

ДИНАМИКА ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: БИФУРКАЦИЯ АНДРОНОВА—ХОПФА

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Динамика состояния энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (БРС) проанализирована на трех иерархических уровнях по годовым и накопленным суммарным данным о землетрясениях с энергетическим классом $K_p \geq 8$, произошедших за 1964—2013 гг. Изменения состояния характеризуются тремя основными параметрами: максимальным энергетическим классом $K_{\max}$, наклоном графика повторяемости землетрясений γ и сейсмической активностью A_{10} . С увеличением временного периода и количества используемых землетрясений параметры выходят на предельные значения, отражающие устойчивые закономерности в долгосрочном распределении толчков по классам. На фазовом портрете выделяются два аттрактора, отражающие общую квазистационарность (предельный цикл) и локальную неустойчивость (фокус) энергетической структуры сейсмичности. Особенности формирования аттракторов позволяют предположить, что в динамике системы присутствуют бифуркации рождения цикла (бифуркация Андронова—Хопфа). С целью детального анализа динамики формирования энергетической структуры сейсмичности выполнены расчеты наклонов графиков повторяемости землетрясений в модельных сценариях «афтершоковой» и «роевой» серии толчков. Сопоставление модельных и реальных изменений наклонов графиков повторяемости указывает на соответствие «афтершоковой» модели динамике энергетической структуры сейсмичности литосферы юго-западного фланга БРС.

Байкальская рифтовая система, юго-западный фланг, сейсмичность, энергетическая структура, модель динамики, бифуркация Андронова—Хопфа.

DYNAMICS OF THE ENERGY STRUCTURE OF SEISMICITY ON THE SOUTHWESTERN FLANK OF THE BAIKAL RIFT SYSTEM: ANDRONOV–HOPF BIFURCATION

A.V. Klyuchevskii and V.M. Dem'yanovich

The dynamics of the energy structure of seismicity on the southwestern flank of the Baikal Rift System (BRS) was analyzed at three hierarchical levels based on annual and accumulated total data on $K_p \geq 8$ earthquakes that took place in 1964—2013. The state changes are characterized by three main parameters: the maximum energy class ($K_{\max}$), the slope of the earthquake recurrence plot (γ), and seismic activity A_{10} . With an increase in the period and number of analyzed earthquakes, the parameters reach the limiting values reflecting stable regularities in the long-term distribution of shocks by classes. Two attractors are recognized in the phase pattern, which reflect the total quasi-stationary state (limit cycle) and local instability (focus) of the energy structure of seismicity. The specifics of the attractor formation suggest that the dynamics of the system includes a cycle birth bifurcation (Andronov–Hopf bifurcation). For a detailed analysis of the dynamics of formation of the energy structure of seismicity, we calculated the slopes of the earthquake recurrence plots in the model scenarios of “aftershock” and “swarm” series of shocks. Comparison of the model and real changes in the slopes shows that the “aftershock” model corresponds to the dynamics of the energy structure of seismicity of the lithosphere on the southwestern flank of the BRS.

Baikal Rift System, southwestern flank, seismicity, energy structure, dynamics model, Andronov–Hopf bifurcation

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг сейсмичности является важным и эффективным инструментом при изучении сейсмотектонических процессов, в работах по прогнозу сильных землетрясений, при сейсмическом районировании территорий и верификации геодинамических и сейсмических моделей. Так, в соответствии с моделью сейсмического затишья, при увеличении средней скорости потока землетрясений в области подготовки сильного толчка [Keilis-Borok et al., 1988; Sykes, Jaume, 1990] происходит уменьшение скорости потока событий в очаговой зоне [Wiemer, Wyss, 1994; Соболев, 1999]. Установлена связь вариаций угловой скорости осевого вращения Земли и изменений во времени интенсивности сейсмического

процесса [Горькавый и др., 1999]. Анализ инструментальной сейсмичности Байкальской рифтовой системы (БРС) показал, что эпицентральное поле землетрясений разделяется на три района (юго-западный и северо-восточный фланги, и центральная часть БРС) [Ключевский, Демьянович, 2003], в каждом из которых имеется структура-аттрактор рифтогенеза (САР) [Ключевский, 2011; Klyuchevskii, 2014]. Перестройки напряжений в литосфере БРС формируют эпизоды синхронизации скорости сейсмического потока [Ключевский, Ключевская, 2009], а сильные парные землетрясения являются следствием перестроек напряжений [Klyuchevskii, 2010; Klyuchevskii, Khleboros, 2013]. Эти и многие другие результаты указывают на связь сейсмичности и сильных землетрясений с глобальными, региональными и локальными геодинамическими явлениями различной природы, вызвавшими изменения напряженно-деформированного и/или реологического состояния среды. Чтобы обнаружить, идентифицировать, сопоставить и объяснить такие явления и связи необходима надежная однородная информация о сейсмичности как функции пространства, времени, энергии и детально отработанные физически обоснованные методики обработки и анализа [Завьялов, 2006].

Классификация землетрясений по шкале энергетических классов дает возможность определения параметров графика повторяемости с целью сопоставления энергетической структуры сейсмичности различных территорий и анализа изменений состояния структуры во времени. Графики повторяемости землетрясений давно получили применение в изучении энергетики сейсмичности и широко используются для оценки средней повторяемости сильных событий. Наклон графика повторяемости γ зависит от соотношения сильных и слабых землетрясений, уровень графика характеризует сейсмическую активность A — число толчков фиксированного энергетического класса, нормированное по пространству и времени, а $K_{\max}$ — энергетический класс максимально возможного землетрясения в исследуемой области литосферы. Параметры γ , A и $K_{\max}$ в интегральной форме отражают упругие и реологические свойства литосферы, а также темп нарастания деформаций в ней [Гайский, 1970].

При классификации сейсмических событий Байкальского региона применяется шкала энергетических классов K_p Т.Г. Раутиан [1964], и на протяжении всего периода инструментальных наблюдений сейсмичность традиционно характеризуется параметрами графиков повторяемости землетрясений по этой шкале [Голенецкий, 1989; Голенецкий и др., 1993; Ключевский, 2005, 2007; Ключевский и др., 2015]. Для шкалы энергетических классов K_p график повторяемости представляется в виде [Ризниченко, 1968]

$$\lg N = \lg A_{10} + \gamma (K_p - K_{p0}) \quad \text{при } K_p \leq K_{\max}, \quad (1)$$

$$N = 0 \quad \text{при } K_p > K_{\max},$$

где N — число сейсмических событий, а $K_{p0} = 10$ — фиксированный энергетический класс. Вычисляемая статистически по используемой пространственно-временной выборке данных совокупность выражений (1) позволяет описать состояние энергетической структуры сейсмичности исследуемой территории реализованной величиной $K_{\max}$, наклоном γ графика повторяемости землетрясений и сейсмической активностью A_{10} . Накопленный к настоящему времени сейсмологический материал дает возможность изучения, анализа и общей оценки энергетической структуры сейсмичности Байкальского региона и входящих в него отдельных территорий [Ключевский и др., 2012]. В данной работе состояния энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга БРС ($\varphi = 49.0\text{—}54.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 96.0\text{—}104.0^\circ$ в.д.) исследованы на трех территориях за период инструментальных наблюдений 1964—2013 гг. Как известно [Новая..., 2010], основной характеристикой объекта является его структура — совокупность устойчивых связей, обеспечивающих сохранение основных свойств при различных внешних и внутренних изменениях. Под исследованием энергетической структуры сейсмичности мы понимаем выявление совокупности устойчивых связей в распределении землетрясений по шкале энергетических классов, обеспечивающих тождественность и сохранение основных свойств на различных пространственно-временных масштабах. При таком подходе использование выборок землетрясений разных территорий и различных отрезков времени позволяет изучить динамику и понять специфику формирования параметров графика повторяемости (как характеристик энергетической структуры сейсмичности) на разных иерархических уровнях литосферы, оценить точность определения параметров, выявить основные причины отклонений от устойчивого состояния, сопоставить экспериментальные результаты с численными моделями и в итоге уточнить модель динамики энергетической структуры сейсмичности.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Известно [Логачев, 2003], что общее структурное положение и современная геодинамика БРС определяются связью с зоной сочленения докембрийского Сибирского кратона и Центрально-Азиатского подвижного пояса. На юго-западном фланге БРС единый рифтовый «ствол», объединяющий Южно-

Байкальскую и Тункинскую депрессии, разветвляется на Бусийнгольскую, Дархатскую и Хубсугульскую впадины с резкой сменой простирания с широтного на меридиональное. Границей разрастания рифтовых разломов и долин к югу здесь является крупный Болнайский сдвиг, обновленный на протяжении 370 км мощным землетрясением 1905 г. с левосторонним смещением до 6—8 м: типичные рифтовые долины южнее Болнайского разлома отсутствуют. В настоящей работе юго-западный фланг рассматривается как отдельный элемент БРС, современная геодинамика и сейсмичность которого формируются под доминирующим влиянием САР в районе оз. Хубсугул [Ключевский, 2011; Klyuchevskii, 2014], а напряженно-деформированное состояние литосферы неоднородно в пространстве и неустойчиво во времени [Dozer, 1991; Ключевский, Демьянович, 2006; Ключевский и др., 2009].

Первичные материалы взяты из «Каталога землетрясений Прибайкалья», в котором представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона [Голенецкий и др., 1993]. Эти каталоги подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН [<http://www.seis-bykl.ru/>]. Следует отметить, что с 2003 г. материалы «Каталога землетрясений Прибайкалья» представлены в новых границах сейсмоактивных регионов и территорий России [Землетрясения..., 2007, 2010], в которых западная граница Байкальского региона смещена с долготы $\lambda = 96.0^\circ$ на $\lambda = 99.0^\circ$ в.д. В работе проанализированы изменения состояния энергетической структуры сейсмичности следующих областей литосферы (рис. 1): 1) юго-западного фланга БРС (района); 2) двух участков, которые формируются делением территории района пополам по долготе $\lambda = 100.0^\circ$, а отсчет номеров участков (1, 2) ведется с запада; 3) двух зон разломов длиной L и шириной $W = \pm 30$ км от оси разлома [Ключевский, Демьянович, 2004; Демьянович и др., 2008]: Белино-Бусийнгольская зона (ББ-разлом, участок 1, $L = 202$ км), Тункинская зона (Тк-разлом, участок 2, $L = 146$ км). Эти геологические области можно рассматривать как три последовательных уровня иерархии неоднородностей литосферы [Садовский, 1979]. С целью детальных исследований территория юго-западного фланга была поделена на площадки $1^\circ \times 1^\circ$, размеры которых примерно соответствуют третьему (разломному) уровню иерархии неоднородностей литосферы. Можно отметить, что осредненная по всей территории плотность толчков составляет около 280 событий на квадратный градус. Графики повторяемости землетрясений в площадках $1^\circ \times 1^\circ$ были определены, если количество произошедших в них за 1964—2013 гг. землетрясений $N \geq 13$. Это минимальное количество толчков, необходимое для формирования первого состояния «равновесия» энергетической структуры для трех первых в выборке энергетических классов ($n_8 = 9$, $n_9 = 3$, $n_{10} = 1$, $\gamma_p \approx -0.477$, коэффициент корреляции $\rho \approx 1.0$, см. ниже).

Наклоны графиков повторяемости γ и g вычислены по методу наименьших квадратов (МНК, g) и методу максимального правдоподобия (ММП, g) для годовых и накопленных суммарных выборок землетрясений всех территорий за 1964—2013 гг. Метод ММП рекомендуется для определения g , когда выборка землетрясений не превышает одной тысячи событий [Жалковский, Мучная, 1987], что достаточно часто реализуется в настоящей работе. Результаты численного моделирования последовательностей землетрясений [Демьянович, Ключевский, 2013] согласуются с выводами Н.Д. Жалковского и В.И. Мучной [1987] и показали, что оценки по ММП более устойчивы, что делает их предпочтительными для характеристики долговременной энергетической структуры сейсмичности. Устойчивость оценок по МНК повышается с ростом объемов данных, а их высокая чувствительность к изменениям в распределении толчков делает метод более предпочтительным при изучении динамики энергетической структуры сейсмичности. С увеличением объемов выборок данных оценки по ММП и МНК сближаются. Расчеты сейсмической активности A_{10} территорий выполнены по формуле [Голенецкий, 1981], отличающейся от известной формулы Ю.В. Ризниченко [1964] множителем в квадратных скобках и позволяющей уточнить A_{10} для выборок толчков в небольшом диапазоне энергетических классов

$$A_{10} = 1000 \times N(1-10^{-\gamma}) / \{10^{-\gamma(K_{\min}-10)} \times [1-10^{-\gamma(K_{\max}-K_{\min}+1)}]\} \times S \times T. \quad (2)$$

В этой формуле N — количество толчков, γ — наклон графика повторяемости землетрясений, $K_{\min}$ и $K_{\max}$ — минимальный и максимальный энергетические классы толчков в площадке, S , км² — площадь территории, $T = 50$ — период наблюдений.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

В литосфере юго-западного фланга БРС ежегодно регистрируются сотни подземных толчков различной энергии, а в начале XX столетия произошли катастрофические Цэцэрлэгское (09.07.1905, $\varphi = 49.5^\circ$ с.ш., $\lambda = 97.3^\circ$ в.д., $M = 7.6$, $K = 17$) и Болнайское (23.07.1905, $\varphi = 49.3^\circ$ с.ш., $\lambda = 96.2^\circ$ в.д., $M = 8.2$, $K = 18$) землетрясения. На рис. 1 приведена карта эпицентров и изолиний плотности землетрясений юго-западного фланга БРС с энергетическим классом $K_p \geq 8$, на которой представлены данные инструментальных наблюдений за 1964—2013 гг., когда в регионе без существенных пропусков регистрировались толчки с $K_p \geq 8$ [Golenetsky, 1990]. Наблюдаемое на карте рассеянное поле эпицентров

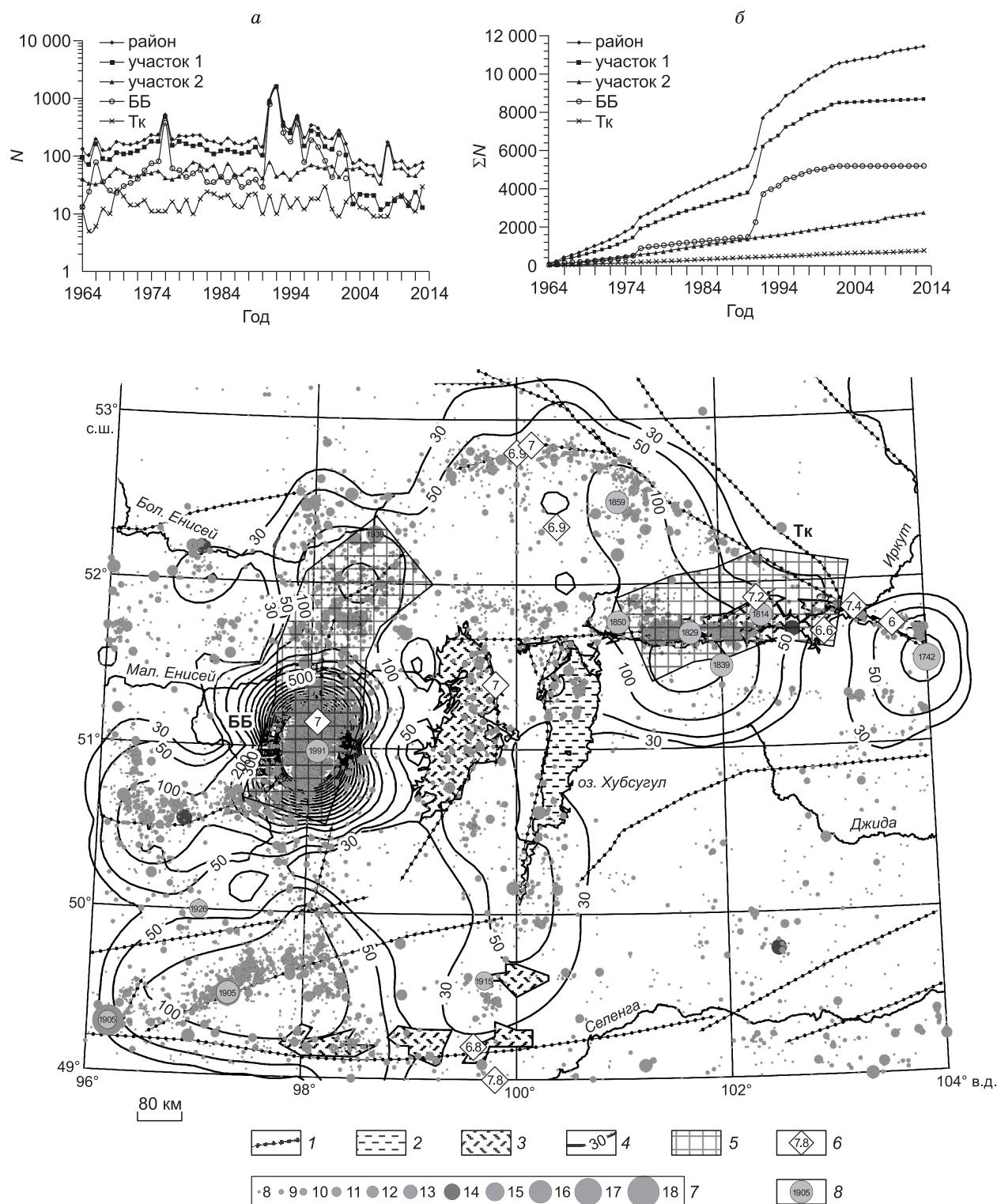


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы и изолиний их плотности в площадках $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

На врезках: графики годовых (а) и накопленных, суммированных по годам (б) чисел землетрясений на исследуемых территориях. 1 — основные разломы, 2 — озера, 3 — впадины, 4 — изолинии плотности эпицентров землетрясений, 5 — зоны Бусингольско-го (ББ) и Тункинского (Тк) разломов, 6 — палеоземлетрясения с магнитудой $M \geq 6$ и возрастом до двух тысяч лет [Ключевский и др., 2013], 7 — эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 8$ (1964—2013 гг.), 8 — эпицентры землетрясений исторического и инструментального периода с магнитудой $M \geq 6$ (1740—2013 гг.).

землетрясений отражает широтно-меридиональное распределение основных разломов, обусловленное разветвлением рифтового «ствола», и характеризуется максимальной в Байкальском регионе фрактальной размерностью Хаусдорфа $D_0 = 1.60$ [Ключевский, Зуев, 2007]. На рис.1 видно, что максимумы плотности эпицентров в западной части карты формируются афтершоками двух Бусийнгольских землетрясений (01.04.1976, $K_p = 14$, $\varphi = 51.15^\circ$ с.ш., $\lambda = 97.97^\circ$ в.д.; 27.12.1991, $M_{LH} = 6.5$, $K_p = 16.2$, $\varphi = 50.98^\circ$ с.ш., $\lambda = 98.08^\circ$ в.д.), на юге — землетрясениями в зоне Цэцэрлэгского и Болнайского разломов, на северо-востоке — толчками в зоне Тункинского разлома и западной областью афтершоков Култуковского землетрясения (27.08.2008, $M_S = 6.1$, $K_p = 15.9$, $\varphi = 51.62^\circ$ с.ш., $\lambda = 104.06^\circ$ в.д.). Зоны концентрации толчков, как правило, коррессируют с эпицентрами сильных землетрясений и палеоземлетрясений, а изолинией $N = 30$ сейсмичность юго-западного фланга отделяется от эпицентрального поля центральной части БРС, Алтае-Саянского региона и Южной Монголии, указывая на относительную геодинамическую «самостоятельность» этой области литосферы.

На рис. 1, а представлены графики годовых чисел землетрясений N исследуемых территорий, на которых видно, что N флуктуируют. Наиболее значительные повышения скорости потока толчков в 1976 и 1991—1992 гг. вызваны афтершоками Бусийнгольских землетрясений, а максимум 2008 г. обусловлен афтершоками Култуковского землетрясения. Минимальное количество годовых землетрясений $N_{\min} = 5$ произошло в зоне Тк-разлома в 1965 г., а максимальное $N_{\max} = 1600$ выделяется на графике района в 1992 г. Также видно, что в 2003 г. происходит существенное уменьшение скорости потока землетрясений района и первого участка, а в зоне ББ-разлома годовые числа толчков стали равны нулю. Эти изменения отражают последствия переноса западной границы Байкальского региона с долготы $\lambda = 96.0^\circ$ на $\lambda = 99.0^\circ$ в.д.: в «Каталоге землетрясений Прибайкалья» с 2003 г. отсутствуют толчки западнее $\lambda = 99.0^\circ$ в.д. На рис.1, б представлены графики накопленных, суммированных по годам, чисел толчков ΣN , значительные изменения которых в 1976 и 1991—1992 гг. обусловлены афтершоками Бусийнгольских землетрясений. Минимальное количество землетрясений $\Sigma N_{\min} = 13$ соответствует графику зоны Тк-разлома в 1964 г., а максимальное $\Sigma N_{\max} = 11442$ — графику района в 2013 г.

В таблице 1 представлены распределения по K_p чисел землетрясений и параметры графиков повторяемости исследуемых территорий за 1964—2013 гг. Согласно табл. 1, зоны разломов характеризуются повышенными значениями γ и A_{10} , что указывает на весовое доминирование сильных землетрясений над слабыми толчками: сильные толчки обычно происходят в зоне большого разлома, а слабые рассеяны по территории района и обусловлены сетью небольших активных разломов. Минимальный наклон $\gamma \approx -0.51 \pm 0.02$ соответствует району, максимальный $\gamma \approx -0.45 \pm 0.03$ — зоне Тк-разлома. Повышенная сейсмическая активность $A_{10} \approx 0.64$ наблюдается в зоне ББ-разлома, а наиболее низкая активность $A_{10} \approx 0.03$ — во втором участке. По историческим данным из «Каталога землетрясений Прибайкалья» (с 1740 г.) на юго-западном фланге БРС в 1905 г. произошло катастрофическое Болнайское землетрясение с $K_{\max}^{Cat} = 18$, и в разное время — несколько сильнейших землетрясений с $K_{\max}^{Cat} = 17$. За анализируемый интервал времени зарегистрировано сильное Бусийнгольское землетрясение (27.12.1991) с $K_{\max} = 16.2$. Магнитуда наиболее сильного палеоземлетрясения равна $M_{\max} \approx 7.8$ (зона Болнайского разлома, Дзуун-нурская сейсмодислокация, $\varphi = 49.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 99.8^\circ$ в.д., возраст 300—500 лет) [Джурик и др., 2009].

Расчеты A_{10} и $K_{\max}$ осуществлены по выборкам землетрясений с $N \geq 13$ в площадках $1^\circ \times 1^\circ$, сглаживание выполнялось посредством смещения площадки на 0.5° по широте и долготе (аналогичным

Таблица 1. Параметры графиков повторяемости и распределение по энергетическому классу K_p чисел землетрясений, произошедших в пределах различных территорий юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы за 1964—2013 гг.

Территория	K_p									Всего толчков	γ	$\pm \Delta \gamma$	g	A_{10}	$K_{\max}$	$K_{\max}^{Cat}$
	8	9	10	11	12	13	14	15	16							
р-н	7784	2531	750	241	92	34	9	0	1	11442	-0.51	0.02	-0.49	0.05	16.2	18
у-к 1	5951	1921	555	169	65	26	5	0	1	8693	-0.50	0.02	-0.50	0.08	16.2	18
у-к 2	1847	613	198	72	27	8	4	0	0	2769	-0.45	0.01	-0.47	0.03	14.4	17
ББ	3604	1131	310	97	32	16	2	0	1	5193	-0.48	0.02	-0.51	0.64	16.2	16.2
Тк	513	181	54	13	7	1	2	0	0	771	-0.45	0.03	-0.48	0.14	14.0	16
Среднее и стандартное отклонение по территориям											-0.48 ± 0.02	0.02 ± 0.01	-0.49 ± 0.01			

Примечание. р-н — район, юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы; у-к 1 и у-к 2 — участки 1 и 2; ББ и Тк — зоны Белино-Бусийнгольского и Тункинского разломов; γ и $\pm \Delta \gamma$ — наклон графика повторяемости и его стандартное отклонение (МНК); g — наклон графика повторяемости (ММП); A_{10} — сейсмическая активность территории; $K_{\max}$ — максимальный энергетический класс по данным инструментальных наблюдений на этой территории за 1964—2013 гг.; $K_{\max}^{Cat}$ — максимальный энергетический класс в «Каталоге землетрясений Прибайкалья» для этой территории с 1740 г.

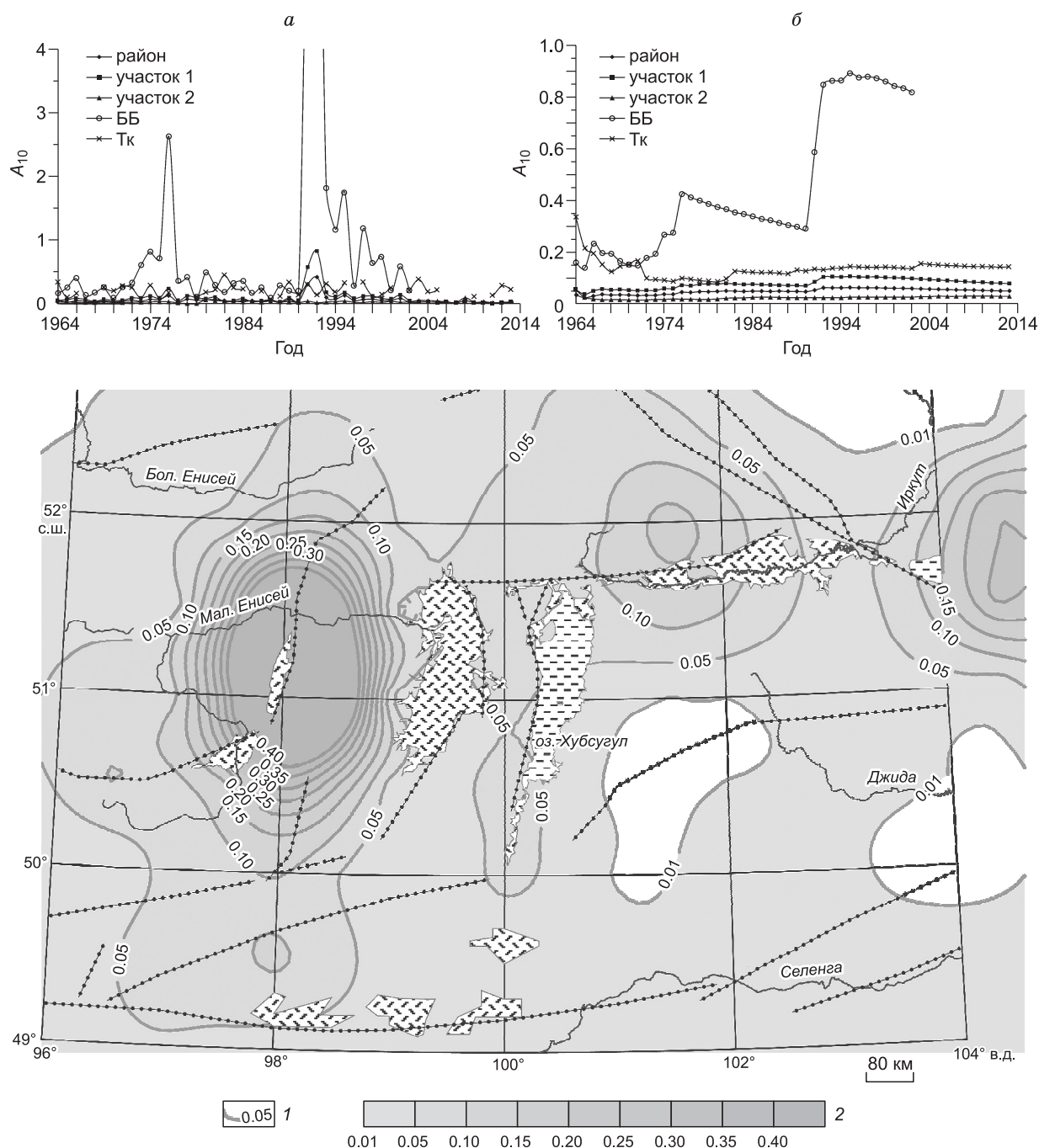


Рис. 2. Карта-схема сейсмической активности A_{10} на территории юго-западного фланга БРС по данным о землетрясениях с $K_p \geq 8$, зарегистрированных за 1964—2013 гг. в площадках $1^\circ \times 1^\circ$.

На врезках: графики параметра A_{10} , полученные по годовым (а) и накопленным (б) выборкам землетрясений на исследуемых территориях. 1 — изолинии параметра A_{10} , 2 — шкала изолиний параметра A_{10} . Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

образом получены карты-схемы изолиний параметров γ и g). Представленная на рис. 2 карта-схема сейсмической активности A_{10} получена по данным о землетрясениях, зарегистрированных за 1964—2013 гг. в площадках $1^\circ \times 1^\circ$. Почти вся территория юго-западного фланга охватывается изолинией $A_{10} = 0.01$. Выделяются три участка повышенной активности — область афтершоков Бусийнгольских землетрясений ($A_{10} \approx 0.89$), зона Тк-разлома ($A_{10} \approx 0.18$) и область афтершоков Култукского землетрясения ($A_{10} \approx 0.27$) на востоке. Имеются две зоны пониженной активности восточнее оз. Хубсугул. Графики годовых значений A_{10} варьируют в значительных пределах (см. рис. 2, а): пики максимальной актив-

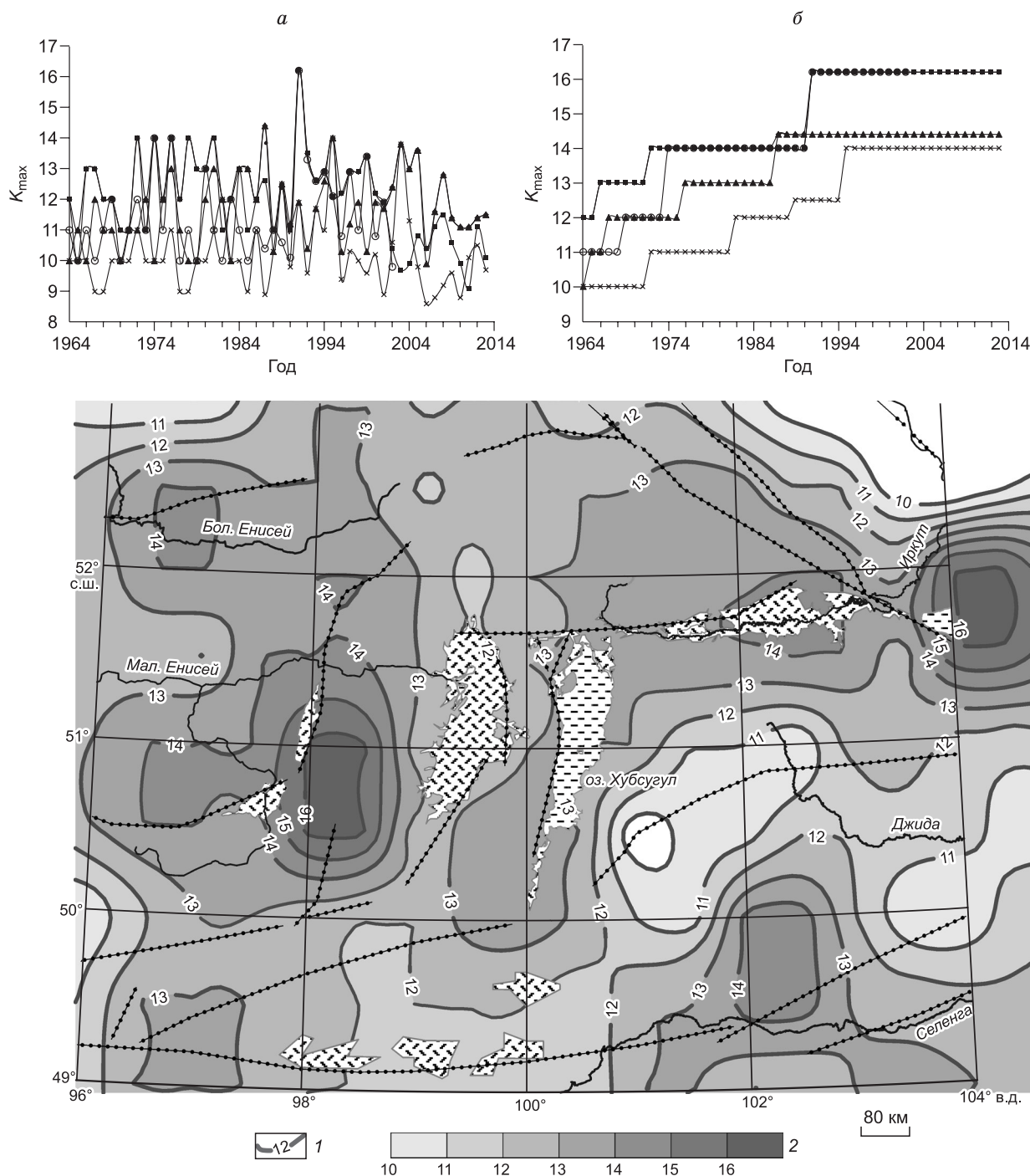


Рис. 3. Карта-схема максимального энергетического класса $K_{\max}$ на территории юго-западного фланга БРС по данным о землетрясениях с $K_p \geq 8$, зарегистрированных за 1964—2013 гг. в площадках $1^\circ \times 1^\circ$.

На врезках: графики параметра $K_{\max}$, полученные по годовым (а) и накопленным (б) выборкам землетрясений на исследуемых территориях. 1 — изолинии параметра $K_{\max}$, 2 — шкала изолиний параметра $K_{\max}$. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

сти наблюдаются в зоне ББ-разлома в 1976 г. ($A_{10} \approx 2.63$), в 1991 ($A_{10} \approx 6.85$) и 1992 гг. ($A_{10} \approx 9.63$), а минимальная активность ($A_{10} \approx 0.01$) отмечена во втором участке в 1978 г. Вариации графиков A_{10} по накопленной сейсмичности менее значительны — от $A_{10} \approx 0.01$ во втором участке в 1970 г., до $A_{10} \approx 0.89$ в зоне ББ-разлома в 1995 г. (см. рис. 2, б). Можно отметить, что в районе и участках A_{10} слабо изменяется со временем, но в зоне ББ-разлома повышения активности происходят резко и сильно под влияни-

ем сильных землетрясений 1976 и 1991 гг. и их афтершоков, а после «скачка» происходит постепенный спад активности.

По имеющимся инструментальным материалам трудно оценить энергетический класс $K_{\max}$ максимально возможного землетрясения в литосфере юго-западного фланга БРС. Магнитуда Болнайского землетрясения 1905 г. ($M = 8.2$) в пределах погрешностей определения соответствует магнитуде $M_{\max} \approx 8.5$ максимально возможного землетрясения в Байкальском регионе [Ружич и др., 1998]. На рис. 3 представлена карта-схема максимального энергетического класса землетрясений, произошедших в площадках $1^\circ \times 1^\circ$ за 1964—2013 гг. На карте видно, что изолинией $K_{\max} = 16$ выделяется зона Бусийнгольского землетрясения 1991 г. и зона Култукского землетрясения 2008 г., также имеются несколько областей с $K_{\max} = 14$. Почти вся территория охватывается изолинией $K_{\max} = 12$ и только к востоку от оз. Хубсугул имеется площадка с $K_{\max} = 10$. Графики годовых величин изменяются от $K_{\max} = 9$ в зоне Тункинского разлома до $K_{\max} = 16.2$ в 1991 г. на трех территориях (см. рис. 3, а). Вариации графиков по накопленной сейсмичности также значительны — от $K_{\max} = 10$ в зоне Тункинского разлома до $K_{\max} = 16.2$ на трех территориях, и на всех территориях наблюдается тенденция роста $K_{\max}$ со временем (см. рис. 3, б). Следует отметить, что представленные на рис. 3 карта-схема и графики отражают основные черты пространственно-временного распределения сейсмической энергии $E \approx 10^{K_{\max}}$.

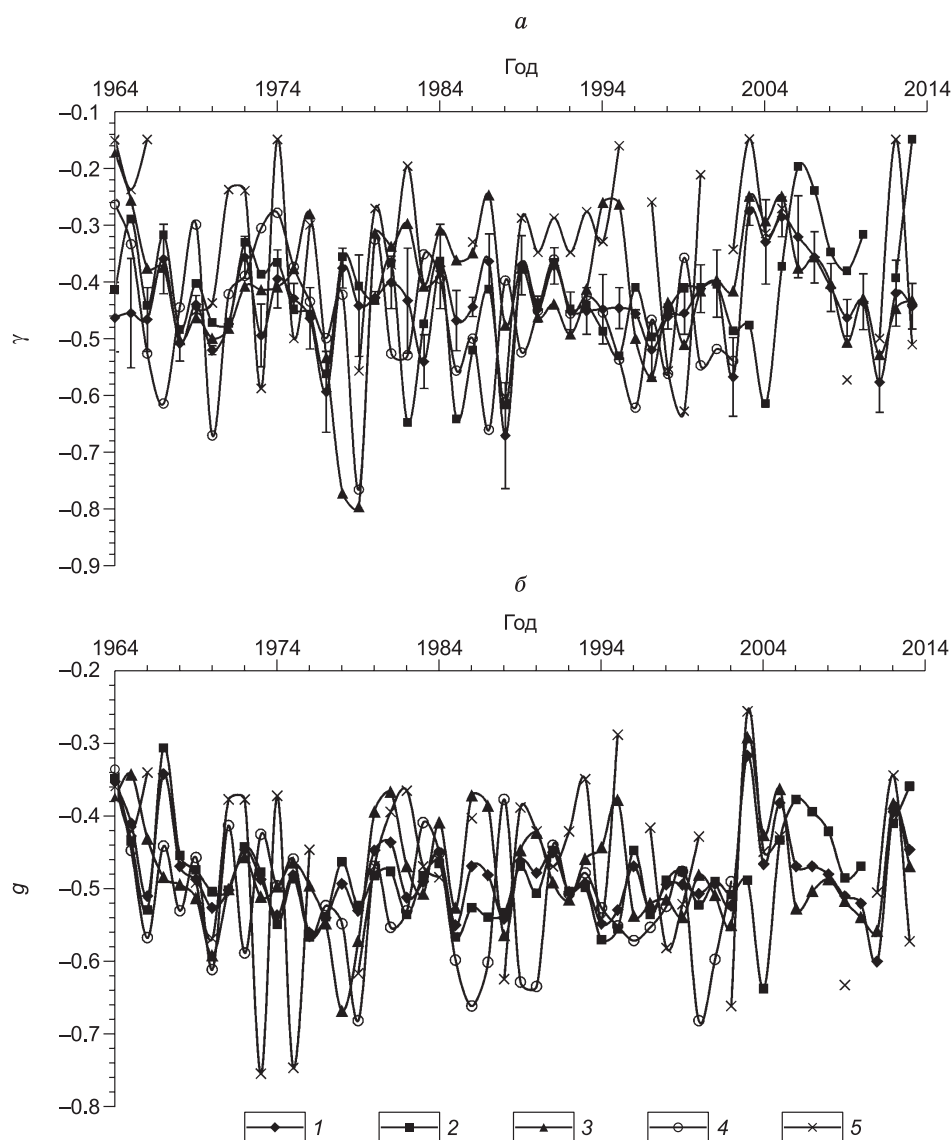


Рис. 4. Наклоны $\gamma(a)$ и $g(b)$ графиков повторяемости землетрясений для годовых выборок толчков исследуемых территорий.

1 — район, 2 — участок 1, 3 — участок 2, 4 — ББ-разлом, 5 — Тк-разлом.

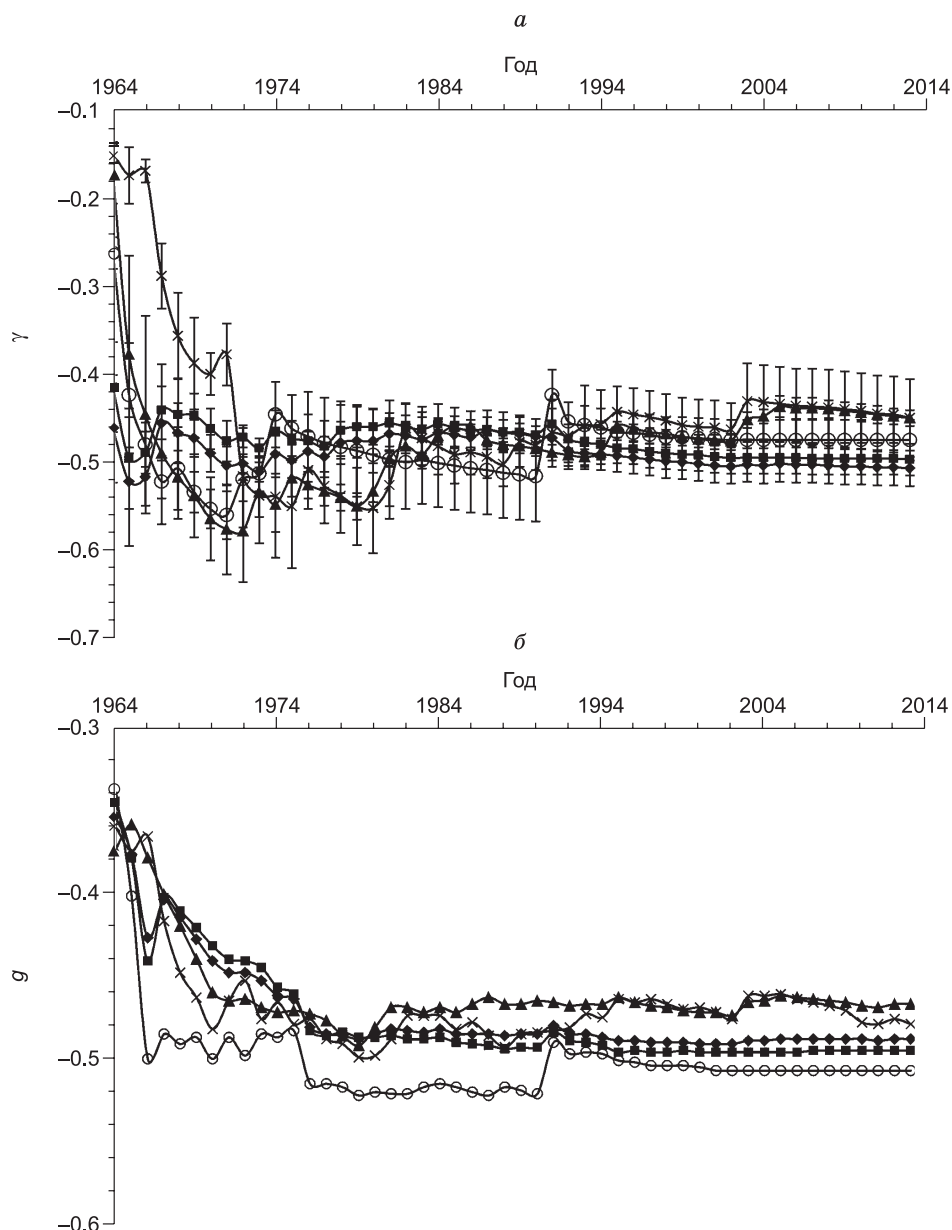


Рис. 5. Наклоны $\gamma(a)$ и $g(b)$ графиков повторяемости землетрясений для накопленных выборок толчков исследуемых территорий.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

Представленные на рис. 4, а годовые значения наклонов графиков повторяемости варьируют от $\gamma = -0.15$ в зоне Тк-разлома (1964 г.) до $\gamma = -0.80$ во втором участке (1979 г.). Вариации g менее значительны — от $g = -0.26$ (2003 г.) до $g = -0.76$ (1973 г.) в зоне Тк-разлома (см. рис. 4, б). Можно отметить, что вариации γ и g усиливаются с уменьшением размеров территории, принимая максимальные значения для небольших выборок землетрясений зоны Тк-разлома. Совершенно другое поведение демонстрируют графики, полученные по выборкам накопленных данных (рис. 5). Наклоны графиков повторяемости, значительно различающиеся в первые десять лет (от $\gamma = -0.15$ в зоне Тк-разлома в 1964 г. до $\gamma = -0.58$ во втором участке в 1972 г., от $g = -0.34$ в зоне Тк-разлома в 1964 г. до $g = -0.50$ в зоне ББ-разлома в 1966 г.), со временем приближаются к γ и g района. В 2013 г. наклоны графиков повторяемости землетрясений всех территорий совпадают в пределах стандартного отклонения. С начала 1980-х годов в районе и участках в целом происходит слабое постепенное уменьшение γ и g со временем. В зоне ББ-разлома в 1991 г. имеется «скачок» γ и g , обусловленный сильным Бусийнгольским землетрясением, менее значительное изменение наклона в зоне Тк-разлома обусловлено землетрясением 2003 г.

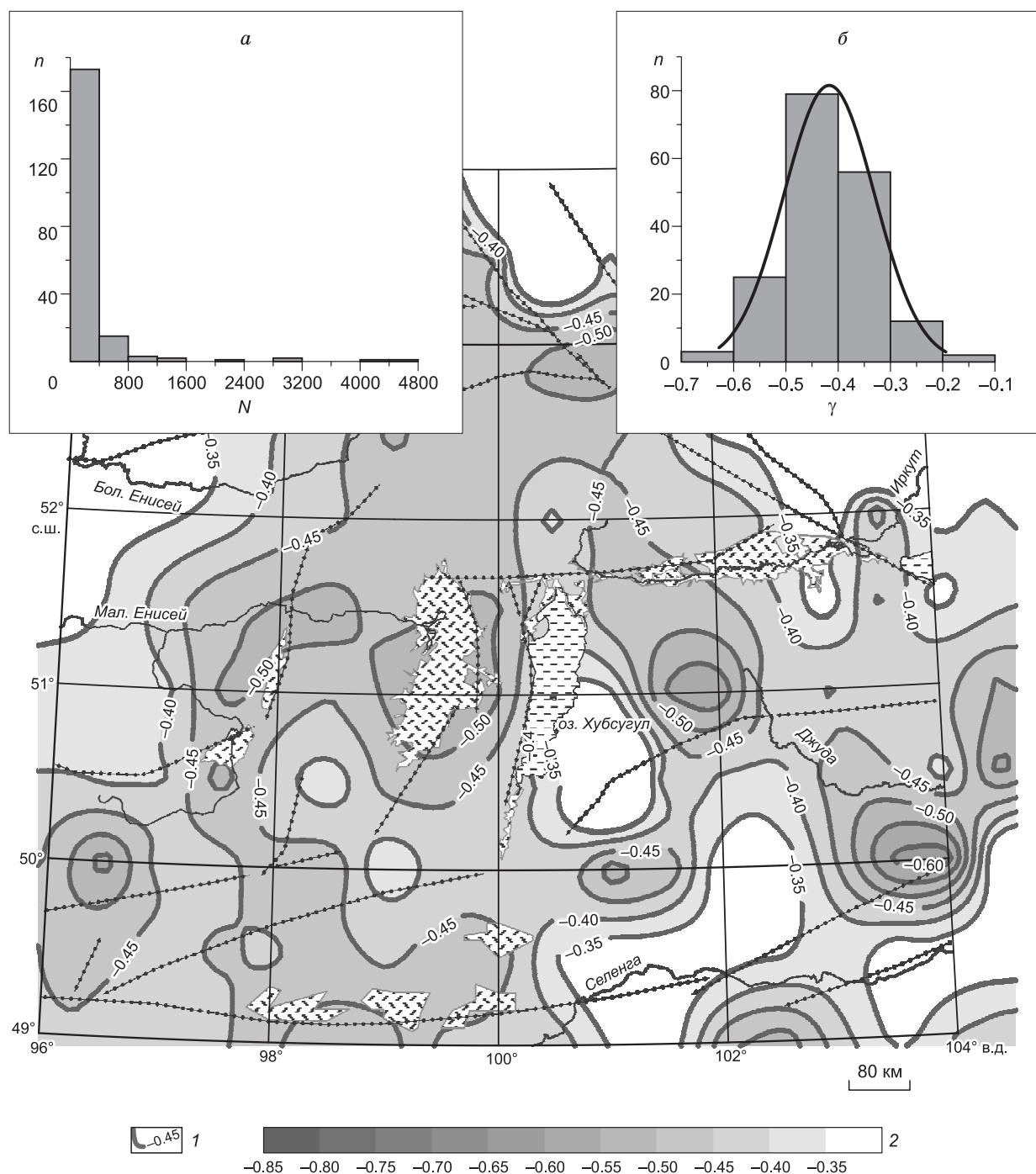


Рис. 6. Карта-схема наклона γ графиков повторяемости землетрясений юго-западного фланга БРС по данным о толчках с $K_p \geq 8$, зарегистрированных за 1964—2013 гг. в площадках $1^\circ \times 1^\circ$.

На врезках: гистограмма распределения чисел площадок n по количеству толчков N в них (а) и гистограмма распределения γ (б). 1 — изолинии параметра γ , 2 — шкала изолиний параметра γ . Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

(17.09.2003, $K_p = 13.8$, $\varphi = 51.75^\circ$ с.ш., $\lambda = 101.53^\circ$ в.д.). Наблюдаемая на рис. 5 тенденция к выравниванию и стабилизации наклонов графиков повторяемости разных территорий характерна для суммированной сейсмичности [Завьялов, 2006] и указывает на общее стремление наклона графика повторяемости к предельному значению при увеличении площадей и/или интервалов наблюдений, а в целом — при росте числа N землетрясений в используемой выборке данных.

На рисунках 6 и 7 представлены карты-схемы параметра γ и g на территории юго-западного фланга БРС. На гистограмме распределения чисел площадок n по количеству толчков в них N видно (см.

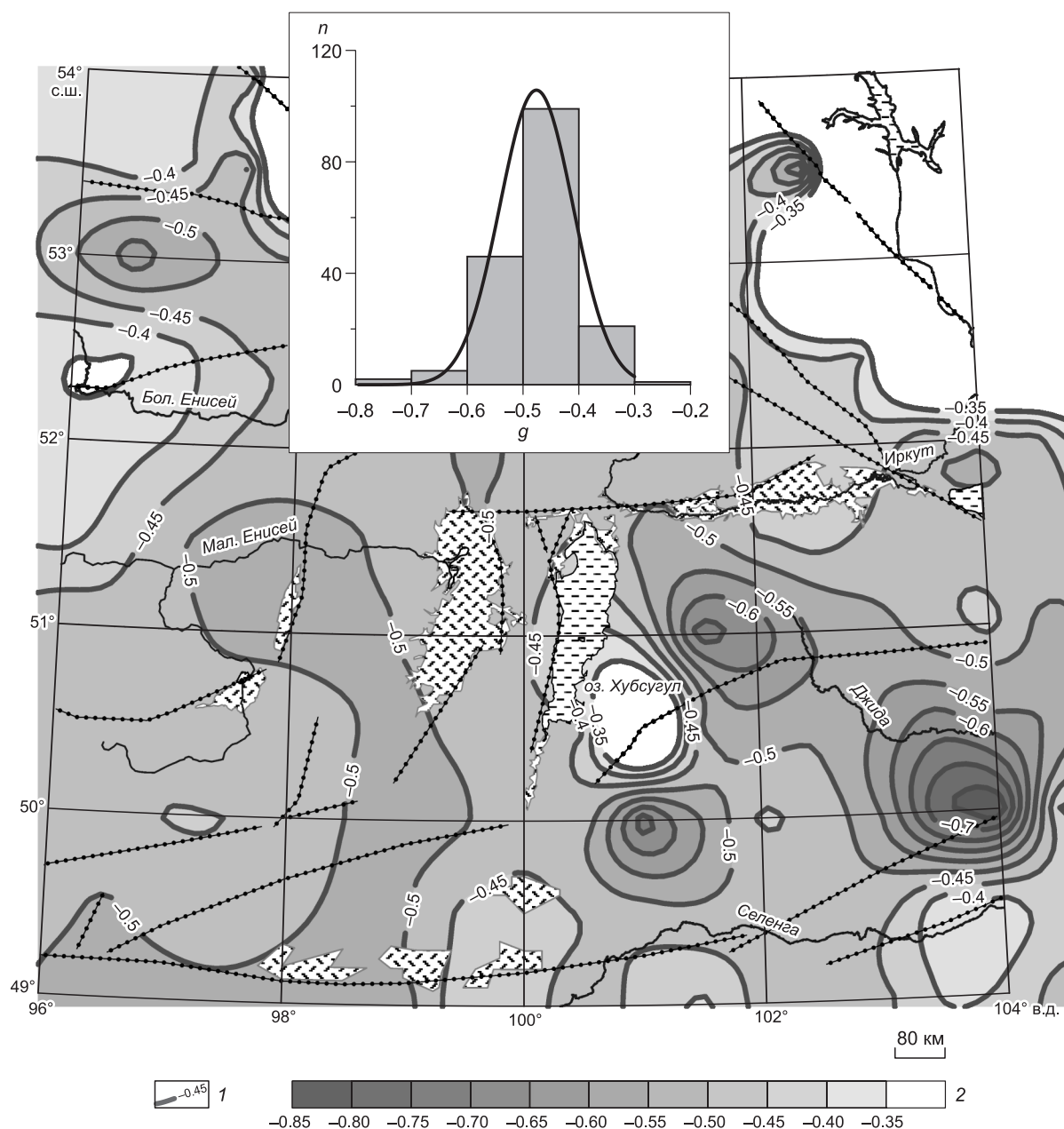


Рис. 7. Карта-схема наклона g графиков повторяемости землетрясений юго-западного фланга БРС по данным о толчках с $K_p \geq 8$, зарегистрированных за 1964—2013 гг. в площадках $1^\circ \times 1^\circ$.

На врезке: гистограмма распределения g . 1 — изолинии параметра g , 2 — шкала изолиний параметра g . Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.

рис. 6, а), что в подавляющем большинстве площадок произошло не более 400 событий. В семи площадках N превышает тысячу, а максимальное количество землетрясений ($N = 4749$ толчков) в зоне афтершоков Бусийнгольских землетрясений. Следует отметить, что изолинии γ , $g \geq -0.40$ по внешнему контуру карты являются результатом экстраполяции, и почти вся территория с плотностью толчков $N \geq 30$ входит в диапазон $-0.55 \leq (\gamma, g) \leq -0.45$. При сопоставлении карт видно, что схема распределения γ и g по территории района одинакова, карта изолиний параметра g менее дифференцирована и значения g меньше γ примерно на 0.05 (см. рис. 6, б; рис. 7, врезка). Наклоны графиков повторяемости землетрясений в площадках $1^\circ \times 1^\circ$ изменяются в пределах $-0.63 \leq \gamma \leq -0.19$ и $-0.84 \leq g \leq -0.35$, а гистограммы имеют близкий к нормальному распределению вид со средним значением и стандартным отклонением $\gamma = -0.42 \pm 0.09$ и $g = -0.48 \pm 0.07$ (см. рис. 6, б; рис. 7, врезка). Разброс наклонов обусловлен, скорее всего, слабой представительностью данных: примерно в ста площадках количество землетрясений не

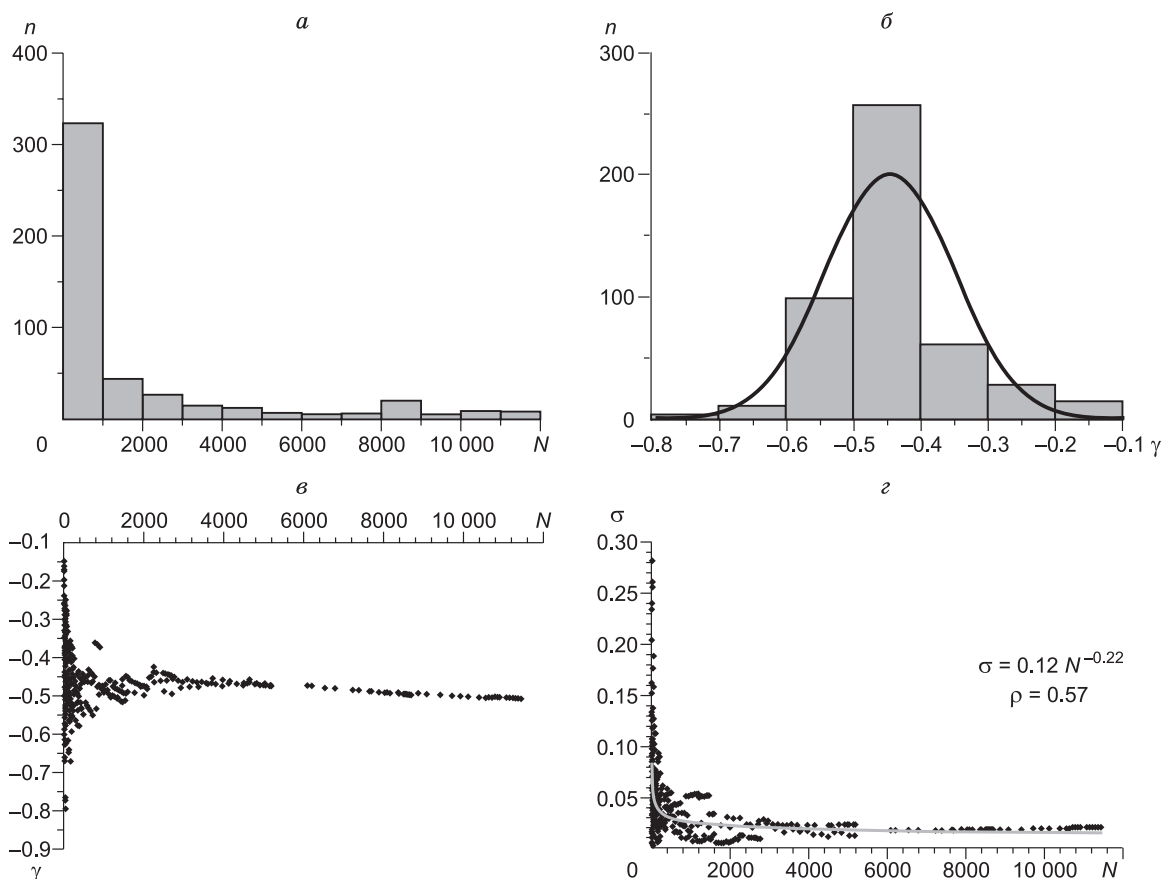


Рис. 8. Связь параметра γ и его стандартного отклонения σ с количеством землетрясений N в массиве по данным «общей» временной выборки материалов.

a — гистограмма распределения число выборок (n)—количество землетрясений (N) в них, $б$ — гистограмма распределения γ , $в$ — распределение γ от N , $г$ — зависимость стандартного отклонения σ от объема выборки N .

превышает сотни. Значительными вариациями выделяется территория восточнее оз. Хубсугул, на которой максимальные и минимальные значения γ и g наблюдаются в соседних площадках при низкой плотности толчков (см. рис. 1).

Поскольку в работе используются разные по объему пространственно-временные выборки землетрясений, имеется возможность анализа связи γ и его стандартного отклонения σ с количеством толчков N в выборках. Из годовых и суммарных данных составлена «общая» временная выборка материалов, для которой гистограмма распределения число выборок (n)—количество землетрясений (N) в них имеет вид (рис. 8, a). Видно, что в нескольких выборках N превышает десять тысяч, однако в большинстве случаев $N < 1000$. Распределение чисел n по параметру γ приближается к нормальному со средним значением и стандартным отклонением $\gamma = -0.45 \pm 0.09$ (см. рис. 8, $б$). На рис. 8, $в$ представлено распределение γ от N для «общей» временной выборки материалов. Видно, что при небольших объемах данных $N < 1000$ имеется существенный разброс γ , но с ростом N рассеяние уменьшается. Представленный на рис. 8, $г$ график характеризует связь стандартного отклонения σ в определении γ с объемом выборки N в виде степенной зависимости $\sigma \approx 0.12N^{-0.22}$ при коэффициенте корреляции $\rho \approx 0.57$. Видно, что величина σ быстро увеличивается при $N < 1000$, однако наличие невысоких σ при малых выборках данных указывает, что иногда «удачное» (в смысле попадания значений $\lg N$ каждого K_p на график повторяемости или близости к нему) распределение даже малой выборки $\lg N$ по K_p может дать небольшое σ . Отметим, что в «общей» выборке данных по площадям стандартное отклонение в определении γ с ростом N уменьшается в степенной зависимости $\sigma \approx 0.13N^{-0.22}$ при коэффициенте корреляции $\rho \approx 0.53$ и числе выборок $N = 182$. Это уравнение хорошо согласуется с оценками по «общей» выборке временных данных ($\sigma \approx 0.12N^{-0.22}$ при $\rho \approx 0.57$, $N = 470$, см. рис. 8, $г$), что может указывать на эргодичность динамической системы сейсмогенеза.

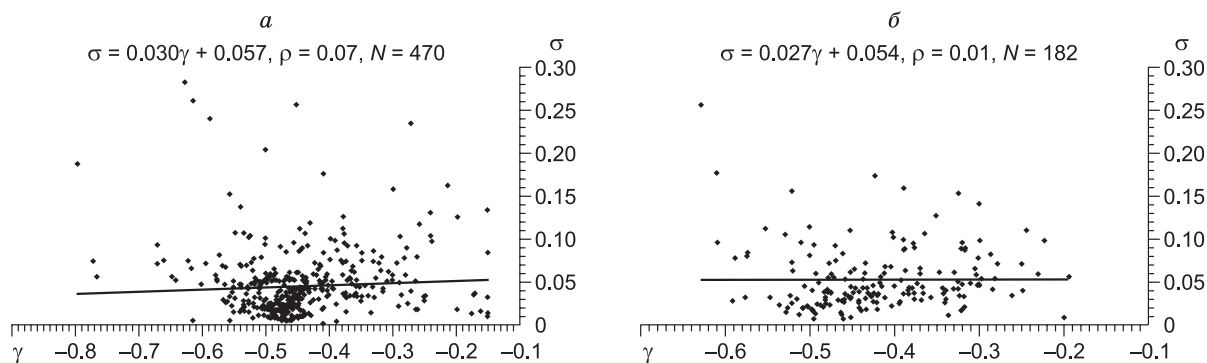


Рис. 9. Корреляция σ и γ по данным 470 временных выборок (а) и 182 площадных выборок (б).

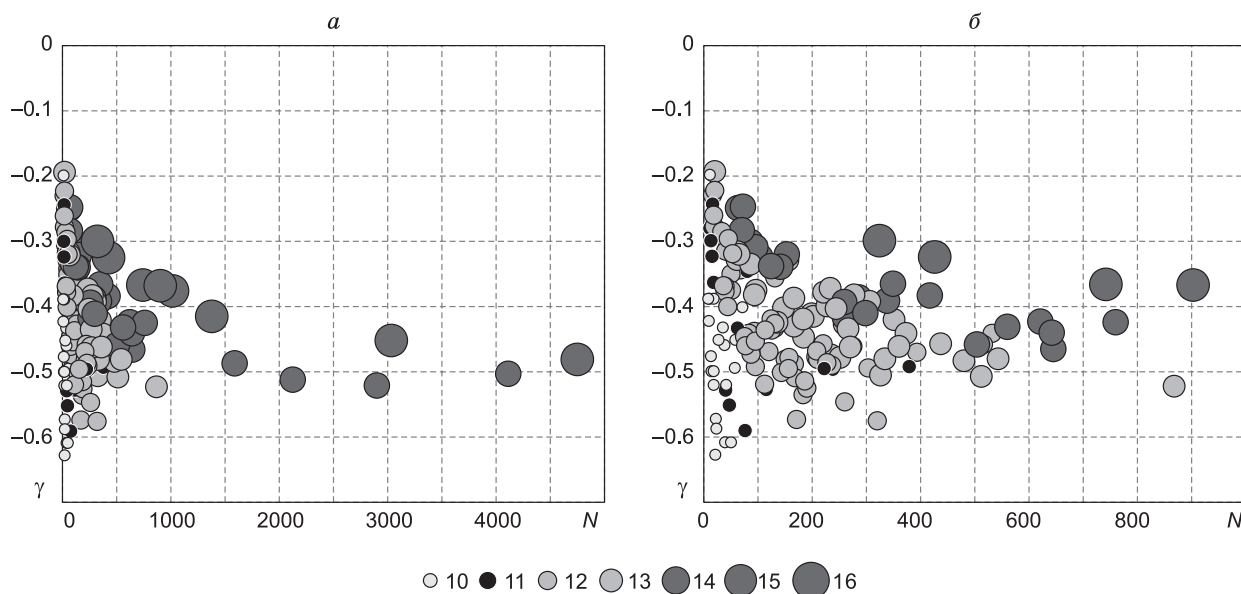


Рис. 10. Связь γ с количеством толчков N и величиной максимального энергетического класса $K_{\max}$ землетрясений в площадках $1^\circ \times 1^\circ$.

а — по всем имеющимся выборкам данных, б — по выборкам $N \leq 1000$.

Чтобы охарактеризовать связь σ и γ , на рис. 9 представлены графики их корреляции для 470 выборок данных во времени (см. рис. 9, а) и 182 выборок по площади (см. рис. 9, б). Видно, что в обоих случаях σ не зависит от величины γ — во всем диапазоне изменений γ наблюдаются как минимальные, так и максимальные σ , а коэффициенты корреляции и пропорциональности параметров малы. Следовательно, не исключены отдельные случаи, когда и большие, и малые значения γ могут быть определены с небольшими стандартными отклонениями при «удачном» распределении $\lg N$ по K_r даже для небольшого числа землетрясений, и в таких случаях стандартное отклонение не может служить мерой истинности параметра γ .

При сопоставлении рис. 2 и 3 видно, что максимальная и повышенная сейсмическая активность наблюдается там и тогда, когда реализуются наиболее сильные землетрясения и афтершоковые серии, а минимальная — при отсутствии достаточно сильных толчков. Анализ связи γ с количеством толчков N и величиной максимального энергетического класса $K_{\max}$ землетрясений в площадках $1^\circ \times 1^\circ$ показал, что значительное рассеяние γ происходит при выборках $N < 1000$ (рис. 10, а, б), а с ростом объемов данных разброс γ уменьшается. Присутствие в выборке сильных землетрясений с $K_{\max} \geq 13$ повышает γ , на рис. 10 видно, что верхний контур значений γ представлен только такими выборками данных, причем с уменьшением объемов выборки влияние сильных землетрясений на оценку γ возрастает и наклон увеличивается. Уравнение корреляционной связи наклона графика повторяемости и максимального энергетического класса землетрясений в выборке получено в виде $\gamma \approx -0.621 + 0.016K_{\max}$.

МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

Известно [Пригожин, Стенгерс, 1985], что изменяющиеся системы могут быть идентифицированы как динамические, причем с физической точки зрения это модель движения материи в силовом поле, а математически — это оператор, действующий в пространстве состояний (фазовом пространстве). Состояния системы образуют вектор $\mathbf{x} = (x_1, x_2, \dots, x_n)$, являются осями этого пространства и связаны с наблюдаемыми количественными характеристиками системы. В теории динамических систем изменение вектора состояния определяется векторным полем скоростей $\mathbf{f}(\mathbf{x}(t))$, который представляет собой оператор эволюции системы [Малинецкий, Потапов, 2000; Николис, Пригожин, 2003]. Такая модель динамики соответствует дифференциальному уравнению

$$\frac{d}{dt} \mathbf{x} = \mathbf{f}(\mathbf{x}(t), \alpha), \quad (3)$$

где α — управляющий параметр. Если время меняется дискретно, то динамика описывается отображением

$$x_{k+1} = F(x_k), \quad k = 0, 1, 2, \dots, \quad (4)$$

которое может быть результатом аппроксимации уравнения (3) или отображением Пуанкаре, либо единственно возможной моделью динамики, если состояния удастся фиксировать лишь в изолированные моменты времени $k = 0, 1, 2, \dots$. Дискретные отображения динамической системы можно представить в виде закона, связывающего последовательные точки фазовой траектории. Такие отображения будут однозначно порождаться потоком и часто служат единственным методом исследования структуры и динамики естественных систем.

Как показано в работе, основные изменения состояния энергетической структуры сейсмичности происходят при реализации землетрясений с максимальным на этот период времени энергетическим классом. Поскольку в литосфере не могут происходить землетрясения выше предельно возможного энергетического класса (или магнитуды) (см. ф. (1)), то происходящие при реализации таких землетрясений скачкообразные вариации параметров графиков повторяемости будут уменьшаться при росте выборок данных со временем. При достаточно больших выборках данных «скачки» могут не найти должного отражения в изменениях параметров графиков повторяемости, и, возможно, появится необходимость изменить масштабы и вид представления параметров состояния энергетической структуры и перейти к фазовым диаграммам. Можно полагать, что представление динамики энергетической структуры в виде фазового портрета будет способствовать выделению устойчивого аттрактора, параметры и тип которого пока не известны (предельный цикл, по [Ризниченко, Артамонов, 1975]), но тенденции к формированию которого достаточно отчетливо наблюдаются на графиках (см. рис. 5). Чтобы проиллюстрировать особенности формирования динамики энергетической структуры сейсмичности, фазовая диаграмма параметра γ суммированных землетрясений района представлена на рис. 11 с разбиением на временные интервалы в 10 лет. Видно, что по мере роста объема используемых данных параметр γ стремится к аттрактору, характеризующему закономерности в долговременном распределении толчков по используемой шкале динамической оценки величины землетрясения, бассейн которого показан в виде малого круга с подписью 2013 год ($\gamma \approx -0.505 \pm 0.02$). Сжатие траектории отражает диссипативный характер энергетики динамической системы сейсмогенеза и указывает на то, что с увеличением продолжительности наблюдений соотношение между числами толчков разных классов становится статистически неизменным. Этот признак квазистационарности энергетической структуры сейсмичности свидетельствует о сохранении в целом устойчивого энергетического состояния системы сейсмогенеза района. Вместе с тем на диаграмме имеется вторая зона локализации γ , в которую система попадает «скачком» после реализации сильных землетрясений (большой круг с подписью 1967, $\gamma \approx -0.470 \pm 0.015$) и затем постепенно выходит из него. Возможно, что этот аттрактор лучше соответствует долговременному распределению сильных землетрясений, и при оценке рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений через параметр γ следует использовать это значение. Отметим, что рекуррентные интервалы и вероятности сильных землетрясений являются основой карт общего сейсмического районирования, при построении которых выбор величины γ играет ведущую роль.

Согласно [Андронов и др., 1981], предельный цикл — изолированная замкнутая траектория в фазовом пространстве динамической системы, изображающая периодическое движение. В окрестности предельного цикла фазовые траектории либо удаляются от него (неустойчивый цикл), либо неограниченно приближаются к нему (устойчивый цикл). Для нахождения предельных циклов не существует простых аналитических методов, как при исследовании положений равновесия (стационарных точек) и анализа их устойчивости. Однако исследование фазового портрета системы позволяет ответить на вопрос, есть в данной системе предельный цикл или нет. Особенности расположения двух аттракторов на

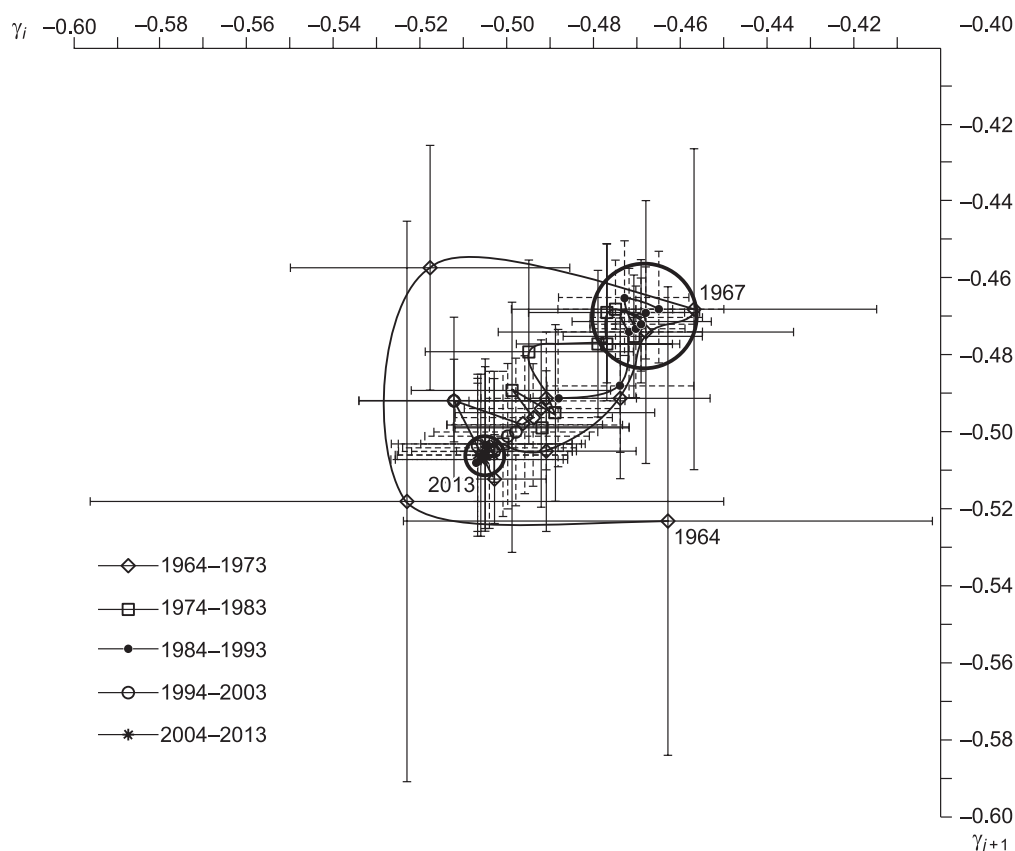


Рис. 11. Фазовая диаграмма параметра γ землетрясений юго-западного фланга БРС.

Начало траектории помечено цифрой 1964; круг с цифрой 1967 показывает положение бассейна аттрактора «неустойчивый фокус»; круг с цифрой 2013 показывает положение бассейна аттрактора «предельный цикл» и окончание фазовой траектории.

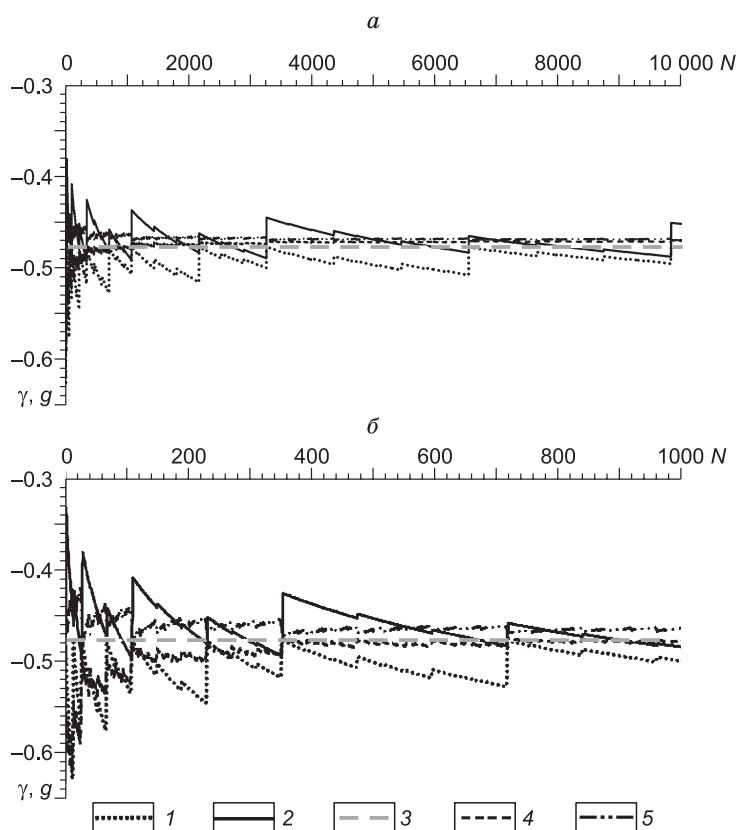
фазовой диаграмме (см. рис. 11) позволяют предположить, что наиболее подходящим для ее описания является второе решение бифуркации рождения цикла (бифуркация Андронова—Хопфа) при $\alpha > 0$. Согласно теории динамических систем, бифуркация Андронова—Хопфа возникает в типичных однопараметрических семействах и является локальной бифуркацией векторного поля на плоскости, в ходе которой особая точка-фокус теряет устойчивость при переходе пары ее комплексно-сопряженных собственных значений через мнимую ось. При этом либо из особой точки рождается небольшой устойчивый предельный цикл (мягкая потеря устойчивости, суперкритическая бифуркация Андронова—Хопфа), либо небольшой неустойчивый предельный цикл в момент бифуркации схлопывается в эту точку (жесткая потеря устойчивости, субкритическая бифуркация Андронова—Хопфа). В полярных координатах при бифуркации Андронова—Хопфа система уравнений имеет вид

$$\begin{cases} r'(t) = r(\alpha - r^2), \\ \phi'(t) = 1. \end{cases} \quad (5)$$

Решение (5) показывает, что динамическая система может иметь одно положение равновесия, которое является устойчивым фокусом, если параметр $\alpha \leq 0$. При втором решении ($\alpha > 0$) система может иметь одно положение равновесия, которое является неустойчивым фокусом (см. рис. 11, $\gamma \approx -0.470 \pm \pm 0.015$), и устойчивый предельный цикл ($\gamma \approx -0.505 \pm 0.02$). Термины «мягкая» и «жесткая» потери устойчивости связаны с описанием поведения системы с точки зрения внешнего наблюдателя при медленной (в сравнении с динамикой системы) эволюции параметра системы α и зашумлении системы малыми случайными возмущениями. В случае мягкой потери устойчивости решение перейдет из положения равновесия (ставшего неустойчивым) в предельный цикл — наблюдатель будет видеть периодическое «дрожание» состояния системы недалеко от положения равновесия, которое будет усиливаться с ростом параметра. При жесткой потере устойчивости решение «резко» срывается и уходит за границу

бассейна отталкивания исчезнувшего предельного цикла, и с точки зрения наблюдателя решение скачком поменяло режим. Наличие двух аттракторов параметра γ , формирование предельного цикла из неустойчивого фокуса, скачкообразный переход с предельного цикла на неустойчивый фокус при реализации сильных землетрясений и постепенный уход с точки-фокуса в предельный цикл указывают на близкое соответствие поведения энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга БРС (см. рис. 11) модели бифуркации Андронова—Хопфа при $\alpha > 0$.

Для исследования циклической неустойчивости параметра γ были смоделированы два простых сценария развития сейсмического процесса, соответствующие мягкой и жесткой потере устойчивости. Задавалась начальная выборка из 13 землетрясений с распределением по классам в виде $n_8 = 9, n_9 = 3, n_{10} = 1, \gamma_p \approx -0.477, \rho = 1.0$. Эта выборка отражает устойчивое энергетическое состояние, при котором во всем диапазоне энергетических классов на три землетрясения каждого класса приходится одно землетрясение следующего энергетического уровня (отмеченное выше «удачное» распределение $\lg N$ по K_p). Такое состояние назовем первым «равновесием», поскольку все точки $\lg N$ лежат на линии графика и отсутствуют моменты, вызывающие поворот графика повторяемости — в распределении существует «равновесие» между сильными и слабыми землетрясениями и стандартное отклонение $\sigma = 0$. В первом сценарии из такого устойчивого энергетического состояния сейсмичность «мягко» выводится тройками слабых землетрясений, начиная с минимального класса. Постепенное увеличение γ («дрожание») происходит при землетрясениях, у которых энергетический класс на единицу выше центра распределения классов, а возвращение в устойчивое состояние предельного цикла — при реализации толчка с максимальным классом. В конце первого цикла формируется выборка второго «равновесия» $n_8 = 27, n_9 = 9, n_{10} = 3, n_{11} = 1, \gamma = \gamma_p, \rho = 1.0$, в конце второго цикла — $n_8 = 81, n_9 = 27, n_{10} = 9, n_{11} = 3, n_{12} = 1, \gamma = \gamma_p, \rho = 1.0$ и т.д. Во втором «жестком» сценарии из устойчивого энергетического состояния предельного цикла сейсмичность выводится «скачком» в бассейн неустойчивого фокуса одним «самым сильным» землетрясением, энергетический класс которого на единицу больше, чем в начальной выборке ($K = 11$). Возвращение в устойчивое состояние предельного цикла осуществляется слабыми землетрясениями в режиме первой выборки. В конце первого цикла формируется выборка второго «равновесия» $n_8 = 27, n_9 = 9, n_{10} = 3, n_{11} = 1, \gamma = \gamma_p, \rho = 1.0$, в конце второго цикла — $n_8 = 81, n_9 = 27, n_{10} = 9, n_{11} = 3, n_{12} = 1, \gamma = \gamma_p, \rho = 1.0$ и т.д. Различие моделей в механизме ухода и возвращения в равновесие и в физической природе этого механизма. Первый сценарий отражает в общих чертах постепенное нарастание и релаксацию напряжений (роевой процесс), во втором сценарии происходит быстрый сброс и постепенная реструктуризация напряжений (афтершоковый процесс).



Модельные наклоны γ и g в нескольких циклах ухода и возвращения в равновесие представлены на рис. 12, а для десяти тысяч событий. С целью хорошей разрешимости сильно изменяющейся начальной части графиков на рис. 12, б показаны вариации γ и g для одной тысячи событий. Сопоставление графиков γ и g указывает на их соответствие по форме, однако по уровню вариации γ значительно сильнее g . Видно, что в области больших чисел поведение модельных графиков γ в целом одинаково и невозможно их идентифицировать, не зная γ_p . Однако для небольшого количества толчков видно (см. рис. 12, б), что начальная часть графиков имеет разный вид: в первом

Рис. 12. Графики изменений наклона γ (модель 1 и модель 2) и g (модель 1 ММП и модель 2 ММП) для «роевой» (модель 1) и «афтершоковой» (модель 2) последовательностей толчков.

Графики показаны для десяти тысяч (а) и одной тысячи (б) событий. В состоянии «равновесия» $\gamma = -0.477$. 1 — модель 1, 2 — модель 2, 3 — равновесие, 4 — модель 1 ММП, 5 — модель 2 ММП.

Рис. 13. Графики изменений наклона γ и g (район ММП) на исследуемых территориях юго-западного фланга БРС.

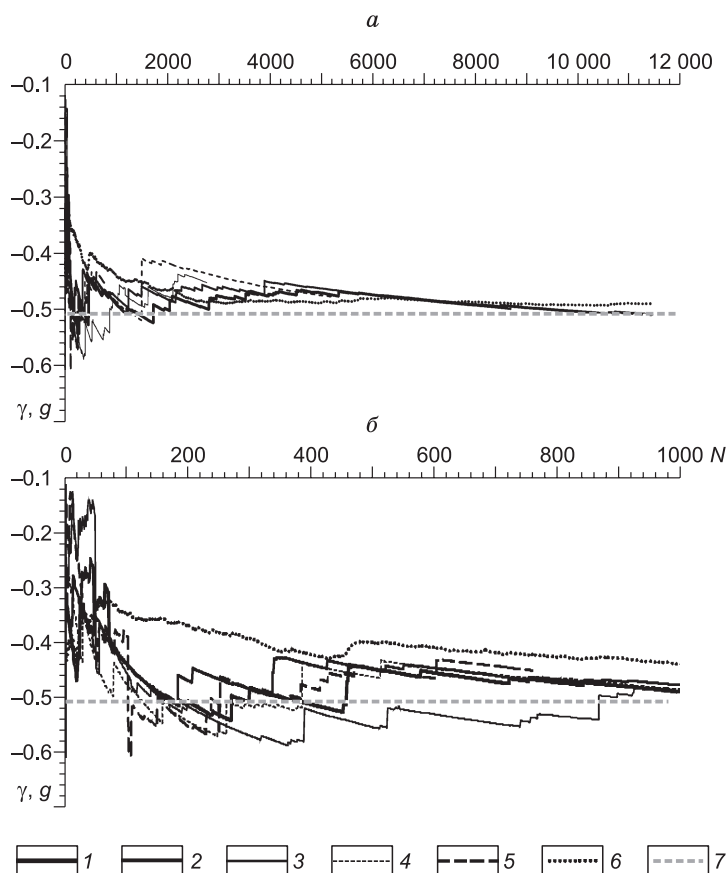
Графики представлены для 11442 (*a*) и одной тысячи (*б*) толчков. Штриховой линией и подписью «район 2013» показано значение $\gamma = -0.51$, соответствующее наклону графика повторяемости землетрясений юго-западного фланга БРС за 1964—2013 гг. 1 — район, 2 — участок 1, 3 — участок 2, 4 — ББ-разлом, 5 — Тк-разлом, 6 — район ММП, 7 — район 2013.

сценарии наклоны приближаются к γ_p со стороны меньших величин и не переходят через это значение. Во втором сценарии наклоны приближаются к γ_p со стороны больших величин и пересекают его. Вот эта отличающаяся начальная часть дает возможность проверки, какому сценарию лучше соответствует динамика состояния энергетической структуры реальной сейсмичности юго-западного фланга БРС. Представленные на рис. 13 графики характеризуют временные изменения γ и g исследуемых территорий. Первые γ и g получены по реальным распределениям первых 13 землетрясений в выборках территорий за 1964—2013 гг. Затем в эти распределения

включаются 14-е толчки выборок, рассчитываются γ и g и т.д. для каждого последующего землетрясения. Сопоставление графиков γ и g района подтверждает выводы численного моделирования [Жалковский, Мучная, 1987; Демьянович, Ключевский, 2013] и представленные на рис. 13 результаты: оценки по ММП более устойчивы, с ростом объемов данных устойчивость оценок по МНК повышается, а g и γ сближаются. Сопоставление модельных и реальных графиков γ , g (см. рис. 12, 13) указывает на лучшее соответствие второго сценария динамике энергетического состояния естественной сейсмичности почти всех исследуемых территорий (начальная часть графика участка 2 имеет черты первого сценария). Таким образом, динамика энергетического состояния сейсмичности юго-западного фланга БРС ближе к модели афтершокового процесса, что неудивительно, так как почти половину землетрясений этой территории составляют афтершоки [Ключевский и др., 2011, 2013]. Основные результаты численного моделирования согласуются с закономерностями изменения энергетики реальной сейсмичности и позволяют более наглядно и обоснованно продемонстрировать особенности циклической неустойчивости параметра γ и свойства методов оценки параметров в силу детерминированности модельного массива событий.

ОБСУЖДЕНИЕ

Как известно [Львовский, 1982; Айвазян и др., 1983], статистические закономерности тем точнее характеризуют исследуемые эмпирические связи, чем больше массивы данных и шире диапазон исследуемых параметров. В идеале такие массивы должны быть бесконечными или полными, но в сейсмологической практике используются ограниченные в пространстве и времени базы данных землетрясений — первые толчки обычно соответствуют началу инструментальной регистрации, а выбор последних зависит от наличия обработанных записей. Ограниченность выборок приводит к дополнительным отклонениям от истинной закономерности, создаваемым не только погрешностями определения экспериментальных данных, но и неполнотой используемой статистики: оценки получаются смещенными, зависящими от объема выборки N . Поскольку корректное статистическое описание состояний энергетической структуры зависит от количества землетрясений N в используемой выборке материалов, то чем больше N , тем ближе к истинным значениям будут полученные параметры γ , g , A_{10} и $K_{\max}$. А так как для каждой исследуемой территории увеличение N возможно только с ростом времени инструментального мониторинга, то полная представительная выборка материалов может быть сформирована за сейсмический цикл. Временной интервал исследований равен 50 годам и значительно меньше периода



повторяемости сильных землетрясений юго-западного фланга Байкальского региона (370 лет) [Ключевский и др., 2005], обычно характеризующих сейсмический цикл. Так как состояния энергетической структуры сейсмичности выбранных территорий характеризуются за небольшой промежуток времени, то полученные в работе оценки, скорее всего, будут отличаться от долговременных параметров энергетической структуры реальной сейсмичности, формируемой тысячелетиями непрерывного сейсмического процесса.

Проведенное исследование динамики состояний энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга БРС подчиняется закономерностям статистики, и, очевидно, максимально приближенные к долговременным параметрам оценки состояния получены по полной выборке землетрясений района за интервал времени 1964—2013 гг.: $\gamma \approx -0.51$, $g \approx -0.49$, $A_{10} \approx 0.05$ и $K_{\max} = 16.2$ (см. табл. 1). На всех исследуемых уровнях пространственно-временной организации сейсмичности имеются отклонения от этих величин, иногда большие. Годовые значения наклонов графиков повторяемости варьируют от $\gamma \approx -0.15$ до $\gamma \approx -0.80$, от $g \approx -0.26$ до $g \approx -0.76$, сейсмической активности — от $A_{10} \approx 0.01$ до $A_{10} = 9.63$, максимального класса — от $K_{\max} = 9$ до $K_{\max} = 16.2$. По данным о землетрясениях в площадках $1^\circ \times 1^\circ$ наклоны изменяются в пределах $-0.63 \leq \gamma \leq -0.19$ и $-0.84 \leq g \leq -0.35$, активность $0.01 \leq A_{10} \leq 0.89$, а максимальный класс $10 \leq K_{\max} \leq 16.2$. Статистика среднегодовых по району, по двум участкам, зонам ББ– и Тк–разломов и средних по территории района в площадках $1^\circ \times 1^\circ$ параметров графиков повторяемости землетрясений показывает (табл. 2), что они также отличаются от долговременных. Быстрые и значительные пространственно-временные изменения параметров вызваны обычно реализацией сильных землетрясений и последовавшими за ними сериями афтершоков, но некоторые дополнительные флуктуации обусловлены, в том числе и малыми объемами выборок данных. На это убедительно указывают результаты, полученные по накопленным выборкам: наклоны графиков повторяемости землетрясений исследуемых территорий, значительно различающиеся в первые десять лет при небольших объемах данных, со временем стремятся к γ и g района и стабилизируются около этого значения (см. рис. 5).

Наблюдаемая тенденция стабилизации параметров и уменьшения их пространственно-временных флуктуаций с увеличением объемов данных хорошо соответствует общим представлениям о стационарности открытых динамических систем. Известно [Экология..., 2006], что в открытых стационарных системах, обменивающихся с окружающей средой веществом и энергией, протекают различного рода процессы, но их средние параметры слабо изменяются на выбранном отрезке времени, хотя в разных частях системы не остаются неизменными. Методами статистического анализа показано, что сейсмический режим (совокупность землетрясений, рассматриваемая в пространстве и времени) стационарен [Гайский, 1970]. Разработана феноменологическая модель стационарного сейсмического процесса, в которой сейсмическая активность литосферы рассматривается как совокупность малых пространственно-временных флуктуаций общего эволюционного процесса планеты [Садовский и др., 1987]. Анализ энергетики сейсмического процесса в предположении его стационарности основывается на том, что «... источники энергии тектонического процесса, дающего жизнь сейсмичности, заметно не иссякают за весь интересующий нас период времени и доля энергии тектонического процесса, участвующая в сейсмичности, включая потенциальную энергию готовящихся очагов, на протяжении всего процесса остается в среднем неизменной» [Ризниченко, 1968, с. 18]. Полицикличность геологической истории Земли свидетельствует, что тектонические процессы в целом не являются стационарными, но поскольку они очень медленно изменяются во времени, то при анализе современной (по крайней мере, голоценовой)

Таблица 2. Среднегодовые и средние по территории параметры графиков повторяемости землетрясений и их стандартные отклонения

Территория	Наклон				Активность		Максимальный класс	
	γ	σ_γ	g	σ_g	A_{10}	σ_A	$K_{\max}$	σ_K
Среднегодовые								
Район	–0.44	0.07	–0.48	0.05	0.06	0.07	12.5	1.1
Участок 1	–0.42	0.10	–0.48	0.06	0.10	0.13	12.0	1.4
Участок 2	–0.41	0.12	–0.48	0.07	0.03	0.01	11.6	1.2
ББ–разлом	–0.47	0.11	–0.52	0.08	0.91	1.79	11.5	1.4
Тк–разлом	–0.34	0.14	–0.47	0.11	0.22	0.09	10.2	1.1
Средние по территории (в площадках $1^\circ \times 1^\circ$)								
Район	–0.42	0.09			0.06	0.11	12.5	1.4

Примечание. σ_γ , σ_g , σ_A и σ_K — стандартное отклонение наклона графика повторяемости (МНК, ММП), сейсмической активности и максимального энергетического класса землетрясений.

сейсмичности допустимо стационарное приближение. При стационарном приближении появляется возможность физически корректно проводить сейсмическое районирование и оценку сейсмической опасности территорий путем анализа пространственно-временных изменений энергетической структуры сейсмичности разных иерархических уровней относительно параметров устойчивого долговременного состояния системы сейсмогенеза. Однако при этом нижний временной предел должен соответствовать сейсмическому циклу исследуемой территории, так как только в этом случае структуры естественной и регистрируемой сейсмичности будут тождественны друг другу.

Знание и учет фундаментальных законов нелинейной природы позволяет улучшить понимание динамики системы, спрогнозировать и оценить особенности ее поведения при бифуркациях, когда она изменяет свою траекторию, часто катастрофическим образом. Понимание динамики энергетической структуры сейсмогенеза в рамках бифуркации Андронова—Хопфа приводит к необходимости рассмотреть несколько важных, на наш взгляд, теоретических и прикладных проблем в области сейсмичности. При наличии двух аттракторов в динамике энергетической структуры системы сейсмогенеза возникает вопрос, какой из них должен быть учтен при общем сейсмическом районировании территорий? Поскольку предельный цикл представляет собой стационарный режим с независимой от начальных условий определенной амплитудой, то в динамической системе сейсмогенеза будет, очевидно, выполняться условие эргодичности. А.Т. Уинфри [Winfree, 1980] назвал области, в которых возможны два режима (фокус и предельный цикл), черной дырой. По его мнению, в этой области параметров можно так приложить возмущение к колебательной системе, что она попадет в область притяжения точки покоя, что приведет к прекращению колебаний. В частности, это показано для уравнений, моделирующих поведение нервного импульса [Ризниченко, 2011]. В приложении к полученным результатам это может указывать на возможность при определенных условиях реализации сейсмического процесса без катастрофических землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С целью исследования динамики состояний энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга БРС в работе осуществлен статистический анализ параметров графиков повторяемости землетрясений с $K_p \geq 8$, произошедших с 1964 по 2013 г. Установлено, что наиболее существенные изменения максимального энергетического класса $K_{\max}$, наклона γ и g графика повторяемости землетрясений и сейсмической активности A_{10} происходят при реализации сильных землетрясений. Оценено влияние способов расчета параметров и объемов N выборки и показано, что разброс в оценке минимизируется при N более тысячи событий: при таком числе толчков определение параметров графика повторяемости устойчиво, а стандартное отклонение g уменьшается по степенному закону. Наблюдаемая тенденция стабилизации параметров и уменьшения их пространственно-временных флуктуаций с увеличением объемов данных соответствует общему представлению о стационарности открытых динамических систем. Наличие двух аттракторов параметра γ , скачкообразный переход с одного из них (предельного цикла) на другой (неустойчивый фокус) при реализации сильных землетрясений и постепенный уход с точки-фокуса на предельный цикл указывают на соответствие поведения энергетической структуры сейсмичности юго-западного фланга БРС модели бифуркации Андронова—Хопфа. Для изучения особенностей и специфики формирования этого процесса выполнены расчеты γ и g , характеризующие динамику состояний энергетической структуры сейсмичности в сценариях «афтершоковой» и «роевой» серии толчков. Сопоставление графиков модельных и реальных изменений γ и g указывает на лучшее соответствие «афтершоковой» модели динамике энергетического состояния естественной сейсмичности всех исследуемых территорий юго-западного фланга БРС.

Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ (14-05-00308_a, 14-45-04011_p_Сибирь_a).

ЛИТЕРАТУРА

- Айвазян С. А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. М., Финансы и статистика, 1983, 470 с.
- Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. М., Наука, 1981, 918 с.
- Гайский В.Н. Статистические исследования сейсмического режима. М., Наука, 1970, 121 с.
- Голенецкий С.И. К обоснованию метода суммирования землетрясений при количественных оценках сейсмичности // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М., Наука, 1981, с. 54—62.
- Голенецкий С.И. Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1986 году. М., Наука, 1989, с. 112—122.

Голенецкий С.И., Демьянович В.М., Филина А.Г. Представительность землетрясений Южной Сибири и Монголии в 1980—1990 гг. // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., 1993, вып. 1, с. 83—85.

Горькавый Н.Н., Левицкий Л.С., Тайдакова Т.А., Трапезников Ю.А., Фридман А.М. О зависимости корреляции между региональной сейсмичностью Земли и неравномерностью ее вращения от глубины очагов землетрясений // Физика Земли, 1999, № 11, с. 52—66.

Демьянович В.М., Ключевский А.В. Сравнительный анализ параметров графиков повторяемости землетрясений по заданному распределению толчков // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, вып. 11, с. 87—88.

Демьянович В.М., Ключевский А.В., Черных Е.Н. Напряженно-деформированное состояние литосферы и сейсмичность в зоне Белино-Бусийнгольского разлома (Южное Прибайкалье) // Вулканология и сейсмология, 2008, № 1, с. 46—61.

Джурик В.И., Ключевский А.В., Серебренников С.П., Демьянович В.М., Батсайхан Ц., Баяраа Г. Сейсмичность и районирование сейсмической опасности территории Монголии. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, 420 с.

Жалковский Н.Д., Мучная В.И. О точности определения наклона графика повторяемости землетрясений // Геология и геофизика, 1987 (10), с. 121—129.

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М., Наука, 2006, 254 с.

Землетрясения России в 2005 году. Обнинск, ГС РАН, 2007, 180 с.

Землетрясения Северной Евразии. Обнинск, ГС РАН, 2010, 446 с.

Ключевский А.В. Шкалы землетрясений Байкальского региона // Вулканология и сейсмология, 2005, № 3, с. 51—61.

Ключевский А.В. Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли, 2007, № 12, с. 14—26.

Ключевский А.В. Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // ДАН, 2011, т. 437, № 2, с. 249—253.

Ключевский А.В., Демьянович В.М. О соответствии пространственно-временных вариаций геодинамического и сейсмического процессов в Байкальском регионе // ДАН, 2003, т. 390, № 4, с. 537—541.

Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмичность разломных зон Южного Прибайкалья // Город: прошлое, настоящее, будущее. Иркутск, Изд-во ИГТУ, 2004, с. 77—81.

Ключевский А.В., Демьянович В.М. Напряженно-деформированное состояние литосферы в Южном Прибайкалье и Северной Монголии по данным о сейсмических моментах землетрясений // Физика Земли, 2006, № 5, с. 65—77.

Ключевский А.В., Зуев Ф.Л. Структура поля эпицентров землетрясений Байкальского региона // ДАН, 2007, т. 415, № 5, с. 682—687.

Ключевский А.В., Ключевская А.А. Сейсмический процесс в литосфере Байкальской рифтовой зоны: эпизоды синхронизации // ДАН, 2009, т. 425, № 2, с. 240—244.

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Баяр Г. Оценка рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений в Байкальском регионе и Монголии // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (7), с. 746—762.

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И. Иерархия сильных землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 279—288.

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Группы землетрясений Байкальской рифтовой зоны: статистика и пространственно-временное распределение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, вып. 9, с. 99—101.

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Неопределенности в оценке параметров графиков повторяемости землетрясений Байкальского региона // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012, т. 2, с. 33—36.

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И. Оценки энергии сеймотектонических деформаций литосферы Байкальской рифтовой зоны // Вулканология и сейсмология, 2013, № 4, с. 40—56.

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Ключевская А.А. Энергетическая структура сейсмичности юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // ДАН, 2015, т. 464, № 5, с. 611—617.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 91—106.

- Львовский Е.Н.** Статистические методы построения эмпирических формул. М., Высшая школа, 1982, 224 с.
- Малинецкий Г.Г., Потапов А.Б.** Современные проблемы нелинейной динамики. М., УРСС, 2000, 336 с.
- Николис Г., Пригожин И.** Познание сложного. М., Едиториал УРСС, 2003, 344 с.
- Новая философская энциклопедия** / Ред. В.С. Степин. М., Мысль, 2010, т. 3, 692 с.
- Пригожин И., Стенгерс И.** Порядок из хаоса. М., Прогресс, 1985, 425 с.
- Раутиан Т.Г.** Об определении энергии землетрясений на расстояниях до 3000 км // Экспериментальная сейсмика. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1964, № 32 (193), с. 86—93.
- Ризниченко Г.Ю.** Лекции по математическим моделям в биологии. М.—Ижевск, НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2011, 560 с.
- Ризниченко Ю.В.** Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности // Изв. Академии наук СССР. Серия геофизическая. 1964, № 7, с. 969—977.
- Ризниченко Ю.В.** Энергетическая модель сейсмического режима // Физика Земли. Изв. Академии наук СССР. 1968, № 5, с. 3—19.
- Ризниченко Ю.В., Артамонов А.М.** Развитие энергетической модели пространственно-временного хода сейсмичности // Физика Земли. Изв. Академии наук СССР, 1975, № 12, с. 35—42.
- Ружич В.В., Левина Е.А., Писаренко В.Ф., Любушин А.А.** Статистическая оценка максимальной возможной магнитуды землетрясений для Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (10), с. 1443—1455.
- Садовский М.А.** Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 4, с. 829—831.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.** Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М., Наука, 1987, 101 с.
- Соболев Г.А.** Стадии подготовки сильных Камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология, 1999, № 4—5, с. 63—72.
- Экология человека в изменяющемся мире** / Ред. В.А. Черешнев. Екатеринбург, УрО РАН, 2006, 570 с.
- Doser D.I.** Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics, 1991, v. 196, p. 87—107.
- Golenetsky S.I.** Problems of seismicity of the Baikal rift zone // J. Geodyn., 1990, v. 11, p. 293—307.
- Keilis-Borok V.I., Knopoff L., Rotwain I., Allen C.R.** Intermediate term prediction of occurrence times of strong earthquakes // Nature, 1988, v. 335, № 6192, p. 690—694.
- Klyuchevskii A.V.** Nonlinear geodynamics of the Baikal Rift System: an evolution scenario with triple equilibrium bifurcation // J. Geodyn., 2010, v. 49, № 1, p. 19—23.
- Klyuchevskii A.V.** Rifting attractor structures in the Baikal rift system: Location and effects // J. Asian Earth Sci., 2014, v. 88, p. 246—256.
- 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, № 4, p. 709—716.
- Sykes L.R., Jaume S.C.** Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursor to large earthquakes in the San Francisco Bay area // Nature, 1990, v. 348, № 6302, p. 595—599.
- Wiemer S., Wyss M.** Seismic quiescence before the Landers ($M = 7.5$) and Big Bear ($M = 6.5$) 1992 earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1994, v. 84, № 3, p. 900—916.
- Winfrey A.T.** The geometry of biological time. New York, Heidelberg, Berlin, Springer-Verlag, 1980, 530 p.
- [<http://www.seis-bykl.ru/>] Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук».