. The present status of reservoir induced seismicity investigations with special emphasis on Koyna earthquakes. *Tectonophysics* 118 (3–4), 257–279. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90125-8](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(85)90125-8).
- Gupta H.K., 2002. A review of recent studies of triggered earthquakes by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna, India. *Earth-Science Reviews* 58 (3–4), 279–310. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00063-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00063-6).
- Gupta H., Narain H., Rastogi B.K., Mohan I., 1969. A study of the Koyna earthquake of December 10, 1967. *Bulletin of the Seismological Society of America* 59 (3), 1149–1162.
- Gupta H.K., Rastogi B.K., Chadha R.K., Mandal P., Sarma C.S.P., 1997. Enhanced reservoir-induced earthquakes in Koyna region, India, during 1993–95. *Journal of Seismology* 1 (1), 47–53. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1009742428657>.
- Gupta H.K., Rastogi B.K., Narain H., 1972. Common features of the reservoir-associated seismic activities. *Bulletin of the Seismological Society of America* 62 (2), 481–492.
- Imetkhenov A.B., 2009. Conditions of engineering geology of the coast. In: Tulokhonova A.K. (Ed.), Baikal. Nature and People. EKOS Publishing House of BSC, SB RAS, Ulan-Ude, p. 230–235 (in Russian) [Иметхенов А.Б. Инженерно-геологические условия побережья // Байкал. Природа и люди / Под ред. А.К. Тулохонова. Улан-Удэ: ЭКОС, Изд-во БНЦ СО РАН, 2009. С. 230–235].
- Kadetova B.V., Rybchenko A.A., Trzhtinsky Y.B., 2008. The present geoecological situation within the territory of the city of Irkutsk. *Geography and Natural Resources* 29 (1), 43–49. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gnr.2008.04.008>.
- Kangi A., Heidari N., 2008. Reservoir-induced seismicity in Karun III dam (Southwestern Iran). *Journal of Seismology* 12 (4), 519–527. <http://dx.doi.org/10.1007/s10950-008-9104-4>.
- Kaufmann G., Amelung F., 2000. Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B7), 16341–16358. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900079>.
- Keith C.M., Simpson D.W., Soboleva O.V., 1982. Induced seismicity and style of deformation at Nurek Reservoir, Tadzhik SSR. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 87 (B6), 4609–4624. <http://dx.doi.org/10.1029/JB087iB06p04609>.
- Kulkarni M.N., Radhakrishnan N., Rai D., 2006. Global positioning system in disaster monitoring of Koyna dam, Western Maharashtra. *Survey Review* 38 (301), 629–636. <http://dx.doi.org/10.1179/003962606780732083>.
- Lashchilova V.M., 1972. Reconfiguration of the Bratsk reservoir shoreline near the Artumey settlement. *Trudy GGI* 190, 105–129 (in Russian) [Лащилова В.М. Переформирование берега Братского водохранилища у пос. Артумей // *Труды ГГИ*. 1972. Вып. 190. С. 105–129].
- Levi K.G., Zadonina N.V., 2012. Heliogeodynamics: Natural Aspects of Global Solar Minima. ISU, Irkutsk, V. 1. Book 2, 668 p. (in Russian) [Леви К.Г., Задонина Н.В. Гелиогеодинамика: Природные аспекты глобальных солнечных минимумов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2012. Т. 1. Книга 2. 668 с.].
- Levi K.G., Zadonina N.V., Berdnikova N.E., 2003. Modern geodynamics and heliogeodynamics. The 500-years chronology of anomalous phenomena in nature and society in Siberia and Mongolia: Textbook for universities. Irkutsk State Technical University, Irkutsk. Book II, 384 p. (in Russian) [Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. 500-летняя хронология аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии: Учеб. пособие для вузов. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2003. Книга II. 384 с.].
- Manake A., Kulkarni M.N., 2002. Study of the deformation of Koyna dam using the Global Positioning System. *Survey Re-*

- view 36 (285), 497–507. <http://dx.doi.org/10.1179/003962602791483118>.
- Meade R.B., 1991. Reservoirs and earthquakes. *Engineering Geology* 30 (3–4), 245–262. [http://dx.doi.org/10.1016/0013-7952\(91\)90062-P](http://dx.doi.org/10.1016/0013-7952(91)90062-P).
- Osipov V.I., 1996. Megacities endangered by natural catastrophes. *Vestnik RAN* 66 (9), 771–782 (in Russian) [Осипов В.И. Мегалополисы под угрозой природных катастроф // Вестник РАН. 1996. Т. 66. № 9. С. 771–782].
- Ovchinnikov G.I., 2003. The dynamics of the shoreline zone of the Angara reservoirs. Abstract of the Ph. D. thesis. Irkutsk, 50 p. (in Russian) [Овчинников Г.И. Динамика береговой зоны ангарских водохранилищ: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Иркутск, 2003. 50 с.].
- Pavlenov V.A., Chernykh E.N., 2004. Problems of induced seismicity of the Angarsk cascade of hydropower stations. In: Modern geodynamics and hazardous natural processes in Central Asia. Irkutsk, p. 190–196 (in Russian) [Павленов В.А., Черных Е.Н. Проблемы наведенной сейсмичности Ангарского каскада ГЭС // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Иркутск, 2004. С. 190–196].
- Ping H., Yuliang H., 1992. Advances in reservoir-induced seismicity research in China. *Tectonophysics* 209 (1–4), 331–337. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90043-6](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90043-6).
- Potapov V.A., Tabulevich V.N., Chernykh E.N., 1997. The impact of storm microseismic vibrations on seismicity in the area of the Kuril islands in the Pacific Ocean and at Lake Baikal. *Geologiya i Geofizika* 38 (8), 1411–1419 (in Russian) [Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсмических колебаний на сейсмичность в районе Курильских островов Тихого океана и на озере Байкал // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 8. С. 1411–1419].
- Psakhie S.G., Shilko E.V., Astafurov S.V., Dimaki A.V., Ruzhich V.V., Panchenko A.Yu., 2008. Model study of the formation and evolution of deformation-induced structures of the subduction type in the ice cover of Lake Baikal. *Physical Mechanics* 11 (1), 55–65.
- Ruzhich V.V., Psakhie S.G., Chernykh E.N., Bornyakov S.A., Granin N.G., 2009. Deformation and seismic effects in the ice cover of Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics* 50 (3), 214–221. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2008.08.005>.
- Simpson D.W., Leith W.S., Scholz C.H., 1988. Two types of reservoir-induced seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (6), 2025–2040.
- Simpson D.W., Negmatullaev S.K., 1981. Induced seismicity at Nurek Reservoir, Tadjikistan, USSR. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71 (5), 1561–1586.
- Talwani P., 1997. On the nature of reservoir-induced seismicity. *Pure and Applied Geophysics* 150 (3–4), 473–492. <http://dx.doi.org/10.1007/s000240050089>.
- Trzhtsinsky Yu.B., Kozyreva E.A., Radziminovich Ya.B., 2007. The effect of seismic events on sliding deformations of the Bratsk water reservoir shores. *Russian Geology and Geophysics* 48 (7), 614–615. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2007.06.002>.
- Trzhtsinsky Yu.B., Kozyreva E.A., Verkhozin I.I., 2005. Specific Features of Engineering Geology of the Irkutsk Amphitheater. Irkutsk State Technical University, Irkutsk, 124 p. (in Russian) [Тржцинский Ю.Б., Козырева Е.А., Верхозин И.И. Инженерно-геологические особенности Иркутского амфитеатра. Иркутск: Издательство ИрГТУ, 2005. 124 с.].
- Trzhtsinskii Yu.B., Levi K.G., 2009. Natural and human-induced processes water reservoirs at the coordinated hydroelectric system on the Angara River and the problem of induced seismicity. *Geokologiya* 1, 71–79.
- Vologina E.G., Sturm M., Radziminovich Ya.B., Vorob'eva S.S., Shchetnikov A.A., 2012. The 1912 earthquake in South Baikal: traces in bottom sediments and gas release into the water column. *Russian Geology and Geophysics* 53 (12), 1342–1350. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.10.007>.
- Zadonina N.V., 2007. Dynamics of Temporal Variations of Natural Hazard Intensity. The Analysis of Time Series. Irkutsk State Technical University, Irkutsk, 102 p. (in Russian) [Задонина Н.В. Динамика временных вариаций интенсивности опасных природных процессов. Анализ временных рядов. Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2007. 102 с.].



Леви Кирилл Георгиевич, докт. геол.-мин. наук, профессор, зам. директора института по науке
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел. (3952)424562; e-mail: levi@crust.irk.ru

Levi, Kirill G., Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Deputy Director
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel. +7(3952)424562; e-mail: levi@crust.irk.ru



Козырева Елена Александровна, канд. геол.-мин. наук, зав. лабораторией инженерной геологии и геоэкологии
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)425899; e-mail: kozireva@crust.irk.ru

Kozyreva, Elena A., Candidate of Geology and Mineralogy, Head of the Laboratory of Engineering Geology and Geocology

Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)425899; e-mail: kozireva@crust.irk.ru



Задонина Наталья Витальевна, канд. геол.-мин. наук, доцент
Национальный исследовательский Иркутский государственный технический университет
664074, Иркутск, ул. Лермонтова, 83
Тел.: (3952)405113

Zadonina, Natalia V., Candidate of Geology and Mineralogy, Associate Professor

National Research Irkutsk State Technical University
83 Lermontov street, Irkutsk 664074, Russia
Tel.: (3952)405113



Чечельницкий Владимир Васильевич, канд. геол.-мин. наук, заместитель директора по научной работе
Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
Тел.: (3952)427490; e-mail: chechel@crust.irk.ru

Chechelnitsky, Vladimir V., Candidate of Geology and Mineralogy, Deputy Director for Science

Baikal Division of Geophysical Survey SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)427490; e-mail: chechel@crust.irk.ru



Гилёва Надежда Алексеевна, главный геофизик
Байкальский филиал Геофизической службы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
Тел.: (3952)511231; e-mail: nagileva@crust.irk.ru

Gilyova, Nadezhda A., Chief Geophysicist

Baikal Division of Geophysical Survey SB RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)511231; e-mail: nagileva@crust.irk.ru



MODEL OF GEOMEDIA CONTAINING DEFECTS: COLLECTIVE EFFECTS OF DEFECTS EVOLUTION DURING FORMATION OF POTENTIAL EARTHQUAKE FOCI

I. A. Panteleev, O. A. Plekhov, O. B. Naimark

Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia

Abstract: This paper describes the statistical thermo-dynamical evolution of an ensemble of defects in the geomedium in the field of externally applied stresses. The authors introduce 'tensor structural' variables associated with two specific types of defects, fractures and localized shear faults (Fig. 1). Based on the procedure for averaging of the structural variables by statistical ensembles of defects, a self-consistency equation is developed; it determines the dependence of the macroscopic tensor of defects-induced strain on values of external stresses, the original pattern and interaction of defects. In the dimensionless case, the equation contains only the parameter of structural scaling, i.e. the ratio of specific structural scales, including the size of defects and an average distance between the defects.

The self-consistency equation yields three typical responses of the geomedium containing defects to the increasing external stress (Fig. 2). The responses are determined from values of the structural scaling parameter. The concept of non-equilibrium free energy for a medium containing defects, given similar to the Ginzburg-Landau decomposition, allowed to construct evolutionary equations for the introduced parameters of order (deformation due to defects, and the structural scaling parameter) and to explore their solutions (Fig. 3).

It is shown that the first response corresponds to stable quasi-plastic deformation of the geomedium, which occurs in regularly located areas characterized by the absence of collective orientation effects. Reducing the structural scaling parameter leads to the second response characterized by the occurrence of an area of meta-stability in the behavior of the medium containing defects, when, at a certain critical stress, $\sigma_m(p_m)$, the orientation transition takes place in the ensemble of interacting defects, which is accompanied by an abrupt increase of deformation (Fig. 2). Under the given observation/averaging scale, this transition is manifested by localized cataclastic deformation (i.e. a set of weak earthquakes), which migrates in space at a velocity several orders of magnitude lower than the speed of sound, as a 'slow' deformation wave (Fig. 3). Further reduction of the structural scaling parameter leads to degeneracy of the orientation meta-stability and formation of localized dissipative defect structures in the medium. Once the critical stress $\sigma_c(p_c)$ is reached, such structures develop in the blow-up regime, i.e. the mode of avalanche-unstable growth of defects in the localized area that is shrinking eventually. At the scale of observation, this process is manifested as brittle fracturing that causes formation of a deformation zone, which size is proportional to the scale of observation, and corresponds to occurrence of a strong earthquake.

On the basis of the proposed model showing the behavior of the geomedium containing defects in the field of external stresses, it is possible to describe main ways of stress relaxation in the rock massives – brittle large-scale destruction and cataclastic deformation as consequences of the collective behavior of defects, which is determined by the structural scaling parameter.

Results of this study may prove useful for estimation of critical stresses and assessment of the geomedium status in seismically active regions and be viewed as model representations of the physical hypothesis about the uniform nature of development of discontinuities/defects in a wide range of spatial scales.

Key words: geomedia defects, earthquake focus, stress relaxation, collective effects, metastability region, blow-up regime, deformation waves.

Recommended by Yu.L. Rebetsky

Citation: Panteleev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., 2013. Model of geomedia containing defects: collective effects of defects evolution during formation of potential earthquake foci. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 37–51. doi:10.5800/GT-2013-4-1-0090.

МОДЕЛЬ ГЕОСРЕДЫ С ДЕФЕКТАМИ: КОЛЛЕКТИВНЫЕ ЭФФЕКТЫ РАЗВИТИЯ НЕСПЛОШНОСТЕЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

И. А. Пантелеев, О. А. Плехов, О. Б. Наймарк

Институт механики сплошных сред УрО РАН, Пермь, Россия

Аннотация: В работе описана статистико-термодинамическая эволюция ансамбля дефектов в геосреде в поле внешнего приложенного напряжения. Авторами вводятся тензорные структурные переменные, ассоциированные с двумя характерными типами дефектов: трещинами и локализованными сдвигами (рис. 1). Процедура осреднения структурных переменных по статистическому ансамблю дефектов позволила получить уравнение самосогласования, определяющее зависимость макроскопического тензора деформации, индуцированной дефектами, от величины внешних напряжений, исходной структуры и взаимодействия дефектов, которое в безразмерном случае содержит только один параметр – параметр структурного скейлинга. Параметр структурного скейлинга определяется отношением характерных структурных масштабов: размером дефектов и средним расстоянием между дефектами.

В результате решения уравнения самосогласования получено три характерных реакции геосреды с дефектами на рост внешнего напряжения (рис. 2), которые определяются величиной параметра структурного скейлинга. Формулировка неравновесной свободной энергии для среды с дефектами в форме, аналогичной разложению Гинзбурга-Ландау, позволила записать эволюционные уравнения для введенных параметров порядка (деформации, обусловленной дефектами, и параметра структурного скейлинга) и исследовать их собственные решения (рис. 3).

Показано, что первая реакция соответствует устойчивому квазипластическому деформированию среды, локализованному в регулярно расположенных пространственных областях, характеризующихся отсутствием коллективных ориентационных эффектов. Уменьшение параметра структурного скейлинга приводит ко второй реакции, которая характеризуется появлением области метастабильности в поведении среды с дефектами, когда при некотором критическом напряжении $\sigma_m(p_m)$ происходит ориентационный переход в ансамбле взаимодействующих дефектов, сопровождающийся резким скачком деформации (рис. 2). При этом на масштабе наблюдения (осреднения) этот переход проявляется в виде локализованной катакlastической деформации (множества слабых землетрясений), мигрирующей по пространству со скоростью, на порядки меньшей скорости звука – «медленной» деформационной волны (рис. 3). Дальнейшее уменьшение параметра структурного скейлинга приводит к вырождению ориентационной метастабильности и формированию в среде локализованных диссипативных дефектных структур, которые при достижении критического напряжения $\sigma_c(p_c)$ развиваются в режиме с обострением – режиме лавинно-неустойчивого роста дефектов в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени. На масштабе наблюдения этот процесс проявляется в виде хрупкого разрушения с формированием зоны разрушения, соизмеримой с самим масштабом наблюдения, и соответствует появлению сильного землетрясения.

Таким образом, построенная модель поведения геосреды с дефектами в поле внешних напряжений позволяет описать основные способы релаксации напряжений массивами горных пород: хрупкое крупномасштабное разрушение и катакlastическое деформирование, которые являются следствиями коллективного поведения дефектов, определяемого величиной параметра структурного скейлинга.

Полученные результаты могут быть полезны для оценки критических напряжений и состояний геосреды в сейсмоактивных районах, а также могут рассматриваться как модельные представления физической гипотезы о единстве природы развития несплошностей (дефектов) на широком спектре пространственных масштабов.

Ключевые слова: дефекты геосреды, очаг землетрясения, релаксация напряжений, коллективные эффекты, область метастабильности, режим с обострением, деформационные волны.

1. ВВЕДЕНИЕ

Современные данные свидетельствуют, что землетрясения обнаруживают признаки сложных динамических многоуровневых систем, включая пространственно-временную локализацию событий, автомодельность, миграцию активности по системам нарушений земной коры [Geilikman, Pisarenko, 1989; Sadovsky, 1989; Sadovsky et al., 1987; Sadovsky, Pisarenko, 1989; Hirata et al., 1987; Hirata, 1989]. Широкое распространение получили концепции, согласно которым разви-

тие событий, предшествующих возникновению сильного землетрясения, может быть описано как поведение неравновесных критических систем [Sadovsky, Pisarenko, 1989; Tyupkin, 2004a, 2004b, 2004c; Knopoff, 1993; Sornette, 2000; Kossobokov et al., 2000]. Это означает, что с приближением момента сильного землетрясения характеристики индивидуального поведения структурных элементов геосреды становятся менее существенными, в отличие от коллективных эффектов, охватывающих все пространственно-временные масштабы системы и преобладающих в области возникно-

вения наступающего землетрясения. Последние исследования основаны на гипотезе о том, что область, в которой наблюдается коррелированное появление сейсмических событий, изменяется со временем и может расти во время подготовки основного удара [Myachkin et al., 1975; Zaliapin et al., 2003; Tyupkin, di Giovambattista, 2005]. Под структурными элементами при этом понимаются дефекты геосреды того или иного масштабного уровня – поверхности механического нарушения сплошности, образующиеся в геосреде как в деформируемом твердом теле под действием внешних сил (трещины, разломы, границы блоков и т.д.). Наличие пространственно-иерархической структуры дефектов литосферы определяет существенную неоднородность полей напряжения того или иного масштаба, а как следствие влияет и на способ диссипации накопленной горными массивами упругой энергии (хрупкое крупномасштабное разрушение, катакластическое течение или локализованное пластическое течение) [Rebetskiy, 2007a]. Определяющая роль дефектов литосферы как физических носителей механизмов неупругого деформирования и разрушения, реализуемых на всем спектре пространственных масштабов, является основным положением нового научного направления – физической мезомеханики [Panin, 1998; Panin et al., 2004]. Впервые на аналогию особенностей процесса разрушения и явлений, которые наблюдаются в сейсмически активных зонах, обращено внимание в работах С.В. Гольдина [Goldin, 2002, 2004].

Наиболее известной и общепризнанной моделью подготовки очага землетрясения, рассматривающей эволюцию дефектов как главный механизм формирования очага, является модель лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ-модель) [Myachkin, 1978]. Основой модели послужили результаты лабораторных экспериментов по разрушению горных пород с одновременной регистрацией акустической эмиссии [Lockner et al., 1992; Sobolev, Ponomarev, 2003]. Согласно ЛНТ-модели, процесс формирования источника землетрясения состоит из трех стадий. На первой стадии под влиянием медленного увеличения тектонических напряжений происходит однородное накопление трещин в объеме Ω . После того как плотность трещин ν достигает критической величины в относительно малой области $\Omega_s < \Omega$, состояние среды входит во вторую стадию, которая характеризуется заметным увеличением трещинообразования в Ω_s и ростом области Ω_s . Эта стадия связана с образованием потенциального источника землетрясения, а область $\Omega_s(t)$ – с образованием потенциального региона источника. Общая скорость деформации в области $\Omega_s(t)$ увеличивается в результате вклада деформации, вызванной перемещениями вдоль берегов трещин. Основная физическая особенность потенциальной области источника заключается в том, что при выполнении условия $\nu > \nu_{cr}^{(1)}$

взаимодействие трещин увеличивает вероятность растрескивания материала и приводит к самоорганизации процесса разрушения. Третью стадию отличает начало неустойчивой деформации, локализованной в узкой области развивающегося макроразрыва. Эта стадия начинается после того, как плотность трещин достигает второй критической точки $\nu_{cr}^{(2)}$ и развивается, как правило, благодаря упругой энергии, накопленной в среде. Существенный момент ЛНТ-модели – иерархия трещин, при которой переход от одной стадии к другой сопровождается укрупнением масштаба и эволюцией дефектов. При укрупнении трещин не требуется напряжений, близких к предельным.

Одним из первых формализованных подходов для описания указанных стадий является реологическая модель В.П. Мясникова и В.А. Ляховского [Lyakhovsky, Myasnikov, 1985; Lyakhovsky et al., 1997], учитывающая влияние упругой деформации, вязкой релаксации и развития повреждений в материале. Согласно этой модели плотность свободной энергии может быть записана в виде:

$$F_e = F_0 + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\lambda(\alpha)}{2} I_1^2 + \mu(\alpha) I_2 - \gamma(\alpha) I_1 \sqrt{I_2} \right), \quad (1)$$

где $I_1 = \sum_i \varepsilon_{ii}$, $I_2 = \sum_{ij} \varepsilon_{ij} \varepsilon_{ij}$ – первый и второй инварианты тензора деформации, ρ – плотность материала,

$\lambda(\alpha) = \lambda_0 - \alpha \lambda_r$, $\mu(\alpha) = \mu_0 - \alpha \mu_r$, $\gamma(\alpha) = \alpha \gamma_r$, λ_0 , μ_0 – константы Ляме неповрежденного материала, λ_r , μ_r , γ_r – параметры, характеризующие вклад повреждений в упругие свойства, $F_0 = F_0(T)$ – константа в изотермическом случае. Безразмерная переменная $\alpha (0 < \alpha \leq 1)$ определяет степень поврежденности материала. Выражение для плотности свободной энергии получено в предположении об отсутствии взаимодействия между трещинами. В рамках данной модели может быть описана первая стадия развития формирования источника землетрясения. Для описания перехода от диффузного накопления трещин к состоянию самоорганизованного растрескивания в работе [Lyakhovsky et al., 1997] вводится дополнительная переменная $\varphi \geq 0$, определяющая степень взаимодействия между разрывами. По аналогии с фазовыми переходами параметр порядка α имеет смысл обратной температуры. В этом случае плотность свободной энергии с учетом степени взаимодействия между разрывами может быть представлена в виде:

$$\begin{aligned} F(\varepsilon_{ij}, \alpha, \varphi, \nabla \alpha, \nabla \varphi) = \\ = F_e(\varepsilon_{ij}, \alpha) + F_i(\varepsilon_{ij}, \alpha, \varphi, \nabla \alpha, \nabla \varphi), \end{aligned} \quad (2)$$

где $F_e(\varepsilon_{ij}, \alpha)$ задается соотношением (1). При этом кинетическое уравнение для параметра поврежденности

α представляется в виде уравнения Гинзбурга-Ландау:

$$\frac{d\alpha}{dt} = \begin{cases} -K_\alpha \frac{\partial F(\varepsilon, \alpha, \varphi)}{\partial \alpha}, & \frac{\partial F(\varepsilon, \alpha, \varphi)}{\partial \alpha} \leq 0 \\ 0, & \frac{\partial F(\varepsilon, \alpha, \varphi)}{\partial \alpha} > 0 \end{cases}. \quad (3)$$

В случае учета пространственной неоднородности параметра поврежденности в выражении для компонент тензора напряжения появляется слагаемое, отражающее эффекты нелокальности в терминах параметра φ .

Данный подход позволил описать такие эффекты, как ускорение сейсмического энерговыделения [Varnes, 1989; Bowman et al., 1998; Sobolev, Tyupkin, 2000] и рост корреляционной длины слабой сейсмичности перед большим землетрясением [Rundle et al., 1999; Zöller et al., 2001; Tyupkin, di Giovambattista, 2005]. В квазистатическом приближении он позволяет описать две из трех стадий подготовки источника землетрясения.

Попытка построения модели развития сейсмических событий с позиций статистической физики была предпринята в [Rundle, 1988, 1989; Rundle et al., 1997] при рассмотрении системы локализованных сдвигов $s(x, t)$ по нарушениям в земной коре с заданной реологией, подвергнутой нагружению некоторым полем напряжений. Статическое равновесие такой системы определяется соотношением:

$$\sigma_e[x, t, s(x', t'), p] = \sigma_f[x, t, s(x, t)], \quad (4)$$

где $\sigma_e(x, t)$ – упругие напряжения, определяемые смещением основания исходного нарушения земной коры, а также напряжениями, возникающими от сдвигов на нарушениях с координатами (x', t') ; $\sigma_f(x, t)$, – напряжения трения на нарушениях земной коры, ассоциированные со сдвигами $s(x, t)$. Полученная модель позволила установить переходы от состояний системы с глобальным минимумом энергии к метастабильному состоянию при вариации безразмерного параметра. Последний определяет баланс соотношения энергий упругих возмущений в окрестности области сдвига, локализованного на нарушении земной коры, и длинно-коррелированных возмущений «эффективного сдвигового поля», инициирующего, наряду с упругой составляющей поля, локальный сдвиг на выделенном нарушении.

Существенным недостатком современных моделей подготовки очага землетрясения является отсутствие формализованного описания с единых позиций каждой из трех стадий как этапов эволюции сплошной среды с дефектами под действием внешних приложенных сил. Отдельная нерешенная проблема заключается в стро-гом математическом описании перехода и кинетики

развития среды на третьей стадии подготовки землетрясения, при которой происходит неустойчивый катастрофический рост поврежденности в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени. Характерное время протекания этого процесса может быть на порядки меньше характерного времени изменения внешней нагрузки. В работе [Tyupkin, 2007] подчеркивается, что для описания заключительной стадии необходимо использовать методологию, развитую в [Naimark, 1998], и рассматривать динамику изменения напряженно-деформированного состояния и роста поврежденности в геосреде с образованием пространственно-временных локализованных структур.

Цель настоящей работы – построение модели подготовки потенциального очага землетрясения как результата эволюции дефектов геосреды на различных масштабных уровнях. В ее основе лежит статистико-термодинамическая модель среды с дефектами, учитывающая коллективные эффекты в ансамбле типичных дефектов – локальных сдвигов и трещин. При этом предполагается, так же как и в ЛНТ-модели, что источник землетрясения не связан с существующим разломом, а формируется благодаря коллективному поведению ансамбля дефектов. Особенности коллективного взаимодействия описываются с использованием двух независимых термодинамических переменных упругопластической среды с дефектами: тензора плотности дефектов, имеющего смысл деформации, обусловленной дефектами, и параметра структурного скейлинга, характеризующего роль масштабных эффектов и взаимодействие дефектов на различных масштабных уровнях.

В работе [Naimark, 2008] показано, что реакция материала с дефектами на внешнюю нагрузку включает стадию лавинообразного роста плотности дефектов в локальной области, уменьшающейся с течением времени. Такой сценарий развития дефектов в материале совпадает с распространенным качественным описанием третьей стадии подготовки землетрясения согласно ЛНТ-модели и позволяет использовать данный подход для моделирования кинетики плотности дефектов на завершающей стадии подготовки.

2. СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОВЕДЕНИЯ МАТЕРИАЛОВ С ДЕФЕКТАМИ

Использование методов статистической физики для описания поведения произвольного ансамбля элементов априори подразумевает рассмотрение двух масштабов – L_a и L_{a-1} , отличающихся как минимум на порядок величины. При этом масштаб L_{a-1} соотносится с характерными размерами отдельного элемента, а масштаб L_a соответствует характерным размерам всего ансамбля, поведение которого на этом масштабе

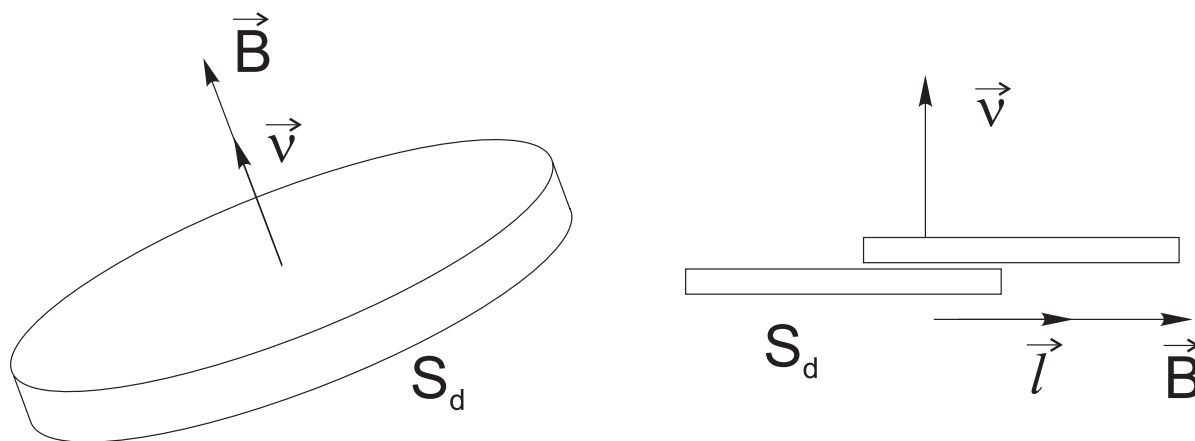


Рис. 1. Характерные типы дефектов: дискообразная трещина и локализованный сдвиг ($\vec{v}$ – единичный вектор нормали к основанию площадки сдвига или основанию микротрещины, $\vec{l}$ – единичный вектор в направлении сдвига).

Fig. 1. Typical types of defects: disc-shaped fracture and localized shear fault ($\vec{v}$ – unit vector normal to the base of the shear fault or the base of the micro-fracture; $\vec{l}$ – unit vector in the direction of the shear fault).

можно описать полевыми уравнениями для некоторых осредненных величин. При описании тектонофизических процессов выбор масштаба осреднения играет важную роль и зависит от того, на каком масштабе планируется проводить анализ напряженно-деформированного состояния среды. Согласно [Rebetskiy, 2007b], для этих процессов могут быть выделены сублокальный, локальный, субрегиональный и региональный масштабы осреднения, отличающиеся друг от друга на порядок величины. Процедура построения модели подготовки потенциального очага землетрясения, представленная ниже, не зависит от выбора конкретной пары масштабов, поэтому, не нарушая общности, будем рассматривать произвольную пару соседних масштабов – L_{a-1} и L_a , которые в дальнейшем для краткости будем называть микро- и макромасштабами соответственно.

Локализованные сдвиги и трещины, определяющие структурные изменения и осуществляющие перенос импульса в твердых телах, могут быть введены в рассмотрение в качестве дополнительных независимых переменных системы, отражающих роль структурных изменений в термодинамических, статистических и динамических свойствах рассматриваемых сред. Введем структурные переменные, ассоциированные с микротрещинами и микросдвигами, как аналоги тензоров дислокационной плотности (согласно [Naimark, 1982]). Эти дефекты описываются симметричными тензорами вида $s_{ik} = 1/2s(v_i l_k + l_i v_k)$ для случая микросдвигов и $s_{ik} = s v_i v_k$ – для дискообразных трещин (рис. 1). Здесь $s = S_d |B|$ – интенсивность сдвига на площадке $\vec{S}_d = S_d \vec{v}$ или объем микротрещины, $\vec{v}$ – единичный вектор нормали к основанию площадки

сдвига или основанию микротрещины, $\vec{l}$ – единичный вектор в направлении сдвига.

Кинетические уравнения, описывающие временную эволюцию введенных структурных переменных, должны отражать влияние двух действующих факторов [Ma, 1980]: регулярное движение и действие флуктуаций.

В общем случае кинетические уравнения, описывающие эволюцию единичного дефекта, могут быть записаны в форме уравнения Ланжевена для эволюции случайной величины:

$$\dot{s}_{ik} = K_{ik}(s_{lm}) - F_{ik}(t), \quad (5)$$

где K_{ik} , F_{ik} – регулярная и стохастическая части действующих на дефект сил. Для получения информации о распределении макроскопических величин перейдем к эквивалентной форме записи случайного процесса в виде уравнения Фоккера-Планка для функции распределения $W(s_{ik}, t)$, предполагая, что корреляции между значениями случайной силы в различные моменты времени отсутствуют, а среднее значение в любой момент времени равно нулю:

$$\frac{\partial}{\partial t} W = - \frac{\partial}{\partial s_{ik}} K_{ik} W + \frac{1}{2} Q \frac{\partial^2}{\partial s_{ik} \partial s_{ik}} W. \quad (6)$$

В ряде работ [Barenblatt, Botvina, 1982; Botvina, Barenblatt, 1985] при описании процесса накопления повреждений используется предположение об автономности распределения дефектов на различных стадиях процесса разрушения. Статистическое самоподобие распределения дефектов отражает важный факт, заключающийся в том, что функция распределения

имеет постоянную форму для различных моментов времени и соответствует стационарному решению уравнения Фоккера-Планка с параметрической зависимостью распределения от некоторого параметра подобия.

Анализ экспериментальных данных и полевых наблюдений показал, что подобие режимов накопления повреждений может наблюдаться в различных процессах деформирования твердых тел на пространственных масштабах от микрон до сотен и тысяч километров [Botvina et al., 1995; Sherman, 1977; Leonov, 2011]. Качественная интерпретация гипотезы подобия предполагает, что геометрическое распределение дефектов на заключительной стадии деформирования представляет увеличенную копию этого распределения на более ранней стадии. Таким образом, подобие позволяет ввести в рассмотрение средний размер дефекта и его характерную энергию для того, чтобы установить их соответствие приложенной нагрузке. С учетом гипотезы статистического подобия, решение уравнения (6) имеет вид [Naimark, 1982]:

$$W = Z^{-1} \text{Exp}(-E(s_{ik})/Q), \quad (7)$$

где Z – нормирующий множитель, Q – потенциал, совпадающий по смыслу с усредненной энергией, приходящейся на характерные степени свободы в системе дефектов, $E(s_{ik})$ – энергия единичного дефекта.

Макроскопическая деформация p_{ik} , вызванная дефектами, определяется осреднением s_{ik} по статистическому ансамблю дефектов соответствующего типа, микротрещинам и микросдвигам: $p_{ik} = n \langle s_{ik} \rangle$, где n – концентрация дефектов. В работе [Naimark, 2004] показано, что изменение энергии системы, связанной с формированием локализованных мод деформации, обусловленной дефектами типа микросдвигов и микротрещин, может быть записано в форме $E - E_0 = -H_{ik}s_{ik} + \alpha s_{ik}^2$ и включает член $H_{ik}s_{ik}$, который отражает взаимодействие дефектов с внешним (эффективным) полем, а также взаимодействие между дефектами. «Эффективное поле» H_{ik} может быть представлено в виде суммы внешнего поля и «среднего» поля, индуцированного дефектами: $H_{ik} = \gamma \sigma_{ik} + \lambda p_{ik}$, где σ_{ik} – макроскопический тензор напряжений, $p_{ik} = n \langle s_{ik} \rangle$ – макроскопический тензор плотности дефектов, n – концентрация дефектов, λ и γ – параметры материала. Квадратичный член αs_{ik}^2 отражает флуктуацию энергии поля дисторсии, возникающей в окрестности зародыша дефекта (существующего нарушения земной коры) под действием «эффективного поля» и флуктуаций «шума».

С учетом вида функции распределения и изменения энергии одиночного дефекта макроскопическое значе-

ние тензора плотности дефектов p_{ik} (деформации, обусловленной дефектами) может быть записано в виде:

$$p_{ik} = n \int s_{ik} W(s, v, l) ds dv dl. \quad (8)$$

При этом выбор типа микроскопического структурного параметра s_{ik} позволяет получить уравнение для шаровой части (в случае $s_{ik} = sv_i v_k$) и девиаторной части тензора деформации, индуцированного дефектами (в случае $s_{ik} = 1/2 s(v_i l_k + l_i v_k)$), которое описывает трещинную дилатансию и изменение формы среды за счет множественных локальных сдвигов соответственно.

Переход к безразмерным переменным

$$p_{ik} = 1/n \sqrt{\alpha/Q} p_{ik}, \quad s_{ik} = \sqrt{\alpha/Q} s_{ik}, \quad \sigma_{ik} = \sigma_{ik} / \sqrt{Q\alpha} \quad (9)$$

позволяет представить соотношение (8) в виде уравнения самосогласования:

$$p_{ik} = \int s_{ik} Z^{-1} \exp\left((\sigma_{ik} + \frac{1}{\delta} p_{ik}) s_{ik} - s_{ik}^2\right) ds_{ik}, \quad (10)$$

которое включает единственный безразмерный параметр $\delta = \alpha/\lambda n$.

Размерностный анализ величин, входящих в (10), позволяет получить оценку

$$\alpha \sim \frac{G}{V_0}, \quad \lambda \sim G, \quad n \sim R^{-3},$$

где G – эффективная характеристика «упругости» среды, $V_0 \sim r_0^3$ – характерный объем зародыша, R – среднее расстояние между дефектами.

В результате получаем, что данный параметр представляет отношение двух характерных масштабов в среде с дефектами

$$\delta \sim (R/r_0)^3, \quad (11)$$

где r_0 – характерный размер зародышей дефектов, R – расстояние между дефектами, которое отражает «статистическую автомодельность» в поведении дефектов различных структурных уровней. Дополнительный параметр порядка δ следует естественным образом из решения статистической задачи и имеет структуру, аналогичную концентрационному параметру, введенному в работах [Zhurkov, 1968; Kuksenko, 1986].

Решение уравнения (10) для одномерного случая позволило получить три характерных нелинейных зависимости компонент шаровой p^0 и девиаторной

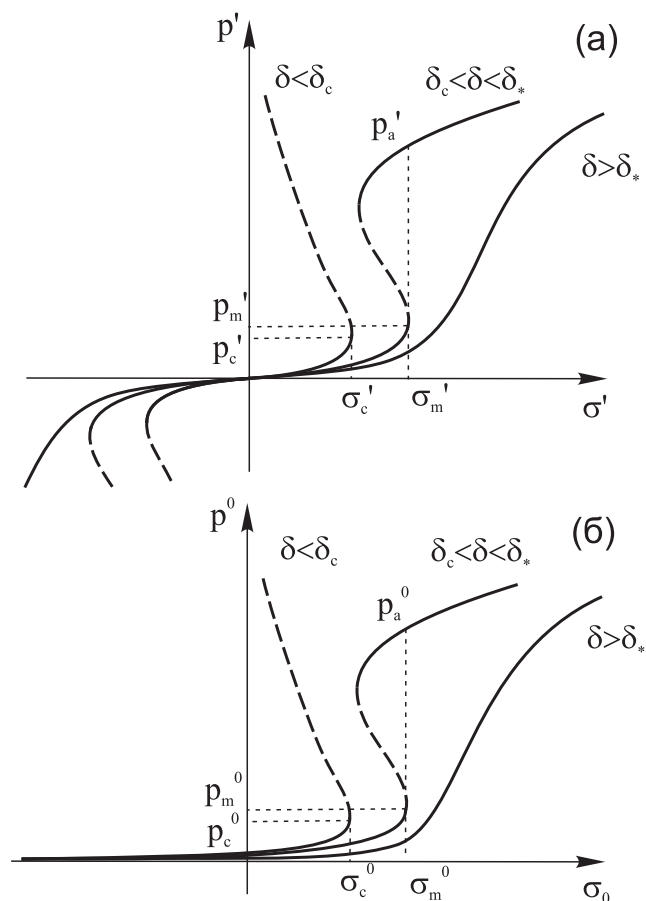


Рис. 2. Характерные зависимости девиаторной (а) и шаровой (б) частей деформации, обусловленной дефектами, от приложенного напряжения для различных значений параметра структурного скейлинга.

Fig. 2. Typical relationships between deviatoric (a) / spherical (b) parts of deformation, that occurs due to defects caused by the applied stress, and different values of the structural scaling parameter.

частей p' тензора деформации, обусловленной дефектами от приложенного напряжения для различных значений параметра структурного скейлинга δ ($\delta > \delta_* \approx 1.3$; $\delta_c < \delta < \delta_*$; $\delta < \delta_c \approx 1$, где δ_c , δ_* – точки бифуркации решения) (рис. 2).

При этом полученные зависимости для шаровой и девиаторной частей деформации, обусловленной дефектами, совпадают только в случае приложенных растягивающих напряжений. Различие в случае сжимающих приложенных напряжений объясняется типом выбранных дефектов, описываемых соответствующим структурным параметром s_{ik} .

Статистический подход к описанию поведения среды с дефектами под внешней нагрузкой дал возможность записать неравновесный потенциал, который описывает развитие локализованных дисторсий при различных сценариях, связанных с типами нелинейности самого потенциала, и представляет «минимальное разложение» для неравновесной свободной энергии.

Потенциал задается полиномом 6-й степени и имеет форму, подобную форме разложения Гинзбурга–Ландау:

$$F = \frac{1}{2} A(\delta, \delta_*) p_{ik}^2 - \frac{1}{4} B p_{ik}^4 + \frac{1}{6} C(\delta, \delta_c) p_{ik}^6 - D \sigma_{ik} p_{ik} + \chi (\nabla p_{ik})^2. \quad (12)$$

Градиентный член в выражении (12) отвечает за эффекты нелокальности в ансамбле взаимодействующих дефектов; A , B , C , D и χ – параметры, характеризующие нелинейные и нелокальные свойства континуума с взаимодействующими дефектами. Например, в случае чистого сдвига (обозначим $\sigma = \sigma_{xz}$, $p = p_{xz}$) кинетика параметров порядка задается известным эволюционным неравенством $\partial F / \partial t = \dot{p} \partial F / \partial p + \dot{\delta} \partial F / \partial \delta < 0$, откуда

$$\frac{dp}{dt} = -A_p \left[A(\delta, \delta_*) p - B p^3 + C(\delta, \delta_c) p^5 - \right], \quad (13)$$

$$\frac{d\delta}{dt} = -A_\delta \left(\frac{1}{2} \frac{\partial A}{\partial \delta} p^2 - \frac{1}{6} \frac{\partial C}{\partial \delta} p^6 \right), \quad (14)$$

где A_p и A_δ – кинетические коэффициенты.

Как следует из решения уравнения (10), переходы через точки бифуркации δ_c и δ_* приводят к резкому изменению типов коллективных мод для параметра порядка p . Сценарии переходов определяются групповыми свойствами уравнения (13), которые различны для разных интервалов значений параметра структурного скейлинга δ .

Для достаточно больших δ (когда размеры дефектов намного меньше характерного расстояния между ними) собственное решение кинетического уравнения для деформации, обусловленной дефектами, имеет вид периодических структур с пространственным периодом Λ (рис. 3). Зависимость $p(\sigma)$ является монотонной (см. рис. 2), а свободная энергия $F(p, \delta)$ имеет один минимум, определяющий равновесную при данной нагрузке плотность дефектов.

Физически это описывает ситуацию, когда для теоретически любых растягивающих напряжений существует равновесная концентрация дефектов. В диапазоне $\delta_c < \delta < \delta_*$ наблюдается метастабильность по параметру p , связанная с ориентационными степенями свободы дефектов. При $\delta \rightarrow \delta_*$ периодическое собственное решение трансформируется в решение автосолиitonного типа $p(\zeta) = p(x - Vt)$ (рис. 3). Амплитуда волны, ее ширина и скорость волнового фронта определяются

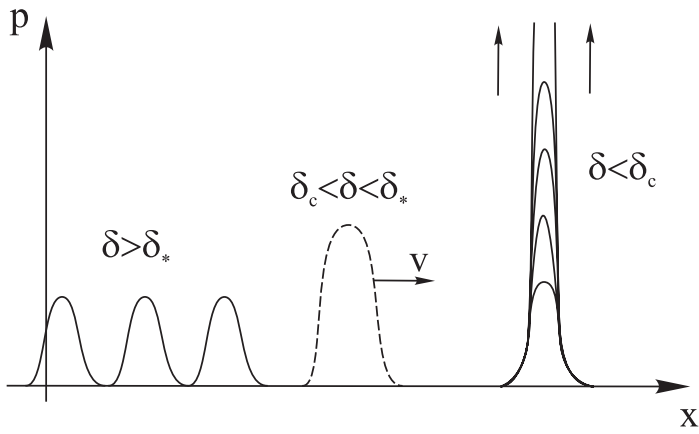


Рис. 3. Автомоделные решения кинетического уравнения для деформации, обусловленной дефектами: периодические пространственные структуры (при $\delta > \delta_*$), автосолитонные волны (при $\delta_c < \delta < \delta_*$) и локализованные диссипативные структуры обострения ($\delta < \delta_c$).

Fig. 3. Automodeling solutions of the kinetic equation for deformation due to defects: periodic spatial structures ($\delta > \delta_*$); autosoliton waves ($\delta_c < \delta < \delta_*$), and localized dissipative structures of peaking ($\delta < \delta_c$).

параметрами неравновесного ориентационного перехода:

$$p = \frac{1}{2} p_\alpha \left[1 - \text{th}(\zeta l^{-1}) \right], \quad l = \frac{4}{p_\alpha} \left(2 \frac{\chi}{A} \right)^{1/2}, \quad (15)$$

$$V = \chi A (p_\alpha - p_m) / 2 \zeta^2, \quad (16)$$

где $(p_\alpha - p_m)$ – скачок величины p в ходе ориентационного перехода. Зависимость свободной энергии от деформации, обусловленной дефектами, имеет два минимума, разделенных потенциальным барьером, переход через который происходит при достижении критического напряжения σ_m и сопровождается скачкообразным ростом плотности дефектов.

Переход через точку бифуркации δ_c сопровождается формированием в ансамбле дефектов рассматриваемого пространственного масштаба коллективных мод нового типа – диссипативных структур обострения – пространственно-временных структур, характеризующихся взрывообразной кинетикой зарождения и роста дефектов (рис. 3). При этом равновесное накопление дефектов в таком случае возможно только до некоторого критического значения $\sigma_c(p_c)$, при переходе через которое начинается лавинообразный рост дефектов (формирование очага макроскопического хрупкого разрушения) на некотором пространственном масшта-

бе. В работе [Pantelev et al., 2011] показано, что автомоделные решения уравнения (13) соответствуют набору автомоделных решений квазилинейного параболического уравнения LS-типа (по классификации С.П. Курдюмова [Kurduymov, Malinetsky, 1983]), согласно которому лавинообразный рост дефектов происходит на пространственном масштабе, уменьшающемся с течением времени. Такой сценарий развития дефектов совпадает с распространенным качественным описанием третьей стадии подготовки землетрясения в соответствии с ЛНТ-моделью, что позволяет использовать данный подход для моделирования эволюции дефектов на завершающей стадии подготовки с позиций механики деформируемого твердого тела с дефектами [Pantelev et al., 2012].

3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формулировка задачи статистической физики для описания эволюции ансамбля дефектов в поле внешнего приложенного напряжения позволила естественным образом ввести единственный безразмерный параметр, определяемый отношением двух характерных масштабов: среднего размера дефектов и среднего расстояния между ними. Данный параметр является единственным параметром, определяющим особенности поведения геосреды с дефектами в процессе деформирования и разрушения, его структура подтверждает высказанную гипотезу о «статистической автомоделности». В результате можно утверждать, что разрабатываемая физическая теория согласуется с гипотезой о единстве природы развития несплошностей на широком спектре пространственных масштабов, высказанной во второй половине прошлого века М.В. Гзовским [Gzovsky, 1975] и многократно подтвержденной как в лабораторных экспериментах, так и в полевых наблюдениях [Sherman et al., 1999, 2000; Sherman, Seminsky, 2010]. Однако из подобия механизмов развития дефектов на различных пространственных масштабах не следует, что величины критических напряжений $\sigma_c(p_c)$, $\sigma_m(p_m)$, определяющих соответствующие ориентационные переходы в ансамблях дефектов, совпадают для каждого из них. Размер области метастабильности среды с дефектами на каждом из масштабов, а как следствие, и критические значения напряжений определяются уровнем напряжений и развитостью дефектов на масштабе на порядок меньше рассматриваемого.

Особенностью построенной модели поведения геосреды с дефектами в поле приложенных внешних напряжений (в отличие от двухстадийной модели разрушения В.С. Куksenko, С.Н. Журкова [Zhurkov, 1968; Kuksenko, 1986]) является то, что параметр структурного скейлинга, имеющий структуру, аналогичную концентрационному параметру, не является постоянным. Его величина определяет реализацию соответ-

ствующего механизма деформирования среды с дефектами (а как следствие, и способ релаксации накопленных напряжений), а эволюция определяет смену этого механизма. При $\delta > \delta_*$ имеет место устойчивое квази-пластическое деформирование среды, локализованное в регулярно расположенных пространственных областях, характеризующееся отсутствием коллективных ориентационных эффектов. Примерами таких областей, по мнению авторов, могут служить внутриплитные зоны концентрированной деформации [Leonov, 2011] и зоны регулярности в нарушенности разрывами субстрата разломных зон [Seminsky, 2009], активно исследуемые в настоящее время. Интервал $\delta_c < \delta < \delta_*$ значений параметра структурного скейлинга характеризуется появлением области метастабильности в поведении среды с дефектами, когда при некотором критическом напряжении $\sigma_m(p_m)$ происходит ориентационный переход в ансамбле взаимодействующих дефектов, сопровождающийся резким скачком деформации. При этом на избранном масштабе осреднения этот переход проявляется в виде локализованной истинной катакластической деформации [Rebetskiy, 2007b], мигрирующей по пространству со скоростью, на порядки меньшей скорости звука, – «медленной» деформационной волны, являющейся неотъемлемым фундаментальным свойством самоорганизации деформируемой среды. В работах [Goldin et al., 2002; Makarov, 2005, 2008] подчеркивается особая роль «медленных движений» в процессах деструкции твердого тела (от лабораторного образца до масштаба литосферы) как одного из основных способов переноса энергии.

Дальнейшее уменьшение среднего расстояния между дефектами ($\delta < \delta_c$) приводит к вырождению ориентационной метастабильности и формированию в среде локализованных диссипативных дефектных структур, которые при достижении критического напряжения $\sigma_c(p_c)$ развиваются в режиме с обострением – режиме лавинно-неустойчивого роста дефектов в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени. На масштабе наблюдения этот процесс проявляется в виде хрупкого разрушения с формированием зоны разрушения, соизмеримой с самим масштабом наблюдения. Таким образом, эволюция дефектной подсистемы в режиме с обострением является заключительной стадией перед переходом процесса деформирования и разрушения на следующий пространственный масштаб, что, согласно работам [Makarov et al., 2007; Makarov, 2008], является общим свойством всех деформируемых твердых тел и сред. Теоретические предположения о появлении обостряющихся локализованных диссипативных структур при локализации разрушения впервые были высказаны в работе [Naimark, 1982] и получили свое развитие в работах [Naimark et al., 2000; Naimark, Davydova, 1996;

Naimark, 2003, 2006; Makarov, 2008]. Фундаментальным свойством реализации режима с обострением [Kurdyumov, Malinetsky, 1983; Kurdyumov, 2006] является «замораживание» развития процесса деструкции на всем рассматриваемом пространственном масштабе кроме локальной области, на которой это обострение будет происходить. Физически это проявляется в виде зон затишья, которые имеют место перед землетрясениями [Goldin, 2004; Fedotov, 2005; Makarov, 2011]. Особое внимание хотелось бы обратить на важное следствие из полученных результатов: предельное напряжение, требуемое для начала формирования очага макроскопического хрупкого разрушения, меньше, нежели для реализации локализованного катакластического течения, – высокий уровень локальных напряжений не является индикатором и необходимым условием начала хрупкого разрушения. Этот вывод согласуется с последними результатами по тектонофизической реконструкции природных напряжений в ряде районов крупных землетрясений, выполненной методом катакластического анализа разрывных смещений, активно развиваемого коллективом Ю.Л. Ребetskого [Rebetskiy, 2003, 2007a, 2009a, 2009b]. По итогам реконструкции обнаружено, что очаги крупных землетрясений не совпадают с областями максимального уровня напряжений, а располагаются в области среднего уровня девиаторных и изотропных напряжений, соседствующей с участком большого градиента этих напряжений.

К обособленным дискуссионным вопросам в рамках любой разрабатываемой модели формирования очага землетрясения относится вопрос использования ее положений, результатов для построения прогностических теорий. В работе [Strakhov, 1989], посвященной анализу проблем фундаментальной сейсмологии в области прогноза сейсмической опасности, указывается на необходимость создания новой парадигмы для решения проблем прогноза, базирующейся на знании физических закономерностей хрупкого разрушения, возникающего в больших массивах горных пород. В представленной авторами модели поведения геосреды с дефектами в поле приложенных внешних напряжений девиаторная часть структурного параметра s_{ik} , ассоциированная с локальным сдвигом, имеет структуру, аналогичную тензору механизма очага землетрясения, предложенному сотрудниками ИФЗ РАН [Riznichenko, 1985; Yunga, 1990], а сам параметр можно связать с обобщенным тензором сейсмического момента [Burridge, Knopoff, 1964] следующим соотношением:

$$\tilde{M}_0 = \lambda \tilde{s}^0 + 2\mu \tilde{s}', \quad (17)$$

где λ, μ – параметры Ламе, $s'_{ik} = 1/2s(v_{i|k} + l_{i|v_k})$ и $s^0_{ik} = s v_i v_k$ – структурный параметр для локальных сдвигов и трещин соответственно. Для произвольно

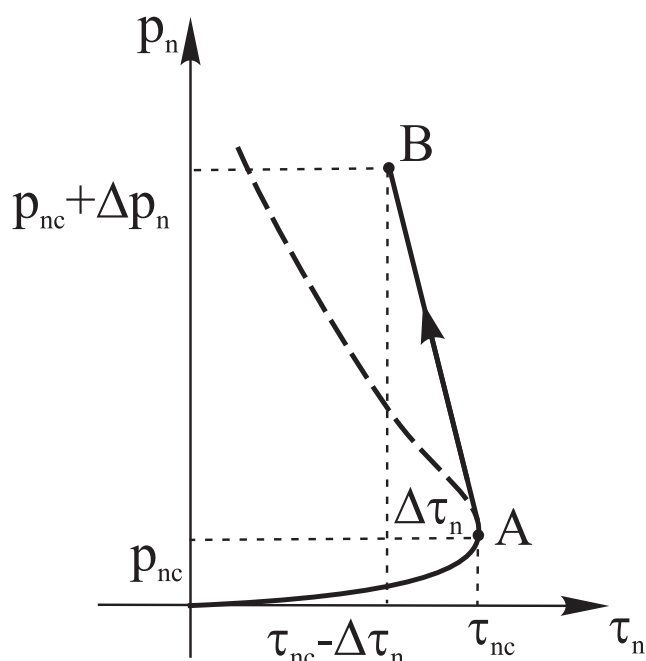


Рис. 4. Траектория эволюции геосреды с дефектами при реализации землетрясения (τ_{nc} – критическая величина касательных напряжений, $\Delta\tau_n$ – величина сбрасываемых напряжений, $p_{nc} + \Delta p_n$ – деформация, индуцированная дефектами, определяемая по величине подвижки в очаге).

Fig. 4. The curve showing the evolution of the geomedium containing defects in case of earthquake occurrence (τ_{nc} – critical value of tangential stresses, $\Delta\tau_n$ – value of released stresses, $p_{nc} + \Delta p_n$ – deformation induced by defects, which is determined from the value of displacement in the earthquake focus).

выбранного землетрясения, для которого современный уровень инструментальных наблюдений позволяет определить все компоненты тензора сейсмического момента, можно восстановить все компоненты тензорного структурного параметра s_{ik} . Это землетрясение является актом хрупкого разрушения на масштабе L_a , соизмеримо с размером очага, а на масштабе L_{a-1} с линейными размерами на порядок меньше – следствием развития дефектов геосреды в режиме с обострением – результатом неустойчивого лавинообразного роста деформации, индуцированной дефектами p_{ik} .

Компоненты тензора деформации p_{ik} на масштабе L_{a-1} определяются через структурный параметр s_{ik} на масштабе L_a как

$$\tilde{p} = \tilde{s} / SR, \quad (18)$$

где S – площадь очага землетрясения, R – размер очага землетрясения. На диаграмме зависимости касательных напряжений τ_n и соответствующих им де-

формаций p_n процесс развития землетрясения представляет собой переход системы из состояния A в состояние B (рис. 4). Этот переход сопровождается падением напряжения $\Delta\tau_n$ и резким скачком индуцированной дефектами деформации до уровня $p_{nc} + \Delta p_n$ (определяемого соотношением (18)). Последние достижения в области реконструкции величин тектонических напряжений [Rebetskiy, 2009b; Hardebeck, Hauks-son, 2001] позволяют помимо величины сбрасываемых напряжений $\Delta\tau_n$ определить абсолютную величину напряжения до землетрясения τ_{nc} , что, в совокупности с $p_{nc} + \Delta p_n$, дает возможность установить критическое положение геосреды (p_{nc}, σ_{nc}), характеризующее переход к началу формирования хрупкого разрушения.

Исследование распределения критических величин (p_{nc}, σ_{nc}) в сейсмоактивных районах в совокупности с картами плотности сейсмогенных разрывов [Zavyalov, 1986] (фактически отражающих изменение параметра структурного скейлинга δ) позволит продвинуться в понимании механизмов формирования землетрясений различного ранга и сформулировать новые прогностические признаки.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развиваемый в настоящей работе подход основан на результатах статистического описания, установивших аналогию в поведении ансамбля дефектов в поле внешнего напряжения с явлениями в неравновесных открытых системах. Введение нового параметра порядка – деформации, обусловленной дефектами, – позволило учесть суммарный вклад дефектов в деформацию среды на следующем масштабном уровне и определить возможные нелинейные пространственно-временные сценарии развития этой деформации, реализация каждого из которых зависит от второго параметра порядка – параметра структурного скейлинга. Эволюция параметра структурного скейлинга, имеющего структуру, аналогичную концентрационному критерию, определяет возможные механизмы релаксации напряжений в массиве горных пород: в виде квазипластического деформирования среды, локализованного в регулярно расположенных пространственных областях; в виде локализованной катакластической деформации, мигрирующей по пространству со скоростью, на порядки меньшей скорости звука; в виде лавинно-неустойчивого роста дефектов в локализованной пространственной области, уменьшающейся с течением времени, – очаге хрупкого разрушения. Переход к стадии катастрофического роста дефектов имеет резонансную природу и определяется слабыми флуктуациями поля напряжения, когда сформированное автомодельное распределение дефектов геосреды находится в метастабильном состоянии. Реализация режима с

обострением в развитии дефектов геосреды характеризует появление очага хрупкого разрушения, соизмеримого с масштабом наблюдения, которое сопровождается «замораживанием» процессов деформирования в окружающих его объемах.

Математическая модель подготовки потенциально-го очага землетрясения как результата эволюции дефектов геосреды на различных пространственных масштабах соответствует, по мнению авторов, требованиям «новой» парадигмы и является формализованным обобщением ЛНТ-модели – моделью подготовки зем-

летрясения по механизму деструкции, согласно классификации И.П. Добровольского [Dobrovolsky, 2009].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН «Фундаментальные проблемы механики взаимодействий в технических и природных системах» № 012-П-1-1018, Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 11-05-96005-р_урал_а, № 12-05-00670-а) и гранта Президента РФ по государственной поддержке молодых Российских ученых-кандидатов наук (МК-6741.2013.1).

5. ЛИТЕРАТУРА

- Barenblatt G.I., Botvina L.R., 1982. A note concerning power-type constitutive equations of deformation and fracture of solids. *International Journal of Engineering Sciences* 20 (2), 187–191. [http://dx.doi.org/10.1016/0020-7225\(82\)90015-5](http://dx.doi.org/10.1016/0020-7225(82)90015-5).
- Botvina L.R., Barenblatt G.I., 1985. Auto-modelling of damageability accumulation. *Problemy Prochnosti* (12), 17–24 (in Russian) [Ботвина Л.Р., Баренблатт Г.И. Автомодельность накопления повреждаемости // Проблемы прочности. 1985. № 12. С. 17–24].
- Botvina L.R., Rotvayn I.M., Keilis-Borok V.I., Oparina I.B., 1995. On the nature of the Gutenberg–Richter dependence in various stages of damage accumulation and earthquake preparation. *Doklady AN* 345 (6), 809–812 (in Russian) [Ботвина Л.Р., Ротвайн И.М., Кейлис-Борок В.И., Опарина И.Б. О характере графика повторяемости на различных стадиях дефектообразования и подготовки землетрясения // Доклады АН. 1995. Т. 345. № 6. С. 809–812].
- Bowman D.D., Ouillon G., Sammis C.G., Sornette A., Sornette D., 1998. An observation test of the critical earthquake concept. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B10), 24359–24372. <http://dx.doi.org/10.1029/98JB00792>.
- Burridge R., Knopoff L., 1964. Body force equivalents for seismic dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America* 54 (6A), 1875–1888.
- Dobrovolsky I.P., 2009. The Mathematical Theory of Preparation and Prediction of Tectonic Earthquakes. FIZMATLIT, Moscow, 240 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.].
- Fedotov S.A., 2005. Long-Term Earthquake Prediction for the Kuril-Kamchatka Arc. Nauka, Moscow, 301 p. (in Russian) [Федотов С.А. Долгосрочный сейсмический прогноз для Курило-Камчатской дуги. М.: Наука, 2005. 301 с.].
- Geilikman M.B., Pisarenko V.F., 1989. On self-similarity in geophysical phenomena. In: Sadovsky M.A. (Ed.), *Discrete properties of the geophysical medium*. Moscow, Nauka, p. 109–131 (in Russian) [Гейликман М.Б., Писаренко В.Ф. О самоподобии в геофизических явлениях // Дискретные свойства геофизической среды / Под ред. М.А. Садовского. М.: Наука, 1989. С. 109–131].
- Goldin S.V., 2002. Destruction of the lithosphere and physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 5 (5), 5–22 (in Russian) [Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22].
- Goldin S.V., 2004. Dilatancy, repacking, and earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 817–832.
- Goldin S.V., Yushin V.I., Ruzhich V.V., Smekalin O.P., 2002. Slow motions – a myth or reality. The physical basis for rock failure forecasting: Proceedings of the 9th International Workshop. Krasnoyarsk, p. 213–220 (in Russian) [Гольдин С.В., Юшин В.И., Ружич В.В., Смекалин О.П. Медленные движения – миф или реальность. Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Материалы 9-й международной школы-семинара. Красноярск, 2002. С. 213–220].
- Gzovsky M.V., 1975. Fundamentals of Tectonophysics. Nauka, Moscow, 536 p. (in Russian) [Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.].
- Hardebeck J.L., Hauksson E., 2001. Crustal stress field in Southern California and its implications for fault mechanics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B10), 21859–21882. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB000292>.
- Hirata T., 1989. A correlation between the b value and fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94 (B6), 7507–7514. <http://dx.doi.org/10.1029/JB094iB06p07507>.
- Hirata T., Satoh T., Ito K., 1987. Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 90 (2), 369–374. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb00732.x>.
- Knopoff L., 1993. Self-organization and the development of pattern: implications for earthquake prediction. *Proceedings of the American Philosophical Society* 137, 339–349.
- Kossobokov V.G., Keilis-Borok V.I., Turcotte D.L., Malamud B.D., 2000. Implications of a statistical physics approach to earthquake hazard assessment and forecasting. *Pure and Applied Geophysics* 157 (11–12), 2323–2349. <http://dx.doi.org/>

10.1007/PL00001086.

- Kuksenko V.S., 1986. The model of transition from micro- to macro-fracturing in solids: Proceedings of the 1st All-Union Workshop «Physics of Strength and Plasticity». Nauka, Leningrad, p. 36–41 (in Russian) [Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макро-разрушению твердых тел // Сборник докладов I Всесоюз. шк.-семинара «Физика прочности и пластичности». Л.: Наука, 1986. С. 36–41].
- Kurdyumov S.P., 2006. Regimes with Peaking. The Evolution of the Idea. In: G.G. Malinetsky (Ed.), 2nd Edition. Moscow, FIZMATLIT, 312 p. (in Russian) [Курдюмов С.П. Режимы с обострением. Эволюция идеи / Под ред. Г.Г. Малинецкого. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. 2-е изд. 312 с.].
- Kurdyumov S.P., Malinetsky G.G., 1983. Synergetics – the Theory of Self-organization. Ideas, Methods, and Prospects. Znanie, Moscow, 64 p. (in Russian) [Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г. Синергетика – теория самоорганизации. Идеи, методы, перспективы. М.: Знание, 1983. 64 с.].
- Leonov M.G., 2011. Concentrated deformation zones and intraplate divisibility of the crust and lithosphere: Abstracts of the 5th International Symposium «Modern Problems of Geodynamics and Geoeology of Intracontinental Orogens». Bishkek, June 19–24, 2011, p. 214 (in Russian) [Леонов М.Г. Зоны концентрированной деформации и внутриплитная делимость земной коры и литосферы // Тезисы докладов. Пятый Международный симпозиум «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов», Бишкек, 19–24 июня 2011. С. 214].
- Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V.S., Ponomarev A., Sidorin A., 1992. Observations of quasistatic fault growth from acoustic emissions. In: B. Evans, T.-F. Wong (Eds.), Fault mechanics and transport properties of rocks. Academic Press, p. 3–31.
- Lyakhovsky V.A., Ben-Zion Y., Agnon A., 1997. Distributed damage, faulting, and friction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 102 (B12), 27635–27649. <http://dx.doi.org/10.1029/97JB01896>.
- Lyakhovsky V.A., Myasnikov V.P., 1985. On behavior of viscoelastic cracked solid. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 4, 28–35.
- Ma Sh., 1980. The Modern Theory of Critical Phenomena. Mir, Moscow, 295 p. (in Russian) [Ма Ш. Современная теория критических явлений. М.: Мир, 1980. 295 с.].
- Makarov P.V., 2005. The loadable material as a nonlinear dynamical system. The problem of modeling. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 8 (6), 39–56 (in Russian) [Макаров П.В. Нагружаемый материал как нелинейная динамическая система. Проблема моделирования // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 6. С. 39–56].
- Makarov P.V., 2008. Mathematical theory of evolution of loaded solids and media. *Physical Mesomechanics* 11 (5–6), 213–227. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2008.11.002>.
- Makarov P.V., 2011. The phenomenon of self-organized criticality in the evolution of the VAT and the destruction of mountains // Proceedings of the 2nd Youth Workshop “Modern Tectonophysics. Methods and Results”, Moscow, October 17–21, 2011, p. 60–77 (in Russian) [Макаров П.В. Явление самоорганизованной критичности в эволюции НДС и разрушение горных массивов // Материалы Второй молодежной школы-семинара «Современная тектонофизика. Методы и результаты», Москва, 17–21 октября, 2011. С. 60–77].
- Makarov P.V., Smolin I.Yu., Stefanov Yu.P., Kuznetsov P.V., Trubitsyn A.A., Trubitsyna N.V., Voroshilov S.P., Voroshilov Ya.S., 2007. The Nonlinear Mechanics of Geomaterials and Geoenvironments. Publishing House of SB RAS, GEO Branch, Novosibirsk, 235 p. (in Russian) [Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред. Новосибирск: Издательство СО РАН. Филиал «ГЕО», 2007. 235 с.].
- Myachkin V.I., 1978. Earthquake Preparation Processes. Nauka, Moscow, 232 p. (in Russian) [Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясения. М.: Наука, 1978. 232 с.].
- Myachkin V.I., Kostrov B.V., Shamina O.G., Sobolev G.A., 1975. Fundamentals of physics of earthquake focus and precursors. In: The physics of earthquake focus. Nauka, Moscow, p. 9–41 (in Russian) [Мячкин В.И., Костров Б.В., Шамина О.Г., Соболев Г.А. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 9–41].
- Naimark O.B., 1982. On deformation properties and the fracturing kinetics of solids with microfractures. In: On the thermodynamics of deformation and fracturing of solids with microfractures. Sverdlovsk, p. 3–34 (in Russian) [Наймарк О.Б. О деформационных свойствах и кинетике разрушения твердых тел с микротрещинами // О термодинамике деформирования и разрушения твердых тел с микротрещинами. Свердловск, 1982. С. 3–34].
- Naimark O.B., 1998. Defect-induced instabilities in condensed media. *Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters* 67 (9), 751–758. <http://dx.doi.org/10.1134/1.567742>.
- Naimark O.B., 2003. Collective properties of defects ensemble and some nonlinear problems of plasticity and failure. *Physical Mesomechanics* 4 (4), 45–72.
- Naimark O.B., 2004. Defect induced transitions as mechanisms of plasticity and failure in multifield continua. In: G. Capriz, P. Mariano (Eds.), Advances in multifield theories of continua with substructure. Boston: Birkhauser, p. 75–114.
- Naimark O.B., 2006. Structural-scaling transition in mesodefekt ensembles as mechanism of relaxation and failure in shocked and dynamically loaded materials (experimental and theoretical study). *Journal de Physique IV* 134 (1), 3–8. <http://dx.doi.org/10.1051/jp4:2006134002>.

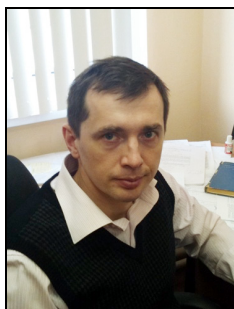
- Naimark O.B., 2008. Structural-scaling transitions and self-similar features of earthquake development. *Physical Mesomechanics* 11 (3–4), 187–201. <http://dx.doi.org/10.1016/j.physme.2008.07.008>.
- Naimark O.B., Barannikov V.A., Davydova M.M., Plekhov O.A., Uvarov S.V., 2000. Crack propagation: dynamic stochasticity and scaling. *Technical Physics Letters* 26 (3), 254–258. <http://dx.doi.org/10.1134/1.1262809>.
- Naimark O.B., Davydova M.M., 1996. Crack initiation and crack growth as the problem of localized instability in microcrack ensemble. *Journal de Physique III* 6 (C6), 259–267. <http://dx.doi.org/10.1051/jp4:1996625>.
- Panin V.E., 1998. Fundamentals of Physical Mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 1 (1), 5–22 (in Russian) [Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22].
- Panin V.E., Grinyayev Yu.V., Psakhie S.G., 2004. Physical mesomechanics: achievements over two decades of development, problems and prospects. *Fizicheskaya Mezomekhanika* 7 (S1–1), p. 25–40 (in Russian) [Панин В.Е., Гриняев Ю.В., Псахье С.Г. Физическая мезомеханика: достижения за два десятилетия развития, проблемы и перспективы // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № S1–1. С. 25–40].
- Pantelev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., 2011. Self-similarity mechanisms of damage growth in solids experiencing quasi-brittle fracture. *Computational Continuum Mechanics* 4 (1), 90–100. <http://dx.doi.org/10.7242/1999-6691/2011.4.1.8>.
- Pantelev I.A., Plekhov O.A., Naimark O.B., 2012. Nonlinear dynamics of the blow-up structures in the ensembles of defects as a mechanism of formation of earthquake sources. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 48 (6), 504–515. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351312060055>.
- Rebetskii Yu.L., 2003. Development of the method of cataclastic analysis of shear fractures for tectonic stress estimation. *Doklady Earth Sciences* 388 (1), 72–76.
- Rebetskii Yu.L., 2007a. New data on natural strains within the area of preparation for strong earthquake. The model of the earthquake source. *Geophysical Journal* 29 (6), 96–115 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Новые данные о природных напряжениях в области подготовки сильного землетрясения. Модель очага землетрясения // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 6. С. 96–115].
- Rebetskii Yu.L., 2007b. Condition and problems of theories of earthquakes prediction. Analysis of bases from position of appointed approach. *Geophysical Journal* 29 (4), 92–110 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Состояние и проблемы теорий прогноза землетрясений. Анализ основ с позиции детерминированного подхода // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 4. С. 92–110].
- Rebetskii Yu.L., 2009a. The third and the fourth stages of strains reconstruction in the method of cataclastic analysis of shift ruptures. *Geophysical Journal* 31 (2), 93–106 (in Russian) [Ребецкий Ю.Л. Третий и четвертый этапы реконструкции напряжений в методе катакlastического анализа сдвиговых разрывов // Геофизический журнал. 2009. Т. 31. № 2. С. 93–106].
- Rebetskii Yu.L., 2009b. Estimation of stress values in the method of cataclastic analysis of shear fractures. *Doklady Earth Sciences* 428 (7), 1202–1207. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X09070368>.
- Riznichenko Yu.V., 1985. Problems of Seismology. Selected Works. Nauka, Moscow, 408 p. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.].
- Rundle J.B., 1988. A physical model for earthquakes, 1. Fluctuation and interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93 (B6), 6237–6254. <http://dx.doi.org/10.1029/JB093iB06p06237>.
- Rundle J.B., 1989. A physical model for earthquakes, 3. Thermodynamic approach and its relation to nonclassical theories of nucleation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94 (B3), 2839–2855. <http://dx.doi.org/10.1029/JB094iB03p02839>.
- Rundle J.B., Gross S., Klein W., Ferguson C., Turcotte D.L., 1997. The statistical mechanics of earthquakes. *Tectonophysics* 277 (1–3), 147–164. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00083-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00083-8).
- Rundle J.B., Klein W., Gross S., 1999. Physical basis for statistical patterns in complex earthquake populations: models, predictions and tests. *Pure and Applied Geophysics* 155 (2–4), 575–607. <http://dx.doi.org/10.1007/s000240050278>.
- Sadovsky M.A., 1989. Discrete Properties of Geophysical Medium. Nauka, Moscow, 174 p. (in Russian) [Садовский М.А. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. 174 с.].
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1987. Deformation of Geophysical Medium and Seismic Process. Nauka, Moscow, 100 p. (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.].
- Sadovsky M.A., Pisarenko V.F., 1989. Randomness and instability in geophysical processes // *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli* (2), 3–12 (in Russian) [Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Известия АН СССР. Физика Земли. 1989. № 2. С. 3–12].
- Seminsky K.Zh., 2009. Tectonophysical analysis of the internal structure of fault zones. Modern tectonophysics. Methods and results // Proceedings of the 1st Youth Workshop, Moscow, p. 258–276 (in Russian) [Семинский К.Ж. Тектонофизический анализ внутренней структуры разломных зон // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы-семинара, Москва, 2009. С. 258–276].
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Development of Crustal Faults. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., 2010. Tectonophysical research at the Institute of the Earth's crust SB RAS: major achieve-

- ments and actual problems. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (1), 4–23. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-1-0003>.
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Adamovich A.N., Gladkov A.S., 2000. Theoretical and practical implications of the development of M.V. Gzovsky's ideas in researches of the Institute of Earth's crust // M.V. Gzovsky and development of tectonophysics. Chief editors Yu.G. Leonov, V.N. Strakhov. Nauka, Moscow, p. 245–265 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Адамович А.Н., Гладков А.С. Теоретические и практические следствия развития идей М.В. Гзовского в исследованиях Института земной коры СО РАН // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, В.Н. Страхов. М.: Наука, 2000. С. 245–265].
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 1999. Destructive zones and fault-block structures of the Central Asia. *Tikhookeanskaya Geologiya* 18 (2), 41–53 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 41–53].
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V., 2003. Physics of Earthquakes and Precursors. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.].
- Sobolev G.A., Tyupkin Yu.S., 2000. Analysis of energy release process during main rupture formation in laboratory studies of rock fracture and before strong earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 36 (2), 138–149.
- Sornette D., 2000. Critical phenomena in natural sciences: Chaos, Fractals, Self-Organization and Disorder: Concepts and Tools (Springer Series in Synergetics). Springer-Verlag, Heidelberg, 423 p.
- Strakhov V.N., 1989. Towards a new paradigm of seismology. *Priroda* (12), 4–9 (in Russian) [Страхов В.Н. К новой парадигме сейсмологии // Природа. 1989. № 12. С. 4–9].
- Tyupkin Yu.S., 2004a. Dynamics of the formation of a potential earthquake source. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (3), 198–205.
- Tyupkin Yu.S., 2004b. Potential earthquake source: generalization to the theory with spatial derivative. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 833–839.
- Tyupkin Yu.S., 2004c. Formation of potential earthquake focus: an analogy with phase transition. *Vychislitel'naya Seismologiya* 35, 296–311 (in Russian) [Тюпкин Ю.С. Формирование потенциального очага землетрясения: аналогия с фазовым переходом // Вычислительная сейсмология. 2004. Вып. 35. С. 296–311].
- Tyupkin Yu.S., 2007. Earthquake source nucleation as self organization process. *Tectonophysics* 431 (1–4), 73–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2006.04.022>.
- Tyupkin Yu.S., di Giovambattista R., 2005. Correlation length as an indicator of critical point behavior prior to a large earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* 230 (1–2), 85–96. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.10.037>.
- Varnes D.J., 1989. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity. *Pure and Applied Geophysics* 130 (4), 661–686.
- Yunga S.L., 1990. Methods and Results of Studies of Seismotectonic Deformations. Nauka, Moscow, 191 p. (in Russian) [Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.].
- Zaliapin V., Keilis-Borok V.I., Ghil M., 2003. A Boolean delay model of colliding cascades, prediction of critical transitions. *Journal of Statistical Physics* 111 (3–4), 839–861. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1022802432590>.
- Zavyalov A.D., 1986. The parameter of concentration of seismogenic faults as a precursor of strong earthquakes in Kamchatka. *Vulkanologiya i Seimologiya* (3), 58–71 (in Russian) [Завьялов А.Д. Параметр концентрации сейсмогенных разрывов как предвестник сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1986. № 3. С. 58–71].
- Zhurkov S.N., 1968. The kinetic concept of the strength of solids. *Vestnik AN SSSR* (3), 46–52 (in Russian) [Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестник АН СССР. 1968. Вып. 3. С. 46–52].
- Zöller G., Hainzl S., Kurths J., 2001. Observation of growing correlation length as an indicator for critical point behavior prior to large earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106 (B2), 2167–2176. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900379>.



Пантелеев Иван Алексеевич, канд. физ.-мат. наук, м.н.с.
Институт механики сплошных сред УрО РАН
614013, Пермь, ул. ак. Королева, 1, Россия
Тел.: (342) 2378312; ✉ e-mail: pia@icmm.ru

Panteleev, Ivan A., Candidate of Physics and Mathematics, Junior Researcher
Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia
1 Academician Korolev street, Perm 614013, Russia
Tel.: (342) 2378312; ✉ e-mail: pia@icmm.ru



Плехов Олег Анатольевич, докт. физ.-мат. наук, с.н.с.
Институт механики сплошных сред УрО РАН
614013, Пермь, ул. ак. Королева, 1, Россия
Тел.: (342) 2378312; e-mail: poa@icmm.ru

Plekhov, Oleg A., Doctor of Physics and Mathematics, Senior Researcher
Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia
1 Academician Korolev street, Perm 614013, Russia
Tel.: (342) 2378312; e-mail: poa@icmm.ru



Наймарк Олег Борисович, докт. физ.-мат. наук, заведующий лабораторией
Институт механики сплошных сред УрО РАН
614013, Пермь, ул. ак. Королева, 1, Россия
Тел.: (342) 2378312; e-mail: naimark@icmm.ru

Naimark, Oleg B., Doctor of Physics and Mathematics, Head of Laboratory
Institute of Continuous Media Mechanics, Ural Branch of RAS, Perm, Russia
1 Academician Korolev street, Perm 614013, Russia
Tel.: (342) 2378312; e-mail: naimark@icmm.ru



ATTENUATION OF SEISMIC WAVES IN THE LITHOSPHERE OF THE NORTHERN PART OF THE BASIN AND RANGE PROVINCE

A. A. Dobrynina

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: This paper presents results of the study of attenuation of seismic waves in the lithosphere and upper mantle of the northern part of the Basin and Range Province (BRP) (Fig. 1). In this study, the coda-wave method [Aki, Chouet, 1975] is applied to process data collected in the seismic experiment conducted in 1988–1989, PASSCAL Basin and Range Passive Seismic Experiment [Owens, Randall, 1989], including records of 66 earthquakes and explosions ($M_b=1.1$ –5.0) which occurred in BRP (Fig. 2).

The effective seismic quality factor by the coda is calculated using the single-backscattering model [Aki, Chouet, 1975]. The Q_C values are calculated for 18 values of the lapse time window W from 10 to 95 sec with the step of 5 sec at six (6) central frequencies (0.3, 0.75, 1.5, 3.0, 6.0, and 12.0 Hz). In total, 7776 individual measurements of Q_C were done. It is observed that the quality factor Q_C is strongly dependent on the frequency and the lapse time window W : Q_C increases from 12 ± 6 to 359 ± 17 for the central frequencies of 0.3 and 12.0 Hz when the lapse time window is $W=10$ sec and from 87 ± 6 to 1177 ± 87 for the same frequencies when $W=95$ sec (Fig. 6). On the basis of the Q_C values obtained for all the lapse time windows W empirical relationships of quality factors and frequencies are calculated according to [Mitchell, 1981], and values of quality factor Q_0 at reference frequency f_0 ($f_0=1$ Hz) and frequency parameter n (which is close to 1 and varies depending on the heterogeneity of the medium [Aki, 1981]) are obtained. In this study, Q_0 varies from 60 ± 8 to 222 ± 17 , the frequency parameter ranges from 0.57 ± 0.04 to 0.84 ± 0.05 , and the attenuation coefficient δ varies from 0.015 to 0.004 km^{-1} , depending on W (Fig. 8); similar values of attenuation parameters are typical of regions with high tectonic activity [Mak et al., 2004].

In the single-backscattering model, the dependence of the attenuation parameters from the lapse time window can be explained in terms of the depth of formation of the coda [Pulli, 1984]: a larger value of W corresponds to a greater depth through which the coda-waves go. As shown by the analysis of variations of attenuation coefficient δ and frequency parameter n for the Basin and Range Province, both parameters decrease irregularly with depth – the slope of the curve showing variations of δ is considerably changed at the depth of 150 km. At the top of the graph (to the depth of 150 km), an abrupt change of δ with depth is observed; it is clearly seen in the graph of gradient δ (Fig. 9 and Fig. 10); such behaviour is also characteristic of n . At the depth of 140 km, parameter n is increased. In the middle section (at depths of 150–200 km), the slope of the δ curve increases, and gradients of δ and the frequency parameter are significantly reduced. At the bottom of the profile (> 200 km), the value of δ is almost constant, and an abrupt increase of n is observed (Fig. 9 and Fig. 10). Figure 10 shows the high-speed profile of the area under study, which is published in [Wagner et al., 2012]. The profile shows the low velocity mantle under the Basin and Range Province, actually starting underneath the Moho (at the depth of 50–60 km). The lower boundary of the low-velocity mantle is located at the depth of 130–160 km. Thus, there are grounds to conclude that the change in the slope of the curve showing dependence of δ from the depth is related to the deep structure of the medium. The abrupt changes of δ and n are associated with the velocity discontinuities of the medium. The high values of δ and n , which are characteristic of the upper part of the profile, indicate the high degree of heterogeneity of the medium, which is also confirmed by the low velocities of seismic waves in the area under study [Wagner et al., 2012]. The reduction of parameters δ and n in the middle and lower parts of the profile suggests a more homogeneous structure of the medium at larger depths.

As a result of the study of the characteristics of seismic wave's attenuation in the lithosphere and the upper mantle of the northern part of the Basin and Range Province, it is established that the effective seismic quality factor Q_C is highly dependent on the frequency in the range of 0.5–16.0 Hz. The empirical relationships of $Q(f)$ for various lapse time windows are obtained; it is shown that increasing the lapse time window causes the values of the effective seismic quality factor to increase, which may be interpreted as reduction of attenuation with depth. By comparing the depth variations of the attenuation coefficient and the frequency parameter against the velocity structure, it is shown that there is a distinct change in attenuation of seismic waves at the velocity discontinuities in the northern part of the Basin and Range Province.

Key words: quality factor, attenuation, coda, Basin and Range Province.

Recommended by S.I. Sherman

Citation: Dobrynina A.A. 2013. Attenuation of seismic waves in the lithosphere of the northern part of the Basin and Range Province. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 53–67. doi:10.5800/GT-2013-4-1-0091.

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ БАСЕЙНОВ И ХРЕБТОВ

А. А. Добрынина

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: В настоящей работе представлены результаты исследования затухания сейсмических волн методом кода-волн [Aki, Chouet, 1975] в литосфере и верхней мантии северной части Провинции Бассейнов и Хребтов (ПБХ) (рис. 1). В работе использовались данные, полученные в рамках сейсмического эксперимента 1988–1989 PASSCAL Basin and Range Passive Seismic Experiment [Owens, Randall, 1989], – записи 66 землетрясений и взрывов с магнитудами $M_b=1.1–5.0$, произошедших на территории ПБХ (рис. 2).

Для расчета эффективной сейсмической добротности по коду использовалась модель однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975]. Расчет значений Q_c выполнялся для 18 значений длины окна обработки коды W – от 10 до 95 с с шагом 5 с на 6 центральных частотах f : 0.3, 0.75, 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Всего выполнено 7776 индивидуальных измерений Q_c . Наблюдается сильная зависимость добротности от частоты и длины окна обработки коды: Q_c возрастает от 12 ± 6 до 359 ± 17 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды $W=10$ с и от 87 ± 6 до 1177 ± 87 на тех же частотах при $W=95$ с (рис. 6). На базе полученных значений Q_c для всех значений длины окна W были рассчитаны эмпирические зависимости добротности от частоты согласно [Mitchell, 1981] и получены значения: Q_0 – добротность на референтной частоте f_0 ($f_0=1$ Гц) и n – частотный параметр (n близок к 1 и меняется в зависимости от неоднородности среды [Aki, 1981]). Полученные в настоящей работе значения Q_0 меняются от 60 ± 8 до 222 ± 17 , значения частотного параметра варьируются от 0.57 ± 0.04 до 0.84 ± 0.05 , и коэффициент затухания δ меняется в пределах $0.015–0.004 \text{ км}^{-1}$ в зависимости от W (рис. 8), подобные значения параметров затухания характерны для районов с высокой тектонической активностью [Mak et al., 2004].

В рамках модели однократного рассеяния зависимость параметров затухания от длины окна обработки коды может быть объяснена с позиций глубины формирования коды [Pulli, 1984]: большее значение W соответствует большей глубине прохождения кода-волн. Анализ вариаций коэффициента затухания δ и частотного параметра n для Провинции Бассейнов и Хребтов показал, что оба параметра неравномерно уменьшаются с увеличением глубины – на глубине 150 км наклон графика изменения δ заметно меняется. В верхней части графика (глубины до 150 км) наблюдается резкое изменение δ с глубиной, особенно хорошо это видно на графике градиента δ (рис. 9, 10), подобное поведение характерно и для n . Также на глубине около 140 км отмечается скачок параметра n . В средней части (на глубинах 150–200 км) наклон графика δ увеличивается, градиенты δ и частотного параметра значительно уменьшаются. И в нижней части разреза (>200 км) значение δ становится практически постоянным, также отмечается резкое скачкообразное увеличение значения n (рис. 9, 10). На рисунке приведен скоростной разрез исследуемого региона, полученный в работе [Wagner et al., 2012]. На разрезе видно, что под Провинцией Бассейнов и Хребтов расположена низкоскоростная мантия, начинающаяся практически под границей Мохо (на глубине 50–60 км). Нижняя граница низкоскоростной мантии находится на глубине 130–160 км. Таким образом, можно заключить, что изменение угла наклона графика зависимости δ от глубины связано с глубинным строением среды. При этом резкие изменения δ и n приурочены к скоростным границам среды. Высокие значения δ и n , характерные для верхней части разреза, свидетельствуют о высокой степени неоднородности среды, что подтверждается также низкими скоростями сейсмических волн в данной области [Wagner et al., 2012]. Уменьшение параметров δ и n в средней и нижней частях разреза говорит о более однородной структуре среды на больших глубинах.

В результате проведенного исследования характеристик затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северной части Провинции Бассейнов и Хребтов установлена высокая зависимость эффективной сейсмической добротности Q_c от частоты в диапазоне 0.5–16.0 Гц. Получены эмпирические соотношения $Q(f)$ для разной длины окна обработки коды; показано, что значение эффективной сейсмической добротности увеличивается с увеличением длины окна обработки коды, что может быть интерпретировано как уменьшение затухания с глубиной. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания и частотного параметра со скоростным строением показало, что для северной части Провинции Бассейнов и Хребтов на скоростных границах наблюдается отчетливое изменение затухания сейсмических волн.

Ключевые слова: добротность, затухание, кода, Провинция Бассейнов и Хребтов.

1. ВВЕДЕНИЕ

В работе представлены результаты исследования затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северной части Провинции Бассейнов и Хребтов. Затуханием сейсмических волн называют уменьшение амплитуды (или энергии) волны при прохождении ее в геологической среде вследствие геометрического расхождения, рассеяния на неоднородностях, потерь на тепло и др. [Aki, Chouet, 1975]. Для описания затухания обычно используется безразмерный параметр Q (добротность), который определяется как отношение энергии волны к энергии, потерянной за один цикл колебания. К настоящему времени разработан ряд методов оценки затухания сейсмических волн, при этом сейсмическая добротность может быть оценена как по прямым волнам (P - и S -волны), так и по коде. В представленной работе приведены результаты расчета эффективной сейсмической добротности по кода-волнам (Q_C) региональных землетрясений и взрывов северной части Провинции Бассейнов и Хребтов. К настоящему времени опубликован ряд работ, посвященных исследованию сейсмической добротности в литосфере Провинции Бассейнов и Хребтов на основе анализа поверхностных Lg -волн (Q_{Lg}) и их коды (Q_{Lg}^C) [Singh, Herrmann, 1983; Chavez, Priestley, 1986; Xie, Mitchell, 1990; Benz et al., 1997; Baqer, Mitchell, 1998; Erickson et al., 2004; Aleqabi, Wysession, 2006]. Но использование различных подходов при определении характеристик затухания делает сопоставление полученных данных с аналогичными параметрами для других регионов затруднительным. Ранее автором с коллегами по кода-волнам местных землетрясений были сделаны оценки эффективной сейсмической добротности Q_C , частотного параметра n , коэффициента затухания δ и их вариаций с глубиной для Байкальского и Кенийского рифтов [Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2011, 2012]. Целью настоящего исследования является получение информации о параметрах затухания сейсмических волн в коре и верхней мантии Провинции Бассейнов и Хребтов для дальнейшего сопоставления с аналогичными параметрами других рифтовых систем мира.

2. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Провинция Бассейнов и Хребтов расположена в пределах Северо-Американской литосферной плиты и является типичным представителем континентальных рифтовых систем (рис. 1). Она состоит из системы поднятий и впадин и отличается высокой степенью растяжения литосферы. Исследуемая в настоящей работе область включает в себя северо-западную часть Провинции Бассейнов и Хребтов и центральную часть Сьерра-Невады (рис. 1). Данный район находится в активном тектоническом окружении: с юга-запада рас-

положен разлом Сан-Андреас, на востоке и на западе проходят границы сейсмических поясов – Межгорного и Волкер Лейн, через центр проходит Центрально-Невадский сейсмический пояс [Lee et al., 2009]. Провинция Бассейнов и Хребтов характеризуется высоким уровнем теплового потока [Lay, Wallace, 1988]. Результаты геофизических исследований [Bensen et al., 2009; Wagner et al., 2012; Shen et al., 2013] показали, что под Провинцией Бассейнов и Хребтов наблюдается утонение континентальной коры до 30–35 км, а также выявили наличие низкоскоростной верхней мантии ($V_p \sim 7.8$ км/с).

3. ДАННЫЕ

Для оценки параметров затухания использовались данные, полученные в рамках сейсмического эксперимента 1988–1989 PASSCAL Basin and Range Passive Seismic Experiment [Owens, Randall, 1989]. В ходе эксперимента на территории Стилватер Рэйндж (штат Невада, США) с 17 августа 1988 г. по 29 апреля 1989 г. действовала сеть из семи трехкомпонентных средне-периодных сейсмических станций (рис. 2). Для расчета эффективной сейсмической добротности из каталога сейсмических событий были отобраны 66 землетрясений и взрывов с магнитудами $M_b = 1.1–5.0$ (M_b – магнитуда по объемным волнам), произошедших на территории Провинции Бассейнов и Хребтов (рис. 2). Эпицентральные расстояния варьировались от 10 до 385 км, глубины землетрясений в среднем оцениваются в 3 км [Owens, Randall, 1989]. Используемые в работе данные (записи и каталоги землетрясений) предоставлены IRIS Data Management System (Seattle, Washington, США).

4. МЕТОДЫ И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Расчет Q_C и интерпретация полученных результатов осуществлялись согласно модели однократного рассеяния К. Аки [Aki, Chouet, 1975]. Эта модель рассматривает коду как суперпозицию объемных волн, отраженных от случайно распределенных в среде неоднородностей. Уменьшение амплитуды коды со временем происходит вследствие затухания энергии и геометрического расхождения и не зависит от характеристик очага землетрясения, эффектов пути и усиления на сейсмостанции [Aki, 1969].

Амплитуда коды A_C в момент времени t от времени в очаге для сейсмограммы, отфильтрованной на центральной частоте f , связана с добротностью следующим соотношением [Aki, Chouet, 1975]:

$$A_C(f, t) = S(f) \cdot t^{-\gamma} \cdot \exp\left[\frac{-\pi f t}{Q_C(f)}\right], \quad (1)$$

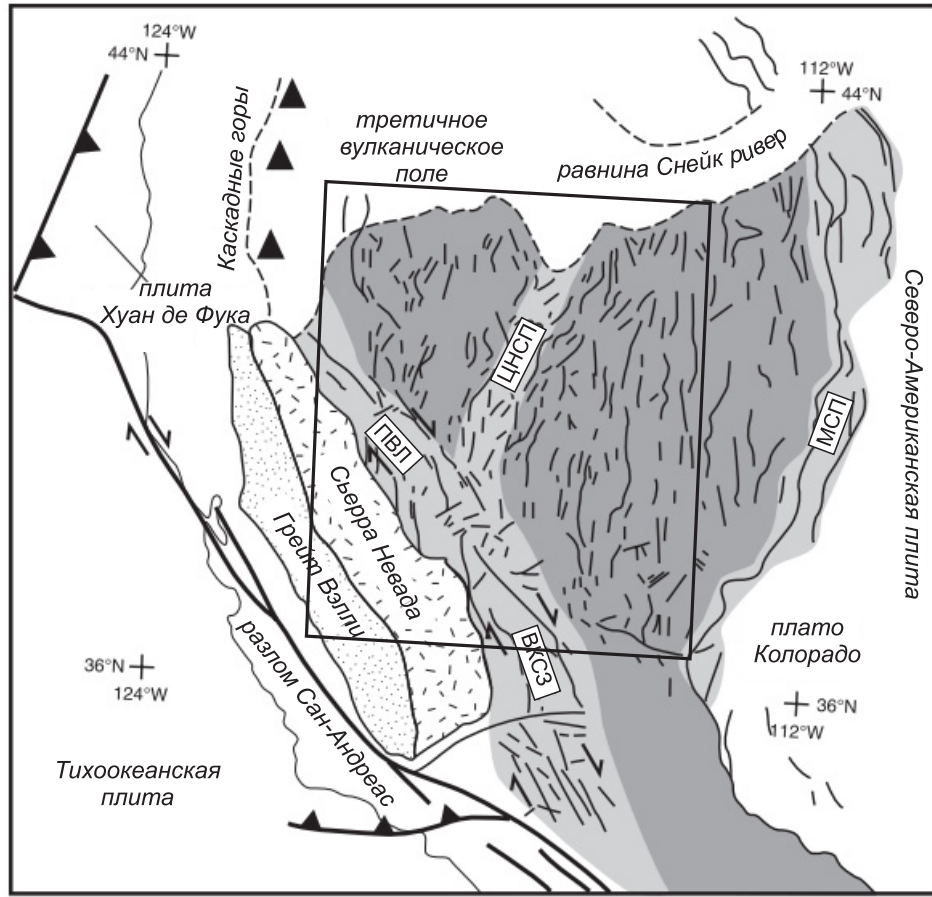


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта западной части Кордильер (США), показывающая главные геотектонические провинции и современные границы плит (карта заимствована из работы [Lee et al., 2009]). Темно-серым цветом показана Провинция Бассейнов и Хребтов; светло-серым – ЦНСП (Центрально-Невадский сейсмический пояс), ВКСЗ (Восточно-Калифорнийская сдвиговая зона), МСП (межгорный сейсмический пояс) и ПВЛ (пояс Волкер лейн). Исследуемый в работе регион выделен прямоугольником.

Fig. 1. The schematic tectonic map of the Western Cordillera, USA, showing the main geotectonic provinces and current plate boundaries (from [Lee et al., 2009]). The Basin and Range Province is shown in dark grey; the Central Nevada seismic belt (ЦНСП), the Eastern California Shear Zone (ВКСЗ), the Intermountain Seismic Zone (МСП), and the Walker Lane Belt (ПВЛ) are shown in light grey. The area under study is marked out by the rectangle.

где γ – характеристика геометрического расхождения, $S(f)$ – временная функция источника. Прологарифмировав (1), получим:

$$\ln(A_C(f, t) \cdot t^\gamma) = \ln(S(f)) - \frac{\pi f t}{Q_C(f)}. \quad (2)$$

Геометрическое расхождение задавалось трехсегментной функцией вида (рис. 3):

$$G(\Delta) = \begin{cases} R_{ij}^{-b_1}, & R_{ij} \leq R_{01}; \\ R_{01}^{-b_1} \cdot \left(\frac{R_{ij}}{R_{01}}\right)^{-b_2}, & R_{01} < R_{ij} \leq R_{02}; \\ R_{01}^{-b_1} \cdot \left(\frac{R_{ij}}{R_{01}}\right)^{-b_2} \cdot \left(\frac{R_{ij}}{R_{02}}\right)^{-b_3}, & R_{ij} > R_{02}. \end{cases} \quad (3)$$

Здесь $R_{ij} \leq R_{01}$ – для прямых волн, $R_{01} < R_{ij} \leq R_{02}$ – для волн, отраженных от Мохо, и $R_{ij} > R_{02}$ – после многократных отражений и преломлений [Burger et al., 1987]. Значения R_{01} и R_{02} , как правило, берутся равными 1.5 и 2.5 от глубины Мохо, коэффициенты b : $b_1=1$, $b_2=0$ и $b_3=0.5$. По данным [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2013; and others], граница Мохо под Провинцией Бассейнов и Хребтов проходит на глубине 30–35 км, таким образом, $R_{01}=45–52.5$ и $R_{02}=75–87.5$. Для удобства значения R_{01} и R_{02} брались равными 50 и 90 км, соответственно.

Наклон графика зависимости $\ln(A_C(f, t) \cdot t^\gamma)$ от времени t определяет значение Q для рассматриваемой частоты f . Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], приведенные выше соотношения действительны для времени, большего, чем удвоенное время пробега S -волны (рис. 4), так как для этого времени очаговым процессом можно пренебречь.

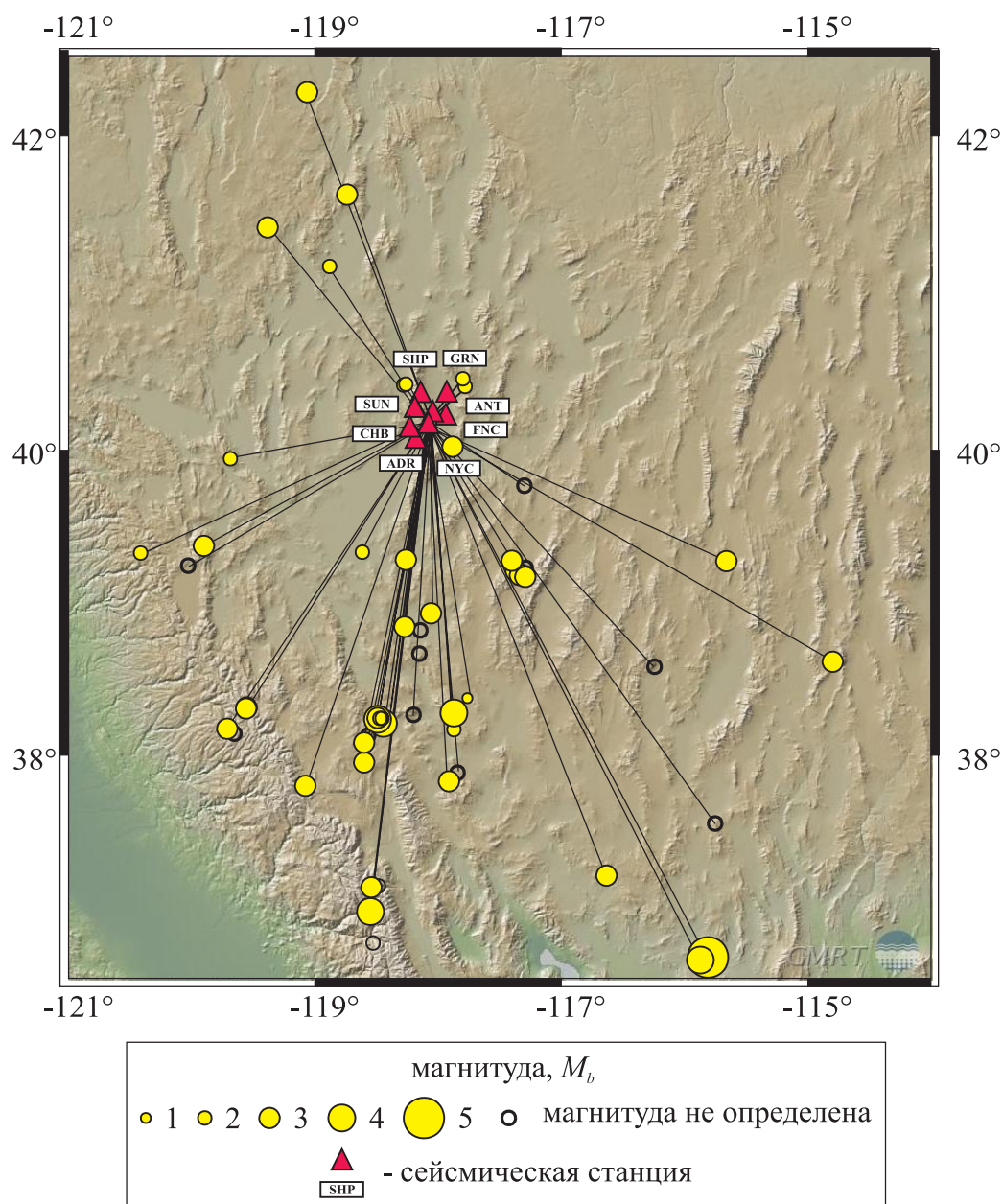


Рис. 2. Положение сейсмических станций и эпицентров землетрясений Провинции Бассейнов и Хребтов, использованных в работе. Прямые линии показывают сейсмические трассы «источник – приемник». Цифровой рельеф по данным [Ryan et al., 2009].

Fig. 2. Positions of seismic stations and earthquake epicentres in the Basin and Range Province which are considered in this study. Straight lines show seismic source-receiver traces. The digital terrain is given according to the data published in [Ryan et al., 2009].

Расчет значений Q_c выполнялся для 18 значений длины окна обработки коды W – от 10 до 95 с с шагом 5 с на 6 центральных частотах f : 0.3 ± 0.1 , 0.75 ± 0.25 , 1.5 ± 0.5 , 3.0 ± 1.0 , 6.0 ± 2.0 и 12.0 ± 4.0 Гц. На рис. 5 приведен пример расчета добротности Q_c для одного из землетрясений Провинции Бассейнов и Хребтов.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Эффективная сейсмическая добротность Q_c литосферы севера Провинции Бассейнов и Хребтов рассчи-

тана по записям 66 региональных землетрясений и взрывов, зарегистрированных на семи среднепериодных временных сейсмических станциях, на шести центральных частотах и для восемнадцати временных окон. Всего было выполнено 7776 индивидуальных измерений Q_c , при этом в расчетах использовались записи, для которых отношение полезного сигнала к помехе было не менее 3. Для расчета добротности Q_c использовалась программа CodaQ, входящая в состав пакета программ SEISAN [Havskov, Ottemoller, 2003].

Анализ полученных результатов показал четкую зависимость добротности от частоты и длины окна обра-

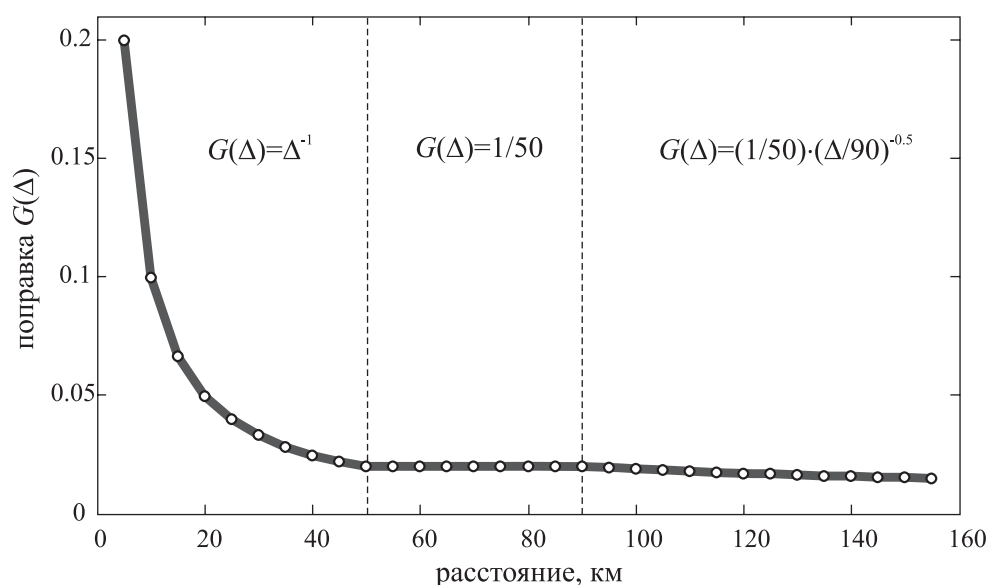


Рис. 3. Вид трехсегментной функции геометрического расхождения $G(\Delta)$ для Провинции Бассейнов и Хребтов (сегменты разделены пунктирными линиями, для каждого сегмента показана формула расчета поправки на геометрическое расхождение).

Fig. 3. The three-segment function of geometrical spreading $G(\Delta)$ for the Basin and Range Province. The segments are separated by dashed lines; equations for calculating the geometrical spreading correction factors are given for every segment under study.

ботки коды: Q_c возрастает от 12 ± 6 до 359 ± 17 для центральных частот 0.3 и 12.0 Гц при длине окна обработки коды $W=10$ с и от 87 ± 6 до 1177 ± 87 на тех же частотах при $W=95$ с (рис. 6). На базе рассчитанных значений Q_c для всех длин окна W были определены эмпирические зависимости добротности от частоты согласно закону [Mitchell, 1981]:

$$Q_c(f) = Q_0 \cdot \left(\frac{f}{f_0} \right)^n, \quad (4)$$

где $Q_c(f)$ – сейсмическая добротность по коде, Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, $f_0=1$ Гц) и n – частотный параметр. Частотный параметр близок к 1 и меняется от региона к ре-

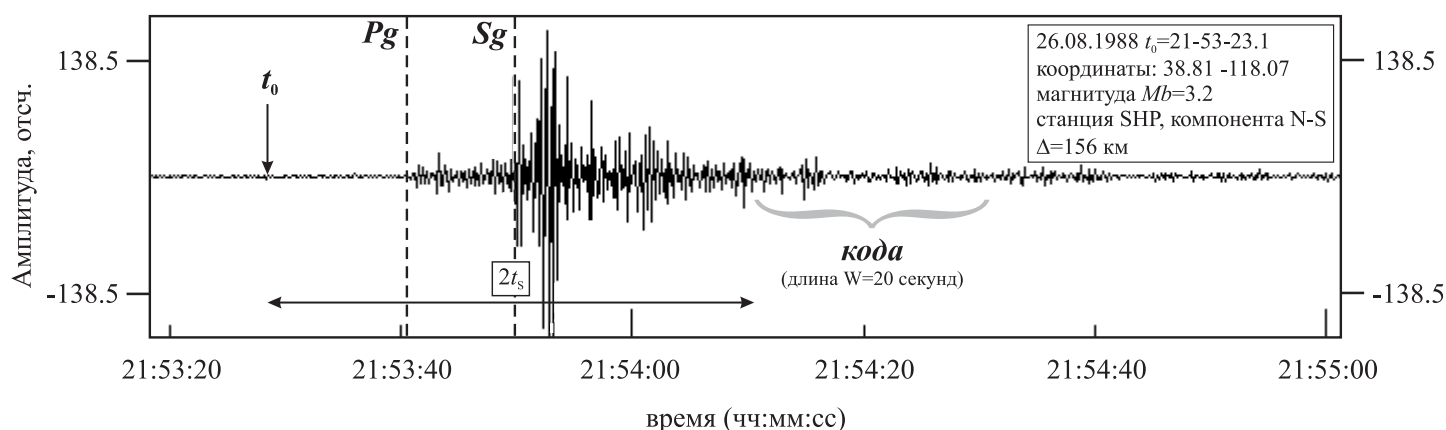


Рис. 4. Пример типичной сейсмограммы землетрясения Провинции Бассейнов и Хребтов (землетрясение 26 августа 1988 г., время в очаге $t_0=21-53-23.1$, магнитуда $M_b=3.2$). Сейсмограмма записана на станции SHP (Shiprock), эпицентрального расстояния $\Delta=156$ км, компонента N-S. Запись отфильтрована пропускающим фильтром с полосой 1–5 Гц. Стрелкой показано время в очаге, пунктирными линиями – вступления P- и S-волн соответственно. Скобкой показан участок коды от момента времени, равного удвоенному времени пробега S-волны.

Fig. 4. A typical seismogram of an earthquake in the Basin and Range Province (26 August 1988 earthquake – focal time $t_0=21-53-23.1$, magnitude $M_b=3.2$). The seismogram was recorded at Shiprock Station (SHP), epicentral distance $\Delta=156$ km, N-S component. The record was processed by the bandpass filter for the band of 1–5 Hz. The arrow indicates the focal time. Dashed lines mark the arrivals of P- and S-waves, respectively. The bracket shows the coda's segment from the time equal to two travel times of S-wave.

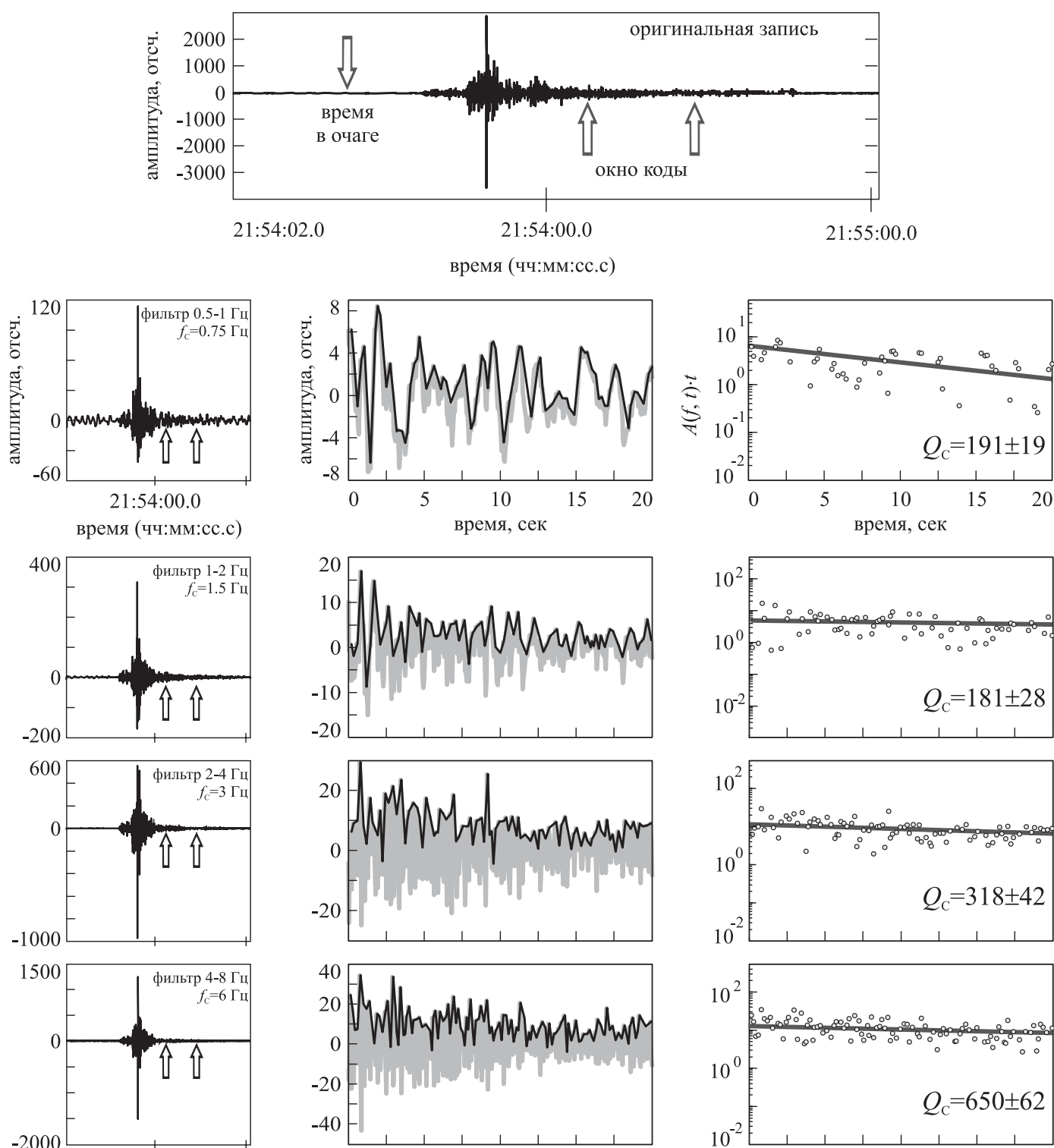


Рис. 5. Пример обработки коды для расчета сейсмической добротности Q_c . Вверху показана исходная (нефильтрованная) сейсмограмма землетрясения 26 августа 1988 г. (время в очаге $t_0=21-53-23.1$, магнитуа $M_b=3.2$), полученная на станции NYC (New York Canyon), эпицентрального расстояния $\Delta=138$ км, компонента N-S. Стрелками показано время в очаге и анализируемый участок коды. Внизу слева показаны фильтрованные сейсмограммы (частоты пропускания 0.5–1.0, 1.0–2.0, 2.0–4.0 и 4.0–8.0 Гц соответственно). Посередине приведены фильтрованные участки коды, выбранные для расчета Q_c (длина окна 20 с), серым цветом показана отфильтрованная сейсмограмма, черным – огибающая, построенная по пиковым амплитудам. Справа представлены графики зависимости амплитуды кода-волны $A(f, t)$ от времени t , соответствующие регрессионные прямые, полученные с помощью МНК, и рассчитанные значения Q_c .

Fig. 5. An example of coda processing for Q_c calculations. Top – the original (non-filtered) seismogram of 26 August 1988 earthquake (focal time $t_0=21-53-23.1$, magnitude $M_b=3.2$); it was recorded at the New York Canyon Station (NYC); epicentral distance $\Delta=138$ km, N-S component. Arrows show the time in the focus and the analyzed segment of the coda. Bottom left – filtered seismograms (band frequency – 0.5–1.0, 1.0–2.0, 2.0–4.0, and 4.0–8.0 Hz, respectively). Middle – filtered coda's segments selected to calculate Q_c (lapse time window of 20 sec); the filtered seismogram is shown in grey, the envelope based on peak amplitudes is shown in black. Right – amplitudes of coda-wave $A(f, t)$ versus time t , corresponding regression lines obtained by Ordinary Least Squares (OLS), and calculated values of Q_c .

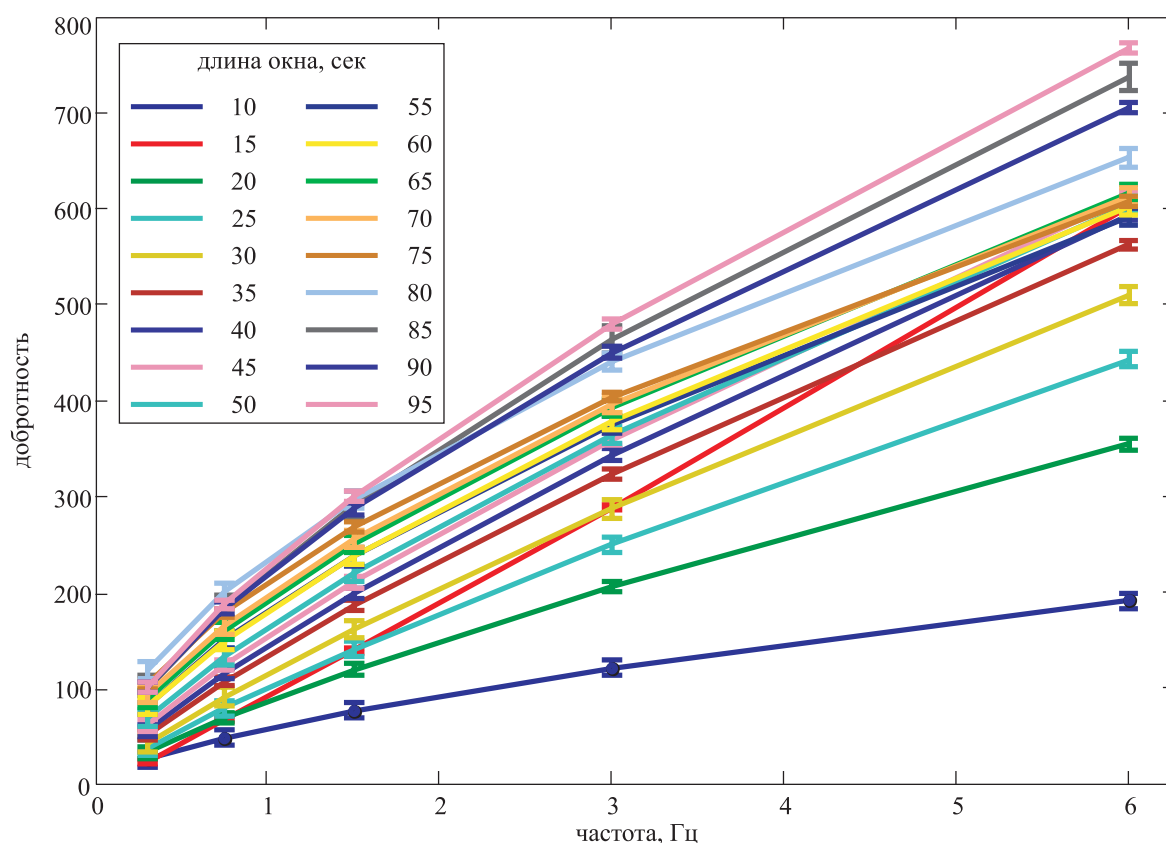


Рис. 6. Зависимость добротности от частоты для разных значений длины окна обработки коды.

Fig. 6. The dependence of the quality factor from the frequency for different lapse time windows.

гиону в зависимости от неоднородности среды [Aki, 1981]. Значения Q_0 и n приведены в табл. 1.

При сопоставлении характеристик затухания сейсмических волн для различных регионов авторами работы [Mak et al., 2004] сделан вывод о том, что низкие значения добротности ($Q < 200$) наблюдаются для тектонически активных регионов мира, высокие ($Q > 600$) – для стабильных областей и промежуточные значения ($Q \approx 200–600$) – для районов с умеренной тектонической активностью. Показатель зависимости добротности от частоты n (или частотный параметр) в уравнении (4) также характеризует среду и увеличивается с интенсивностью тектонической активности региона [Aki, 1980]. При этом значения частотного параметра варьируются от $n < 0.5$ для стабильных регионов до $n \approx 0.3–0.8$ для областей с умеренной тектонической активностью и $n > 0.8$ для тектонически активных регионов [Mak et al., 2004].

Полученные в настоящей работе значения Q_0 меняются от 60 ± 8 до 222 ± 17 , а частотного параметра – от 0.57 ± 0.04 до 0.84 ± 0.05 в зависимости от длины окна W (табл. 1). Такие величины параметров Q_0 и n характерны для районов с высокой тектонической активностью [Mak et al., 2004]. Рассчитанные значения добротности и частотного параметра для больших значений длины

окна хорошо согласуются с данными, полученными другими авторами для Провинции Бассейнов и Хребтов по поверхностным Lg-волнам (Q_{Lg}) и их коде (Q_{Lg}^c) [Singh, Herrmann, 1983; Chavez, Priestley, 1986; Xie, Mitchell, 1990; Benz et al., 1997; Baqer, Mitchell, 1998; Erickson et al., 2004; Aleqabi, Wysession, 2006] (рис. 7, табл. 2). Также хорошее согласие наблюдается между данными, полученными в настоящей работе для Провинции Бассейнов и Хребтов и определенными автором ранее для Байкальской и Кенийской рифтовых систем: для Байкальского рифта Q_0 меняется в пределах от 103 ± 9 до 325 ± 25 , параметр n – от 0.89 ± 0.06 до 0.81 ± 0.06 и для Кенийского рифта Q_0 – от 74 ± 3 до 278 ± 48 , n – от 1.12 ± 0.02 до 0.93 ± 0.11 (W равна 20 и 80 с соответственно) [Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2011, 2012].

Помимо расчета эффективной сейсмической добротности и ее частотной зависимости для каждого значения W были получены коэффициенты затухания δ (см. табл. 1):

$$\delta = \frac{\pi \cdot f}{V \cdot Q}, \quad (5)$$

здесь V – скорость кода-волн, берется равной скорости

Таблица 1. Значения сейсмической добротности Q_0 , частотного параметра n и коэффициента затухания δ для разных значений длины окна

Table 1. Values of seismic quality factor Q_0 , frequency parameter n and attenuation coefficient δ for various lapse time windows

W, c	Q_0	σQ_0	n	σn	N	δ, km^{-1}
1	2	3	4	5	6	7
10	60	8	0.65	0.12	668	0.014
15	67	3	0.84	0.05	654	0.012
20	88	6	0.78	0.06	725	0.009
25	100	8	0.83	0.06	727	0.008
30	115	9	0.83	0.06	781	0.007
35	134	5	0.8	0.03	756	0.006
40	144	6	0.79	0.03	721	0.006
45	154	6	0.77	0.03	664	0.006
50	163	9	0.73	0.05	486	0.005
55	181	9	0.66	0.04	391	0.005
60	181	9	0.67	0.04	328	0.005
65	192	9	0.65	0.04	274	0.005
70	198	9	0.63	0.04	209	0.004
75	211	5	0.59	0.02	157	0.004
80	235	9	0.57	0.04	94	0.004
85	220	6	0.65	0.03	63	0.004
90	227	5	0.68	0.02	39	0.004
95	222	17	0.67	0.08	39	0.004

Примечание. В графе 1 дана длина окна обработки коды W , с; 2, 3 – значение добротности Q_0 на частоте 1 Гц и его среднеквадратичное отклонение; 4, 5 – значение частотного параметра n и его среднеквадратичное отклонение; 6 – количество индивидуальных измерений Q_C для данной длины окна; 7 – коэффициент затухания δ , км⁻¹.

Note. Column 1 shows the lapse time window W (sec); 2, 3 – values of quality factor Q_0 at the frequency of 1 Hz, and its root mean-square deviation; 4, 5 – values of frequency parameter n and its root mean-square deviation; 6 – the number of individual measurements of Q_C for the given lapse time window; 7 – attenuation coefficient δ (km⁻¹).

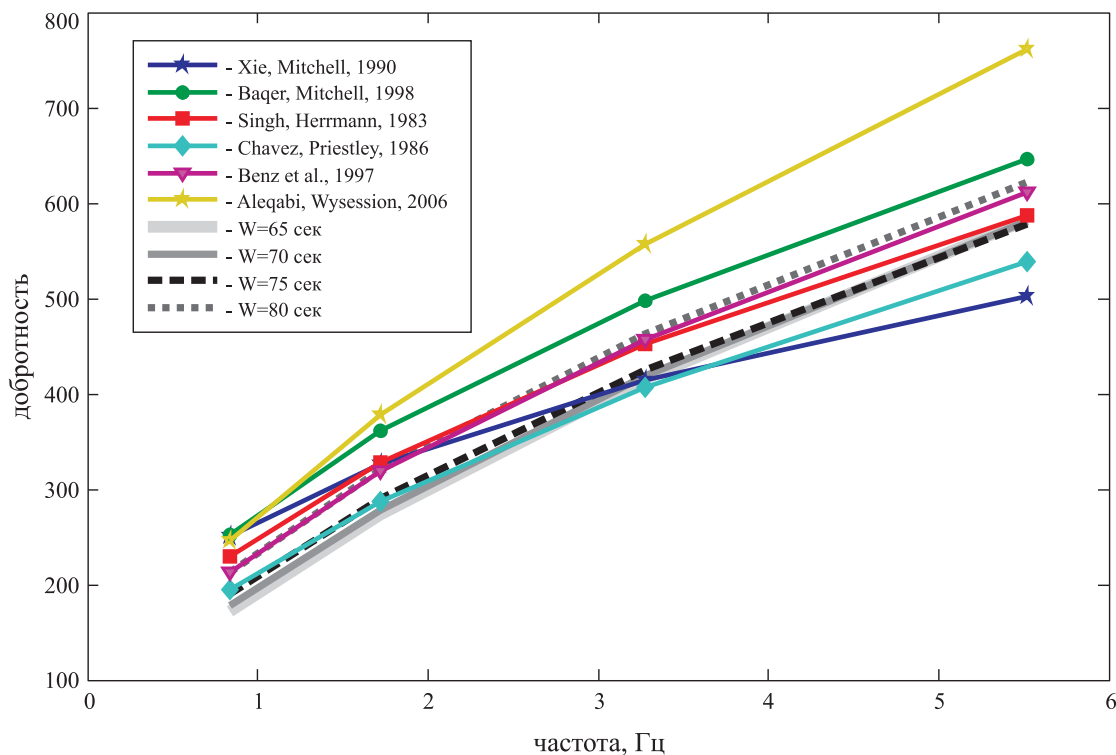


Рис. 7. Зависимости добротности от частоты для Провинции Бассейнов и Хребтов, полученные в настоящей работе и в работах предшественников.

Fig. 7. The dependence of the quality factor from the frequency for the Basin and Range Province, according to calculations in this study and those published earlier by other authors.

Т а б л и ц а 2. Значения Q_0 и n для Провинции Бассейнов и Хребтов по результатам разных авторов
T a b l e 2. Values of Q_0 and n for the Basin and Range Province, according to results published by other authors

Литературный источник	Q_{Lg}	Q_{Lg}^C	Q_0	n
1	2	3	4	5
Singh, Herrmann, 1983		200–300		0.40–0.60
Chavez, Priestley, 1986	214±15			0.54
Xie, Mitchell, 1990	267±56	275±26		
Benz et al., 1997	235±11			0.56±0.04
Baquer, Mitchell, 1998		250–300		0.40–0.60
Erickson et al., 2004			234–312	0.40–0.80
Aleqabi, Wyssession, 2006			200±77	0.69±0.16

П р и м е ч а н и е. В графе 1 дана ссылка на литературный источник; 2, 3 – значения эффективной сейсмической добротности по поверхностным Lg волнам и коде; 4 – значение добротности на частоте 1 Гц; 5 – частотный параметр.
N o t e. Column 1 gives references to publications; 2, 3 – values of the effective seismic quality factor for surface Lg waves and the coda; 4 – the quality factor at the frequency of 1 Hz; 5 – frequency parameter.

прямых поперечных волн; скорость поперечных волн в коре равна 3.4 км/с, в литосфере – 4.2 км/с согласно [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2013].

На рис. 8 приведены вариации значений Q_0 и n в зависимости от длины окна обработки коды. Видно, что за исключением небольших колебаний для малых и больших значений W величина добротности на частоте

1 Гц возрастает, а частотного параметра убывает с увеличением длины окна. В рамках модели однократного рассеяния такое поведение параметров затухания может быть объяснено с позиций глубины формирования коды.

Согласно [Pulli, 1984], значение добротности, полученное для трассы «источник – приемник», характе-

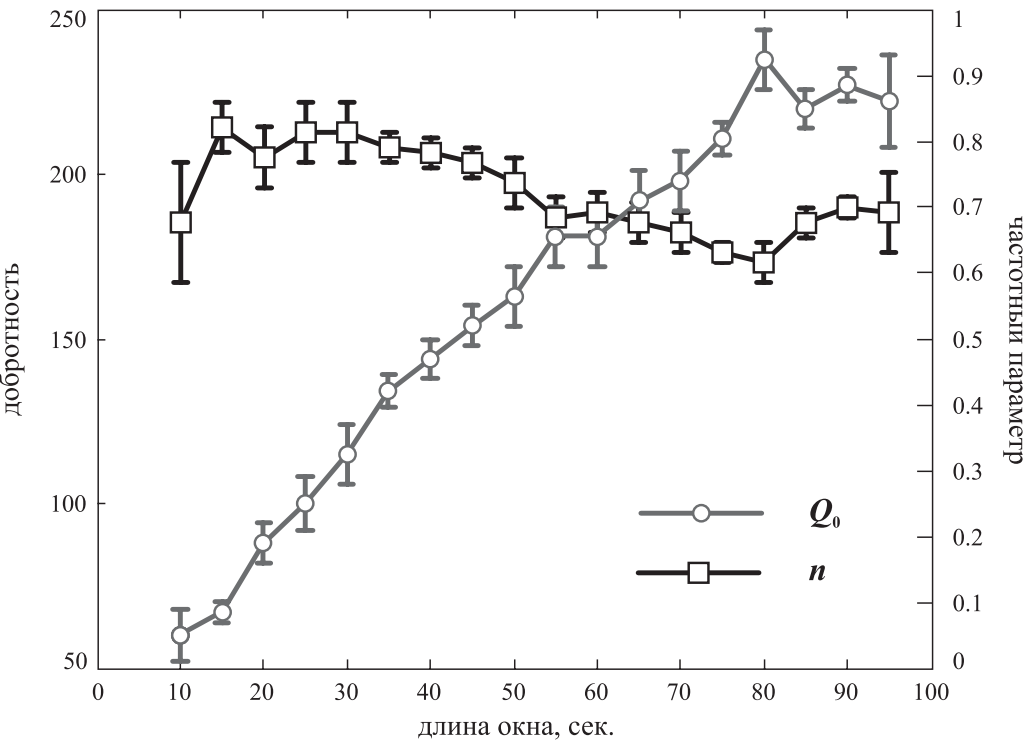


Рис. 8. Зависимость добротности Q_0 на частоте 1 Гц и частотного параметра n от длины окна обработки коды W . Для каждого значения показано среднеквадратичное отклонение.
Fig. 8. The dependence of quality factor Q_0 at the frequency of 1 Hz and frequency parameter n on lapse time window W . Root mean-square deviations are given for each value.

Таблица 3. Двухслойная модель литосферы северной части Провинции Бассейнов и Хребтов согласно [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2013]

Table 3. The double-layered model of the lithosphere of the northern part of the Basin and Range Province, according to [Bensen et al., 2009; Shen et al., 2013]

Оболочка	Глубина, км	Скорость поперечных волн, км/с
кора	0–35	3.4
литосферная мантия	> 35	4.2

ризует некоторый объем среды (предположительно, эллипсоид), в фокусах которого расположены очаг землетрясения и сейсмическая станция. Размеры эллипсоида (a , b – длина полуосей эллипсоида, c – глубина нижней границы эллипсоида) определяются следующими соотношениями:

$$a = \frac{Vt}{2}; b = \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}; c = h + \sqrt{\left(\frac{Vt}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}, \quad (6)$$

где V – скорость объемных волн, r – расстояние «источник – приемник», h – глубина очага землетрясения, t – средняя длина временного окна, которая определяется как:

$$t = t_{\text{start}} + \frac{W}{2}, \quad (7)$$

где t_{start} – начальное время для окна обработки коды. Следовательно, размеры исследуемой области зависят,

во-первых, от длины окна обработки коды и, во-вторых, от расстояния «источник – приемник». Таким образом, меняя длину окна W , можно проследить характер изменения $Q(f)$ с глубиной. Другими словами, увеличение добротности Q_c с увеличением длины окна может быть интерпретировано как увеличение добротности с глубиной, так как волны, прибывающие на сейсмограмме позже, могут быть отражены от более глубоких частей литосферы, чем волны, прибывающие раньше.

Для рассматриваемых событий среднее расстояние r равно 140 км, среднее значение $t_{\text{start}}=50$ с, а значения глубин землетрясений брались равными 3 км согласно [Owens, Randall, 1989]. При расчете объема эллипсоида использовались две модели: однослойная модель среды с постоянной скоростью сейсмических волн ($V=3.8$ км/с) и двухслойная модель (табл. 3).

В табл. 4 приведены значения осей эллипсоида для обеих рассматриваемых моделей. Видно, что размеры эллипсоида меняются незначительно – в среднем на

Таблица 4. Размеры области формирования коды для разных значений длины окна обработки коды для однослойной и двухслойной моделей

Table 4. Dimensions of the area, wherein the coda is formed, for different lapse time windows for the single- and double-layered models

W, с	Однослойная модель			Двухслойная модель		
	a, км	b, км	c, км	a, км	b, км	c, км
1	2	3	4	5	6	7
10	115	134	118	102	124	105
15	121	140	124	108	128	111
20	127	145	130	113	133	116
25	133	150	136	119	138	122
30	139	155	142	124	143	127
35	145	161	148	130	147	133
40	151	166	154	135	152	138
45	156	171	159	140	157	143
50	162	176	165	146	162	149
55	168	182	171	151	166	154
60	173	187	176	156	171	159
65	179	192	182	161	176	164
70	185	197	188	167	181	170
75	190	203	193	172	185	175
80	196	208	199	177	190	180
85	201	213	204	182	195	185
90	207	218	210	187	200	190
95	213	224	216	192	204	195

Примечание. В графе 1 дана длина окна обработки коды; в графах 2–4 – соответствующие длины полуосей эллипсоида для однослойной модели; 5–7 – длины полуосей эллипсоида для двухслойной модели.

Note: Column 1 – lapse time window; 2–4 – corresponding lengths of semi-axes of the ellipsoid for the single-layered model; 5–7 – lengths of semi-axes of the ellipsoid for the double-layered model.

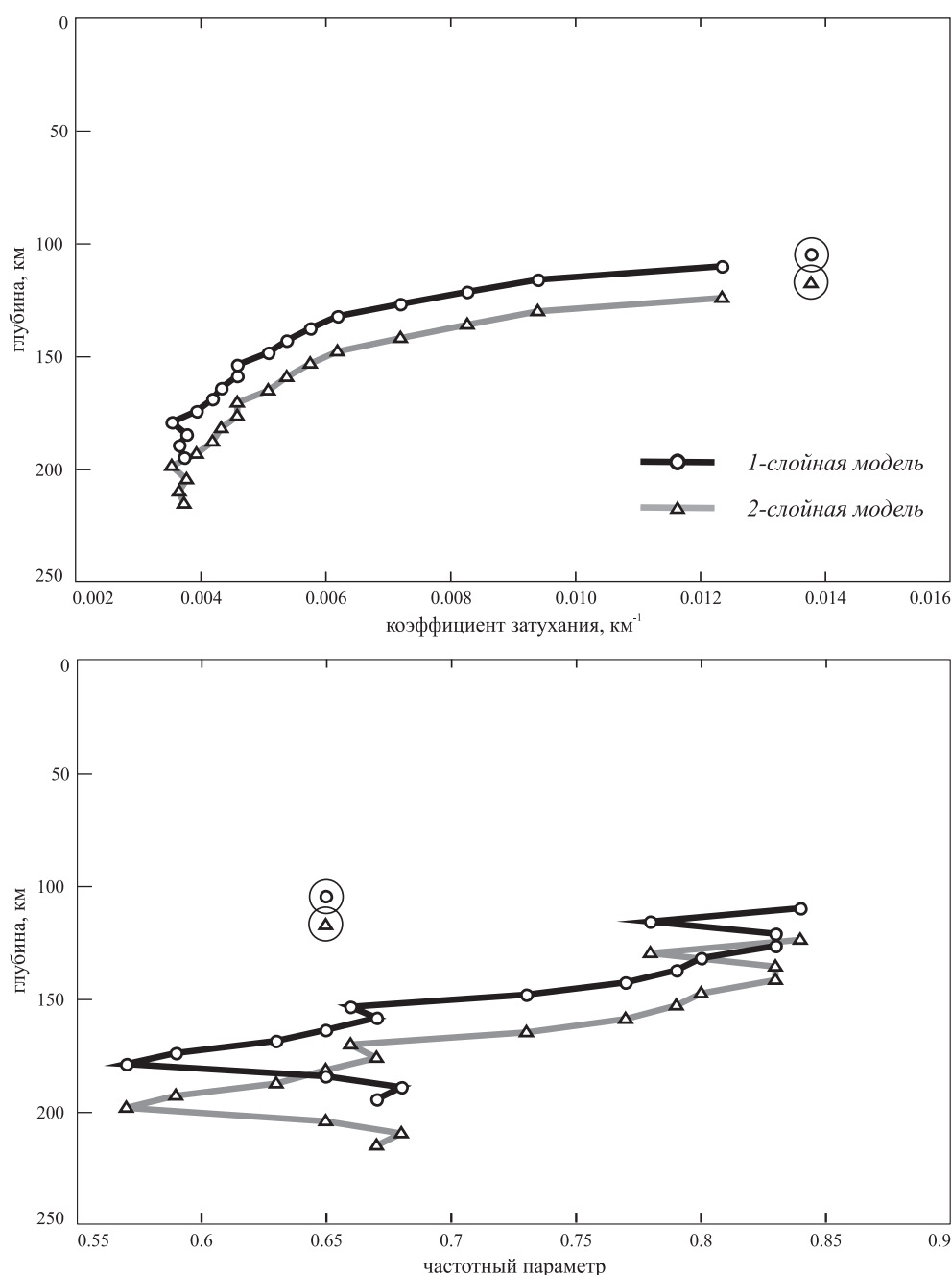


Рис. 9. Зависимость коэффициента затухания δ (вверху) и частотного параметра n (внизу) от глубины. Обведены определения δ и n для длины окна $W=10$ с.

Fig. 9. The dependence of attenuation coefficient δ (top) and frequency parameter n (bottom) from the depth. Circles – values of δ and n for the given lapse time window, $W=10$ sec.

16 км. На рис. 9 показаны зависимости коэффициента затухания δ и частотного параметра n от глубины для обеих используемых моделей среды. Оба параметра неравномерно уменьшаются с увеличением глубины. Видно, что на глубинах от 130 км (для однослойной модели) до 150 км (для двухслойной модели) наклон графика изменения коэффициента затухания меняется. В дальнейшем для интерпретации будет использоваться двухслойная модель. В верхней части графика (глубины до 150 км) наблюдается резкое изменение δ с

глубиной (рис. 9, 10), особенно хорошо это видно на графике градиента коэффициента затухания, подобное поведение характерно и для частотного параметра. Также на глубине около 140 км отмечается скачок частотного параметра n . В средней части (на глубинах 150–200 км) угол наклона графика $\delta(c)$ увеличивается (см. рис. 9), градиенты коэффициента затухания и частотного параметра значительно уменьшаются (рис. 10). И в нижней части разреза (>200 км) значение коэффициента затухания становится практически постое-

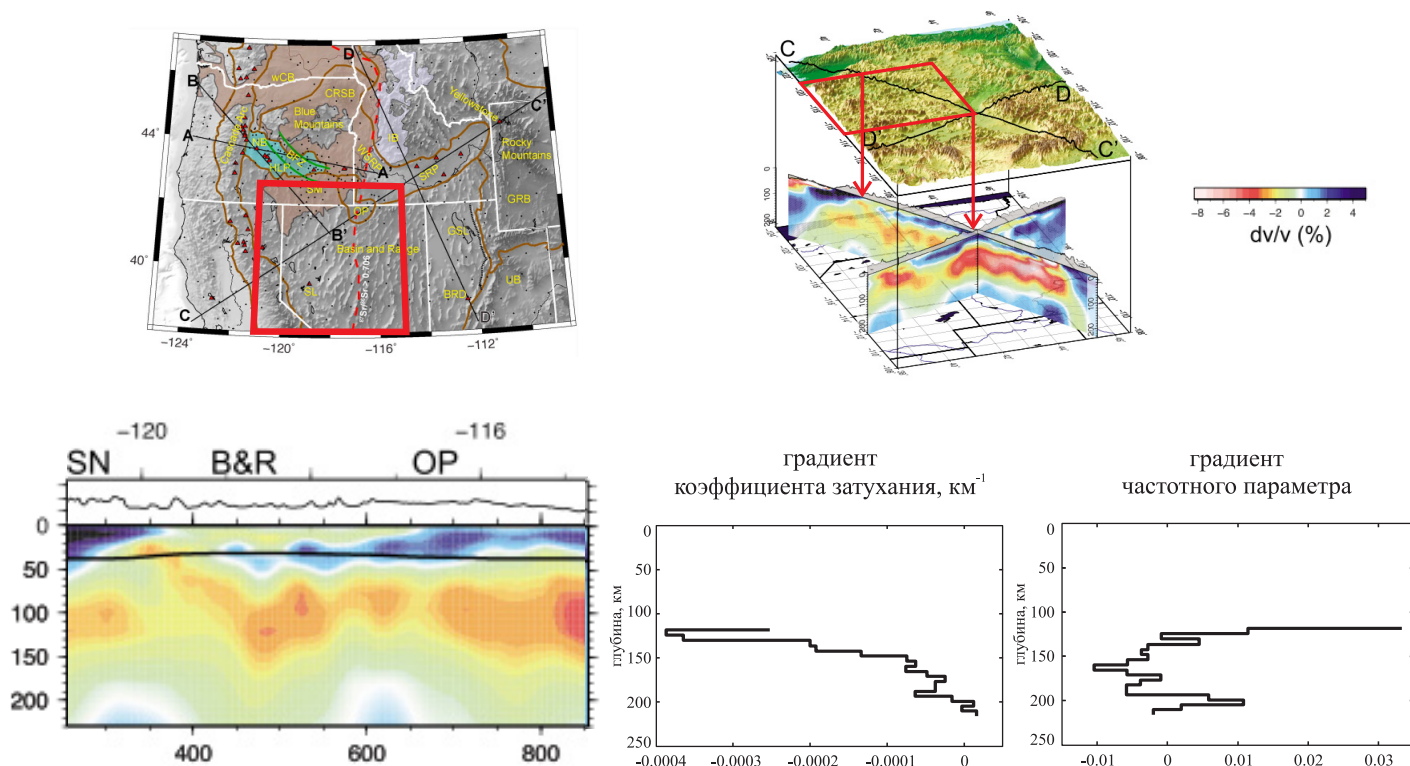


Рис. 10. Сопоставление скоростного строения Провинции Бассейнов и Хребтов и градиентов коэффициента затухания и частотного параметра. Вверху показаны карта района и блок-диаграмма скоростных аномалий северо-западного побережья Тихого океана (рисунок заимствован из работы [Wagner et al., 2012]), красным прямоугольником показан исследуемый регион. Внизу – сопоставление градиентов коэффициента затухания и частотного параметра и глубинного строения Провинции Бассейнов и Хребтов. Черной линией показана граница Мохо.

Fig. 10. Comparison of the velocity structure of the Basin and Range Province and gradients of the attenuation coefficient and the frequency parameter. Top – the map of the area under study and the block diagram of velocity anomalies of the north-western coast of the Pacific Ocean (the figure is taken from [Wagner et al., 2012]); the red rectangle shows the area under study. Bottom – comparison of gradients of the attenuation coefficient and the frequency parameter and the deep structure of the Basin and Range Province. The black line shows the Moho.

янным, также отмечается резкое скачкообразное увеличение значения частотного параметра (см. рис. 9). На рис. 10 приведен скоростной разрез исследуемого региона, полученный в работе [Wagner et al., 2012]. На разрезе видно, что под Провинцией Бассейнов и Хребтов расположена низкоскоростная мантийная аномалия, начинающаяся практически под границей Мохо (на глубине 50–60 км). Нижняя граница аномальной мантии находится на глубине 130–160 км. Подобное поведение коэффициента затухания и частотного параметра с глубиной ранее было отмечено автором при исследовании характеристик затухания в литосфере и верхней мантии Байкальского и Кенийского рифтов [Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2011, 2012].

Таким образом, можно заключить, что изменение угла наклона графика зависимости коэффициента затухания от глубины для Провинции Бассейнов и Хребтов связано со скоростным строением среды. При этом резкие изменения коэффициента затухания и частотного параметра приурочены к границам аномальной и нормальной мантии. Высокие значения затухания и частотного параметра, характерные для верхней части

разреза, свидетельствуют о высокой степени неоднородности среды, что подтверждается также низкими скоростями сейсмических волн в данной области (рис. 10) [Wagner et al., 2012]. Уменьшение параметров δ и n в средней и нижней частях разреза говорит о более однородной структуре среды на больших глубинах.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе была сделана попытка оценить затухание сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северной части Провинции Бассейнов и Хребтов на основе анализа кода-волн 66 локальных землетрясений и взрывов. В результате для Провинции Бассейнов и Хребтов получены значения эффективной сейсмической добротности Q_c , частотного параметра n и коэффициента затухания δ . Значения эффективной сейсмической добротности Q_c показывают высокую зависимость от частоты в диапазоне 0.5–16.0 Гц. Рассчитаны эмпирические соотношения $Q(f)$ для разной длины окна обработки коды – от 10 до 95 с. Показано,

что значение эффективной сейсмической добротности Q_c на данной частоте увеличивается с увеличением длины окна обработки коды, что может быть интерпретировано как проявление уменьшения затухания с глубиной. Сопоставление глубинных вариаций коэффициента затухания δ и частотного параметра n со скоростным строением региона показало, что для Провинции Бассейнов и Хребтов наблюдается отчетливое изменение поведения затухания сейсмических волн на скоростных границах. Сравнение полученных характеристик затухания с аналогичными параметрами, рассчитанными автором ранее для Байкальского и Кенийского рифтов, показало хорошую согласованность ре-

зультатов, что может свидетельствовать о сопоставимых по уровню процессах модификации литосферы в разных рифтовых зонах.

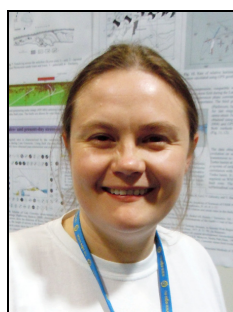
7. БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-31038_мол-а. Автор выражает благодарность рецензентам д.т.н. А.Ф. Еманову и к.г.-м.н. В.В. Чечельницкому за конструктивные замечания и предложения, способствовавшие улучшению статьи.

8. ЛИТЕРАТУРА

- Aki K., 1969. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *Journal of Geophysical Research* 74 (2), 615–631. <http://dx.doi.org/10.1029/JB074i002p00615>.
- Aki K., 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 21 (1), 50–60. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201\(80\)90019-9](http://dx.doi.org/10.1016/0031-9201(80)90019-9).
- Aki K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71 (6), 1687–1700.
- Aki K., Chouet B., 1975. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research* 80 (23), 3322–3342. <http://dx.doi.org/10.1029/JB080i023p03322>.
- Aleqabi G.I., Wyssession M.E., 2006. Distribution Q Lg in the Basin and Range Province of the Western United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (1), 348–354. <http://dx.doi.org/10.1785/0120040086>.
- Baqer S., Mitchell B.J., 1998. Regional variation of Lg coda Q in the continental United States and its relation to crustal structure and evolution. *Pure and Applied Geophysics* 153 (2–4), 613–638. <http://dx.doi.org/10.1007/s000240050210>.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Yang Y., 2009. A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise. *Geophysical Journal International* 177 (3), 1177–1196. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x>.
- Benz H., Frankel A., Boore D., 1997. Regional Lg attenuation of the continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (3), 606–619.
- Burger R.W., Somerville P.G., Barker J.S., Herrmann R.B., Helmberger D.V., 1987. The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77 (2), 420–439.
- Chavez D., Priestley K., 1986. Measurement of frequency dependent Lg attenuation in the Great Basin. *Geophysical Research Letters* 13 (6), 551–554. <http://dx.doi.org/10.1029/GL013i006p00551>.
- Dobrynina A.A., 2011. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 188 (1–2), 121–126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2011.05.008>.
- Dobrynina A.A., Albaric J., Deschamps A., Perrot J., Ferdinand R.W., Deverchere J., Sankov V.A., Chechel'nitsky V.V., 2012. Seismic waves attenuation in continental lithosphere under extensional condition: comparison of the East African and Baikal rift systems. In: Book of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), 19–24 August 2012, Moscow and Young Seismologist Training Course (YSTC 2012), 25–30 August 2012, PH “Poligrafikwik”, Obninsk, p. 32–33.
- Dobrynina A.A., San'kov V.A., Chechel'nitskii V.V., 2011. Seismic quality factor of the lithosphere of the southwestern flank of the Baikal rift system. *Russian Geology and Geophysics* 52 (5), 555–564. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2011.04.008>.
- Erickson D., McNamara D.E., Benz H.M., 2004. Frequency-Dependent Lg Q within the Continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (5), 1630–1643. <http://dx.doi.org/10.1785/012003218>.
- Havskov J., Ottemoller L., 2003. SEISAN: The Earthquake Analysis Softwares for Windows, Solaris and Linux, Version 8.0. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway. 348 p. <http://www.geo.uib.no/seismo/software/software.html>.
- Lay T., Wallace T.C., 1988. Multiple ScS attenuation and travel times beneath western North America. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78 (6), 2041–2061.
- Lee J., Garwood J., Stockli D.F., Gosse J., 2009. Quaternary faulting in Queen Valley, California-Nevada: Implications for kinematics of fault slip transfer in the Eastern California Shear Zone-Walker Lane Belt. *The Geological Society of Ame-*

- rica Bulletin 121 (3–4), 599–614. <http://dx.doi.org/10.1130/B26352.1>.
- Mak S., Chan L.S., Chandler A.M., Koo R., 2004. Coda Q estimates in the Hong Kong region. *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (1), 127–136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.10.001>.
- Mitchell B., 1981. Regional variation and frequency dependence of Q_b in the crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America* 71 (5), 1531–1538.
- Owens T.J., Randall G.E., 1989. Data report for «The 1988-89 PASSCAL Basin and Range Passive-Source Seismic Experiment. Part I: Large Aperture Array Data» for the project science team. IRIS data Management system. PASSCAL Data Report 90-001. 21 p.
- Pulli J.J., 1984. Attenuation of coda waves in New England. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74 (4), 1149–1166.
- Rautian T.G., Khalturin V.I., 1978. The use of coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America* 68 (4), 923–948.
- Ryan W.B.F., Carbotte S.M., Coplan J.O., O'Hara S., Melkonian A., Arko R., Weissel R.A., Ferrini V., Goodwillie A., Nitsche F., Bonczkowski J., Zemsky R., 2009. Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10 (3), Q03014. <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002332>.
- Shen W., Ritzwoller M.H., Schulte-Pelkum V., Lin F.-C., 2013. Joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions: A Bayesian Monte-Carlo approach. *Geophysical Journal International* 192 (2), 807–836. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggs050>.
- Singh S., Herrmann R., 1983. Regionalization of crustal coda Q in the continental United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (B1), 527–538. <http://dx.doi.org/10.1029/JB088iB01p00527>.
- Wagner L.S., Fouch M.J., James D.E., Hanson-Hedgecock S., 2012. Crust and upper mantle structure beneath the Pacific Northwest from joint inversions of ambient noise and earthquake data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (12), Q0AN03. <http://dx.doi.org/10.1029/2012GC004353>.
- Xie J.K., Mitchell B.J., 1990. Attenuation of multiphase surface waves in the Basin and Range Province, part I: L_g and L_g coda. *Geophysical Journal International* 102 (1), 121–137. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb00535.x>.



Добрынина Анна Александровна, канд. физ.-мат. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: dobrynina@crust.irk.ru

Dobrynina, Anna A., Candidate of Physics and Mathematics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: dobrynina@crust.irk.ru

<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-1-0092>

ABOUT THE WAVE MECHANISM OF ACTIVATION OF FAULTS IN SEISMIC ZONES OF THE LITHOSPHERE IN MONGOLIA

M. G. Mel'nikov

Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract: The study is focused on earthquake migrations along active faults in seismic zones of Mongolia. The earthquake migrations are interpreted as a result of the influence of deformational waves. Vector velocities and other parameters of the deformational waves are studied. Based on data from large-scale maps, local faults are compared, and differences and similarities of parameters of waves related to faults of different ranks are described.

Key words: deformational waves, earthquake, seismic zone, active faults, Mongolia.

Recommended by V.A. San'kov

Citation: Mel'nikov M.G., 2013. About the wave mechanism of activation of faults in seismic zones of the lithosphere in Mongolia. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (1), 69–81. doi:10.5800/GT-2013-4-1-0092.

О ВОЛНОВОМ МЕХАНИЗМЕ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ

М. Г. Мельников

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Проведено исследование миграций землетрясений вдоль активных разломов в сейсмических зонах Монголии, которые интерпретируются как результат воздействия деформационных волн, изучены их векторные скорости и другие параметры. Проведено сравнительное изучение локальных разломов по крупномасштабным картографическим материалам, охарактеризованы различия и общность параметров волн в разломах различных рангов.

Ключевые слова: деформационные волны, землетрясение, сейсмическая зона, активные разломы, параметры, Монголия.

1. ВВЕДЕНИЕ

История изучения направленной миграции очагов землетрясений вдоль разломов земной коры насчитывает около пятидесяти лет, и сейчас этот вопрос входит в число теоретически и социально важных иссле-

дований [Vikulin, 2003; Bykov, 2005; Sherman, Gorbunova, 2008]. По его решению опубликовано множество материалов, но вопрос по-прежнему остается открытым из-за многочисленных геолого-геофизических факторов, вызывающих сейсмический процесс, и многовариантности причин, контролирующих простран-

венно-временную локализацию ощутимых землетрясений в конкретных сейсмических зонах.

Задачей статьи ставится детальная обработка данных по сейсмическому процессу на территории Монголии, выявление тенденций векторной направленности миграции очагов землетрясений, установление общей тенденции для данного региона, анализ полученных параметров деформационных волн и изучение их взаимосвязей.

2. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Для объяснения миграции очагов землетрясений и пространственно-временной периодичности их распределения в литературу введено понятие деформационных волн. Фундаментом концепции деформационных волн являются результаты исследований пространственно-временного распределения землетрясений в различных регионах Земли, процессов медленного деформирования земной коры и перемещения аномалий геофизических полей вблизи зон разломов [Bykov, 2005; Sherman, 2009].

В работах [Nikolaevsky, Ramazanov, 1985; Nikolaevsky, 1991] объясняется происхождение деформационных волн.

Новый метод классификации сейсмоактивных разломов предложен в работе [Sherman et al., 2005b], в которой также введены параметры количественной и магнитудной характеристик разломов. Благодаря этим новым параметрам были выявлены дополнительные геодинамические свойства разломов, а также вероятные волновые источники их активизаций в пределах коротких промежутков времени [Sherman, Gorbunova, 2008].

Активизация разломов вызывается медленными деформационными волнами, нарушающими неустойчивое динамическое состояние разломной зоны. Для многих сейсмоактивных разломов такие нарушения динамического равновесия фиксируются несколько раз, то есть активизация разломов происходит периодически с относительно высокой, в масштабах реального времени, частотой [Sherman, 2009; Sherman et al., 2012b].

Хорошо известно, что преобладающее количество очагов землетрясений приурочено к зонам разломов и областям их динамического влияния [Sherman et al., 1983]. Разломы являются основными структурами, контролирующими сейсмический процесс и эпицентральное поле землетрясений в сейсмических зонах континентальной литосферы [Sherman, 2009]. Нами проведена оценка сейсмической активности и небольшое уточнение положения главных сейсмоактивных разломов территории Монголии. Использованы различные геологические, сеймотектонические карты и карты сеймотектоники МНР, составленные в разные годы различными исследователями (Карта сеймотек-

тоники МНР [Khil'ko et al., 1985], Карта современной геодинамики Азии [Levi et al., 2007] и карты, предоставленные Исследовательским центром астрономии и геофизики Монгольской академии наук [Gangaadorzh, 2010]).

Для выбранных разломов оценены области динамического влияния [Sherman et al., 1983] и по методике [Sherman, Gorbunova, 2008] проведено исследование направления миграций очагов землетрясений.

3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПО РАЗЛОМАМ ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛИИ

Короткопериодная активизация разрывов в реальном времени и пространственно-временная локализация очагов землетрясений [Sherman et al., 2005a] возбуждаются и контролируются деформационными волнами, которые рассматриваются как триггерный механизм нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы, находящейся под постоянным воздействием регионального поля напряжений. Принято, что активизация происходит при прохождении через разлом фронта волны.

Обработка данных по сейсмичности и разломной тектонике невозможна без специальных современных ГИС-технологий, так как каталоги землетрясений содержат огромное количество данных и обработка их без использования специальных программ была бы слишком трудоемкой. В связи с этим С.И. Шерманом и Е.А. Горбуновой был разработан специальный программный пакет Digital Faults [Gorbunova, Sherman, 2012], который позволяет импортировать необходимую информацию из баз данных (БД) по разломной тектонике, определять длины разломов и области их активного динамического влияния (ОАДВ), импортировать данные из БД по сейсмичности, оценивать местоположения землетрясений в ОАДВ конкретных разрывов, а также экспортировать и сохранять материалы в виде таблиц и графиков в координатах «время-место» для конкретных разломов, определять параметры волн и давать оценку достоверности линий регрессий.

На графиках «время-место» по оси абсцисс откладываются длины разломов, так чтобы отметка «0» соответствовала западной оконечности разлома, по оси ординат – время событий (рис. 1). Затем выявляются последовательности событий, проходящие по всей длине разлома, в пределах заданной области динамического влияния. Устанавливается теснота корреляционной связи для выборки «время-место локализации». Определяются параметры деформационных волн по методике, описанной в работе [Sherman, Gorbunova, 2008]. В случае нескольких возможных вариантов интерпретации положения линии регрессии выбирается тот, у которого наиболее высокие коэффициенты корреляции. Каждая такая регрессионная прямая соответ-

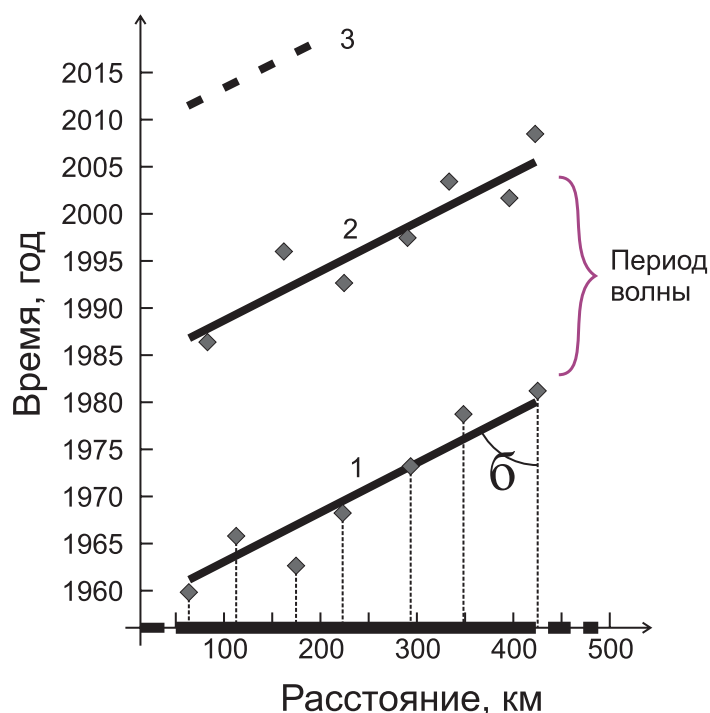


Рис. 1. Методика построения графика для определения вектора миграции очагов землетрясений по простиранию разлома и оценки средней векторной скорости деформационной волны их возбуждения. На оси абсцисс жирной линией показана длина активизированной части разлома, пунктирной – его полная длина. Квадратиками показаны сейсмические события в соответствии с их локализацией на разломе и временем свершения события. Цифры у трендов – временная последовательность прохождения фронтов деформационных волн [Gorbunova, Sherman, 2012].

Fig. 1. The method of graphics to determine vectors of earthquake foci migration along faults and to estimate average velocities of deformation waves of excitation. On the X-axis, the thick line shows the length of the activated fault, and the dashed line shows the full length of the fault. Squares show seismic events according to their locations at the fault and the time of their occurrence. Numbers on the trends show the temporal sequence of occurrence of deformation waves' fronts [Gorbunova, Sherman, 2012].

ствует прохождению через разлом фронта волны, вызвавшего его активизацию. Чаще всего по одному разлому фиксируется несколько линий активизаций, субпараллельных друг другу, что говорит о периодичности процесса прохождения волн через конкретные разломы и, следовательно, о нескольких периодах их активизации.

Как показано в работах [Sherman, Gorbunova, 2008; Gorbunova, Sherman, 2012], наклон линий тренда графика отражает направление распространения очагов землетрясений вдоль простирания разлома: с левого фланга к правому или наоборот; тангенс угла наклона линий трендов (α) показывает среднюю скорость миграции очагов или скорость деформационной волны в рассматриваемом разломе.

В результате обработки базы данных по 21 разлому, с которыми связано около 2300 землетрясений с маг-

нитудой от 3 до 8, получены новые данные по активизации разломов и векторной направленности деформационных волн и их параметрам.

4. АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Миграция очагов землетрясений в сейсмических зонах, деформационные процессы в разломных зонах обсуждаются многими исследователями [Kasahara, 1979; Bykov, 2005; Ulomov, 1993; Malamud, Nikolaevsky, 1989].

В соответствии с работой [Sherman, Zlogodukhova, 2011], сейсмическая зона – это территория в тектонически-активной области, ограниченная контуром, внутри которого за заданный интервал времени количество сейсмических событий с $M > 3$ ($K > 9$) выше первого десятка (или не ниже определенной статистически значимой величины). Внешний контур сейсмической зоны должен проводиться по изолинии, соответствующей плотности ощутимых землетрясений с $M \geq 3$ не менее трех событий на заданную площадь. Сейсмическая зона может рассматриваться как «самостоятельная структурная область литосферы. Ее образуют линейно вытянутая зона современной деструкции литосферы (концентратор наиболее сильных землетрясений) и окружающие зону разноранговые разломы, многие из которых одно- или многократно в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) селективно вовлекались в кратковременный процесс активизации» [Sherman, Zlogodukhova, 2011].

На территории Монголии выделяется ряд сейсмических зон, которые были исследованы в работах предшественников [Khil'ko et al., 1985; Gangaadorzh, 2010; Levi et al., 1996] и часть из которых была использована нами при анализе: Монголо-Алтайская (зона I), Болнайская (зона II), Хубсугульская (зона III), Гоби-Алтайская (зона IV) (рис. 2).

По основным сегментам этих зон и их активным разломам нами была изучена специфика пространственно-временных локализаций очагов землетрясений, соответствующая, как принято в концепции [Sherman, 2009], скорости продвижения деформационных волн в соответствующих сегментах и разломах.

С использованием карты (рис. 3) были изучены три крупных разлома из разных сейсмических зон Монголии (обозначены синим цветом на рис. 3). Для определения принадлежности сейсмических событий к конкретным разломам принимались области их динамического влияния шириной 20 км в обе стороны от обозначенных на карте осевых линий разломов. Выборка для составления графиков и оценки параметров деформационных волн и периодичности активизаций разломов содержит события с $K \geq 10$ ($M \geq 3.1$). Графики «время-место» для данных разломов приведены на рис. 4. При выявлении пространственных закономерностей локализации событий на графиках рассмат-

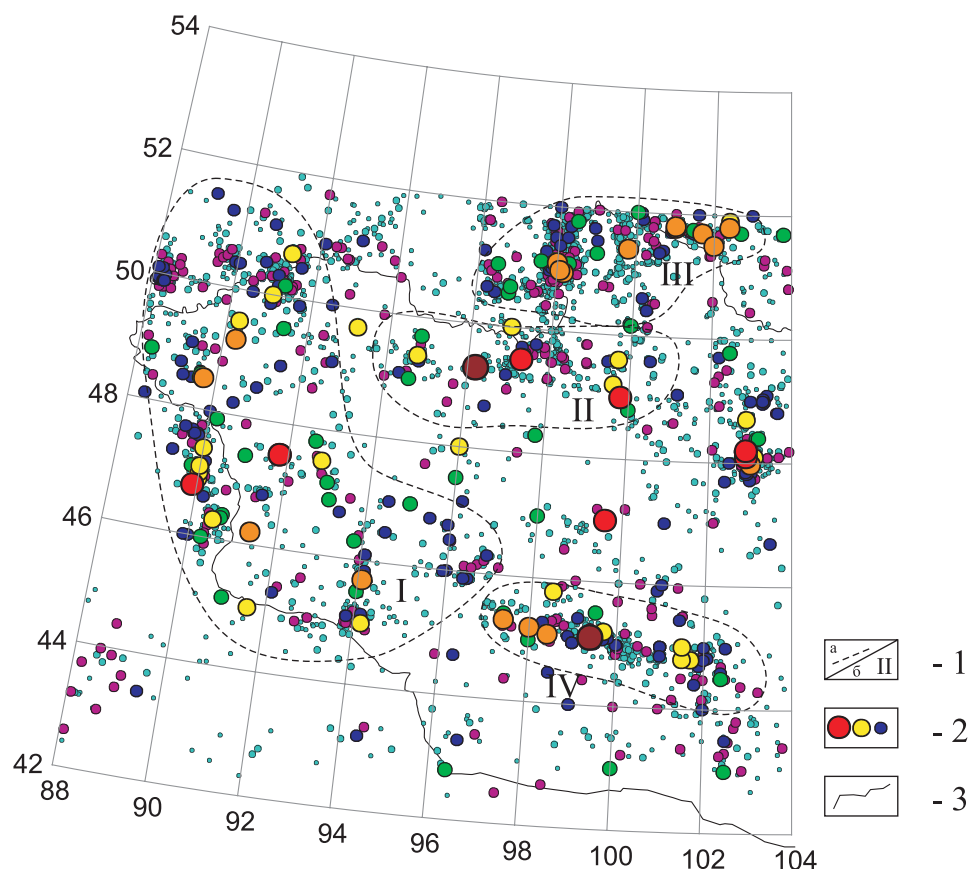


Рис. 2. Карта сейсмических зон Монголии в соответствии с [Khil'ko et al., 1985; Gangaadorzh, 2010]. 1 – границы деструктивных зон Монголии (а) и нумерация их сейсмических зон (б); 2 – сейсмические события, цветом и размером показан их энергетический класс (от больших красных до маленьких бирюзовых – соответственно от 18-го до 10-го класса); 3 – государственная граница Монголии.

Fig. 2. The map of seismic zones of Mongolia (according to [Khil'ko et al., 1985; Gangaadorzh, 2010]). 1 – borders of destructive zones of Mongolia (a) and numbers of seismic zones (b); 2 – seismic events; energy classes are shown by size and colours (from large red to small turquoise, respectively, from the 18th to 10th classes); 3 – the state border of Mongolia.

ривались различные возможные варианты их построения, но для оценки параметров волн были выбраны последовательности с наибольшими коэффициентами детерминации. Серыми точками на графиках обозначены события, которые были исключены из анализа. Так, к примеру, в левой части графика 2b (рис. 4) имеется группа событий, которую не удалось интерпретировать с точки зрения миграции, так как миграции в этом случае нет. События здесь происходят в одном и том же участке разлома, но равномерно распределены во времени. Эти события инициируются узлом пересечения разломов на местности и «выпадают» из стандартного анализа соотношения «время-место». Также из анализа исключена группа событий в правой части того же графика, которая могла бы интерпретироваться как волна (как показано пунктиром), но в этом случае на промежутке 450–600 км должна быть еще одна последовательность (также показана пунктиром), тогда бы сохранилось значение длины волны и периода для всего графика. Однако на этом промежутке событий слишком мало, и можно только предполагать на-

личие волны, которая просто не отразилась на разломе в виде миграционной последовательности, скорее всего, из-за неполноты данных по фиксации слабых по энергии очагов землетрясений.

Пунктирными линиями на графиках показаны интерполяции и экстраполяции линий активизаций, для которых недостаточно данных, чтобы построить линию тренда.

Для разломов с высокой корреляцией экспериментальных данных «время-место» были составлены таблицы параметров деформационных волн (табл. 1, 2).

Средняя скорость деформационных волн для разломов из табл. 1 – 6.5 км/год, средняя длина волны – 150 км; в целом направление волн для данных разломов – с запада на восток, что согласуется с соседними регионами, для которых были проведены подобные исследования [Sherman et al., 2012a].

Существуют мнения, что миграция очагов землетрясений связана с продвижением фронта деформации вдоль активных разломов [Novopashina, San'kov, 2010]. Скорости миграций здесь варьируются от первых ки-

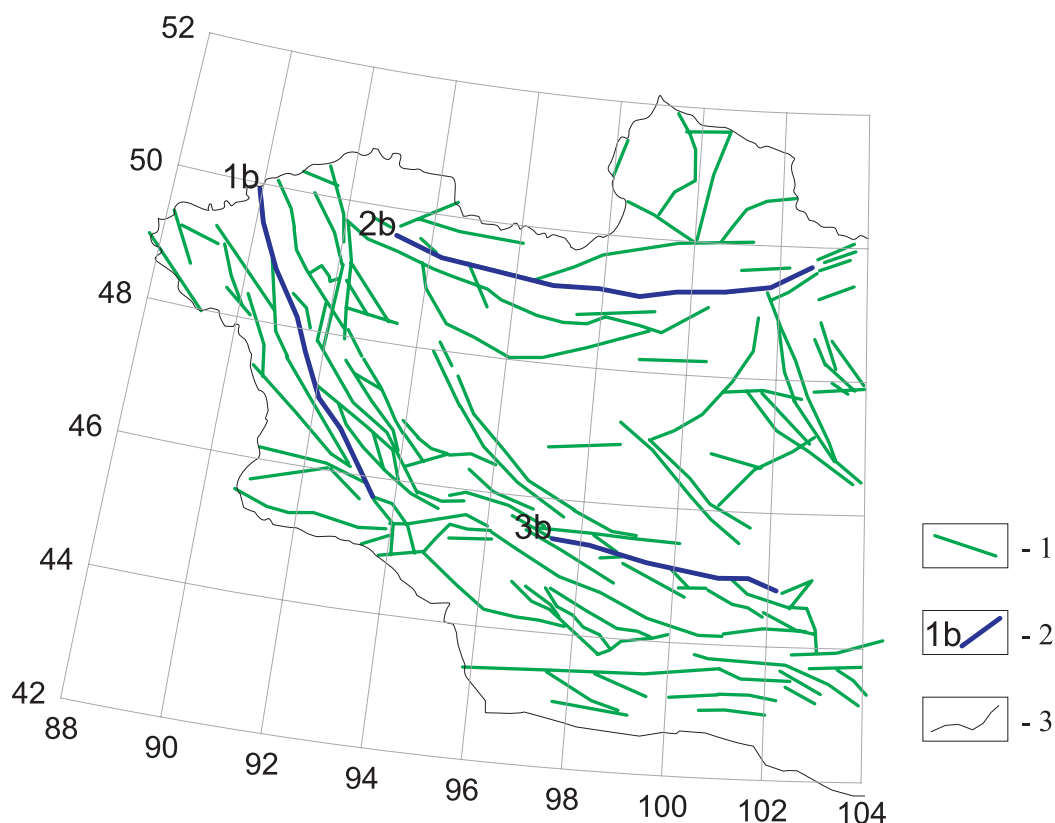


Рис. 3. Активные разломы Монголии. (Выкопировка из Карты современной геодинамики Азии [Levi et al., 2007] с использованием материалов [Khil'ko et al., 1985] и авторскими добавлениями). 1 – активные разломы Монголии; 2 – активные разломы, выбранные для анализа и их номера; 3 – государственная граница Монголии.

Fig. 3. Active faults of Mongolia (this section is copied from the map of modern geodynamics of Asia published in [Levi et al., 2007]; data from [Khil'ko et al., 1985] and the author's data are included). 1 – active faults in Mongolia; 2 – active faults selected for analysis and their numbers; 3 – the state border of Mongolia.

лометров до первых десятков километров в год, что в целом согласуется с результатами, полученными в настоящей работе и в работах других авторов.

Для более детального анализа параметров деформационных волн в зонах сопутствующих разломам нами проведено изучение их параметров по более детальной и обновленной более поздними исследованиями карте (рис. 5). На ней видно, что изученные выше разломы принадлежат к различным сейсмическим зонам (I, II, IV). Проведено изучение параметров деформационных волн для сопутствующих и оперяющих разломов (рис. 5). Полученные параметры интегрированы в таблицах 3 и 4 [Melnikov, Gangaadorzh, 2012].

На рис. 5 стрелками показаны направления деформационных волн для каждого разлома. Преобладающее направление во всех сейсмических зонах, как видно из рисунка, с запада на восток.

Для рассматриваемых разломов были построены графики взаимосвязей их параметров и параметров волн (рис. 6).

Из графиков видно, что существует линейная зависимость между длинами разломов и длинами волн.

Зависимость между скоростями волн и направлениями разломов не прослеживается, так же как и между периодами волн и длинами разломов.

Линейную зависимость «длина волны/длина разлома» (рис. 6) можно объяснить тем, что при детальном анализе были использованы разломы с длинами разного порядка. На графиках более протяженных разломов (более 200 км) (рис. 7, а) фиксируются «регрессионные цепочки» с достаточно высокими скоростями и длинами волн (серые линии). В выделенной части этого графика (рис. 7, а) в более крупном масштабе видна измененная картина: тренды с достаточно высокими коэффициентами детерминации, но более низкими скоростями (рис. 7, б, черные линии). В данном случае скорость равна 1.4 км/год, в отличие от мелкомасштабной ситуации первоначального оригинального графика для данного разлома (см. рис. 4, разлом 2b), где скорость была 6 км/год (см. табл. 1). В случае, если рассматривается изначально короткий разлом (менее 200 км), зафиксировать более быстрые волны и увидеть полную картину невозможно, так как нельзя проанализировать ситуацию, сложившуюся за пределами его окончаний. В связи с этим, переходя к более

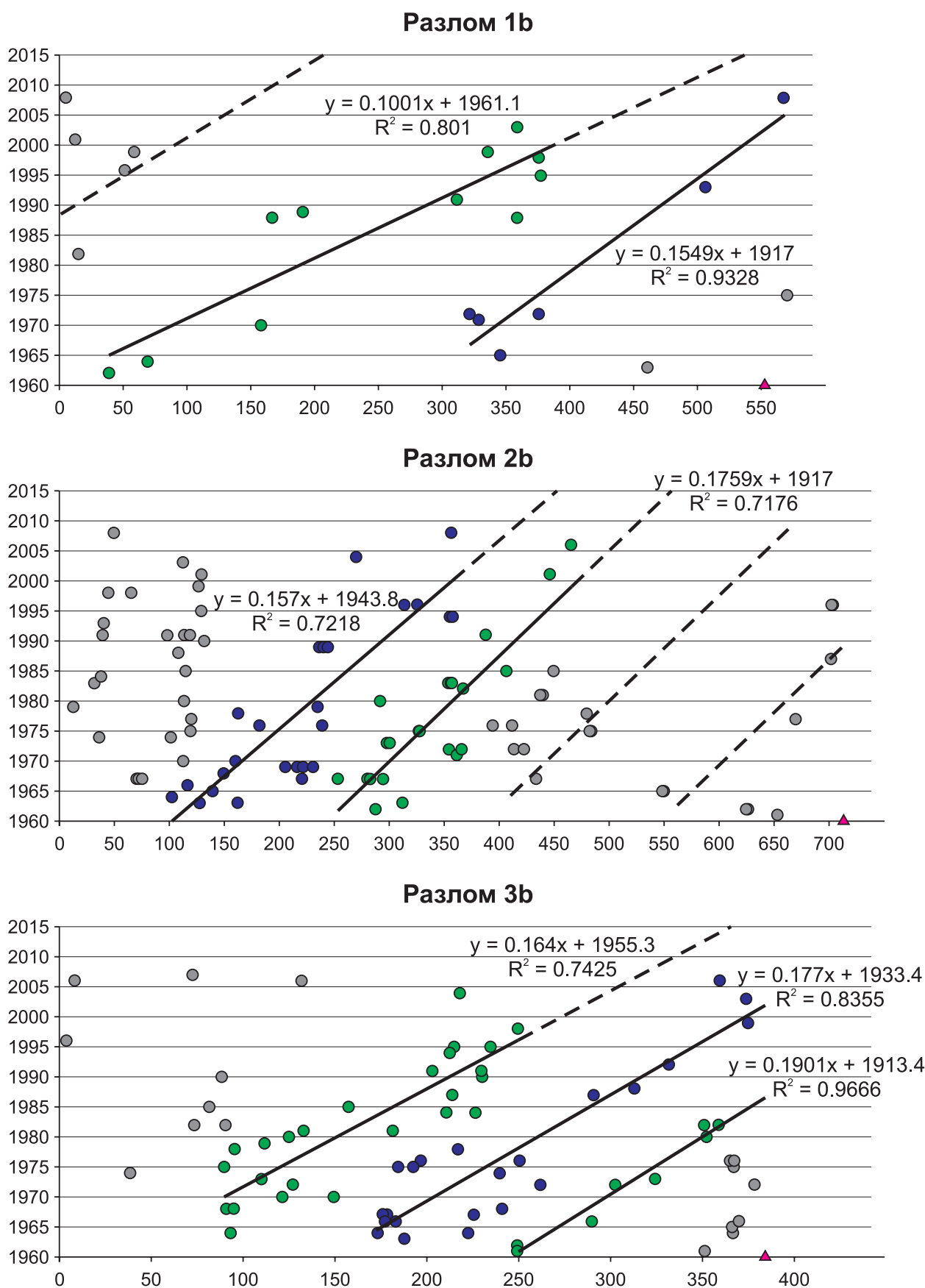


Рис. 4. Графики в координатах «время-место» для выбранных активных разломов Монголии (см. рис. 3). Зеленым и синим цветом обозначена принадлежность событий к определенной линии тренда. Серые точки – события, исключенные из анализа.

Fig. 4. Time-location curves for selected active faults of Mongolia (see Fig. 3). Events marked in green and blue belong to corresponding trends. Grey dots show events excluded from the analysis.

Таблица 1. Параметры деформационных волн – триггерного механизма возбуждения сейсмических событий Монголии

Table 1. Parameters of deformation waves acting as the trigger mechanism of seismic events in Mongolia

Номер разлома (протяженность, км)	Простираение	Кол-во сейсмических событий, используемых в анализе, и диапазон магнитуд (классов)	Длина волны (км)	Скорость волны (км/год)	Период волны (год)
1 (552)	340°	24, M=3.0–4.4 (K=10–12)	200	8 ССЗ – ЮЮВ	25
2 (713)	90°	100, M=3.0–6.1 (K=10–15)	126	6 3 – В	21
3 (384)	280°	74, M=3.5–5.7 (K=11–14)	108	6 3 – В	18

Таблица 2. Коэффициенты детерминации и уравнения регрессии графиков «время-место» разломов Монголии

Table 2. Coefficients of determination and time-location regression equation for faults of Mongolia

Номер разлома (протяженность, км)	Кол-во сейсмических событий, используемых в анализе, и диапазон магнитуд (классов)	Количество временных совокупностей (периодов)	Коэффициент детерминации	Уравнение регрессии
1 (552)	24, M=3.0–4.4 (K=10–12)	2	$R_1^2=0.93$ $R_2^2=0.8$	$t = (0.1549 \cdot \ell + 1917)$ $t = (0.1001 \cdot \ell + 1961.1)$
2 (713)	100, M=3.0–6.1 (K=10–15)	2	$R_1^2=0.72$ $R_2^2=0.72$	$t = (0.1759 \cdot \ell + 1917)$ $t = (0.157 \cdot \ell + 1943.8)$
3 (384)	74, M=3.5–5.7 (K=11–14)	3	$R_1^2=0.97$ $R_2^2=0.84$ $R_3^2=0.74$	$t = (0.1901 \cdot \ell + 1913.4)$ $t = (0.177 \cdot \ell + 1933.9)$ $t = (0.164 \cdot \ell + 1955.3)$

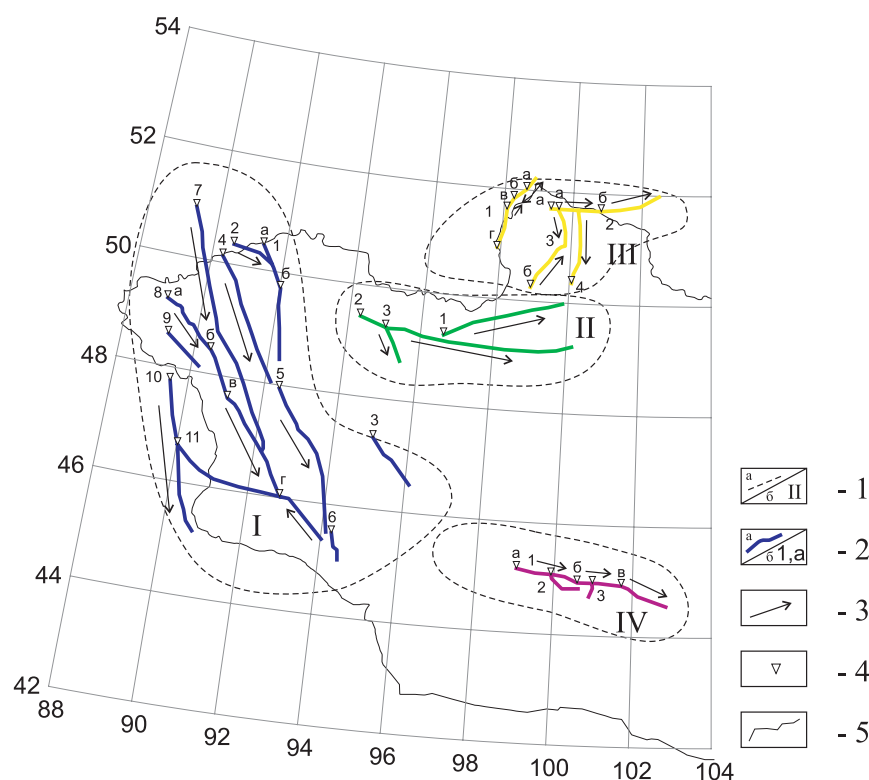


Рис. 5. Карта деструктивных зон Монголии. 1 – границы деструктивных зон Монголии (а) и нумерация их сейсмических зон (б); 2 – активные разломы в сейсмических зонах (а), номера разломов и обозначение их сегментов (б), цветом показана принадлежность к определенной сейсмической зоне; 3 – вектор направленности деформационных волн; 4 – начальная точка расчетных данных по разлому; 5 – государственная граница Монголии.

Fig. 5. The map of destructive zones of Mongolia. 1 – borders of destructive zones of Mongolia (a) and the numbers of seismic zones (б); 2 – active faults in seismic zones (a), number of faults and their segments (б); colours correspond to seismic zones; 3 – vector showing direction of deformation waves; 4 – starting point of estimations for the fault; 5 – the state border of Mongolia.

Т а б л и ц а 3. Параметры деформационных волн – триггерного механизма возбуждения сейсмических событий Монголии

Table 3. Parameters of deformation waves acting as the trigger mechanism of seismic events in Mongolia

Номер разлома (протяженность, км)	Простираение	Кол-во сейсмических событий, используемых в анализе, и диапазон магнитуд (классов)	Длина волны (км)	Скорость волны (км/год)	Период волны (год)
I-2(1) (86)	300°	133, M=3.0–5.5 (K=10–14)	31	2 3C3–BЮB	17
I-2(2) (86)	300°	133, M=3.0–5.5 (K=10–14)	22	1 BЮB–3C3	25
I-4(1) (271)	340°	18, M=3–5 (K=10–13)	79	2 C3–ЮB	33
I-4(2) (271)	340°	18, M=3–5 (K=10–13)	184	5 ЮB–C3	40
I-5 (312)	335°	46, M=3.0–5.5 (K=10–14)	114	4 C3–ЮB	31
I-7 (517)	320°	52, M=3.0–4.6 (K=10–12)	142	5 CC3–ЮЮB	33
I-86 (143)	320°	14, M=3.1–4.9 (K=10–13)	135	5 C3–ЮB	27
I-8в (235)	325°	13, M=3.0–4.4 (K=10–12)	-	3 C3–ЮB	-
I-8г (115)	300°	17, M=3.0–4.4 (K=10–12)	-	2 ЮB–C3	-
I-10(1) (309)	350°	60, M=3–6 (K=10–15)	73	3 CC3–ЮЮB	23
I-10(2) (309)	350°	60, M=3–6 (K=10–15)	86	4 ЮЮB–CC3	24
II-1 (247)	75°	134, M=3.0–4.9 (K=10–13)	54	4 3Ю3–BCB	16
II-2 (434)	270°	74, M=3–6 (K=10–15)	157	6 3–B	26
II-3(1) (74)	340°	13, M=3.0–4.4 (K=10–12)	-	1 C3–ЮB	-
II-3(2) (74)	340°	13, M=3.0–4.4 (K=10–12)	-	1 ЮB–C3	-
III-1a (27)	40°	14, M=3.2–4.2 (K=10–12)	-	1 Ю3–CB	-
III-16 (33)	55°	54, M=3.0–5.5 (K=10–14)	10	0.5 CB–Ю3	25
III-1в (24)	30°	62, M=3.0–5.5 (K=10–14)	19	1 Ю3–CB	26
III-2a (102)	280°	19, M=3.6–4.4 (K=11–12)	24	0.5 3–B	52
III-26 (121)	75°	41, M=3.6–5.3 (K=11–14)	40	1 3–B	35
III-3a (76)	340°	50, M=3.0–4.4 (K=10–12)	33	2 CC3–ЮЮB	21
III-36 (111)	45°	31, M=3.0–4.5 (K=10–12)	-	2 ЮB–CB	-
III-4 (150)	0°	22, M=3.0–4.9 (K=10–13)	33	1 C–Ю	23
IV-1a (127)	290°	147, M=3.0–7.9 (K=10–18)	34	1 3C3–BЮB	26
IV-16(1) (88)	280°	67, M=3–6 (K=10–15)	23	1 3C3–BЮB	22
IV-16(2) (88)	280°	67, M=3–6 (K=10–15)	38	1 BЮB–3C3	30
IV-1в (100)	300°	57, M=3–6 (K=10–15)	29	1 3C3–BЮB	24

Т а б л и ц а 4. Коэффициенты детерминации и уравнения регрессии графиков «время-место» разломов Монголии

Table 4. Coefficients of determination and time-location regression equations for faults of Mongolia

Номер разлома (протяженность, км)	Кол-во сейсмических событий, используемых в анализе, и диапазон магнитуд (классов)	Количество временных совокупностей (периодов)	Коэффициент детерминации	Уравнение регрессии
I-2(1) (86)	133, M=3.0–5.5 (K=10–14)	5	$R_1^2=0.74$ $R_2^2=0.77$ $R_3^2=0.65$ $R_4^2=0.7$ $R_5^2=0.73$	$t = (0.4777 \cdot \ell + 1934.6)$ $t = (0.7177 \cdot \ell + 1927)$ $t = (0.5007 \cdot \ell + 1952.5)$ $t = (0.8064 \cdot \ell + 1959.4)$ $t = (0.3739 \cdot \ell + 1994.7)$
I-2(2) (86)	133, M=3.0–5.5 (K=10–14)	4	$R_1^2=0.4$ $R_2^2=0.33$ $R_3^2=0.61$ $R_4^2=0.54$	$t = (-1.8049 \cdot \ell + 2039)$ $t = (-1.3109 \cdot \ell + 2039.2)$ $t = (-2.0988 \cdot \ell + 2099.4)$ $t = (-0.6069 \cdot \ell + 2043.5)$
I-4(1) (271)	18, M=3–5 (K=10–13)	3	$R_1^2=0.65$ $R_2^2=0.9$ $R_3^2=0.99$	$t = (0.4577 \cdot \ell + 1898.2)$ $t = (0.4603 \cdot \ell + 1930.1)$ $t = (0.3544 \cdot \ell + 1969)$
I-4(2) (271)	18, M=3–5 (K=10–13)	2	$R_1^2=0.77$ $R_2^2=0.93$	$t = (-0.1944 \cdot \ell + 2000.8)$ $t = (-0.247 \cdot \ell + 2049.9)$
I-5 (312)	46, M=3.0–5.5 (K=10–14)	4	$R_1^2=0.53$ $R_2^2=0.34$ $R_3^2=0.89$ $R_4^2=0.83$	$t = (0.1676 \cdot \ell + 1921.7)$ $t = (0.2526 \cdot \ell + 1921.3)$ $t = (0.4122 \cdot \ell + 1927.7)$ $t = (0.4004 \cdot \ell + 1959.5)$
I-7 (517)	52, M=3.0–4.6 (K=10–12)	3	$R_1^2=0.81$ $R_2^2=0.74$ $R_3^2=0.33$	$t = (0.18 \cdot \ell + 1931.5)$ $t = (0.3096 \cdot \ell + 1946.2)$ $t = (0.2418 \cdot \ell + 1980.9)$
I-86 (143)	14, M=3.1–4.9 (K=10–13)	2	$R_1^2=0.62$ $R_2^2=0.33$	$t = (0.5575 \cdot \ell + 1945.3)$ $t = (0.1218 \cdot \ell + 1994.5)$
I-8в (235)	13, M=3.0–4.4 (K=10–12)	1	$R_1^2=0.75$	$t = (0.3641 \cdot \ell + 1958.8)$
I-8г (115)	17, M=3.0–4.4 (K=10–12)	1	$R_1^2=0.6$	$t = (-0.4811 \cdot \ell + 2037.3)$
I-10(1) (309)	60, M=3–6 (K=10–15)	3	$R_1^2=0.63$ $R_2^2=0.82$ $R_3^2=0.84$	$t = (0.2712 \cdot \ell + 1931.2)$ $t = (0.2998 \cdot \ell + 1942)$ $t = (0.3929 \cdot \ell + 1962.2)$
I-10(2) (309)	60, M=3–6 (K=10–15)	3	$R_1^2=0.44$ $R_2^2=0.75$ $R_3^2=0.74$	$t = (-0.2999 \cdot \ell + 1997.2)$ $t = (-0.2178 \cdot \ell + 2018.4)$ $t = (-0.3335 \cdot \ell + 2057.2)$
II-1 (247)	134, M=3.0–4.9 (K=10–13)	3	$R_1^2=0.65$ $R_2^2=0.84$ $R_3^2=0.55$	$t = (0.297 \cdot \ell + 1940.7)$ $t = (0.3368 \cdot \ell + 1951.3)$ $t = (0.2668 \cdot \ell + 1973.5)$
II-2 (434)	74, M=3–6 (K=10–15)	2	$R_1^2=0.62$ $R_2^2=0.73$	$t = (0.5484 \cdot \ell + 1935.9)$ $t = (0.1868 \cdot \ell + 1953.8)$
II-3(1) (74)	13, M=3.0–4.4 (K=10–12)	1	$R_1^2=0.65$	$t = (1.261 \cdot \ell + 1970.3)$
II-3(2) (74)	13, M=3.0–4.4 (K=10–12)	1	$R_1^2=0.8$	$t = (-0.6786 \cdot \ell + 2007.9)$
III-1a (27)	14, M=3.2–4.2 (K=10–12)	1	$R_1^2=0.55$	$t = (1.7238 \cdot \ell + 1971.7)$
III-16 (33)	54, M=3.0–5.5 (K=10–14)	4	$R_1^2=0.64$ $R_2^2=0.64$ $R_3^2=0.25$ $R_4^2=0.45$	$t = (-2.74 \cdot \ell + 1993.3)$ $t = (-2.7482 \cdot \ell + 2011)$ $t = (-2.1771 \cdot \ell + 2033.4)$ $t = (-2.7458 \cdot \ell + 2073.3)$
III-1в (24)	62, M=3.0–5.5 (K=10–14)	2	$R_1^2=0.65$ $R_2^2=0.3$	$t = (1.5423 \cdot \ell + 1956.5)$ $t = (1.2676 \cdot \ell + 1985.7)$
III-2a (102)	19, M=3.6–4.4 (K=11–12)	3	$R_1^2=0.46$ $R_2^2=0.93$ $R_3^2=0.77$	$t = (1.9294 \cdot \ell + 1852.7)$ $t = (2.0781 \cdot \ell + 1901.2)$ $t = (2.3525 \cdot \ell + 1946.8)$
III-26 (121)	41, M=3.6–5.3 (K=11–14)	2	$R_1^2=0.91$ $R_2^2=0.4$	$t = (1.1403 \cdot \ell + 1898.8)$ $t = (0.7079 \cdot \ell + 1958.6)$
III-3a (76)	50, M=3.0–4.4 (K=10–12)	3	$R_1^2=0.87$ $R_2^2=0.43$ $R_3^2=0.73$	$t = (0.6869 \cdot \ell + 1937.5)$ $t = (0.7243 \cdot \ell + 1957)$ $t = (0.5082 \cdot \ell + 1981.3)$
III-36 (111)	31, M=3.0–4.5 (K=10–12)	1	$R_1^2=0.75$	$t = (0.463 \cdot \ell + 1962)$
III-4 (150)	22, M=3.0–4.9 (K=10–13)	3	$R_1^2=0.6$ $R_2^2=0.95$ $R_3^2=0.87$	$t = (-0.9035 \cdot \ell + 1995.5)$ $t = (-0.6503 \cdot \ell + 2012.7)$ $t = (-0.5739 \cdot \ell + 2030.4)$

Окончание таблицы 4.
Table 4 (continued).

IV-1a (127)	147, M=3.0–7.9 (K=10–18)	4	$R_1^2=0.66$ $R_2^2=0.77$ $R_3^2=0.79$ $R_4^2=0.78$	$t = (0.5419 \cdot \ell + 1912)$ $t = (1.0154 \cdot \ell + 1881.9)$ $t = (0.7657 \cdot \ell + 1929)$ $t = (0.8609 \cdot \ell + 1954.9)$
IV-16(1) (88)	67, M=3–6 (K=10–15)	5	$R_1^2=0.65$ $R_2^2=0.88$ $R_3^2=0.67$ $R_4^2=0.66$ $R_5^2=0.32$	$t = (0.8913 \cdot \ell + 1893.9)$ $t = (1.3682 \cdot \ell + 1885)$ $t = (0.6845 \cdot \ell + 1946)$ $t = (0.8794 \cdot \ell + 1956.9)$ $t = (1.3244 \cdot \ell + 1970.6)$
IV-16(2) (88)	67, M=3–6 (K=10–15)	3	$R_1^2=0.61$ $R_2^2=0.35$ $R_3^2=0.33$	$t = (-0.9556 \cdot \ell + 1997.5)$ $t = (-0.942 \cdot \ell + 2030.8)$ $t = (-0.607 \cdot \ell + 2031.5)$
IV-1в (100)	57, M=3–6 (K=10–15)	3	$R_1^2=0.83$ $R_2^2=0.88$ $R_3^2=0.88$	$t = (0.7144 \cdot \ell + 1936)$ $t = (0.7788 \cdot \ell + 1957.2)$ $t = (1.0059 \cdot \ell + 1975.6)$

детальному анализу, следует рассматривать разломы с длинами одного порядка.
Отношения скоростей волн и длин разломов описываются экспоненциальной зависимостью (рис. 8).

Такие же связи обнаружены для районов Китая и Прибайкалья [Sherman et al., 2012b; Sherman, Gorbunova, 2008]. Особенно хорошо эта зависимость просматривается на графиках, построенных для отдельных тер-

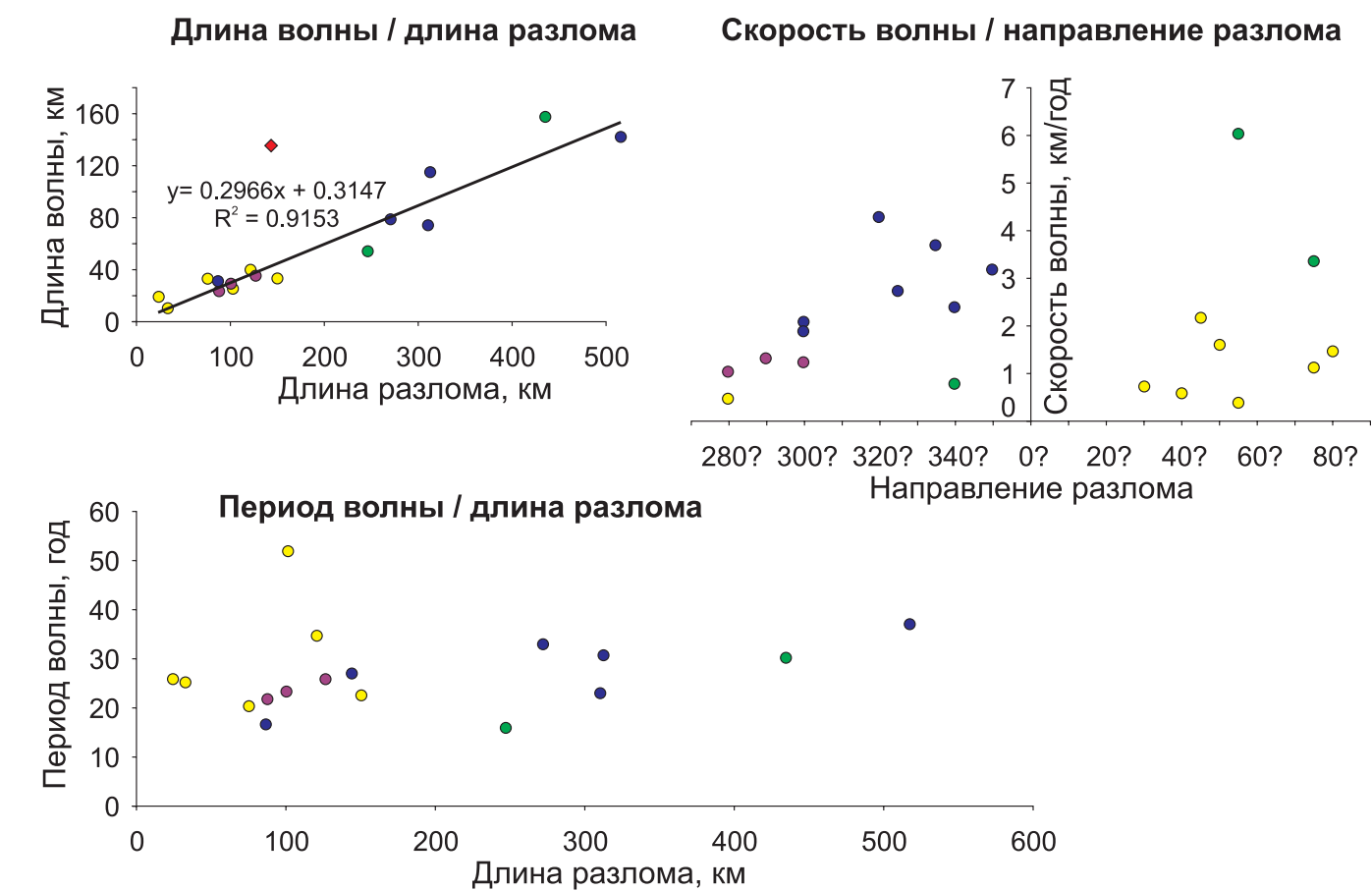


Рис. 6. Графики взаимосвязей параметров волн и разломов.
Fig. 6. Relationships between parameters of waves and faults.

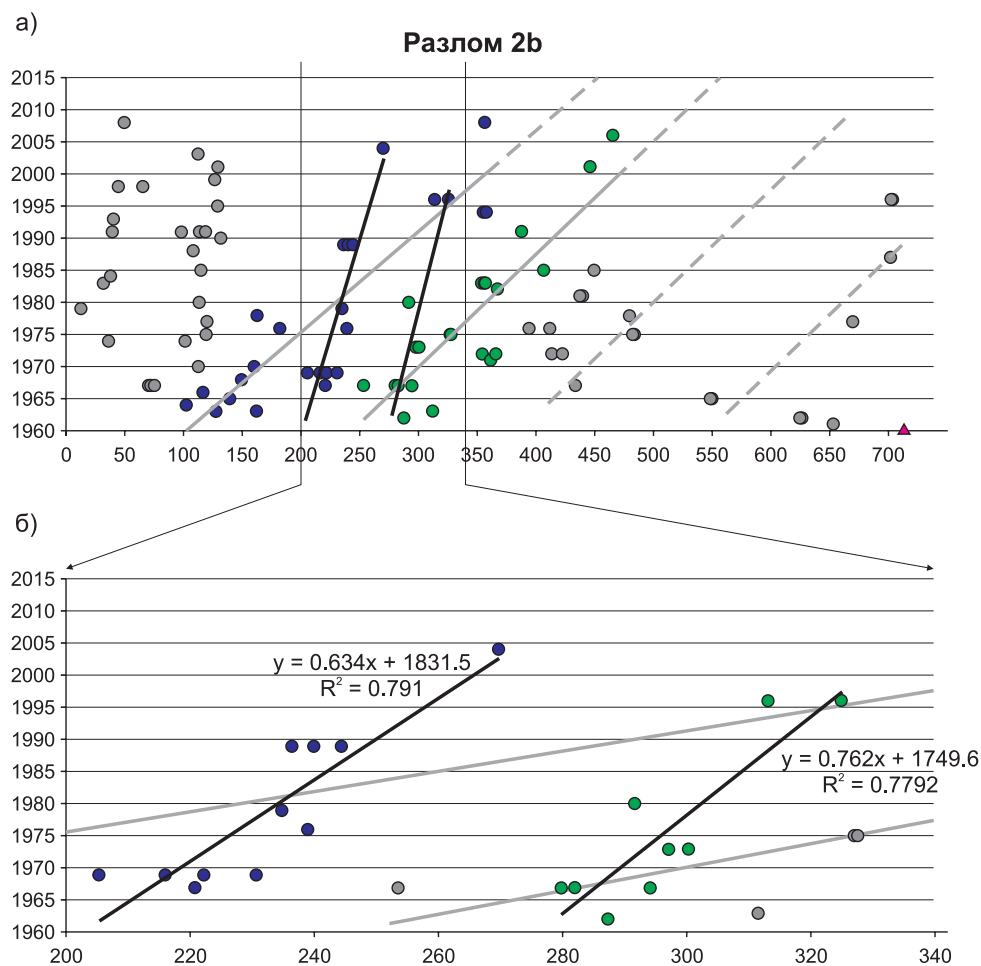


Рис. 7. Различия фиксируемых параметров деформационных волн в зависимости от длины разломов. а – график разлома 2b; б – график участка разлома 2b длиной 140 км в укрупненном масштабе, выделенный на рис. 7, а, вертикальными линиями. Серые линии – интерпретация данных в длинном разломе; черные линии – новый вариант интерпретации с низкими скоростями в коротком разломе.

Fig. 7. Variations of recorded parameters of deformation waves with regard to fault length. а – curve for Fault 2b; б – curve for the section of Fault 2b (140 km long) in the larger scale, which is marked in Fig. 7, а, by vertical lines. Gray lines show data interpretation for the long fault; black lines show a new version of interpretation with regard to low velocities for the short fault.

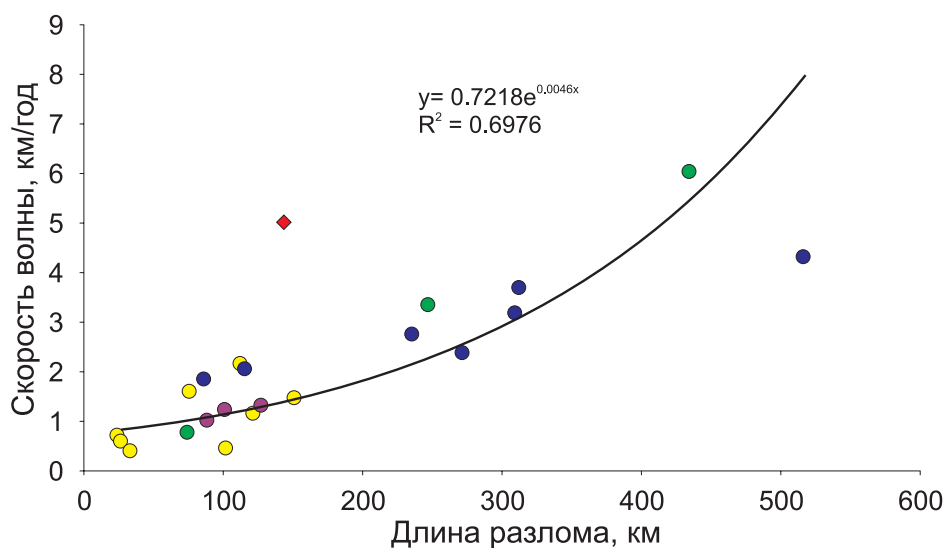


Рис. 8. График зависимости скорости волны от длины разлома.

Fig. 8. Wave velocity versus fault length.

риторий с относительно однородной геолого-геофизической обстановкой, таких как Байкальская рифтовая зона и некоторые районы Китая [Sherman et al., 2012a]. Физический смысл зависимости между скоростями волн и длинами разломов объясняется тем, что более длинные разломы относительно более чувствительны к нагрузке [Kocharyan, Spivak, 2003], так как менее устойчивы. Их реакция на деформационные волны выражается более интенсивными активизациями, что существенно отражается на скоростях миграций очагов землетрясений.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Задачей работы ставился анализ основных параметров деформационных волн, изучение их взаимосвязей посредством детальной обработки данных по сейсмическим событиям Монголии, а также выявление общих

тенденций векторной направленности миграции очагов землетрясений.

В работе систематизированы параметры, определена общая векторная направленность деформационных волн у разломов разных рангов. Установлено, что фиксируемые длины и скорости волн во многом зависят от длин рассматриваемых разломов, и для наиболее точного анализа параметров собственно деформационных волн следует использовать наиболее протяженные разломы с соизмеримыми длинами.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает благодарность профессору С.И. Шерману за постановку исследований и обсуждение результатов.

Работа поддержана грантом РФФИ (12-05-91161-ГФЕН_а), проектами СО РАН VII.64.1.4. и ОНЗ 7.7.

7. ЛИТЕРАТУРА

- Bykov V.G., 2005. Strain waves in the Earth: theory, field data, and models. *Russian Geology and Geophysics* 46 (11), 1176–1190.
- Gangaadorzh B., 2010. Seismicity of Mongolia and Adjacent Territories. Abstract ... Thesis for the degree of Candidate of Geology and Mineralogy. Irkutsk, 16 p. (in Russian) [Гангаадорж Б. Сейсмичность Монголии и сопредельных территорий: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 16 с.].
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2012. Slow Deformation Waves in the Lithosphere: Registration, Parameters, and Geodynamic Analysis (Central Asia). *Russian Journal of Pacific Geology* 6 (1), 1–13. <http://dx.doi.org/10.1134/S181971401201006X>.
- Kasahara K., 1979. Migration of crustal deformation. *Tectonophysics* 52 (1–4), 329–341. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(79\)90240-3](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(79)90240-3).
- Khil'ko S.D., Kurushin R.A., Kochetkov V.M., Misharina L.A., Mel'nikova V.I., Gileva N.A., Lastochkin S.V., Balzhinnyam I., Monhoo D., 1985. Earthquakes and fundamentals of seismic zoning of Mongolia. Nauka, Moscow, 224 p. (in Russian) [Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.].
- Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. The Dynamics of Deformation of Rock Blocks. Akademkniga, Moscow, 423 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 423 с.].
- Levi K.G., Khromovskikh V.S., Kochetkov V.M., Nikolaev V.V., Semenov R.M., Serebrennikov S.P., Chipizubov A.V., Dem'yanovich M.G., Arzhannikov S.G., Del'yansky E.A., Smekalin O.P., Ruzhich V.V., Buddo V.Yu., Masal'sky O.K., Potapov V.A., Berzhinsky Yu.A., Radziminovich Ya.B., 1996. Modern geodynamics: seismotectonics, earthquake prediction, earthquake risk (fundamental and applied aspects) (Article II). In: Logachev N.A. (Ed.), The Lithosphere of Central Asia. Main Findings of the Institute of the Earth's Crust in 1992–1996. Nauka, Novosibirsk, p. 150–182 (in Russian) [Леву К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М., Николаев В.В., Семенов Р.М., Серебренников С.П., Чипизубов А.В., Демьянович М.Г., Аржанников С.Г., Дельянский Е.А., Смекалин О.П., Ружич В.В., Буддо В.Ю., Масальский О.К., Потанов В.А., Бержинский Ю.А., Радзиминович Я.Б. Современная геодинамика: сейсмотектоника, прогноз землетрясений, сейсмический риск (фундаментальные и прикладные аспекты) (Статья II) // Литосфера Центральной Азии. Основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992–1996 гг. / Под ред. Н.А. Логачева. Новосибирск: Наука, 1996. С. 150–182].
- Levi K.G., Sherman S.I., San'kov V.A., Lunina O.V., Likhnev A.V., 2007. The Map of Modern Geodynamics of Asia. GP 475 VKF, Irkutsk (in Russian) [Леву К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А., Лунина О.В., Лихнев А.В. Карта современной геодинамики Азии. Иркутск: ГП 475 ВКФ, 2007].
- Malamud A.S., Nikolaevsky V.N., 1989. Earthquake Cycles and Tectonic Waves. Donish, Dushanbe, 132 p. (in Russian) [Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: Дониш, 1989. 132 с.].
- Melnikov M.G., Gangaadorzh B., 2012. Seismically active areas of destruction in Mongolia and wave-triggering mechanisms of their activation. In: Modern geodynamics of Central Asia and hazardous natural processes: quantitative research results. Proceedings of the All-Russia conference and youth school on modern geodynamics (Irkutsk, September 23–29,

- 2012). IEC SB RAS, Irkutsk, V. 1. P. 161–164 (in Russian) [Мельников М.Г., Гангаадорж Б. Сейсмоактивные деструктивные зоны Монголии и триггерные волновые механизмы их активизации // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всероссийского совещания и молодежной школы по современной геодинамике (г. Иркутск, 23–29 сентября 2012 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 161–164].
- Nikolaevsky V.N., 1991. Tectonic waves of the Earth. *Priroda* 8, 17–23 (in Russian) [Николаевский В.Н. Тектонические волны Земли // Природа. 1991. № 8. С. 17–23].
- Nikolaevsky V.N., Ramazanov T.K., 1985. The theory of fast tectonic waves. *Prikladnaya Matematika i Mekhanika* 49 (3), 426–469 (in Russian) [Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Теория быстрых тектонических волн // Прикладная математика и механика. 1985. Т. 49. № 3. С. 426–469].
- Novopashina A.V., San'kov V.A., 2010. Velocities of slow migration of seismic activity in Cis-Baikal region. *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (2), 197–203. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2010-1-2-0015>.
- Sherman S.I., 2009. A Tectonophysical Model of a Seismic Zone: Experience of Development Based on the Example of the Baikal Rift System. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–951.
- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modeling Results). Nauka, Novosibirsk, 112 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.].
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2008. Wave origin of fault activation in the Central Asia on the basis of seismic monitoring. *Physical Mesomechanics* 11 (1), 115–122.
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., Mel'nikov M.G., 2012a. Deformation waves as trigger mechanisms of excitation of earthquakes in areas of dynamic influence of faults. In: Book of abstracts 33rd General Assembly of the European Seismological Commission (GA ESC 2012), 19–24 August 2012, Moscow and Young Seismologist Training Course (YSTC 2012), August 25–30, 2012, Obninsk – Moscow, PH “Poligrafik”, 2012, p. 243–244.
- Sherman S.I., Lunina O.V., Savitskii V.A., 2005a. The state of stresses and recent lithospheric destruction zones of Asia. In: Problems and Prospects of Mining Sciences. Geomechanics. Mining Institute, SB RAS, Novosibirsk. V. 1. P. 34–39 (in Russian) [Шерман С.И., Лунина О.В., Савитский В.А. Напряженное состояние и зоны современной деструкции литосферы Азии // Проблемы и перспективы развития горных наук. Геомеханика. Новосибирск: Институт горного дела СО РАН, 2005. Т. 1. С. 34–39].
- Sherman S.I., Lysak S.V., Gorbunova E.A., 2012b. A tectonophysical model of the Baikal seismic zone: testing and implications for medium-term earthquake prediction. *Russian Geology and Geophysics* 53 (4), 392–405. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.03.003>.
- Sherman S.I., Sorokin A.P., Savitskii V.A., 2005b. New methods for the classification of seismoactive lithospheric faults based on the index of seismicity. *Doklady Earth Sciences* 401 (3), 413–416.
- Sherman S.I., Zlogodukhova O.G., 2011. Seismic belts and zones of the Earth: formalization of notions, positions in the lithosphere, and structural control. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (1), 1–34. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0031>.
- Ulomov V.I., 1993. Waves of seismogeodynamic activation and long-term earthquake prediction. *Fizika Zemli* 4, 43–53 (in Russian) [Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53].
- Vikulin A.V., 2003. The Physics of Wave Seismic Process. KGPI, Petropavlovsk-Kamchatsky, 150 p. (in Russian) [Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПИ, 2003. 150 с.].



Мельников Михаил Геннадьевич, аспирант, лаборатория тектонофизики
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
✉ e-mail: mg_melnikov@crust.irk.ru

Mel'nikov, Mikhail G., Postgraduate Student, Laboratory of Tectonophysics
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
✉ e-mail: mg_melnikov@crust.irk.ru