

УДК 550.34+ 551.24

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЗОНЕ И ИХ ПРОГНОЗ

© 2010 г. С. И. Шерман, Е. А. Горбунова

Представлено академиком Г.С. Голицыным 05.06.2010 г.

Поступило 20.05.2010 г.

Для Байкальской сейсмической зоны (БСЗ) установлено, что триггерным механизмом активизации разрывов служат деформационные волны, характеризующиеся устойчивыми векторами фазовых скоростей, периодами и длинами. Они же в сегментах БСЗ и ее разломах предопределяют временную последовательность возникновения очагов землетрясений и наиболее вероятные места их локализации. Обсуждаемая концептуальная основа позволяет осуществлять вероятностный кратковременный прогноз места и времени возникновения землетрясений в сегментах БСЗ и ее отдельных разломах на периоды уверенной экстраполяции установленных регрессионных зависимостей время—место.

Сейсмический процесс — суть комплекс сейсмических событий, генерируемых селективной активизацией разломов в сейсмической зоне в интервалах реального времени (месяцы, годы, десятилетия) [1]. В суммарной результативности локализация сейсмических событий в сейсмической зоне характеризуется квазихаотичностью распределения эпицентрального поля землетрясений. Оно затушевывает анализ геолого-геофизической закономерности о структурных и временных факторах, определяющих локализацию событий в активизирующихся разломах. Для выяснения порядка пространственно-временной закономерности локализации очагов землетрясений в БСЗ проведен раздельный анализ двух главных факторов, позволяющих выделить селективно активные разломы, осуществляющие структурный контроль очагов (эпицентров) землетрясений в заданные интервалы реального времени, и оценить временную последовательность в локализации очагов землетрясений в выделенных активных разломах — концентраторах землетрясений в рассматриваемые интервалы времени. Многовариантность причин возникновения очагов землетрясения

различных энергетических классов (см. [2–4] и др.) требует исключения из первоначального анализа очень слабых событий и ограничения его изучением группировок событий с $K \geq 12$ ($K = \lg E$ (Дж))^{*} во временном интервале 1950–2008 гг. В исследовании использован каталог землетрясений Байкальского филиала геофизической службы СО РАН.

АКТИВНЫЕ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ РАЗЛОМЫ БСЗ КАК КОНЦЕНТРАТОРЫ ОЧАГОВ СОВРЕМЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В работе [5] на основе обработки многотысячных данных эпицентров землетрясений определены стабильные во времени участки их высокой плотности, которые в комплексном анализе с геолого-структурными данными позволили выделить в Байкальской рифтовой системе зону современной деструкции литосферы (рис. 1). В зоне локализованы все крупнейшие землетрясения БСЗ за последние 200 лет. В геотектоническом отношении зона современной деструкции литосферы отражает развивающуюся в кайнозойскую межплитную границу между Сибирской и Забайкальской литосферными плитами [6].

Таким образом, локализация за исторический период времени крупнейших землетрясений БСЗ контролируется зоной современной деструкции литосферы. Зона четко подразделяется на несколько крупных сегментов, пространственно разделенных на местности небольшими слабо сейсмичными перемычками. В первом приближении сегменты соответствуют флангам и центральной части Байкальской рифтовой системы [7].

В работе [8] предложено оценивать степень активности разломов в реальном времени количественным индексом сейсмической активности ξ_n , позволяющим “выявить” только те разломы, ко-

*Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

^{*} В Байкальском регионе для пересчета магнитуд M в значения энергетических классов K используются формулы $K \leq 4 + 1.8M$ (при $K \leq 14$) и $K = 8.1 + 1.16M$ (при $K > 14$).

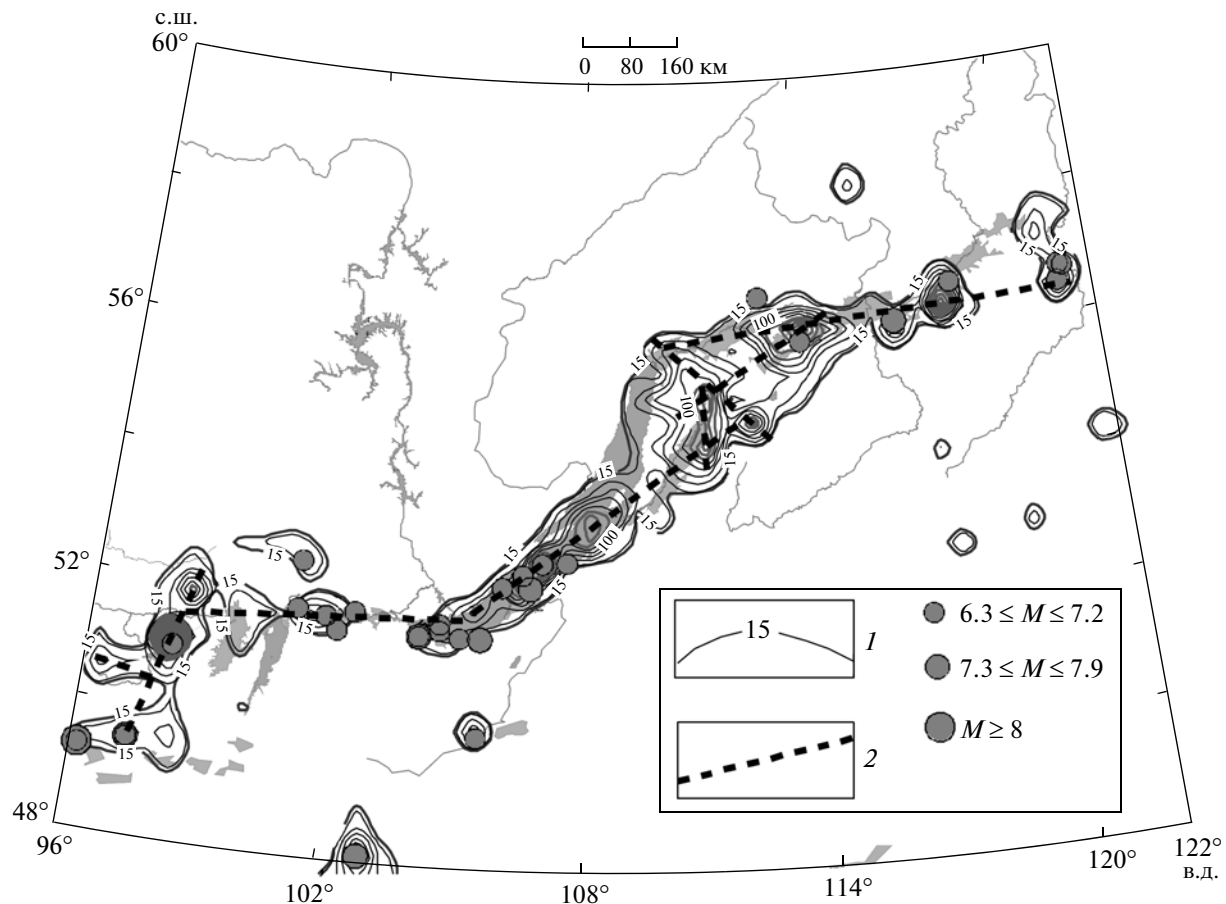


Рис. 1. Зона современной деструкции литосферы и очаги сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны [5]: 1 – изолинии плотностей землетрясений; 2 – ось зоны современной деструкции литосферы.

торые концентрируют землетрясения в короткие интервалы реального времени (месяцы, годы, десятилетия). На этой основе составлена новая карта активных в реальное время разломов с эпицентрами землетрясений с $K \geq 12$ за 1950–2008 гг. Она позволила уточнить активные в реальном времени сегменты зоны современной деструкции литосферы и выделить сопряженные с ними другие разломы, контролируемые землетрясения с $K \geq 12$ (рис. 2).

Зона современной деструкции литосферы, несмотря на относительно короткий интервал реального времени и уменьшение общего количества сильных землетрясений за последние 50 лет, сохраняет за собой фактор контроля их локализации. Ее сегментация на несколько отдельных отрезков находит генетическое обоснование в геолого-структурной специфике флангов Байкальской рифтовой системы по отношению к ее центру и различиям в типах напряженного состояния литосферы этих же фрагментов [9]. Эпицентры происходящих в текущее время в БСЗ относительно сильных землетрясений с $M \geq 5$ не выходят за границы динамического влияния зоны деструкции. Со-

бытия с $K \geq 12$ дополнительно контролируются отдельными разломами (см. рис. 2), а более слабые – многочисленными другими разрывами. В целом структура эпицентрального поля отражает распределение очагов землетрясений разной силы по отношению к оси деструктивной зоны и разломам различных иерархических рангов, на частных примерах подтверждая тектонофизическую модель БСЗ [1] – локализация землетрясений контролируется разломной тектоникой при закономерной селективной активизации разломов в короткопериодные интервалы реального времени.

ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНЕ СОВРЕМЕННОЙ ДЕСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ И КОНКРЕТНЫХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ

Создана ГИС Digital faults и разработаны алгоритмы для работы с базами данных по разломной тектонике и эпицентральному полю землетрясений. Они позволили получить новую характеристику активных разломов – векторную скорость

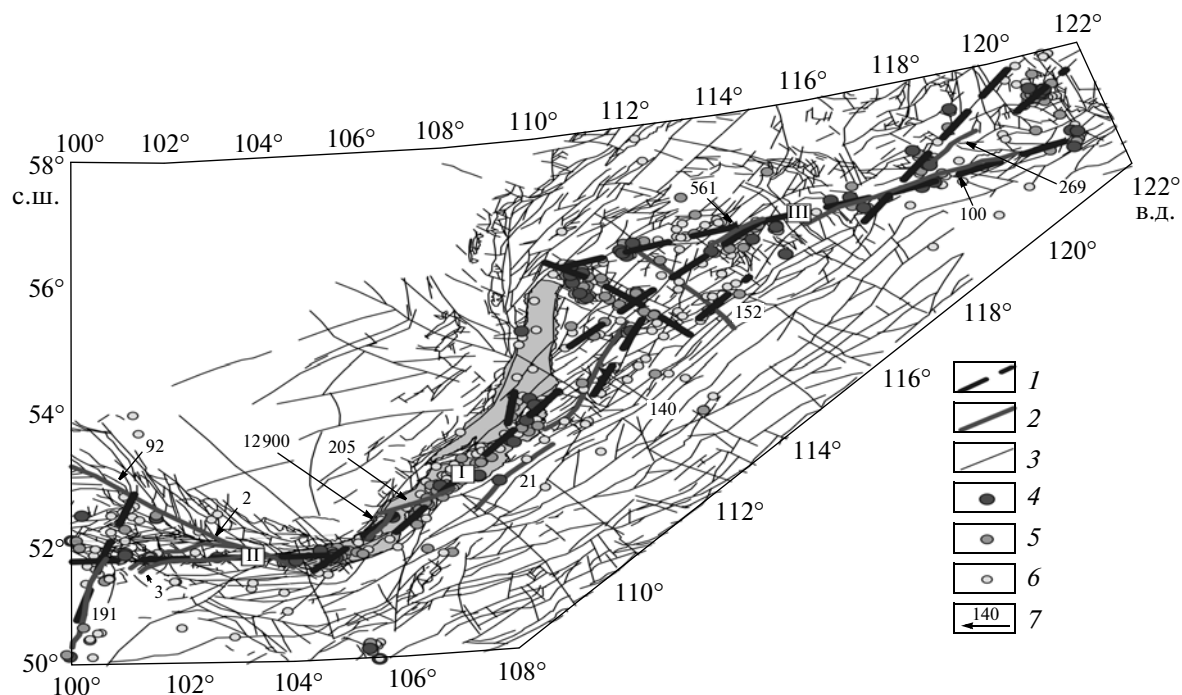


Рис. 2. Карта разломов Байкальской рифтовой системы и эпицентры очагов землетрясений с $K \geq 12$ за 1950–2008 гг.: 1 – ось зоны современной деструкции литосферы, 2 – разломы, использованные в анализе и приведенные в табл. 1 и 2; 3 – другие разломы Байкальской рифтовой системы; 4–6 – эпицентры очагов землетрясений с $K \geq 14$ (4), 13 (5), 12 (6), 7 – номер разлома по каталогу.

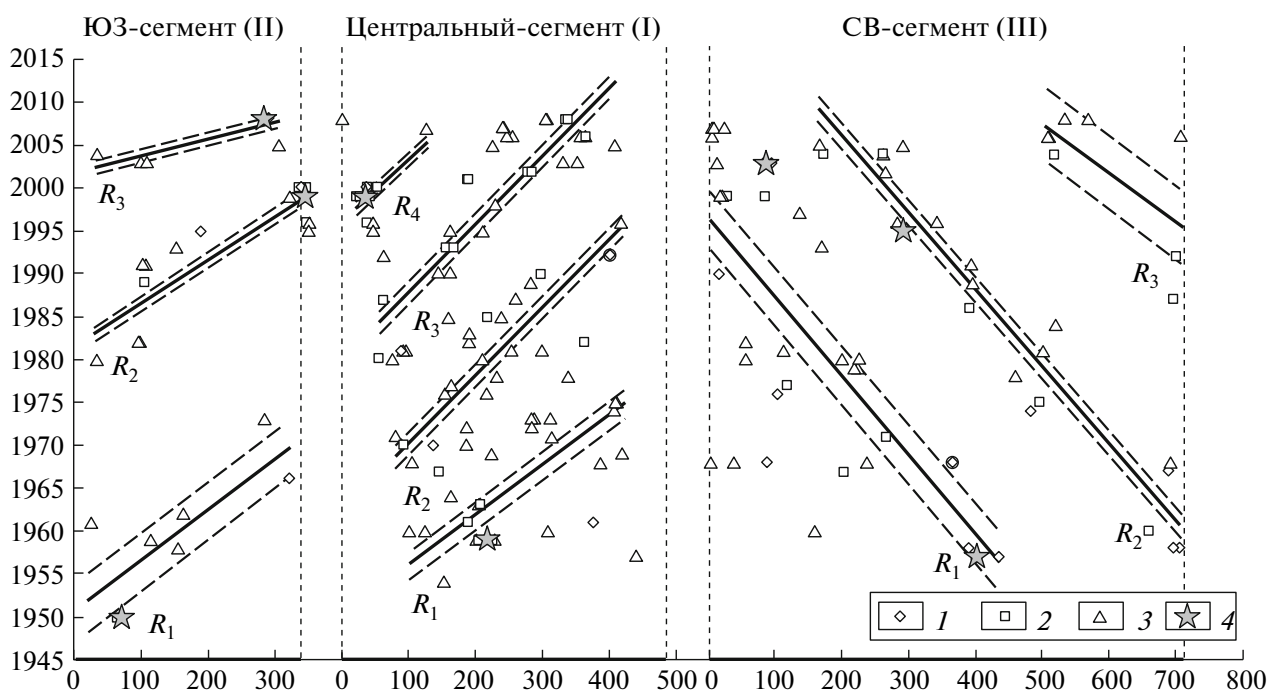


Рис. 3. Графики временных трендов сейсмических событий в сегментах БСЗ и краткосрочный прогноз локализации землетрясений с $K \geq 12$. Ось абсцисс – расстояние от западного конца сегментов, км; ось ординат – годы возникновения землетрясений. Сегменты: I – центральный; II – юго-западный; III – северо-восточный; 1–3 землетрясения с $K \geq 14$ (1), 13 (2), 12 (3); 4 – сильнейшие события с $K \geq 15$.

Таблица 1. Коэффициенты корреляций и уравнения регрессий время–место землетрясений, произошедших в различных сегментах и разломах БСЗ за 1950–2008 гг.

Сегменты и разломы	Классы и количество сейсмических событий, используемых в анализе		Кол-во временных совокупностей (периодов)	Коэф. корреляции в соответствии с совокупностями группировок землетрясений по годам	Уравнения регрессии $t(\ell)^*$
	$K \geq 12$	$K \geq 11$			
ЮЗ-сегмент	51		3	$R_1 = 0.77$ $R_2 = 0.90$ $R_3 = 0.86$	$t = (0.0598 \cdot \ell + 1950.3) \pm 3.4$ $t = (0.0511 \cdot \ell + 1981.3) \pm 0.8$ $t = (0.0195 \cdot \ell + 2001.8) \pm 0.7$
Центральный сегмент	123		4	$R_1 = 0.74$ $R_2 = 0.90$ $R_3 = 0.87$ $R_4 = 0.64$	$t = (0.0587 \cdot \ell + 1932.3) \pm 1.5$ $t = (0.0799 \cdot \ell + 1938.2) \pm 1.3$ $t = (0.0796 \cdot \ell + 1956) \pm 1.3$ $t = (0.074 \cdot \ell + 1973.6) \pm 0.7$
СВ-сегмент	68		3	$R_1 = 0.71$ $R_2 = 0.97$ $R_3 = 0.68$	$t = (-0.0922 \cdot \ell + 2083.2) \pm 3.4$ $t = (-0.0897 \cdot \ell + 2108.2) \pm 1.4$ $t = (-0.0595 \cdot \ell + 2093.3) \pm 4.4$
Разлом № 2		9	1	$R = 0.94$	$t = (1.6343 \cdot \ell + 1941.9) \pm 2.6$
Разлом № 3		10	1	$R = 0.72$	$t = (1.284 \cdot \ell + 1911.6) \pm 5.8$
Разлом № 92		10	2	$R_1 = 0.99$ $R_2 = 0.97$	$t = (0.4591 \cdot \ell + 1916.7) \pm 2.8$ $t = (0.3104 \cdot \ell + 1961.3) \pm 1.9$
Разлом № 191		6	1	$R = 0.99$	$t = (-0.8592 \cdot \ell + 2032.3) \pm 1.7$
Разлом № 21		5	1	$R = 0.94$	$t = (0.4017 \cdot \ell + 1935.4) \pm 4.3$
Разлом № 140		8	2	$R_1 = 0.99$ $R_2 = 0.96$	$t = (0.0483 \cdot \ell + 1966.6) \pm 1.0$ $t = (0.1105 \cdot \ell + 1979.2) \pm 2.9$
Разлом № 205		25	3	$R_1 = 0.54$ $R_2 = 0.73$ $R_3 = 0.97$	$t = (0.162 \cdot \ell + 1948.6) \pm 1.5$ $t = (0.3412 \cdot \ell + 1953.1) \pm 3.8$ $t = (0.4323 \cdot \ell + 1973.4) \pm 3.8$
Разлом № 12900		18	2	$R_1 = 0.90$ $R_2 = 0.86$	$t = (0.5685 \cdot \ell + 1948) \pm 2.4$ $t = (0.6788 \cdot \ell + 1972.6) \pm 3.2$
Разлом № 100		28	3	$R_1 = 0.91$ $R_2 = 0.93$ $R_3 = 0.88$	$t = (-0.279 \cdot \ell + 1990.9) \pm 3.9$ $t = (-0.1628 \cdot \ell + 2000.3) \pm 2.1$ $t = (-0.1643 \cdot \ell + 2014.9) \pm 2.5$
Разлом № 152		10	2	$R_1 = 0.37$ $R_2 = 0.70$	$t = (-0.046 \cdot \ell + 1984) \pm 4.5$ $t = (-0.0396 \cdot \ell + 2002.4) \pm 4.6$
Разлом № 269		19	2	$R_1 = 0.75$ $R_2 = 0.72$	$t = (-0.7555 \cdot \ell + 1995.1) \pm 2.3$ $t = (-0.4445 \cdot \ell + 2005.3) \pm 1.3$
Разлом № 561		11	3	$R_1 = 0.99$ $R_2 = 0.82$ $R_3 = 0.99$	$t = (-0.0858 \cdot \ell + 1971.3) \pm 1.3$ $t = (-0.211 \cdot \ell + 1994.3) \pm 3.4$ $t = (-0.2341 \cdot \ell + 2019.2) \pm 1.5$

* t – время фиксации землетрясения, годы; ℓ – место землетрясения как расстояние от западного окончания сегмента или разлома, км.

активизации. Под ней понимается направление и скорость движения вдоль разломов деформационной волны, вызывающей их активизацию и последовательную по движению фронта волны реализацию очагов землетрясений [10, 11]. Деформационная волна рассматривается как триггерный

механизм возникновения очагов землетрясений вдоль простирающихся активных разломов. По разработанной методике изучена временная закономерность возникновения очагов землетрясений в различных сегментах БСЗ, характеризуемых различными полями региональных напряжений, от-

Таблица 2. Характеристика параметров деформационных волн — триггерных механизмов сейсмических событий с $K \geq 12$ в БСЗ

Сегменты и разломы БСЗ	Направление движения волны	Средняя фазовая скорость волны, км/год	Длина волны, км	Период, год
ЮЗ-сегмент	Запад—восток	29	640	22
Центральный сегмент	Запад—восток	17	340	20
СВ-сегмент	Восток—запад	13	360	28
Разлом № 2	Запад—восток	1	—	—
Разлом № 3	Запад—восток	1	—	—
Разлом № 92	Запад—восток	3	70	23
Разлом № 191	Восток—запад	1	—	—
Разлом № 21	Запад—восток	2	—	—
Разлом № 140	Запад—восток	15	300	20
Разлом № 205	Запад—восток	5	100	20
Разлом № 12900	Запад—восток	2	50	25
Разлом № 100	Восток—запад	5	50	10
Разлом № 152	Восток—запад	23	460	20
Разлом № 269	Восток—запад	2	20	10
Разлом № 561	Восток—запад	7	140	20

ражающимися и на сейсмическом процессе [12]. По этой причине каждый из крупных сегментов БСЗ рассматривается автономно. Охватываемая ими площадь зафиксированных эпицентров землетрясений, ограничивается 15-километровой по ширине полосой в каждую из сторон от осевой линии зоны деструкции.

На графиках рис. 3 показано время и место локализации эпицентров в сегментах зоны современной деструкции. Выборка содержит 242 наблюдения, которые сгруппированы в четыре скопления, три из которых соответствуют сегментам деструктивной зоны, одно — небольшой пограничной территории по 109° в.д. со сложным строением разломных сочленений между первым и третьим сегментами. Линии регрессии, кроме тесноты связи между событиями, характеризуют два дополнительных параметра: наклон линий воспроизводит вектор пространственно-временной последовательности “движения” очагов землетрясений вдоль сегмента (с левого его конца на правый или наоборот), а тангенс угла наклона линии к оси ординат характеризует среднюю скорость изменения мест локализации, “движения”, очагов. Она соответствует фазовой скорости деформационной плоской волны, в качестве триггерного механизма возбуждающей активизацию разрывов в сегментах или вне них, и последовательному возникновению очагов землетрясений [1, 10]. Количественные характеристики деформационных волн как триггерных механизмов возникновения очагов землетрясений в БСЗ приведены в табл. 1 и 2. При наличии нескольких пери-

одов фиксируется увеличение коэффициентов корреляции функций $t(l)$ для “средних” линий регрессий.

Для уточнения выводов о направленности деформационных волн отдельно проанализированы временные тенденции локализации землетрясений в некоторых разломах, территориально расположенных в различных частях БСЗ (рис. 2). В анализ включены более слабые землетрясения с $K \geq 11$. Результаты подтверждают тенденцию во временной последовательности расположения очагов землетрясений с запада на восток или, наоборот, в соответствующих местах БСЗ (табл. 1 и 2) и дополняют аргументацию о волновых триггерных механизмах, способствующих активизации разрывов и временной последовательности по их простиранию возбуждения очагов землетрясений. Устанавливаемая закономерность нарушается в случаях, когда появляются очаги, вызванные наведенной сейсмичностью или суперинтенсивными деформациями активных разломов в понимании Ю.О. Кузьмина [13]. Вариации векторной направленности в активизации разрывов вплоть до противоположной, оцененные по сейсмическому мониторингу при включении в анализ слабых землетрясений, нельзя считать отклонением от общего правила. Это лишь подтверждение того, что в группе слабых могут быть и наведенные или вызванные другими причинами сейсмические события. Общий анализ последовательности возникновения очагов землетрясений по простиранию БСЗ с ЮЗ-фланга в центральную часть и далее на СВ-фланг позволяет сделать следующие

выводы и краткосрочные прогнозы сейсмичности.

1. Регистрируются два генеральных направления в последовательности активизаций сегментов БСЗ и ее отдельных разрывов: в западной части территории – с запада на восток, в восточной – с востока на запад. Граница смены направлений проходит около 109° в.д., где намечается осложнение разломной тектоники и развитие поперечных к генеральному простиранию БСЗ систем разрывов северо-западного направления.

2. Вариации коэффициентов корреляции для линий регрессий время–место характеризуются повышением значений для годов, соответствующих полным периодам деформационных волн. Это вызвано различием во времени начала инструментальных наблюдений и наступлением фронтов волн, а также незавершенностью периода их продвижения к прекращению наблюдений. Иными словами, из-за продолжительности периодов не во всех случаях охвачены полные циклы волновых процессов. Тем не менее, зафиксированные за 53-летний цикл наблюдений редкие сильные события хорошо вписываются в вычисленные регрессионные зависимости.

3. Триггерным механизмом активизации разрывов служат деформационные волны, характеризующиеся устойчивыми векторами фазовых скоростей, периодами и длинами. Они же определяют временную последовательность возникновения очагов землетрясений, а также наиболее вероятные места их локализации. Обсуждаемая концептуальная основа позволяет прогнозировать место и время сейсмических событий и осуществлять кратковременный прогноз вероятности возникновения землетрясений в сегментах БСЗ и ее отдельных

разломах на периоды уверенной экстраполяции установленных регрессионных зависимостей время–место.

Исследования выполнены по гранту РФФИ (09–05–12023–офи_м), Госконтракту 02.740.11.0446, Интеграционному проекту СО РАН № 61, проекту ОНЗ РАН 16.8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Шерман С.И.* // Физика Земли. 2009. № 11. С. 8–21.
2. *Соболев Г.А.* В кн.: Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 67–78.
3. *Scholz C.H.* The Mechanics of Earthquakes and faulting. 2nd ed. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2002.
4. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.
5. *Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V.* // Tectonophysics. 2004. V. 380. № 3/4. P. 261–272.
6. *Шерман С.И., Леви К.Г.* Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
7. *Логачев Н.А.* // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
8. *Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А.* // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 395–398.
9. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
10. *Шерман С.И.* // ДАН. 2007. Т. 415. № 1. С. 110–114.
11. *Sherman S.I., Gorbunova E.A.* // Earth Sci. Frontiers. 2008. V. 15. № 3. P. 337–347.
12. *Sherman S.I., Gladkov A.S.* // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 133–142.
13. *Кузьмин Ю.О.* // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–111.