

УДК 550.34.042 + 551.243

## Особенности сейсмогеодинамики литосферы Монголии

А.В. Ключевский

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, 664033, Россия

По сейсмологическим данным 1964–2015 гг. определены годовые параметры пространственно-временного и энергетического распределения землетрясений Монголии, входящих в нее четырех областей и пяти районов, рассматриваемых как мезоуровни литосферы. Для трех-, пяти- и десятилетних выборок годовых параметров этих территорий с применением корреляционного анализа осуществлено исследование когерентности наклона графика повторяемости землетрясений  $\gamma$ , суммарной сейсмической энергии  $\Sigma E_s$ , чисел представительных землетрясений  $N$  с энергетическим классом  $K_p \geq 9$ , коэффициента  $b_M$  в уравнении парной линейной корреляции  $M_0(K_p)$  и сейсмического момента  $M_0$  землетрясений с  $K_p = 8$ . При обобщении результатов на общем фоне стохастической сейсмогеодинамики литосферы на уровне значимости выше 0.7 выделена импульсная компонента регулярного силового воздействия длительностью 2–3 года, повторяющаяся с периодичностью около десяти лет. Природа особенностей сейсмогеодинамики литосферы Монголии и возможный механизм передачи силовых воздействий на расстояние обсуждаются в рамках аналогий с установленными в физической мезомеханике закономерностями деформирования структурно-неоднородных сред.

*Ключевые слова:* Монголия, землетрясения, сейсмогеодинамика, напряженно-деформированное состояние литосферы, силовое воздействие, когерентность, синхронизация

DOI 10.24411/1683-805X-2018-12012

## Seismogeodynamics of the Mongolian lithosphere

A.V. Klyuchevskii

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, 664033, Russia

The annual parameters of the space-time and energy distribution of earthquakes in Mongolia have been determined based on seismological data of 1964–2015 for four zones and five districts considered as mesolevels of the lithosphere. For the three-, five- and ten-year samples of the annual parameters of these territories, correlation analysis is performed to study the coherence between the curve slope for earthquake recurrence  $\gamma$ , total seismic energy  $\Sigma E_s$ , numbers of representative earthquakes  $N$  of the energy class  $K_p \geq 9$ , coefficient  $b_M$  in the equation for pair linear correlation  $M_0(K_p)$ , and seismic moment  $M_0$  of earthquakes with  $K_p = 8$ . When generalizing the results, a pulse component of regular impact lasting two or three years and repeated in about ten-year intervals is distinguished against the general background of stochastic lithosphere seismogeodynamics at the significance value above 0.7. The nature of the seismogeodynamics of the Mongolian lithosphere and the possible mechanism of long-distance transfer of impact are discussed by drawing analogy with the laws of deformation of heterogeneous media established in physical mesomechanics.

*Keywords:* Mongolia, earthquakes, seismogeodynamics, stress-strain state of the lithosphere, impact, coherence, synchronization

### 1. Введение

Геодинамика является разделом геофизики, в котором осуществляют измерения, моделирование и интерпретацию структуры, морфологии и движений земной коры, литосферы, мантии и земного ядра. В настоящее время геодинамика служит базовой объединяющей научной парадигмой геолого-геофизического изучения Земли. Линейная геодинамика лежит в основе тектоники литосферных плит и других квазистационарных про-

цессов, нелинейная геодинамика изучает явления и процессы, связанные с нерегулярными, хаотическими и другими импульсами в земных глубинах. Удаленные в геологической истории события и объекты исследуются методами палеогеодинамики, современная геодинамика изучает процессы кайнозойского этапа эволюции Земли, а при анализе текущей геодинамики используются данные инструментального геолого-геофизического мониторинга. Широкое поле проблем те-

кущей геодинамики охватывает различные виды научной деятельности и получения информации по геолого-геофизическому исследованию Земли и ее сфер. На поверхности Земли данные получают при стационарных и полевых геологических, геофизических и геодезических измерениях, радиометрическом датировании, петрологическом анализе, скважинном бурении, наблюдениях в шахтах и пр. В глубинах Земли непосредственные измерения провести невозможно и геодинамика литосферы, мантии и земного ядра исследуется методами дистанционного зондирования, в основном сейсмологии.

В настоящее время землетрясения являются основным источником информации о структуре и динамике литосферы сейсмоактивных регионов Земли. Известно [1], что землетрясения являются следствием деформации литосферы и обычно ассоциируются с прерывистым скольжением по разломам. Землетрясения разной энергии регистрируются в широком диапазоне масштабов: длина разрывов изменяется от метров до тысяч километров при смещении по разлому от микрометров до десятков метров. Область современной геодинамики, использующая преимущественно информацию о землетрясениях, названа сейсмогеодинамикой [2]. В сейсмогеодинамике природа сейсмичности рассматривается как результат движений и деформаций литосферы с учетом ее блочной иерархической структуры и прочностных свойств, полей напряжений и деформаций. Процессы разрушения литосферы анализируются на различных пространственно-временных и энергетических уровнях — от локальных очагов отдельных землетрясений с длительностью разрушения в секунды и минуты, до региональных и глобальных сейсмогенерирующих структур, деформируемых десятки-сотни и более лет. Региональные и глобальные сейсмогеодинамические явления и процессы изучаются при статистической обработке и осреднении параметров большого количества землетрясений, собранных в базах данных инструментального сейсмологического мониторинга. Анализируются обычно следующие основные параметры землетрясений: пространственные координаты (долгота  $\lambda$ , широта  $\varphi$  и глубина  $h$  гипоцентра), время реализации (время в очаге  $t_0$ ), энергия (магнитуда  $M$ , сейсмическая энергия  $E_s$  и энергетический класс  $K_p$ , сейсмический момент  $M_0$ ), годовая скорость потока землетрясений  $N$  и некоторые другие дополнительные характеристики.

Анализ морфоструктуры и данных, полученных при изучении сильнейших землетрясений Монголии и Байкальской рифтовой зоны, позволил сделать вывод о двух типах и механизмах горообразования [3, 4]. Сущность их различия проявляется при рассмотрении морфолого-неотектонической системы «впадина–хребет»: динамическая модель такой пары определяет расширение впа-

дин за счет хребтов (байкальский тип), а с другой — развитие поднятий за счет впадин (центральноазиатский, или гобийский, тип). Нужно отметить, что Байкальская рифтовая зона как область новейшей активизации к югу от Сибирской платформы захватывает частично территорию северной Монголии, систему горных сооружений Алтая и Забайкальской области умеренного горообразования. Морфологические связи этих соседствующих регионов настолько близки, что Н.А. Флоренсов [5] охарактеризовал горные системы Южной Сибири и Монголии как единую Монголо-Сибирскую горную страну. На этой обширной территории в кайнозой сформировалось крупное внутриконтинентальное горообразование, которое охватило как область растяжения (Байкальская рифтовая зона), так и область сжатия (западная и центральная Монголия) литосферы. Общность и единство геодинамики этой обширной территории стали еще более очевидны после обнаружения под ней области аномальной, обладающей пониженными сейсмическими скоростями, верхней мантии — астеносферы [6] и эпизодов синхронизации скорости потока землетрясений [7].

Монголия занимает обширную территорию в центральной части Азии ( $\varphi \approx 42^\circ\text{--}53^\circ$  с.ш.,  $\lambda \approx 87^\circ\text{--}120^\circ$  в.д.) (рис. 1) и граничит на севере с Алтае-Саянским и Байкальским регионом России, на востоке и юге — с автономным районом Внутренняя Монголия и на западе — с Синьцзянь-Уйгурским автономным районом Китая. В XX веке на территории Монголии произошло более 60 толчков с магнитудой  $M > 5.5$ , десятки землетрясений вызвали крупные нарушения земной поверхности, а три сейсмические катастрофы с  $M > 8$  (Болнайское, 1905 г., Фуюньское, 1931 г. и Гоби-Алтайское, 1957 г.) сопровождалось сеймотектоническими деформациями протяженностью до нескольких сотен километров [8]. Эпицентры слабых толчков корреспондируют с очагами сильных исторических землетрясений и концентрируются вдоль основных разломов [9]. Нужно отметить, что в рамках сейсмогеодинамики литосферы Монголии, расположенной к югу от Байкальской рифтовой зоны, имеется возможность исследования роли индентора Индийской плиты в образовании и развитии Байкальского рифта — исторического ядра Байкальской рифтовой системы [10, 11].

Мощность земной коры и литосферы Монголии значительно варьирует, отражая структурную неоднородность геологической среды и различную геодинамическую активность территорий [9]. В Восточных Саянах и Прихубсугулье толщина земной коры изменяется от 45 до 52 км: для Прихубсугульской части характерна повышенная толщина коры, но под Дархатской и Хубсугульской впадинами кора утонена относительно смежных горных хребтов на 5–6 км. Под рифтовыми впадинами имеется локальное утонение коры по

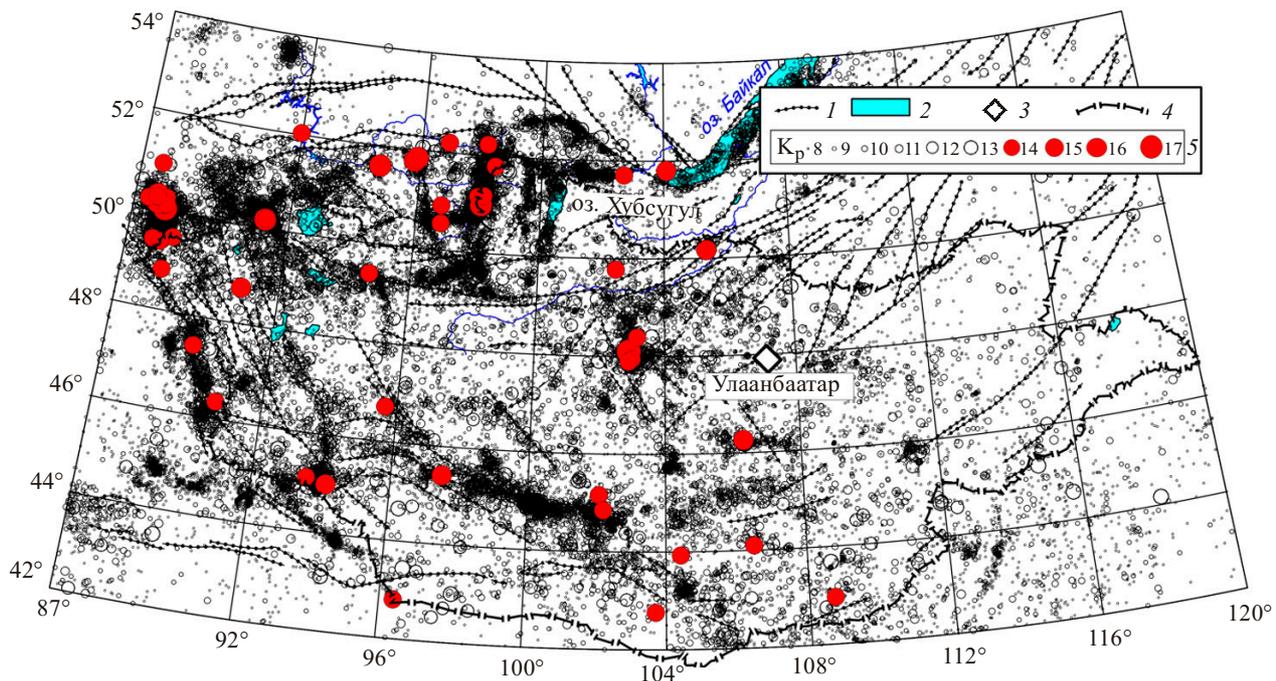


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Монголии за 1964–2015 гг.: основные разломы (1), озера (2), столица Монголии г. Улаанбаатар (3), государственная граница Монголии (4), эпицентры землетрясений с энергическими классами  $K_p \geq 8$  (5)

отношению к окружающим горным хребтам, которое, очевидно, связано с растяжением коры при рифтогенезе. В областях активного горообразования средняя мощность коры примерно на 10 км больше, и под наиболее высокими горными сооружениями (Монгольский Алтай, Хангай) она превышает 55 км, а под равнинами восточной Монголии — около 40 км [12]. Под всеми горно-складчатыми сооружениями толщина земной коры повышена по сравнению с впадинами и относительно стабильными регионами, причем в западной Монголии, где доминируют условия сжатия, отмечается максимальная толщина земной коры. Такая дифференциация земной коры по мощности находит отражение в сейсмичности [13]: высокий уровень сейсмичности наблюдается в северной, западной и центральной Монголии с проявлениями катастрофических землетрясений и крупных поверхностных сеймотектонических деформаций, менее активна южная Монголия и практически асейсмична восточная Монголия. По совокупности данных различных геофизических методов установлено, что мощность литосферы под Сибирской платформой составляет около 200 км [14]. Утонение литосферы характерно практически для всей остальной территории Монголо-Сибирской горной страны [15]. Котловина Больших Озер, отделяющая высокогорный Хангай от хребтов Монгольского и Гобийского Алтая, характеризуется мощностью литосферы 100–110 км.

Под высокими равнинами восточной Монголии толщина литосферы растет в направлении с юго-запада на северо-восток от 110 до 180 км. Южнее хребтов Гобийского Алтая и юго-западнее Монгольского Алтая толщина литосферы составляет 120–130 км, а под вулканическим плато Дариганга она уменьшается до 110 км.

Имеющиеся геологические, геофизические и геодезические материалы позволяют полагать, что тектоническая структура, геологическая зональность, современная геодинамика и сейсмогеодинамика литосферы Монголии определяются взаимодействием двух основных механизмов тектогенеза [9–11, 16–19]. Это, во-первых, механизм автономного саморазвития подвижного Центрально-Азиатского складчатого пояса [17, 20]. По мнению Н.А. Логачева [11], современная геодинамика и вулканизм Монголо-Байкальского региона формируются при участии флюидных глубинных термальных ловушек, возникновение и размещение которых определяется какими-то более общими причинами, чем чисто тектоническое деформирование. С.В. Гольдин с коллегами [21] полагали, что остатки астеносферы, сохранившиеся в виде выступа при неполном закрытии Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, являются основным источником деформации и эволюции литосферы Монголо-Байкальского региона за счет гравитационной неустойчивости. Установленные в этой работе области максимальной деформации литосферы хо-

рошо соответствуют структурам-аттракторам рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой зоны — областям максимальной деформационно-прочностной анизотропии среды, в которых происходят преимущественно толчки-сбросы разных энергетических классов [22]. Главной геодинамической особенностью аттракторов является то, что в них с периодичностью около 10 лет происходят импульсные инверсии оси максимального напряжения сжатия из вертикального положения, характерного для рифтогенеза, в горизонтальное, создавая силу отталкивания от массивной Сибирской платформы [23]. Эти инверсии начинаются в шовной зоне контакта мощной Сибирской платформы и Амурской плиты [24, 25], являются нелинейным откликом на подкоровые термодинамические процессы и оказывают сильное влияние на современную геодинамику, напряженно-деформированное состояние и сейсмогеодинамику литосферы Монголо-Байкальского региона [26]. В рамках модели с бифуркацией трехкратного равновесия, описываемой уравнением изменений напряжений  $S$  в виде

$$\frac{d}{dt}S = \alpha_1 + \alpha_2 S + S^3,$$

пространственное расположение и эволюция аттракторов рифтогенеза предопределяются синхронным управлением параметров порядка  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  нелинейной динамической системы (Байкальской рифтовой системы) и в силу этого сейсмодеформационные процессы на территории Монголо-Байкальского региона оказываются синхронизированы. Во-вторых, это хорошо известный плейттектонический механизм внешнего воздействия индентора Индийской плиты на Центрально-Азиатский складчатый пояс и другие структурные элементы [27] как компоненты глобального напряжения сжатия литосферы Земли. Суперпозиционное взаимодействие этих грандиозных природных явлений трудно разделить, однако исследование особенностей их общего и частного поведения чрезвычайно важно для понимания и верификации расположения и природы энергетических источников современной геодинамики и сейсмогеодинамики литосферы Монголо-Байкальского региона. Так как напряженно-деформированное состояние литосферы является результатом суперпозиции сил, действующих на ее границах и внутри нее, то при временном и энергетическом разделении динамических процессов, происходящих на различных иерархических уровнях геологической среды (мезоуровнях геосреды), знание перераспределения состояния и обусловленных этим проявлений в сейсмичности может быть приписано механическим, тепловым, реологическим и прочим силовым воздействиям. Изучение структуры и пространственно-временных изменений, корреляции, когерентности и синхронизации напряженно-деформированного состояния и сейсмичности при таких воздей-

ствиях на разных мезоуровнях геосреды способствует пониманию геодинамики эндогенных процессов, расположения и природы энергетических источников, ответственных за происхождение и активизации сейсмичности, и сильных землетрясений Монголии.

Авторы [22, 23] полагают, что аттракторы рифтогенеза являются источниками региональных геодинамических преобразований в литосфере Монголо-Байкальского региона, подобно захватам испытательной машинки или индентору, которые служат источниками деформации образцов в экспериментах физической мезомеханики и тектонофизики [28–30]. Такие аналогии позволяют расширить перспективы эффективного использования разработанной теории и экспериментов физической мезомеханики и тектонофизики для исследования и моделирования деформационных процессов в литосфере Земли. В геотектонике классическим примером деформационного воздействия является индентор Индийской плиты [27]. Более близкая к нашему случаю схема действия индентора создается силой отталкивания от Срединно-Океанического хребта в результате нестационарного процесса внедрения даек в осевой его части, что приводит к соответствующим временным вариациям силы отталкивания и скорости раскрытия рифта [31]. На основании имеющейся информации мы предположили, что разный темп (импульсный региональный Байкальской рифтовой системы и квазистационарный глобальный) и характер (детерминированный региональный рифтовой системы и стохастический глобальный) деформирования литосферы Монголии позволят по сейсмологическим данным выделить детерминированную импульсную региональную компоненту сейсмогеодинамики и определить ее основные характеристики и свойства. Чтобы реализовать это, в настоящей работе по материалам из «Каталога землетрясений Монголии» за 1964–2015 гг. [32] выполнено исследование пространственно-временного и энергетического распределения землетрясений Монголии, входящих в нее четырех областей и пяти районов, рассматриваемых как мезоуровни литосферы. По результатам обработки землетрясений с целью выявления особенностей сейсмогеодинамики осуществлен корреляционный анализ трех-, пяти- и десятилетних выборок годовых значений наклона графика повторяемости землетрясений  $\gamma$ , сейсмической энергии  $E_s$ , чисел представительных землетрясений  $N$  с  $K_p \geq 9$ , коэффициента  $b_M$  в уравнении парной линейной корреляции  $M_0(K_p)$  и сейсмического момента  $M_0$  землетрясений с  $K_p = 8$ . При обобщении результатов на общем фоне стохастической сейсмогеодинамики литосферы Монголии на уровне значимости выше 0.7 выделена импульсная региональная компонента длительностью 2–3 года, повторяющаяся с периодичностью около 10 лет.

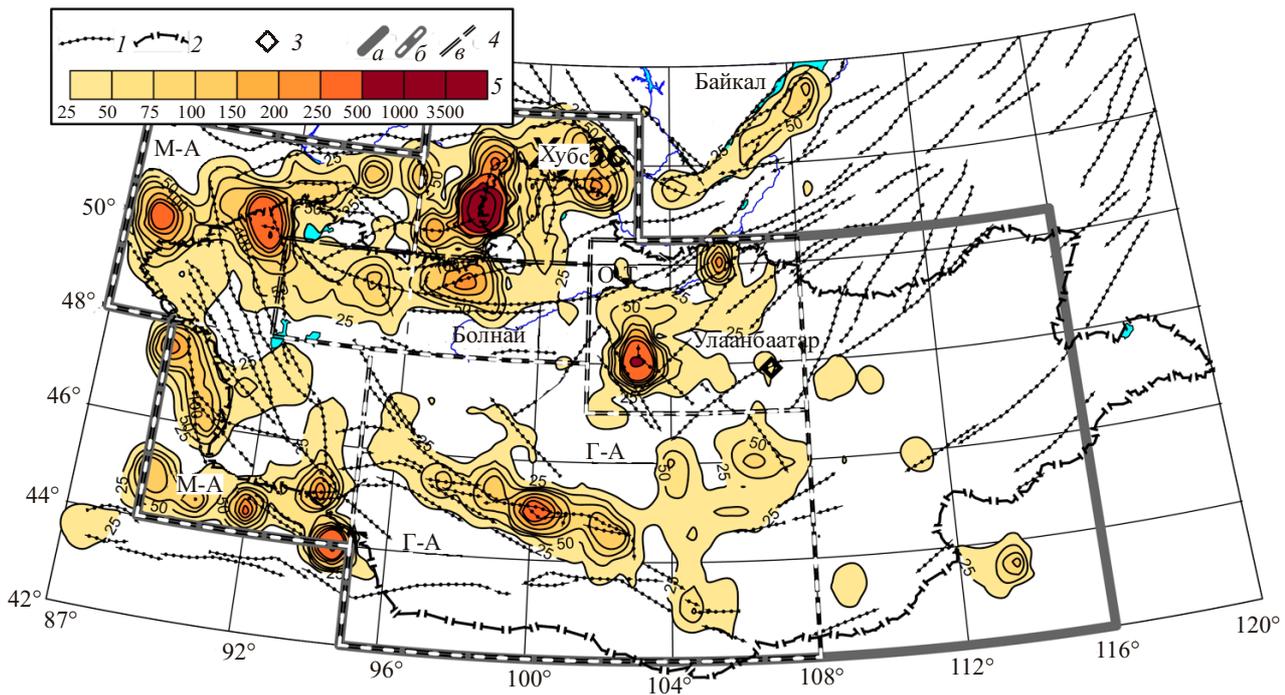


Рис. 2. Карта изолиний плотности эпицентров землетрясений Монголии: основные разломы (1), государственная граница Монголии (2), столица Монголии г. Улаанбаатар (3), границы исследуемых территорий (4), а — Монголии, б — областей, в — районов; шкала изолиний плотности эпицентров землетрясений (5). Монголо-Алтайский (М-А), Гоби-Алтайский (Г-А), Хубсугульский (Хубс), Болнайский (Болнай) и Орхон-Толький (О-Т) районы соответственно

## 2. Материалы и методика

На карте эпицентров землетрясений Монголии с  $K_p \geq 8$  видно (рис. 1), что в северной и центральной Монголии сейсмичность высока, менее значительны ее проявления на западе и юге, а на востоке страны активность минимальна и по этой причине землетрясения восточнее  $108^\circ$  в.д. не рассматриваются в работе. Структурно-неоднородное распределение землетрясений хорошо видно на карте изолиний плотности эпицентров толчков на площадках  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (рис. 2), на которой выделяются полосы повышенной плотности, приуроченные к зонам основных разломов, между ними имеются участки низкой плотности и без землетрясений. С учетом этой структурной неоднородности территория Монголии была разделена на области и районы [9], рассматриваемые в настоящей работе как мезоуровневые литосферные. Деление на четыре крупные области выполнено с объединением некоторых зон повышенной плотности эпицентров: центральная и западная области граничат по долготе  $95^\circ$ – $96^\circ$  в.д., а граница северной и южной областей проходит по  $47^\circ$ – $48^\circ$  с.ш. Деление на пять районов выполнено более детально с учетом изолиний плотности эпицентров, входящих в Хубсугульский (Хубс), Болнайский (Болнай), Орхон-Толький (О-Т), Монголо-Алтайский (М-А) и Гоби-Алтайский (Г-А) районы (рис. 2). На рис. 1, 2 видно,

что области высокой концентрации эпицентров толчков совпадают с очаговыми зонами сильных землетрясений. Плотность толчков максимальна в Бусийнгольской впадине на севере Монголии (Хубс), где произошли два землетрясения с  $K_p = 14$  (29.11.1974,  $\varphi = 51.79^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 98.47^\circ$  в.д., 01.04.1976,  $\varphi = 51.15^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 97.97^\circ$  в.д.) и одно с  $K_p = 16.1$  (27.12.1991,  $\varphi = 50.98^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 98.08^\circ$  в.д.), вызвавшие продолжительные серии афтершоков. Аналогичная картина наблюдается в очагах сильных Могодского (О-Т, 05.01.1967,  $\varphi = 48.1^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 102.9^\circ$  в.д.,  $K_p = 17$ ), Урэгнурского (М-А, 15.05.1970,  $\varphi = 50.18^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 91.27^\circ$  в.д.,  $K_p = 16$ ) и Тахийншарского (Г-А, 04.07.1974,  $\varphi = 45.00^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 94.18^\circ$  в.д.,  $K_p = 16$ ) землетрясений и их афтершоков [9]. Годовые числа  $N$  землетрясений Монголии и четырех областей, пяти районов с  $K_p \geq 9$  резко возрастают в 1970, 1974 и 1991 гг. из-за большого количества афтершоков этих сильных землетрясений (рис. 3). Сильный рост числа землетрясений в 2003 г. обусловлен афтершоками Чуйского землетрясения (М-А, 27.09.2003,  $M = 7.2$ ,  $K_p = 17$ ,  $\varphi = 50.04^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 88.07^\circ$  в.д.) на северо-западе Монголии, а повышение в 2012 г. вызвано афтершоками Тувинского землетрясения (Хубс, 26.02.2012,  $M = 6.6$ ,  $K_p = 15.3$ ,  $\varphi = 51.83^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 95.89^\circ$  в.д.).

Корреляционный анализ относится к наиболее распространенным методам изучения отношений между

элементами сложной динамической системы и использован в работе для выявления когерентности вариаций ряда параметров сейсмичности, определенных на различных мезоуровнях литосферы Монголии. Под когерентностью понимается согласованное протекание во времени и в пространстве нескольких колебательных процессов, проявляющихся при их сложении [33]. Применение метода обработки продиктовано тем, что при суперпозиции глобального и регионального полей напряжений, генерирующих землетрясения, стохастические проявления глобального поля нивелируются, а регулярная импульсная компонента региональной сейсмогеодинамики усиливается. Общую схему метода обработки поясним на примере выполненного ранее исследования корреляции скорости потока землетрясений Байкальской рифтовой зоны и Монголии [7, 26], но в приложении к настоящей работе (см. часть 3.2). Используются временные ряды годового числа землетрясений  $N$  с  $K_p \geq 9$ , происшедших с 1964 по 2015 гг. в пределах Монголии и входящих в нее четырех областей и пяти районов (рис. 1–3). Для выделения эпизодов когерентности и оценки их длительность, годовые ряды числа землетрясений  $N$  каждой территории разделены на выборки (окна) длиной в три года ( $N_3$ ), пять ( $N_5$ ) и десять лет ( $N_{10}$ ), временной сдвиг между выборками  $N$  сравниваемых пар территорий равен нулю, расчеты выполнены при сдвиге окна на один год. По выборкам одной длины вычислены коэффициенты парной линейной корреляции  $\rho$  числа землетрясений сравниваемых территорий, а полученное значение  $\rho$  приписывается середине временного интервала каждого расчета. Для оценки значимости эпизодов когерентности вычислены суммы годовых значений коэффициентов корреляции

$$S = \sum_1^n \rho$$

выборок одной длины, нормированные на число коррелируемых пар территорий  $n$  ( $S/n$ ), и стандартное отклонение  $\sigma$ . Участки графиков с высоким уровнем  $S/n$  при небольших  $\sigma$  будут детерминировать эпизоды

когерентности скорости потока землетрясений Монголии. Используемый метод обработки пространственно-временных вариаций числа землетрясений  $N$  позволил выделить и оценить значимость эпизодов синхронизации скорости сейсмического потока на мезоуровнях литосферы Байкальской рифтовой зоны и Монголии, которые возникают, как показано в [34], при согласованности сейсмогеодинамических процессов в литосфере этих территорий под силовым воздействием аттракторов рифтогенеза.

### 3. Результаты

В пределах Монголии зарегистрировано большое количество землетрясений (рис. 1–3) и это делает их полноценным и чрезвычайно важным источником информации об основных сеймотектонических структурах, геофизических полях, энергетических источниках, внутреннем строении и геодинамической эволюции литосферы Монголии. Статистический анализ распределения землетрясений в пространстве, времени и по классу позволяет выделить основные сейсмогенные структуры, охарактеризовать их положение и конфигурацию, динамику и энергетику [9], а параметры сейсмических источников позволяют оценить напряженно-деформированное состояние литосферы [19]. Знание средних характеристик и параметров и анализ их вариаций дает возможность охарактеризовать основные закономерности сейсмогеодинамики литосферы, определить в целом природу и расположение деформационных источников, предположить возможный механизм передачи деформационного воздействия в литосфере. Однако по средним оценкам нельзя выявить и адекватно охарактеризовать пространственно-временные особенности геодинамического процесса, указывающего на конкретные деформационные источники и детали механизма распространения силовых воздействий. Для изучения колебательного геодинамического процесса в литосфере Монголии и выделения эпизодов согласованной динамики параметров сейсмичности и земле-

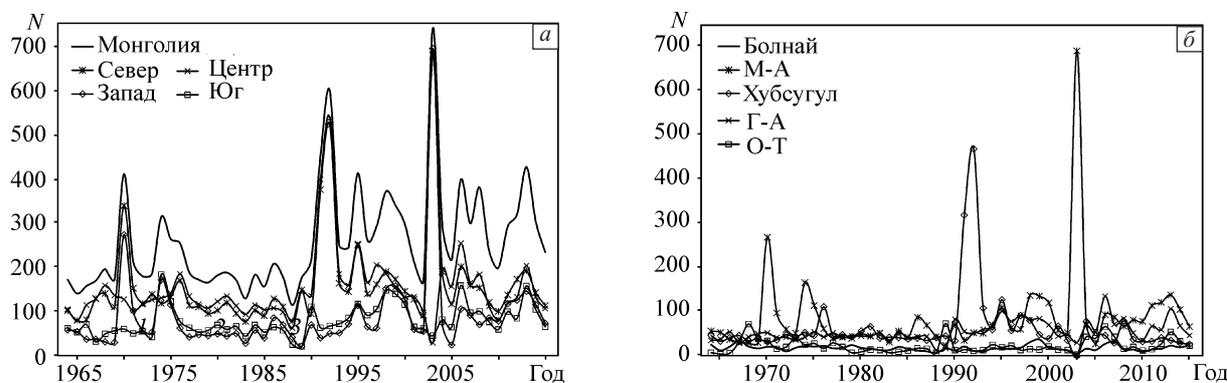


Рис. 3. Распределение по годам числа землетрясений с  $K_p \geq 9$  Монголии и четырех областей (а), Монголии и пяти районов (б)

трясений в настоящей работе применен описанный выше метод оценки когерентности пространственно-временных вариаций.

### 3.1. Эпизоды синхронизации энергетики сейсмичности Монголии

Структура энергетики сейсмичности Монголии характеризуется параметрами графиков повторяемости землетрясений по шкале энергетических классов  $K_p$  [9, 13, 35]. Показано [9], что в целом на территории Монголии без существенных пропусков регистрируются представительные землетрясения с  $K_p \geq 9$ . Поскольку с 2005 г. землетрясения Монголии стали оцениваться по шкале магнитуд  $M_l$ , то для интервала времени 2005–2015 гг. выполнен переход от магнитуды  $M_l$  к энергетическому классу  $K_p$  [13]. Для этого использованы 1394 землетрясения Байкальского региона (имеющие определение  $K_p$ ) и Монголии (имеющие определение  $M_l$ ) в диапазоне  $5 \leq K_p \leq 16$  и  $2 \leq M_l \leq 6$ , для которых по методу наименьших квадратов получены прямое и обратное уравнение парной линейной регрессии

$$K_p \approx 3.2 + 1.9M_l, \quad (1)$$

$$M_l \approx -0.3 + 0.4K_p. \quad (2)$$

В работе используются наклоны  $\gamma$  графиков повторяемости землетрясений с  $K_p \geq 9$ , полученные по годовым массивам толчков Монголии и трехгодовым массивам областей и районов [13]. На рис. 4 приведены графики нормированной суммарной корреляции  $S/4$  и  $S/5$ , полученные при обработке методом оценки когерентности пространственно-временных вариаций выборок за три, пять и десять лет из массивов годовых  $\gamma$  Монголии и четырех областей, Монголии и пяти районов. Видно, что наиболее значительные максимумы  $S/4$  и  $S/5$  формируются при длине выборки  $\gamma$  в три года, указывая, что эпизоды когерентности имеют малую длительность. Графики имеют колебательный вид с формированием максимумов в начале 1970-х,

1980-х, 1990-х, 2000-х и 2010-х годов, т.е. период изменения энергетической структуры сейсмичности Монголии составляет около 10 лет. На уровне значимости выше одного стандартного отклонения ( $S/4 \geq 0.70$ ,  $S/5 \geq 0.70$ ) выделяются следующие максимумы: на рис. 4, а  $S/4_{1967} \approx 0.90 \pm 0.06$ ,  $S/4_{1974} \approx 0.93 \pm 0.03$ ,  $S/4_{1982} \approx 0.70 \pm 0.19$ ,  $S/4_{1989} \approx 0.97 \pm 0.01$ ,  $S/4_{1994} \approx 0.97 \pm 0.01$ ,  $S/4_{2002} \approx 0.96 \pm 0.02$  и  $S/4_{2011} \approx 0.96 \pm 0.04$ , на рис. 4, б  $S/5_{1967} \approx 0.97 \pm 0.01$ ,  $S/5_{1975} \approx 0.87 \pm 0.12$ ,  $S/5_{1982} \approx 0.97 \pm 0.01$ ,  $S/5_{1992} \approx 0.75 \pm 0.17$ ,  $S/5_{2002} \approx 0.70 \pm 0.22$  и  $S/5_{2011} \approx 0.73 \pm 0.12$ . Выделенные максимумы характеризуются низкими стандартными отклонениями и разделены минимумами, иногда глубокими. Наиболее глубокие минимумы в 1985 г. ( $S/4 \approx -0.17 \pm 0.48$ ) и 1986 г. ( $S/5 \approx -0.08 \pm 0.36$ ) имеют высокое стандартное отклонение, что указывает на сильный разброс  $\gamma$  по территориям в это время, т.е. десинхронизацию структуры энергетики. Можно отметить, что с увеличением длины выборки данных до пяти и десяти лет уровни графиков  $S/4$  и  $S/5$  понижаются, а форма графиков становится более гладкой.

Метод оценки когерентности пространственно-временных вариаций применен к анализу динамики суммированной за год сейсмической энергии  $\Sigma E_s$  [13]. Сейсмическая энергия землетрясений вычислена по формуле  $E_s = 10^{K_p}$  Дж, где  $K_p$  — энергетический класс. На рис. 5 представлены графики нормированной суммарной корреляции  $S/4$  и  $S/5$ , полученные для выборок за 3, 5 и 10 лет годовых  $\Sigma E_s$  Монголии и четырех областей, Монголии и пяти районов. Графики на рис. 5 имеют вид колебательных кривых, на которых выделяются следующие максимумы  $S/4$  и  $S/5$  с уровнем выше 0.70: на рис. 5, а  $S/4_{1974} \approx 0.99 \pm 0.01$ ,  $S/4_{1982} \approx 0.99 \pm 0.01$ ,  $S/4_{2002} \approx 0.97 \pm 0.01$ ,  $S/4_{2010} \approx 0.99 \pm 0.01$ , на рис. 5, б  $S/5_{1982} \approx 0.97 \pm 0.03$ . Максимумы имеют низкие стандартные отклонения и разделены минимумами. Наиболее глубокий минимум в 1969 г. ( $S/5 \approx -0.33 \pm 0.36$ ) имеет отрицательный знак и высокое

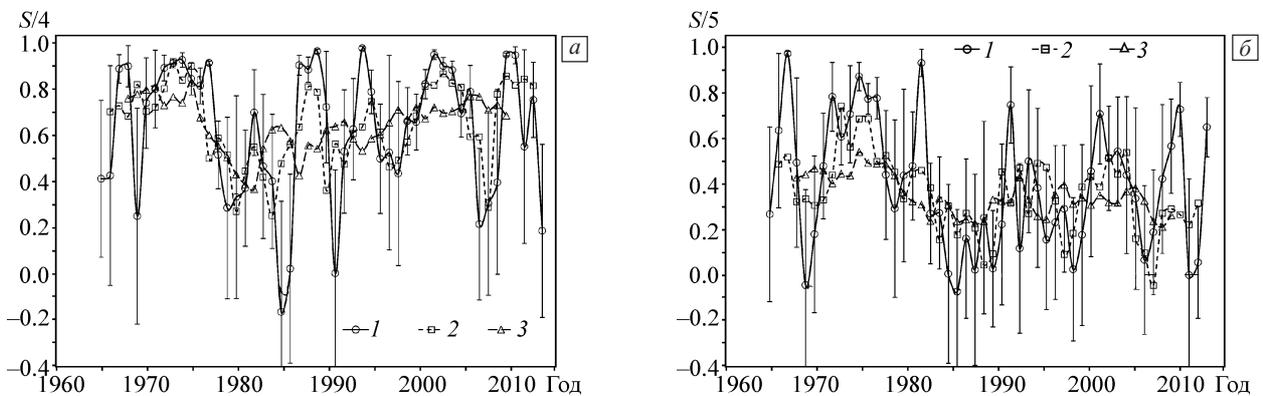


Рис. 4. Графики нормированной суммарной корреляции  $S/4$  и  $S/5$ , полученные для выборок за 3 (1), 5 (2) и 10 лет (3) из массивов годовых  $\gamma$  Монголии и четырех областей (а), Монголии и пяти районов (б)

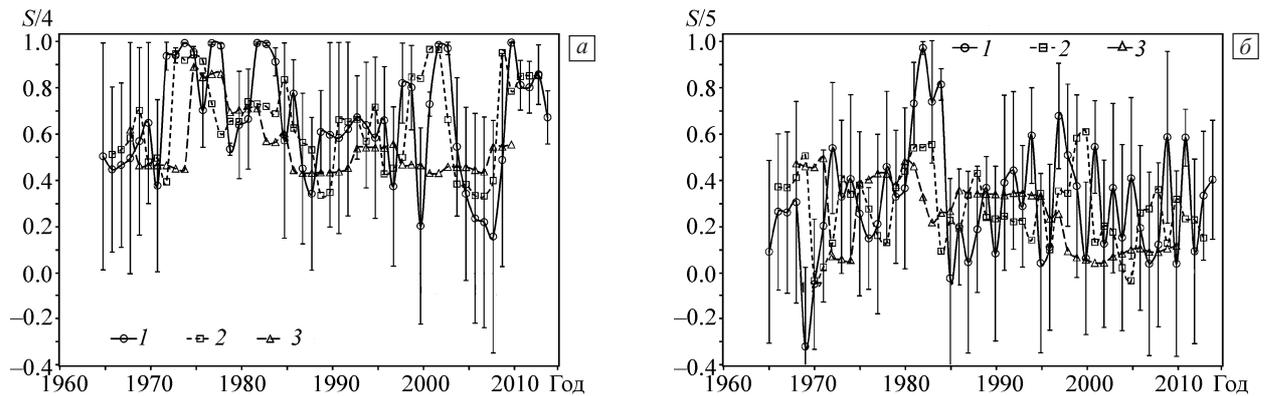


Рис. 5. Графики нормированной суммарной корреляции  $S/4$  и  $S/5$ , полученные для выборок за 3 (1), 5 (2) и 10 лет (3) из массивов годовых  $\Sigma E_s$  Монголии и четырех областей (а), Монголии и пяти районов (б)

стандартное отклонение, что указывает на сильный разброс  $\Sigma E_s$ . Наиболее значительные максимумы формируются при длине выборки  $\Sigma E_s$  в 3 года, указывая, что эпизоды синхронизации сейсмической энергии кратковременны. С увеличением длины выборки данных до 5 и 10 лет уровни графиков  $S/4$  и  $S/5$  понижаются.

### 3.2. Эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений

В этой части работы представлены результаты оценки синхронизации пространственно-временных вариаций годовых чисел землетрясений  $N$ . Графики нормированной суммарной корреляции  $S/4$  и  $S/5$  получены для выборок за 3, 5 и 10 лет из массивов годовых  $N$  Монголии и четырех областей, Монголии и пяти районов [13]. Наиболее значительные максимумы  $S/4$  и  $S/5$  формируются при длине выборки  $N_3$ , подтверждая [34], что эпизоды синхронизации скорости потока землетрясений Монголии имеют малую длительность. На уровне выше 0.70 выделены следующие максимумы для Монголии и четырех областей:  $S/4_{1971} \approx 0.89 \pm 0.06$ ,  $S/4_{1977} \approx 0.97 \pm 0.02$ ,  $S/4_{1983} \approx 0.99 \pm 0.01$ ,  $S/4_{1994} \approx 0.96 \pm 0.01$ ,  $S/4_{2000} \approx 0.96 \pm 0.03$ ,  $S/4_{2005} \approx 0.92 \pm 0.02$  и  $S/4_{2010} \approx 0.97 \pm 0.02$ ; для Монголии и пяти районов:  $S/5_{1982} \approx 0.79 \pm 0.06$ ,  $S/5_{1987} \approx 0.71 \pm 0.27$ ,  $S/5_{2001} \approx 0.75 \pm 0.21$ ,  $S/5_{2005} \approx 0.71 \pm 0.25$  и  $S/5_{2011} \approx 0.89 \pm 0.05$ . Наиболее глубокие минимумы в 2002 г. ( $S/4 \approx -0.17 \pm 0.56$ ), ( $S/5 \approx -0.56 \pm 0.39$ ) имеют отрицательный знак и высокое стандартное отклонение, что указывает на сильный разброс  $N$  и разные тенденции формирования скорости потока землетрясений в литосфере Монголии в это время. С увеличением длины выборки данных до 5 и 10 лет уровни графиков  $S/4$  и  $S/5$  понижаются и форма графиков сглаживается.

### 3.3. Эпизоды синхронизации силовых воздействий

Сейсмологические данные о структуре и пространственно-временных вариациях напряжений в литосфере

широко используются в современной геодинамике [36]. В целом анализ стрессовых состояний и явлений в литосфере является одним из наиболее актуальных аспектов исследований геодинамики Земли [1]. Известно [37], что основные сведения о напряженном состоянии горных пород получены по данным о землетрясениях для хрупкой литосферы, которая простирается на глубину до 15–20 км в большей части континентальных регионов мира. Было установлено, что крупномасштабные литосферные процессы играют главную роль в формировании напряженного состояния горных пород, а региональные геодинамические процессы создают возмущения и тем самым вносят некоторую детерминированную компоненту в хаотическое распределение глобальных напряжений. Для выделения эпизодов синхронизации силовых воздействий в литосфере Монголии, областей и районов использованы временные ряды коэффициента  $b_j$  и значений  $M_{j0}$ . Эти параметры получены по данным большого количества сейсмических источников с целью анализа напряженного состояния геосреды [13, 19, 38]. Вариации напряженного состояния литосферы Монголии, областей и районов характеризуются годовыми значениями  $b_j$  и  $M_{j0}$ , определенными за интервал времени  $j = 1970–2000$  гг. с шагом 1 год, причем графики для разных территорий имеют достаточно близкий вид. Параметр  $b_j$  — коэффициент в уравнении корреляции логарифма сейсмического момента и энергетического класса землетрясений ( $\lg M_0 \pm S = (A_j \pm S_a) + (b_j \pm S_b)K_p$ ),  $S$ ,  $S_a$  и  $S_b$  — стандартные отклонения, вычислены для  $j$ -го года. Значение  $M_{j0}$  — среднегодовой сейсмический момент землетрясений с  $K_p = 8$ , зарегистрированных в  $j$ -м году, характеризующий напряженное состояние среды на уровне минимально возможного для статистического анализа  $K_p$  (из-за ограниченного числа зарегистрированных слабых землетрясений с  $K_p = 8$ ).

На графиках нормированной суммарной корреляции  $S/4$ , полученных для выборок за 3, 5 и 10 лет из мас-

сиров годовых значений  $b_j$  Монголии и четырех областей выделены четыре максимума:  $S/4_{1973} \approx 0.95 \pm 0.03$ ,  $S/4_{1980} \approx 0.70 \pm 0.12$ ,  $S/4_{1990} \approx 0.96 \pm 0.02$  и  $S/4_{1999} \approx 0.77 \pm 0.10$ . Наиболее значительный минимум 1997 г. отражает эпизод десинхронизации напряженного состояния литосферы Монголии и характеризуется значением  $S/4 \approx 0.06 \pm 0.54$  с высоким стандартным отклонением, что указывает на сильный разброс  $b$  и разные тенденции формирования напряженного состояния литосферы областей. На графиках параметра  $M_{j0}$  выделены четыре максимума:  $S/4_{1972} \approx 0.96 \pm 0.03$ ,  $S/4_{1979} \approx 0.93 \pm 0.06$ ,  $S/4_{1989} \approx 0.95 \pm 0.03$  и  $S/4_{1998} \approx 0.77 \pm 0.21$ . Наиболее значительный минимум 1993–1996 г. имеет  $S/4 \approx 0.10 \pm 0.52$ , что указывает на разные тенденции формирования напряженного состояния литосферы областей при генерации слабых землетрясений. На графиках нормированной суммарной корреляции  $S/5$ , полученных для выборок за 3, 5 и 10 лет из массивов годовых значений  $b_j$  Монголии и пяти районов выделены четыре максимума:  $S/5_{1973} \approx 0.70 \pm 0.11$ ,  $S/5_{1981} \approx 0.71 \pm 0.16$ ,  $S/5_{1989} \approx 0.85 \pm 0.08$  и  $S/5_{1999} \approx 0.70 \pm 0.25$ . Наиболее значительный минимум 1977 г. имеет  $S/5 \approx -0.16 \pm 0.45$ , что указывает на сильный разброс  $b$ . На графиках параметра  $M_{j0}$  выделены четыре максимума:  $S/5_{1972} \approx 0.86 \pm 0.10$ ,  $S/5_{1980} \approx 0.85 \pm 0.11$ ,  $S/5_{1990} \approx 0.96 \pm 0.02$  и  $S/5_{1998} \approx 0.77 \pm 0.12$ . Наиболее значительный минимум 1993 г. отражает эпизод десинхронизации напряженного состояния литосферы пяти районов Монголии и характеризуется значением  $S/5 \approx -0.13 \pm 0.33$ , что указывает на разные тенденции формирования напряженного состояния литосферы районов на иерархии слабых землетрясений. Следует отметить, что максимумы  $M_0$  слабых толчков предшествуют максимумам  $b$  землетрясений всех классов, что может отражать постепенное нарастание уровня напряженного состояния литосферы.

#### 4. Обсуждение результатов

Обобщение полученных результатов (рис. 6) показало, что почти все максимумы  $S/4, S/5$  с уровнем значимости выше 0.7 локализируются в начале 1970-х, 1980-х, 1990-х, 2000-х и 2010-х годов. Разные параметры сейсмичности и землетрясений Монголии, областей и районов в это время изменяются согласованно, и эпизоды когерентности, заключенные на рис. 6 в прямоугольники шириной 2–3 года, повторяются с периодичностью около 10 лет. Исключение составляют несколько значений максимумов числа землетрясений  $N$ , которые расположены вне эпизодов когерентности. Это исключение можно объяснить тем, что представительность слабых землетрясений с  $K_p = 9$  в областях и районах не постоянна по годам [9] и иногда могут быть пропуски толчков такого класса. Пропуски слабых зем-

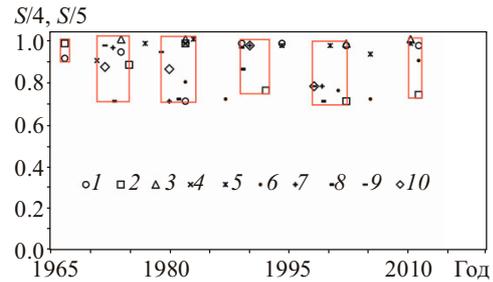


Рис. 6. Обобщение результатов: прямоугольниками выделены эпизоды когерентности сейсмологических параметров с максимумами  $S/4, S/5$  при уровне значимости выше 0.7. 1, 3, 5, 7, 9 — наклон  $\gamma$ , сейсмическая энергия  $\Sigma E_s$ , скорость потока  $N$ , параметр  $b_j$  и сейсмический момент  $M_{j0}$  для Монголии и четырех областей; 2, 4, 6, 8, 10 — наклон  $\gamma$ , сейсмическая энергия  $\Sigma E_s$ , скорость потока  $N$ , параметр  $b_j$  и сейсмический момент  $M_{j0}$  для Монголии и пяти районов

летрясений могут привести к некорректности  $N$ , что может быть причиной смещения максимумов  $S/4, S/5$  годового числа землетрясений  $N$ . Однако все остальные параметры попадают в прямоугольники, что указывает на общий энергетический источник и единый механизм формирования эпизодов когерентности сейсмогеодинамики литосферы Монголии. Поскольку наиболее значительные максимумы  $S/4, S/5$  соответствуют длине выборки в 3 года, то эпизоды согласованности сейсмогеодинамики литосферы Монголии и, следовательно, время активизации источника, формирующего когерентное поведение параметров сейсмичности и землетрясений Монголии, имеют малую длительность. Время реализации, периодичность и малая длительность эпизодов когерентности сейсмогеодинамики литосферы Монголии хорошо соответствуют времени и периодичности импульсных (в геологическом смысле) откликов на перестройки напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы [23, 39, 40]. Такое соответствие позволяет рассматривать импульсные активизации структур-аттракторов рифтогенеза как причину и источник кратковременных согласований сеймотектонических процессов в литосфере Монголии, приводящих к эпизодам когерентного изменения напряженно-деформированного состояния и параметров сейсмичности и землетрясений на разных мезоуровнях геосреды. В результате проведенных исследований на общем фоне стохастической сейсмогеодинамики литосферы Монголии установлена и выделена импульсная региональная компонента регулярного периодического силового воздействия при уровне значимости выше стандартного отклонения.

Природа и процесс реализации геодинамических активизаций в литосфере Монголо-Байкальского региона обусловлены перестройками напряженного состояния в аттракторах рифтогенеза с формированием эпизодов отталкивания [23], а механизм передачи силовых

воздействий от аттракторов представлен как распространение импульса горизонтального сжатия через литосферу Монголии [7, 19]. На рис. 6 видно, что эпизоды когерентности обычно начинаются по данным о сейсмических моментах  $M_0$  слабых землетрясений, затем происходит согласование параметра  $b$ , наклона  $\gamma$  и сейсмической энергии  $E_s$ , а затем согласуется годовое число землетрясений  $N$ . Такая последовательная смена согласования сейсмологических параметров вписывается в предложенный механизм передачи силовых воздействий в литосфере Монголии от аттракторов рифтогенеза [7, 19]. В первую очередь на силовые воздействия (рост горизонтального напряжения сжатия) будут реагировать слабые землетрясения путем повышения  $M_0$  землетрясений с  $K_p = 8$ , затем через параметр  $b$  будет отражена реакция землетрясений более значительных классов, которая затем проявится в согласованности изменения комплексных параметров сейсмичности — наклона  $\gamma$ , сейсмической энергии  $E_s$  и годового числа землетрясений  $N$ . Эффект первых изменений сейсмических моментов  $M_0$  слабых землетрясений при перестройках напряжений в литосфере Байкальской рифтовой системы отмечен в [23].

Используемая в работе схема регионализации территории на области и районы отражает расположение основных сейсмогенных структур в литосфере Монголии и близка схеме деления на основе неоднородности напряженно-деформированного состояния среды, когда границы мезоуровней проходят по зонам неоднородности или деструкции, создавая блоки в деформируемой среде [41]. При такой регионализации в данной работе выделяются и исследуются мезоструктуры деструкции литосферы (зоны основных сейсмоактивных разломов), когда деструктивная зона разделяет области и районы, отражая распределение эпицентров землетрясений по обе стороны разлома. Согласно [38], при описании сейсмичности очаги землетрясений следует отнести к микроструктурам, разломы представить как мезоструктуры, а всю исследуемую область литосферы считать макроструктурой. Такой подход к изучению сейсмодформаций литосферы по параметрам очагов землетрясений аналогичен исследованиям структурно-неоднородных сред методами физической мезомеханики, а результаты в целом согласуются с закономерностями развития деформаций в рамках мезомеханики разрушений [29]: вторичные концентраторы напряжений (разломы) релаксируют генерацией деформационных дефектов различного масштаба (землетрясений различных энергетических классов), распространяющихся в объем вещества (исследуемый объем литосферы), обуславливая его пластическое течение и разрушение.

Принятые схемы регионализации литосферы Байкальской рифтовой зоны и Монголии позволили выде-

лить детерминированную компоненту периодических импульсных силовых воздействий, приводящих к когерентным изменениям всех исследуемых параметров — скорости потока  $N$ , наклона  $\gamma$ , сейсмической энергии  $E_s$ , коэффициента  $b$  и сейсмического момента  $M_0$  землетрясений разных территорий в определенные интервалы времени. Примененное пространственно-временное и энергетическое разделение землетрясений дает возможность проанализировать распространение силового воздействия от структур-аттракторов рифтогенеза в литосфере Монголии и обсудить возможный механизм передачи импульса сжатия на расстояние с деформированием геосреды. Нам известно месторасположение аттракторов, выделенных по данным о параметрах сейсмических источников: Хубсугульская, Южно-Байкальская и Муйская впадины [22, 38]. Можно полагать, что основное силовое воздействие на территории Монголии создается Хубсугульским и Южно-Байкальским аттракторами. По этим же данным с 1968 по 1994 г. произошло три активизации аттракторов рифтогенеза — в конце 1960-х–начале 1970-х, конце 1970-х–начале 1980-х и конце 1980-х–начале 1990-х, косвенные данные позволили предположить активизацию в конце 1990-х–начале 2000-х годов [42]. Соотнося начала активизаций аттракторов с эпизодами когерентности сейсмологических параметров (рис. 6), можно отметить запаздывание в 1–2 года. Такой временной лаг указывает, что передача сеймотектонической энергии в литосфере Монголии и изменение напряженно-деформированного состояния горных пород происходят постепенно под влиянием медленных тектонических процессов.

Полученные результаты согласуются с представлениями о том, что перестройки существующих и возникновение новых структурно-динамических связей в иерархии геоблоков и очагов землетрясений приводят к явлениям самоорганизации геофизической среды и к отчасти упорядоченному развитию сейсмического процесса [38, 43]. Этому способствует иерархическая структура разломно-блочной среды, предопределяющая ее особую нелинейную реакцию на сильные деформационные воздействия. При сильных воздействиях на макроскопическом уровне возникает самоорганизация, обусловленная кооперативным взаимодействием иерархии геоблоков, очагов землетрясений и геодинамических процессов. В результате формируются медленные деформационные волны, распространяющиеся с небольшой скоростью в межблочных швах фрактально организованной литосферы [43]. Их роль в «сейсмической погоде» литосферы можно уподобить деятельности метеорологических солитонов — циклонов и антициклонов, диктующих ту или иную погодную обстановку в воздушной оболочке Земли. По аналогии с

метеорологией, литосферные геосолитоны названы В.И. Уломовым геонами — G-волнами [44].

Теория медленных тектонических волн берет начало с математической модели, предложенной В. Эльзассером [45] и развитой Дж. Райсом [46] для случая распространения деформационных фронтов через земную кору и литосферу в условиях взаимодействия упругой литосферы с подстилающей астеносферой. Проведенные теоретические и экспериментальные исследования показывают [47–54], что перераспределение энергии и активизации разломов в блочных средах обусловлены в ряде случаев динамикой медленных деформационных волн [55–58]. Под этим явлением понимаются возмущения напряженно-деформированного состояния литосферы, имеющие волновой характер и распространяющиеся от источника возмущения (границы тектонических плит и разломов) со скоростями 1–100 км/год, занимающими промежуточное место между скоростями тектонического крипа и скоростями звука в геосреде. Прямые измерения параметров медленных волн деформации пока малочисленны [56] по причине их низких скоростей и градиентов: они обычно обнаруживаются косвенно по вариациям геофизических полей в том случае, когда эти вариации носят достаточно выраженный пространственно-временной характер, как в параметрах сейсмичности и землетрясений Монголии.

Современное представление о физической природе медленных деформационных волн в геосредах формируется на основе синергетического подхода: фронты волн в различных материалах и геосредах трактуются как автоволновые процессы, обусловленные неустойчивостью нагруженной неоднородной среды, ее кооперативным откликом и параметрическим возбуждением [43, 44, 47, 55–58]. В работах Л.Б. Зуева с коллегами [41, 59] динамика и физическая природа медленных деформационных возмущений в малых образцах изучалась на пластичных металлах и образцах горных пород. Показано, что медленные деформационные фронты в пластичных металлах и образцах горных пород также имеют автоволновую природу. Предполагается [58], что автоволны в малых образцах пластичного материала и медленные деформационные автоволновые движения в геосредах — это схожие по физической природе кооперативные деформационные процессы, которые отражают явление самоорганизации среды при деформационных процессах, происходящих на разных масштабных уровнях. Они проявляют себя как фронты деформаций и/или повреждений разных масштабов, распространяются с малыми скоростями в нагруженной неустойчивой среде, а широкий спектр наблюдаемых пространственно-временных вариаций автоволн деформаций обусловлен многомасштабной фрактально-блочной организацией твердых тел и геосред. Один из главных

итогов этих работ состоит в том, что особенности физического состояния вещества и поведения на микро- и мезоуровнях проявляются макроскопически при нелинейных процессах и для этих близких по генезису процессов могут быть предложены адекватные математические модели.

Нелинейные волновые свойства «геофизической» литосферы, имеющей блочное строение и сложную реологию [60], можно описать с привлечением нелинейных дифференциальных уравнений, и в последнее время в математических моделях развивается идея, что медленные деформационные волны являются солитонами. На основании этой гипотезы ряд авторов предлагает выполнить математическое моделирование динамики разломных зон и сопутствующих деформационных и сейсмических эффектов на применении как классического уравнения  $\sin$ -Гордона, так и различных вариантов возмущенного уравнения  $\sin$ -Гордона [51, 61–63]. Рассмотрение нагруженной геосреды как многомасштабной нелинейной динамической системы позволило описать наблюдаемые эффекты эволюции напряженно-деформированного состояния, включая генерацию медленных деформационных автоволн на математической базе механики деформируемого твердого тела [58, 64]. Отмечено, что процесс генерации медленных волн деформации является кооперативным самосогласованным деформационным откликом на внешнее воздействие нагружаемой среды как нелинейной динамической системы, обладающей свойством самоорганизованной критичности. Взаимодействия медленных деформационных фронтов, сгенерированных как в пластичной среде (фронты Людерса), так и в хрупких образцах, демонстрируют свойства солитонов — движущиеся навстречу друг другу автоволновые фронты взаимодействуют как упругие частицы. Деформационные фронты могут двигаться с переменной скоростью, пропорциональной скорости нагружения, и останавливаться, формируя полосы локализованной деформации. Подобное поведение волновых возмущений в виде солитонов дают решения уравнений  $\sin$ -Гордона. Таким образом, формирование фронтов медленных деформационных движений есть процесс самоорганизации нагружаемой среды, с одной стороны, а с другой стороны, это процесс локальной потери устойчивости и параметрического возбуждения энергонасыщенной приповерхностной среды [56]. В такой нелинейной среде малые воздействия могут приводить к большим последствиям, например генерировать сильные землетрясения при прохождении фронта деформации, как в Байкальском регионе и Монголии [42]. Гипотеза, что медленные деформационные фронты обладают свойствами солитонов, чрезвычайно перспективна и может существенно развить теорию геодинамики литосферы с целью понимания условий

генерации и распространения медленных деформационных процессов и реализации формируемой ими сейсмичности и особенно сильных землетрясений.

Медленные деформационные движения генерируются в геосреде различными динамическими воздействиями природного и техногенного происхождения [52]. Проведенные исследования пока не дают ответ, можно ли считать медленными деформационными волнами силовые воздействия, возбуждаемые структурами-аттракторами рифтогенеза. Чтобы решить эту задачу, следует перейти к детальному анализу когерентности сейсмологических параметров в зонах отдельных разломов. Для этого нужно увеличить число используемых в анализе землетрясений за счет расширения диапазона слабых толчков и в рамках проблемы миграций сейсмичности разработать технологию выделения квазилинейных цепочек последовательных во времени землетрясений. Кроме того, исследование следует выполнить раздельно для фоновой и группирующейся сейсмичности, так как афтершоки отражают динамику воздействия сильного землетрясения и, по сути, являются наведенными толчками.

## 5. Заключение

Из широкого спектра эндогенных геодинамических и тектонофизических процессов в работе исследованы геофизические явления, воздействие которых на напряженно-деформированное состояние литосферы Монголии нашло отражение в особенностях пространственно-временных вариаций параметров сейсмических источников и сейсмичности. По сейсмологическим данным 1964–2015 гг. определены годовые параметры пространственно-временного и энергетического распределения землетрясений Монголии, входящих в нее четырех областей и пяти районов, рассматриваемых как мезоуровни литосферы. Годовые значения параметров этих территорий были разделены на выборки в 3, 5 и 10 лет и посредством корреляционного анализа проведено исследование когерентного поведения наклона графика повторяемости землетрясений  $\gamma$ , суммарной сейсмической энергии  $\Sigma E_s$ , чисел представительных землетрясений  $N$  с энергетическим классом  $K_p \geq 9$ , коэффициента  $b_M$  в уравнении парной линейной корреляции  $M_0(K_p)$  и сейсмического момента  $M_0$  землетрясений с  $K_p = 8$ . Полученные графики нормированной суммарной корреляции  $S/4$ ,  $S/5$  параметров имеют колебательный вид, а когерентное поведение параметров диагностируется максимумами  $S/4$ ,  $S/5$  с низкими стандартными отклонениями. Обобщение полученных результатов показало, что максимумы  $S/4$ ,  $S/5$  с уровнем значимости выше 0.7 локализируются в начале 1970-х, 1980-х, 1990-х, 2000-х и 2010-х годов.

В целом на общем фоне стохастической сейсмогеодинамики литосферы Монголии выделена импульсная регулярная региональная компонента силового воздействия из аттракторов рифтогенеза, под влиянием которого разные параметры сейсмичности и землетрясений Монголии, областей и районов изменяются согласованно в течение 2–3 лет с периодичностью повторения около 10 лет. Природа особенностей сейсмогеодинамики литосферы Монголии и возможный механизм передачи силовых воздействий на расстояние обсуждаются в рамках аналогий с установленными в физической мезомеханике закономерностями деформирования структурно-неоднородных сред.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ, проект № 14-05-00308-а. Автор выражает благодарность монгольским коллегам Г. Баяраа и С. Дэмбэрэлу за любезно предоставленную возможность использования сейсмологических данных.

## Литература

1. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part A* / Ed. by W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger. – Amsterdam: Academic Press, 2002. – 934 p.
2. Уломов В.И. Тектоника литосферных плит и сейсмогеодинамика // Экспериментальная сейсмология в Узбекистане. – Ташкент: ФАН, 1983. – С. 3–25.
3. Флоренсов Н.А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области // Геология и геофизика. – 1960. – № 1. – С. 74–89.
4. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. – 1965. – № 4. – С. 3–14.
5. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. – М.: Наука, 1978. – 238 с.
6. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. – Новосибирск: Наука, 1979. – 104 с.
7. Ключевский А.В., Баяр Г., Бум-очир С. Эпизоды синхронизации годовых чисел землетрясений Монголо-Байкальского региона // ДАН. – 2010. – Т. 431. – № 1. – С. 107–112.
8. Baljinyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Dem'yanovich M.G., Ganbaatar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Philip H., Vashchilov Yu.Ya. Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings. – Geol. Soc. Amer., 1993. – Memoir 181. – 59 p.
9. Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. – 420 с.
10. Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физ. мезомех. – 1999. – Т. 2. – № 1–2. – С. 163–170.
11. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 5. – С. 91–106.
12. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. – Новосибирск: Наука, 1982. – 93 с.
13. Дэмбэрэл С. Сейсмичность и напряженно-деформированное состояние литосферы Монголии: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Иркутск: Инст. астрон. и геофиз. АН Монголии, 2017. – 39 с.
14. Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. – 1989. – V. 168. – P. 327–337.

15. Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere in the Mongolia-Siberian mountainous province // J. Geodynamics. – 1990. – V. 11. – P. 327–342.
16. Logatchev N.A., Florensov N.A. The Baikal system of rift valleys // Tectonophysics. – 1978. – V. 45. – P. 1–13.
17. Logatchev N.A. History and geodynamics of the lake Baikal rift in context of the Eastern Siberia rift system: A review // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf. Aquit. – 1993. – V. 17. – No. 2. – P. 353–370.
18. Calais E., Amarjargal S. New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baatar, Mongolia // Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27. – P. 1527–1531.
19. Demberel S., Klyuchevskii A.V. Lithospheric stress in Mongolia, from earthquake source data // Geosci. Front. – 2017. – No. 8. – P. 1323–1337.
20. Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // Nature. – 1994. – V. 371. – P. 149–151.
21. Гольдин С.В., Суворов В.Д., Макаров П.В., Стефанов Ю.П. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47. – № 10. – С. 1094–1105.
22. Klyuchevskii A.V. Rifting attractor structures in the Baikal rift system: Location and effects // J. Asian Earth Sci. – 2014. – V. 88. – P. 246–256.
23. Ключевский А.В. Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. – 2007. – № 12. – С. 14–26.
24. Ключевский А.В. Локализация начальных действий мантийного диапира в зоне Байкальского рифта // ДАН. – 2001. – Т. 381. – № 2. – С. 251–254.
25. Летников Ф.А., Ключевский А.В. Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы: природа и механизм образования // ДАН. – 2014. – Т. 458. – № 1. – С. 52–56.
26. Ключевский А.В. Эпизоды высокой корреляции годовых чисел землетрясений Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология. – 2011. – № 1. – С. 55–62.
27. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. – 1975. – V. 189. – No. 4201. – P. 419–425.
28. Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. – Новосибирск: Наука, 1985. – 229 с.
29. Панин В.Е., Гриняев Ю.В. Физическая мезомеханика — новая парадигма на стыке физики и механики деформируемого твердого тела // Физ. мезомех. – 2003. – Т. 6. – № 4. – С. 9–36.
30. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2003. – 244 с.
31. Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л. Нестационарный динамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны Срединно-Океанических хребтов // Физика Земли. – 2008. – № 1. – С. 12–22.
32. <http://www.iag.ac.mn> (15.04.2016 г.).
33. Физическая энциклопедия. Т. 2 / Под ред. А.М. Прохоров. – М.: Советская энциклопедия, 1990. – 705 с.
34. Klyuchevskii A., Demberel S. Episodes of Synchronism of Earthquake Occurrence Rates in the Baikal Region and Mongolia // The 9th General Assembly of Asia Seismological Commission. – Ulaanbaatar, 2012. – P. 244.
35. Баяраа Г. Сейсмичность Монголии и сопредельных территорий. Автореф. канд. ... геол.-мин. наук. – Иркутск, 2010. – 17 с.
36. Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. – Cambridge: Cambridge University Press, 2002. – 456 p.
37. Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World stress map project // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97. – P. 11703–11728.
38. Ключевский А.В. Напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны: некоторые аналогии с установленными в физической мезомеханике закономерностями деформирования структурно-неоднородных сред // Физ. мезомех. – 2012. – Т. 15. – № 3. – С. 23–34.
39. Klyuchevskii A.V. Seismic moments of earthquakes in the Baikal rift zone as indicators of recent geodynamic processes // J. Geodynamics. – 2004. – V. 37/2. – P. 155–168.
40. Ключевский А.В. Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. – 2005. – № 3. – С. 23–37.
41. Зуев Л.Б., Данилов В.И. Медленные автоволновые процессы при деформации твердых тел // Физ. мезомех. – 2003. – Т. 6. – № 1. – С. 75–94.
42. Klyuchevskii A.V., Khlebopros R.G. Coupled large earthquakes in the Baikal rift system: Response to bifurcations in nonlinear resonance hysteresis // Geosci. Front. – 2013. – V. 6. – No. 4. – P. 709–716.
43. Уломов В.И. Выявление потенциальных очагов и долгосрочный прогноз сильных землетрясений на Северном Кавказе // Сейсмические процессы и катастрофы. – М.: ИФЗ РАН, 2008. – Т. 1. – С. 127–146.
44. Уломов В.И. Очаговая сейсмичность и долгосрочный прогноз землетрясений / Проблемные вопросы сейсмологии Средней Азии. – Ташкент: ФАН, 1988. – С. 32–87.
45. Elsasser W.M. Convection and Stress Propagation in the Upper Mantle // The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors / Ed. by W.K. Runcorn. – New York: Wiley, 1969. – P. 223–246.
46. Райс Дж. Механика очага землетрясения. – М.: Мир, 1982. – С. 10–132.
47. Губерман Ш.А. D-волны и землетрясения. Теория и анализ сейсмических наблюдений // Вычислительная сейсмология. – 1979. – № 12. – С. 158–188.
48. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памиро-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдукцированных литосферных плитах // Докл. АН СССР. – 1983. – Т. 269. – № 6. – С. 1075–1078.
49. Невский М.В., Артамонов А.М., Ризниченко О.Ю. Волны деформаций и энергетика сейсмичности // Докл. АН СССР. – 1991. – Т. 318. – № 2. – С. 316–320.
50. Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. – 1993. – № 4. – С. 43–53.
51. Николаевский В.Н. Математическое моделирование уединенных деформационных и сейсмических волн // ДАН. – 1995. – Т. 341. – № 3. – С. 403–405.
52. Псахье С.Г., Ружич В.В., Смекалин О.П., Шилько Е.В. Режимы отклика геологических сред при динамических воздействиях // Физ. мезомех. – 2001. – Т. 4. – № 1. – С. 67–71.
53. Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физ. мезомех. – 2002. – Т. 5. – № 5. – С. 5–22.
54. Шерман С.И., Горбунова Е.А. Волновая природа активизации разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физ. мезомех. – 2008. – Т. 11. – № 1. – С. 115–122.
55. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46. – № 11. – С. 1176–1190.
56. Кузьмин Ю.О. Деформационные автоволны в разломных зонах // Физика Земли. – 2012. – № 1. – С. 3–19.
57. Левина Е.А., Ружич В.В. Изучение миграций сейсмической активности с помощью построения пространственно-временных диаграмм // Геодинамика и тектонофизика. – 2015. – Т. 6. – № 2. – С. 225–240.
58. Макаров П.В., Перишкин А.Ю. Моделирование «медленных движений» — автоволн неупругой деформации в пластичных и хрупких материалах и средах // Физ. мезомех. – 2016. – Т. 19. – № 2. – С. 32–46.

59. Зувев Л.Б. О волновом характере пластического течения. Макроскопические автоволны локализации деформации // Физ. мезомех. – 2006. – Т. 9. – № 3. – С. 47–54.
60. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1987. – 101 с.
61. Михайлов Д.Н., Николаевский В.Н. Тектонические волны ротационного типа с излучением сейсмических сигналов // Физика Земли. – 2000. – № 11. – С. 3–10.
62. Быков В.Г. Нелинейные волны и солитоны в моделях разломно-блоковых геологических сред // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – № 5. – С. 1008–1024.
63. Викулин А.В., Долгая А.А., Герус А.И. О волновом геодинамическом процессе в рамках модели блоковой геосреды коры // IV Тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». – М.: ИФЗ РАН, 2016. – Т. 1. – С. 451–455.
64. Макаров П.В. Самоорганизованная критичность деформационных процессов и перспектива прогноза разрушения // Физ. мезомех. – 2010. – Т. 13. – № 5. – С. 97–112.

Поступила в редакцию 25.09.2017 г.,  
после переработки 12.02.2018 г.