

## СОВРЕМЕННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА)

© 2014 г. В. А. Саньков<sup>1,2</sup>, А. В. Лухнев<sup>1</sup>, А. И. Мирошниченко<sup>1</sup>, А. А. Добрынина<sup>1</sup>,  
С. В. Ашурков<sup>1</sup>, Л. М. Бызов<sup>1</sup>, М. Г. Дембелов<sup>3</sup>, Э. Кале<sup>4</sup>, Ж. Девершер<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Институт физического материаловедения СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

e-mail: sankov@crust.irk.ru

<sup>4</sup>Ecole Normale Supérieure, Paris, France

<sup>5</sup>Universite de Bretagne Occidentale, Brest, France

Поступила в редакцию 01.07.2013 г.

В работе анализируются данные о современных горизонтальных движениях и деформациях центральной и южной части Байкальской впадины и их соотношение с современной сейсмичностью. На основе долговременных измерений на Байкальском геодинимическом GPS-полигоне уточнена скорость дивергенции Сибирского и Забайкальского блоков, которая составляет  $3.4 \pm 0.7$  мм/год в юго-восточном направлении ( $130^\circ$ ). Это коррелирует с параметрами долговременной составляющей растяжения, определенной по геологическим данным, и с направлением растяжения по сейсмологическим данным. Распределение скорости смещений вкострест простираения рифтовой впадины с постепенным ее ростом от одного блока к другому указывает на нежесткое поведение континентальных литосферных плит на дивергентной границе. Около 30% ( $1.0\text{--}1.5$  мм/год) общего роста скорости приходится на Байкальскую впадину. Скорость деформации в пределах впадины достигает  $3.1 \times 10^{-8}$  год<sup>-1</sup> и постепенно уменьшается в обе стороны поперек структуры. Характер распределения скорости горизонтальных движений на Байкальской дивергентной границе между Евразийской и Амурской плитами отвечает модели пассивного рифтогенеза. Зоны высокоградиентного рельефа и повышенной сейсмической активности располагаются в пределах зоны современных деформаций, а скорость реализации сейсмического момента находится в прямой зависимости от скорости деформации. При этом скорость реализации сейсмического момента составляет первые проценты от скорости накопления геодезического момента, рассчитанного с применением подхода Дж. Андерсона [Anderson, 1979]. Используя соответствие графиков скорости накопления геодезического момента и реализации сейсмического момента для землетрясений  $M \geq 5.0$  за исторический и инструментальный периоды наблюдений, сделана попытка расчета текущего уровня сейсмической опасности для Южно-Байкальской впадины, соответствующего землетрясению с  $M = 7.5\text{--}7.6$ .

DOI: 10.7868/S0002333714060076

### 1. ВВЕДЕНИЕ

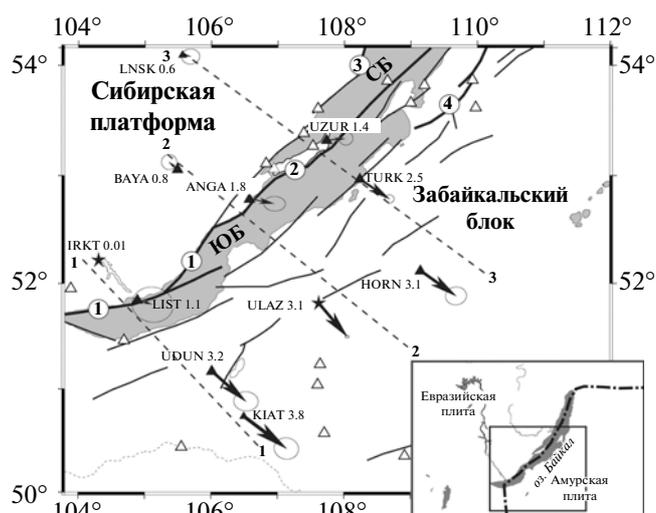
Байкальская впадина является ядром Байкальской рифтовой системы, местом зарождения последней, что следует из работ последних десятилетий [Логачев, 2001; Мац и др., 2001]. С точки зрения тектонофизики разломобразования этот сегмент рифтовой системы максимально приближен к зрелой стадии развития, когда литосфера разрушается на всю мощность, и образуется единый магистральный шов [Шерман и др., 1991]. Соответственно, кинематика движений на такой структуре наилучшим образом отвечает кинематике движений разделяемых ею блоков. Таким образом, изучение современной кинематики Байкальской впадины имеет важное значение для установления закономерностей региональ-

ной геодинимики Азиатского континента. Знание параметров движений блоков является необходимым элементом для решения вопроса об источнике тектонических сил, приводящих к развитию Байкальского рифта. Ранее последовательно предлагались модели пассивного [Molnar, Tapponier, 1975; Petit et al., 1996; Леонов, 2001; и др.] и активного [Logatchev, Zorin, 1987] рифтогенеза, модель, сочетающая оба механизма [Логачев и др., 2000], а затем вновь модель с доминированием активного механизма рифтогенеза под воздействием локального мантийного источника [Зорин, Турутанов, 2005; Зорин и др., 2006] или гравитационной неустойчивости осадков [Гольдин и др., 2006]. До настоящего времени исследователи не пришли к единому мнению по поводу источника Байкальского рифтогенеза, хотя от-

четливо наблюдается тенденция к сближению точек зрения представителей противоположных взглядов [Логачев, 2001]. Дополнительные аргументы в пользу той или иной гипотезы могут предоставить данные измерений современных движений методом спутниковой геодезии, которые в последнее время стали одним из мощных инструментов геодинамических исследований, дающих количественную основу для определения граничных условий любых построений. Кроме того, эти данные могут быть использованы для оценки скорости накопления упругой тектонической энергии в литосфере для сопоставлений с показателями реализации энергии в виде сейсмических событий.

## 2. НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И СЕЙСМИЧНОСТЬ БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

Байкальская впадина представляет собой полуграбен, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль края Сибирской платформы. Контраст в мощности и свойствах литосферы платформы и складчатой области обеспечил концентрацию деформаций вдоль их контакта. В деталях во впадине выделяют два крупных (Южно-Байкальская и Северо-Байкальская впадины), а внутри них – нескольких более мелких седиментационных бассейнов, которые ограничены разломами и разделены перемычками [Levi et al., 1997; Логачев, 2001; и др.]. На юге Южно-Байкальская впадина субширотного простирания ограничена с севера Обручевским разломом (см. рис. 1). Разлом имеет крутое ( $70^\circ$ ) падение на юг и представляет собой сдвиг-сброс с левосторонней горизонтальной компонентой смещения. Северо-восточнее истока р. Ангары разлом замыкает эту часть впадины, продолжаясь через котловину озера к южной части дельты р. Селенги. Мощность рыхлых отложений во впадине составляет около 7000 м [Хатчинсон и др., 1996]. Другая ветвь разлома продолжается на СВ вдоль берега оз. Байкал до Приольхонского блока, ограничивая впадину с ЗСЗ. Здесь ответвляется Морской (Ольхонский) разлом СВ простирания, прослеживающийся вдоль крутого подводного уступа, ограничивающего с ЮВ Приольхонский и Ольхонский блоки, а также подводный горст Академического хребта. К зоне Морского разлома приурочены максимальные глубины озера – более 1500 м, а мощность осадков в северной части Южно-Байкальской впадины по данным сейсмического профилирования составляет 8000 м [Хатчинсон и др., 1992]. Разлом имеет крутое падение  $60^\circ$ – $70^\circ$  в верхней части и выполаживается до  $35^\circ$  на глубине 10 км. Существуют различные интерпретации разреза осадочных отложений Байкальской впадины. Ряд исследователей считает, что в нижней части присутствуют мезозойские осадки [Крылов



**Рис. 1.** Схема разломов и поле скоростей современных горизонтальных движений Байкальской впадины по данным измерений на Байкальском GPS-полигоне за 1994–2007 гг. Толстыми линиями показаны главные сейсмоактивные разломы, тонкими – второстепенные. Цифрами в кружочках обозначены разломы: 1 – Обручевский, 2 – Морской, 3 – Северо-Байкальский и 4 – Баргузинский. ЮБ – Южно-Байкальская впадина, СБ – Северо-Байкальская впадина. Векторы скорости смещений пунктов относительно Сибирской платформы показаны с эллипсами 95% доверительного интервала. Пункты постоянных измерений показаны звездочками, а полевые пункты – треугольниками. Черными треугольниками показаны пункты долговременных измерений, белыми – со временем измерений 4 года и менее. Рядом с пунктами указаны аббревиатуры их названий и значения скорости движений в мм/год. Пунктирными линиями показаны профили 1–3.

и др., 1995]. Другие приходят к заключению, что нижнюю часть толщи слагают осадочные комплексы палеозоя [Суворов, Мишенькина, 2005]. Для дальнейших построений важно, что максимальные вертикальные смещения и мощности кайнозоя приурочены к Обручевскому и Морскому разломам. Существенно менее активной является зона Приморского разлома, ограничивающей с СЗ Приольхонский блок, максимальная амплитуда вертикальных смещений вдоль которой не превышает 500 м.

Распределение эпицентров землетрясений внутри Южно-Байкальской впадины неравномерно (рис. 2). Судя по нему, наибольшей современной сейсмической активностью характеризуются те же два разлома – Обручевский и Морской (рис. 1). Цепочки эпицентров, более концентрированные на юге и размазанные по впадине на севере, трассируются вдоль трасс указанных дизъюнктивов. Дополнительно к ним выделяются полосы эпицентров ближе к восточному борту впадины, трассируя, возможно, второстепенные активные структуры [Суворов, Тубанов, 2008]. Согласно данным [Радзиминович, 2002], распределение гипоцентров земле-

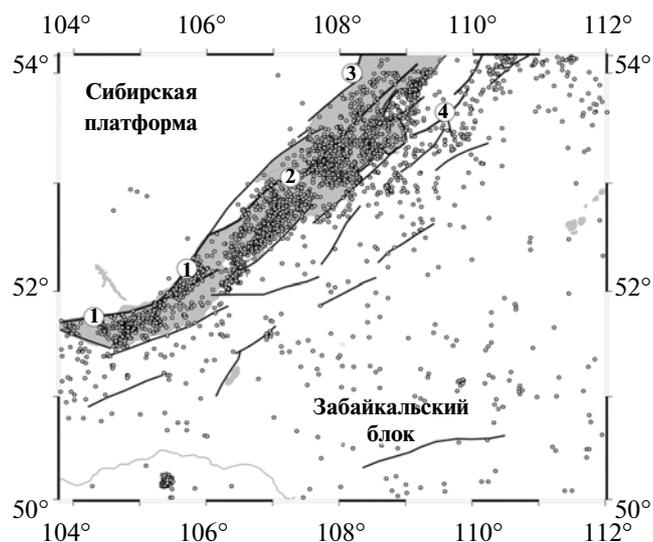


Рис. 2. Поле эпицентров землетрясений Южно-Байкальской впадины за 1960–2007 гг. с  $K_p \geq 9$  (по данным БФ ГС СО РАН).

трясений указывает на планарный тип главных разломов в Южно-Байкальской впадине и возможное выполаживание Морского разлома на глубину.

Удобным параметром для представления пространственного распределения сейсмической активности является суммарный сейсмический момент  $\Sigma M_0$  (Дж). Сейсмический момент,  $M_0$ , в терминах параметров очага землетрясения определяется через средний модуль сдвига земной ко-

ры ( $\mu$ ), площадь разрыва ( $A^e$ ) и среднее смещение в очаге [Brune, 1968]:

$$M_0 = \mu A^e D. \quad (1)$$

Предполагается, что, как и во многих регионах мира [Working Group..., 1995; Koravos et al., 2003; Pancha et al., 2005; и др.], скорость реализации сейсмического момента связана со скоростью деформации земной коры.

Для расчета сейсмического момента каждого конкретного землетрясения мы применили корреляционную зависимость между сейсмическим моментом и энергетическим классом  $M_0(K_p)$ , полученную для землетрясений Байкальской рифтовой системы с  $9.1 \leq K_p \leq 15.7$  по амплитудным спектрам Фурье объемных поперечных волн  $\lg M_0 \pm 0.60 = 1.03K_p + 3.17$  [Добрынина, 2009]. Карта распределения суммарного сейсмического момента в Байкальской впадине за период инструментальных наблюдений за сейсмичностью с 1963 по 2008 гг. (данные БФ ГС СО РАН) получена с усреднением  $20 \times 20$  км (рис. 3). Величина ячейки задана, исходя из двойной точности оценки эпицентров землетрясений, которая для отдельных событий может достигать  $\pm 10$  км. Можно отметить, что максимумы с уровнем выделения сейсмической энергии до  $10^{18} - 10^{19}$  Дж располагаются вдоль оси впадины, а распределение этого параметра на бортах структуры асимметрично – в сторону блока Сибирской платформы реализованная энергия спадает существенно быстрее, чем в сторону Забайкальского блока.

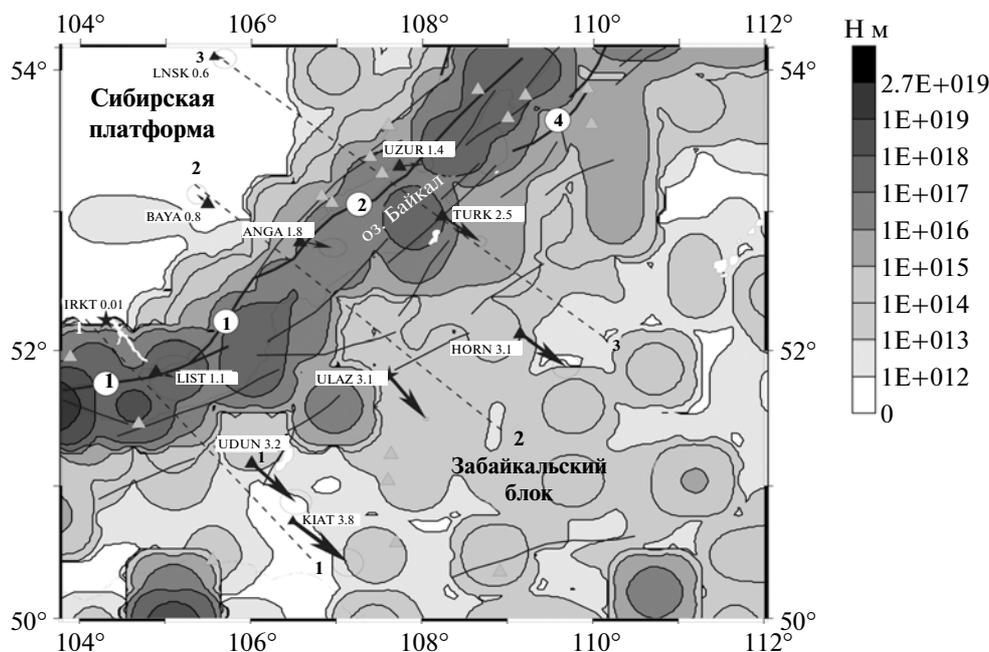


Рис. 3. Карта суммарного сейсмического момента для Южно-Байкальской впадины за 1960–2007 гг. с учетом землетрясений с  $K \geq 9$ .

### 3. СОВРЕМЕННЫЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

#### 3.1. Методика измерений современных движений

Сеть Байкальского геодинимического полигона, заложенная в 1994 году, насчитывает более 50 пунктов. Она охватывает южную и центральную части рифтовой системы. Опорными для сети служат пункты постоянных измерений в гг. Иркутск (IRKU с 1994 г. и IRKT с 1996 г.) и Улан-Удэ (ULAN с 1994 г. и ULAZ с 1999 г.). Данные на полевых пунктах получены в результате ежегодных измерений двухчастотными GPS-приемниками типа Ashtech Z12, Ashtech ZXtreme с применением антенн Geodetic II, Geodetic III и Choke Ring с интервалом записи 30 с в течение 22–23 ч на протяжении 2–4 дней.

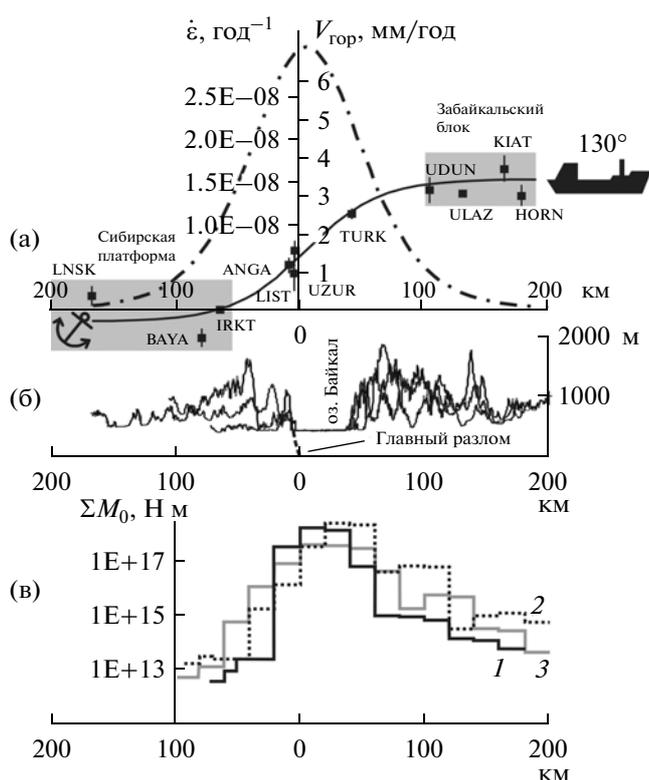
Анализ и расчет псевдодиапазонов и фазовых записей за каждый день измерений производились программным пакетом GAMIT [King, Bosk, 2000]. Используя метод двойных разностей, мы получили координаты региональных станций и их приращения, параметры движения спутников, 13 зенитных задержек для каждой станции и каждого дня измерений, а также фазовые неоднозначности. Для получения решения использовались финальные орбиты, полученные IGS (Международной GPS-службой), параметры ориентации вращения Земли (IERS), таблицы зависимостей фазовых центров от азимута и угла прихода спутникового сигнала, таблицы параметров Солнца и Луны, а также все материалы, рекомендованные IGS. Для уравнивания нашей GPS-сети с Международной системой отсчета (ITRF2000) мы использовали 18 глобальных станций IGS (ARTU, CHUM, FAIR, GRAZ, IRKT, KIT3, KOKB, NRIL, NVSK, ONSA, POL2, SELE, TIDB, TSKB, ULAB, URUM, USUD). Поправочные коэффициенты положений станций и орбитальных параметров, рассчитанные независимо за каждый день измерений, и их вариационно-ковариационные матрицы были объединены с результатами, полученными для глобальных станций Институтом океанографии (SIO), и затем обработаны фильтром Кальмана (GLOBK) [Herring et al., 1990]. После уравнивания региональной GPS-сети с сетью ITRF2000 рассчитаны ориентация, трансляция и масштабная трансформация сети с использованием данных станций IGS.

#### 3.2. Скорости современных горизонтальных движений и деформаций в Южно-Байкальской впадине

На рис. 1 показаны результаты расчетов векторов скорости движений для каждого пункта Байкальского полигона, сделанные относительно Сибирской платформы, являющейся частью стабиль-

ной Северной Евразии. Платформа представлена тремя станциями – постоянной IRKT (г. Иркутск) и полевыми БАУА (п. Баяндай) и LNSK (п. Верхотенск), располагающимися в южной части Иркутского амфитеатра. Ранее [Calais et al., 1998; 2003; Лухнев и др., 2003] расчеты делались либо относительно одного пункта IRKT, либо относительно Северной Евразии в целом. В первом случае результаты расчета включали элемент вращения сети относительно опорного пункта. Это заметно сказывается на значениях скоростей удаленных пунктов – они относительно повышены, а также на направлениях векторов. Во втором случае при уравнивании пунктов, находящихся на различных тектонических блоках в пределах Северной Евразии, несмотря на предполагаемую стабильность этой территории [Гатинский, Рундквист, 2000], ошибка по горизонтальной компоненте может быть довольно значительна. По оценкам в зависимости от длительности использованного периода измерений и выбранного набора станций для характеристики Евразии, отклонения отдельных точек внутри Северной Евразии варьируют от  $4.6 \pm 5.6$  [Larson et al., 1999] до  $0 \pm 1$  мм/год [Kogan et al., 2000]. Выбрав в качестве системы отсчета пункты, располагающиеся внутри стабильного кратонного блока, расположенного на сравнительно небольшом расстоянии от зоны деформации, мы рассчитываем получить геологически оправданную картину смещений вдоль края Сибирской платформы.

Особенностью картины горизонтальных смещений (см. рис. 1) является хорошее согласование векторов, расположенных в пределах Забайкальского блока, являющегося частью Амурской плиты. Пункты в южной части блока, наблюдения на которых проводились длительное время, характеризуются наибольшей согласованностью направлений движения. Все они смещаются на юго-восток по среднему азимуту  $130^\circ$ . Направления векторов варьируют в достаточно узком диапазоне – не более  $20^\circ$ . Максимальные ошибки скорости горизонтальных движений ( $V_{гор}$ ) по широтной компоненте достигают 0.59 мм/год, по долготной – 0.51 мм/год. Пункты, расположенные внутри рифта, на западном борту Байкальской впадины (LIST, ANGA, UZUR), характеризуются широтным направлением смещений с невысокими скоростями. В целом, скорость юго-восточного смещения пунктов возрастает от Сибирской платформы к Забайкалью (рис. 4). На графике отсчет расстояния сделан относительно трассы сейсмогенного разлома с максимальной амплитудой вертикальных смещений, по которому реализуется главная доля относительного движения блоков. На юге Байкальской впадины это Обручевский, а в центральной части – Морской разломы. Нарастание скорости растяжения происходит замедленно в пределах окраинной части блока Сибирской платформы, быстро в пределах



**Рис. 4.** Соотношение между скоростью горизонтальных движений  $V_{гор}$ , скоростью относительных горизонтальных деформаций  $\dot{\epsilon}$  (а), рельефом (б) и суммарным сейсмическим моментом  $\Sigma M_0$  вдоль профилей 1–3 профилей вкост Южно-Байкальской впадины (в).

Байкальской впадины и снова относительно медленно в пределах Забайкалья. При максимальном значении скорости 3.8 мм/год (пункт КУАТ) скачок скорости в Байкальской впадине составляет около 1.0–1.5 мм/год. Закон нарастания скорости горизонтальных движений от блока к блоку ранее нами описывался полиномом третьей степени [Саньков и др., 2009]. Для удобства сопоставления с данными измерений по другим рифтовым системам, в частности, по Эфиопскому рифту [Kogan et al., 2012], в настоящей работе для представления закономерности нарастания скорости дивергенции блоков, мы воспользовались сигмоидальной кривой вида:

$$v_x = v_{\min} + \frac{v_{\max}}{1 + \exp\left(\frac{x \frac{d^2 v}{dx^2} - x}{\rho}\right)}, \quad (2)$$

где  $v_x$  – скорость смещения пункта в направлении максимального растяжения,  $v_{\min}$  – минимальная скорость растяжения,  $v_{\max}$  – максимальная скорость растяжения,  $x \frac{d^2 v}{dx^2} = 0$  – координаты по оси  $x$  точки перегиба сигмоиды,  $\rho$  – коэффициент прогиба сигмоиды [Kogan et al., 2012]. Рассчитав

вторую производную этой функции по длине профиля, можно получить одномерное распределение скорости относительной деформации удлинения вдоль него ( $\dot{\epsilon}$ ) (см. рис. 4). Она максимальна внутри Байкальской впадины – до  $3.1 \times 10^{-8} \text{ год}^{-1}$ , и уменьшается в обе стороны вкост простираения рифта. Скорость дивергенции блоков Сибирской платформы и Забайкалья в направлении  $130^\circ$  может быть оценена в  $3.4 \pm 0.7 \text{ мм/год}$ .

## 4. СООТНОШЕНИЕ СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И СКОРОСТИ РЕАЛИЗАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА

### 4.1. Инструментальный период

Сопоставление графика распределения скорости деформации вкост простираения Байкальской впадины с графиками распределения реализованного суммарного сейсмического момента по профилям 1–3 (см. рис. 3), показывает соответствие положений максимумов и закономерное уменьшение значений в обе стороны. Несмотря на большую пространственно-временную изменчивость скорости выделения сейсмической энергии, эта зависимость может быть использована для прогноза сейсмичности внутри сейсмического цикла на временах несколько десятков лет.

Если деформация верхней, хрупкой части коры толщиной  $W$ , главным образом, упругая, и пластичная глубже этого слоя, то деформирование коры в целом приводит к накоплению упругой энергии, которая может быть выражена в виде момента, как это предложено, в частности, в работах [Anderson, 1979; Working Group..., 1995; и др.] с использованием упрощенной формы уравнения Б.В. Кострова [Костров, 1975]:

$$\dot{M}_o = 2\mu \Sigma W \dot{\epsilon} / k, \quad (3)$$

где  $\dot{M}_o$  – скорость накопления момента,  $\mu$  – средний модуль сдвига для земной коры,  $W$  – мощность упругого слоя,  $\Sigma$  – площадь региона,  $\dot{\epsilon}$  – скорость горизонтальной деформации,  $k$  – безразмерный коэффициент, отвечающий за случайную ориентацию разломов в пределах деформируемого региона.

Средний модуль сдвига для земной коры ( $\mu$ ), характеризующий ее упругие свойства, обычно принимается равным  $3 \times 10^{10} \text{ Н/м}^2$ . Глубина подошвы сейсмогенного слоя в Байкальском рифте до настоящего времени определяется неоднозначно в силу недостаточной плотности сейсмических станций. По результатам расчетов глубин гипоцентров землетрясений [Déverchère et al., 2001], основанным на использовании данных региональных сейсмических станций и однослойной модели коры, показано, что основная часть земле-

трясений происходит на глубине от 20 до 30 км. Детальные исследования по Южно-Байкальскому ряду землетрясений 1999 г. привели авторов [Radziminovich et al., 2005] к выводу, что большинство землетрясений локализируются на глубинах до 27 км. Дальнейшие исследования в Южно-Байкальской впадине с использованием данных сети локальных сейсмических станций и слоистой модели коры по результатам ГСЗ [Суворов, Тубанов, 2008] выявили, что 90% гипоцентров землетрясений в земной коре впадины располагаются на глубине 9–21 км при максимуме количества событий на глубинах 15–18 км. Таким образом, можно принять, что мощность сейсмоактивного слоя под Байкальской впадиной  $W = 25$  км. Длина впадины ( $L_1$ ) составляет около 390 км. Ширина зоны деформаций, судя по графику изменения скорости вкосте простираения Байкальской впадины (см. рис. 2),  $L_2 = 190$  км. Согласно работе [Pancha et al., 2006], для зон чистого растяжения можно принять, что скорость деформации  $\dot{\epsilon}_2 = V_2/L_2$ , где  $V_2$  – скорость дивергенции блоков. В нашем случае  $V_2 = 3.4 \pm 0.7$  мм/год. Таким образом, рассчитывается только скалярная часть геодезического момента.

Безразмерный коэффициент  $k$ , который введен для компенсации неспособности набора случайно ориентированных разломов реализовать деформации [Anderson, 1979], согласно расчетам из работы [Chen, Molnar, 1977] для Центральной Азии, составляет 0.75. Подставляя приведенные значения в уравнение (3), получаем, что скорость накопления геодезического момента  $\dot{M}_0 = 2.2\text{--}3.4 \times 10^{18}$  Н м/год.

При сопоставлении полученного параметра со скоростью реализации сейсмического момента за период с 1967 по 2007 гг. с  $K \geq 8$ , оказывается, что последняя составляет  $M_0 = 3.22 \times 10^{16}$  Н м/год. В период проведения GPS-измерений с 1997 по 2007 гг. скорость реализации сейсмического момента несущественно увеличилась  $M_0 = 5.42 \times 10^{16}$  Н м/год, но в обоих случаях она составляет 1–2.5% от скорости накопления геодезического момента.

#### 4.2. Исторический период

Долговременная скорость реализации сейсмического момента в Южно-Байкальской впадине оценена по данным каталогов землетрясений с  $M \geq 5$  за период с 1742 по 2007 год. Каталоги землетрясений для исследуемой территории содержат несколько десятков событий, локализованных с разной степенью достоверности. Дискуссии вызывает землетрясение 1742 года, магнитуда которого в работе [Солоненко и др., 1977] оценивается в 7.5, а эпицентр указан в пределах Южно-Байкальской впадины. По данным С.И. Голенецкого [Голенецкий, 1997], имеются исторические

сведения о трех сильных землетрясениях, происшедших в этом году – 27.05.1742 г. ( $M = 7$ ), 27.06.1742 г. ( $M = 7^{3/4}$ ) и 27.06.1742 г. ( $M = 7$ ). При этом эпицентр последнего землетрясения не локализован. Согласно работам [Чипизубов, 2008; Иванов и др., 2009], датировки палеосейсмических событий, сделанные по данным оценки возраста сейсмогенных деформаций в рыхлых отложениях по  $^{14}\text{C}$  в зоне сочленения Обручевского и Главного Саянского разломов (район п. Култук), и исторические свидетельства указывают на то, что сильнейшее землетрясение 27.06.1742 г. ( $M = 7^{3/4}$ ) было приурочено к юго-западному окончанию Южно-Байкальской впадины. Можно полагать, что последовавшее за ним через 2 ч землетрясение с  $M = 7$  было афтершоком, и его эпицентр также располагался в пределах этой впадины.

Из графиков (см. рис. 5, рис. 6) следует, что выделение сейсмической энергии в исторический период регистрации землетрясений для Южно-Байкальской впадины происходило неравномерно. Отчетливо выделяется цикл длительностью 120 лет между сопоставимыми по магнитуде сильнейшими землетрясениями – землетрясением 1742 г. ( $M = 7.75$ ) и Цаганским землетрясением 1862 г. ( $M = 7.6$ ).

Второй цикл начинается с Цаганского землетрясения и продолжается по настоящее время, то есть более 150 лет. Близкое расположение прямой, отражающей скорость накопления геодезического момента, определенной по данным GPS-геодезии, и прямой реализации сейсмического момента в Южно-Байкальской впадине в результате землетрясений с  $M > 5$ , указывает на соответствие процесса накопления и реализации упругой энергии в пределах исследуемой структуры модели с предсказуемой амплитудой смещения при быстрой подвижке, сопровождаемой сильным землетрясением, в условиях постоянной скорости смещения блоков [Burbank, Anderson, 2001]. Согласно этой модели, может быть оценено текущее значение накопленной энергии, выраженной в виде геодезического момента, которое со времени Цаганского землетрясения составило  $3.3\text{--}5.1 \times 10^{20}$  Н м/год. Таким образом, уровень текущей сейсмической опасности территории Южно-Байкальской впадины соответствует землетрясению с магнитудой 7.5–7.6. Это значение находится вблизи максимальных магнитуд в зонах ВОЗ указанной территории, выделенных по сейсмогеологическим данным [Леви и др., 1996].

#### 5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По предварительным результатам измерений методом GPS-геодезии за 1994–1998 гг. оценка скорости раздвижения блоков в районе Южно-Байкальской впадины составила  $4.5 \pm 1.2$  мм/год [Calais et al., 1998], а за период с 1994–2001 гг. –

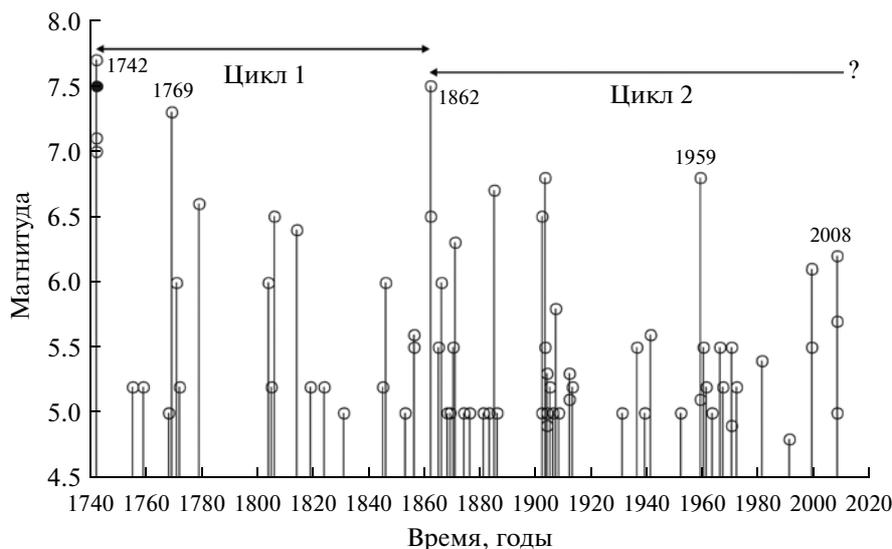


Рис. 5. Распределение во времени исторических и инструментально зарегистрированных землетрясений  $M \geq 5$  Южно-Байкальской впадины за 1742–2008 гг. (по данным [Солоненко и др., 1977; Чипизубов, 2008]).

около 2–3 мм/год [Лухнев и др., 2003]. Согласно графику, приведенному в работе [Jin et al., 2007] и построенному с использованием данных наших исследований, опубликованным в работе [Calais et al., 2003], скорость дивергенции Амурской и Евразийской плит оценивается в 3.0 мм/год.

Полученные в этой работе значения скоростей и направление растяжения не противоречат параметрам долговременной составляющей тектонических движений в рифтовой системе. Рассчитанная по данным о голоценовых косейсмических смещениях в зонах сейсмодислокаций минимальная суммарная скорость растяжения в северной части

рифтовой системы составила  $3.2 \pm 0.5$  мм/год при среднем направлении на юго-восток  $140^\circ \pm 20^\circ$  [San'kov et al., 2000].

Рассчитанная скорость деформации удлинения в направлении дивергенции блоков составила в Байкальской впадине  $3.1 \times 10^{-8}$  год $^{-1}$ , что близко к значениям, рассчитанным другим способом для треугольников геодезической сети южной и центральной части Байкальской впадины, составившим  $2.0\text{--}2.5 \times 10^{-8}$  год $^{-1}$  [Лухнев и др., 2010].

Одним из важных геодинамических аспектов полученных данных о современном растяжении в Байкальском рифте является еще одно доказательство нежесткого поведения континентальных литосферных плит на дивергентной границе. Из результатов измерений (см. рис. 4) следует, что растяжению подвергаются как краевая часть платформы, так и западная часть Забайкальского блока. Ширина зоны динамического влияния межплитной границы на исследованном участке может быть оценена в 200–220 км. Эта оценка сравнима с параметрами зоны растяжения в центральной части Эфиопского рифта по данным аналогичных измерений [Kogan et al., 2012]. При скорости дивергенции Сомалийской и Нубийской плит около 9.0 мм/год, максимальная скорость линейной деформации удлинения, рассчитанная таким же способом, как показано выше, составила порядка  $5.0 \times 10^{-9}$  год $^{-1}$  [Kogan et al., 2012]. Расчетная ширина зоны деформаций при этом составляет порядка 350 км. В более поздней работе [Saria et al., 2014] представлены результаты расчета распределения скорости горизонтальных движений вкрест и вдоль простираения всех сегментов Восточно-Африканской рифтовой системы с использованием упругой блоковой модели. При этом на сегменте Главного

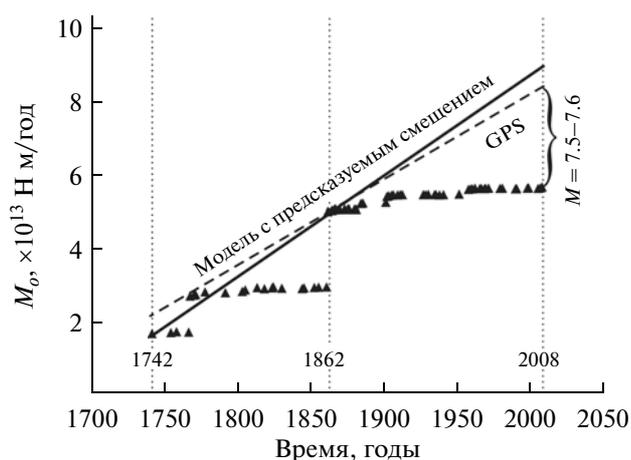


Рис. 6. Кумулятивный график высвобождения сейсмической энергии, построенный с использованием данных об исторических и инструментально зарегистрированных землетрясениях с  $M \geq 5$ , и график накопления сейсмического момента по данным GPS-измерений для Южно-Байкальской впадины.

Эфиопского рифта, в отличие от работы [Kogan et al., 2012], получены оценки скорости относительно движения плит 4.3 мм/год [Saria et al., 2014]. Исходя из приведенной в работе кривой распределения скорости вкрест этого отрезка Африканской рифтовой системы, ширина зоны деформаций составляет около 160–180 км.

Подход к интерпретации полученных кривых распределения скоростей и деформаций вкрест простирания рифтов может быть существенно различным. В работе [Kogan et al., 2012] кривая деформаций интерпретируется с точки зрения закономерностей упруго-вязкого поведения литосферы при растяжении, которое, по мнению авторов, зависит от степени растяжения и разогрева. Однако, можно полагать, что поскольку GPS-измерения проведены за период в первые десятки лет, существенно меньший по длительности сейсмического цикла для характеристических замлетрясений района, полученная кривая отражает, главным образом, закономерности накопления упругих деформаций. Форма ее при таком подходе существенно зависит от угла наклона сместителя главного разлома, глубины его запираания (locking depth). Вклад вязкопластичной части деформаций в суммарную деформацию пока не может быть оценен количественно и требует постановки специальных длительных измерений.

Обращает на себя внимание то, что в Южно-Байкальской впадине убывание сейсмической активности в сторону Забайкальского блока происходит медленнее, чем в сторону платформы. Максимум кривой деформации (см. рис. 4) также немного смещен в сторону Забайкальского блока. Это находит объяснение с точки зрения различий прочностных свойств этих блоков. Согласно расчетам из работы [Petit, Déverchère, 2006], проведенным с использованием гравиметрических и геотермических данных, прочность литосферы Саяно-Байкальской складчатой области существенно ниже прочности литосферы Сибирской платформы, что и определяет ее различное поведение в условиях растяжения.

Характер распределения скоростей горизонтальных движений и деформаций вкрест простирания Байкальской рифтовой системы дает дополнительную информацию для познания механизма формирования рифтовых структур. В случае реализации модели активного рифтогенеза максимум скорости относительного движения плит должен был появиться в пределах Байкальской впадины, а в сторону Забайкальского блока она должна была убывать вплоть до появления условий сжатия [Логачев и др., 2000]. Это распределение скоростей относительных движений следует из модели, когда литосфера растягивается над локальной аномалией на уровне литосферной мантии (астеносферный выступ) в связи с ее гравитационной неустойчивостью [Зорин, Турутанов, 2005]. Та же картина распределения

скорости следует и из модели растяжения за счет гравитационной неустойчивости осадков вдоль границы Сибирской платформы [Гольдин и др., 2006]. По представленным выше данным наших исследований, результатам измерений на Монгольском полигоне [Calais et al., 2003], а также согласно данным китайских геодезистов [Jin et al., 2007], скорость движения пунктов, расположенных на расстоянии от 150 до 1000 км юго-восточнее, во внутренних частях Амурской плиты, в направлении, перпендикулярном Байкальскому рифту, остается неизменной. Можно заключить, что кинематика центральной части Байкальского рифта отвечает модели рифтогенеза с удаленным источником тектонических сил, т.е. пассивному рифтогенезу. По модели [Molnar, Tapponnier, 1975] источником рифтогенеза является внутриконтинентальное сжатие, как результат коллизии Индостана и Евразии, и экструзия Амурской плиты. Нами было предложено другое объяснение причин движения Амурской плиты на юго-восток и ее отрыва от Евразии [Саньков и др., 2011]. Была рассмотрена возможность проявления такого процесса под воздействием длинной ветви конвективного потока в верхней мантии юго-восточного направления при торможении тяжелых континентальных массивов Северной Евразии при участии коллизионных процессов. В качестве альтернативы рассматривается также влияние субдукционных процессов на западе Тихого океана [Calais et al., 2003] на формирование внутриконтинентальных рифтов.

Полученные значения скорости деформации удлинения вкрест простирания Байкальской впадины могут быть сопоставлены с оценками скоростей современных сейсмотектонических деформаций по горизонтальной компоненте. По данным работы [Радзиминович и др., 2006] эта скорость составляет  $2.95 \times 10^{-9}$  год<sup>-1</sup> при простирании оси удлинения в южной части впадины 309°–315°. Различие в значениях деформаций на порядок в пользу измеренных геодезическими методами связано, с одной стороны, с тем, что в цитируемой работе ширина зоны деформаций ограничивалась поперечным размером впадины. В целом соотношения сопоставляемых параметров согласуется с представлением о том, что сейсмогенные деформации, проявленные за время, меньшее длительности сейсмического цикла, составляют только небольшую часть общей тектонической деформации.

Вместе с тем, даже на коротких временных отрезках в пределах сейсмического цикла скорость выделения сейсмической энергии пропорциональна скорости деформаций земной коры. Так, в работе П. Берда с соавторами [Bird et al., 2009] показано, что континентальные рифты и связанные с ними континентальные трансформные разломы характеризуются линейной зависимостью между скоростью относительного движения плит и вы-

делением сейсмической энергии, выраженной в виде суммарного сейсмического момента. По мнению этих авторов, генеральная линейность зависимости исследуемых параметров может упростить прогнозирование сейсмической опасности в пределах континентальных рифтовых систем. Полученная нами линейная зависимость реализации сейсмического момента от скорости деформации не противоречит этому утверждению. Однако представляется, что поскольку в обоих случаях расчеты были сделаны для периодов времени, существенно меньших длительности сейсмического цикла характеристических землетрясений континентальных рифтов, то из рассмотрения выпало влияние прочности деформируемой литосферы. Последняя из логических соображений должна контролировать максимальный уровень накопленных напряжений, время его накопления, и, соответственно, максимальную магнитуду землетрясений. Например, в утоненной, значительно прогретой литосфере Эфиопского рифта при достаточно высоких скоростях дивергенции плит за последние 150 лет не фиксировались землетрясения с магнитудой более 6.5 [Keir et al., 2006].

## 6. ВЫВОДЫ

В результате долговременных измерений на Байкальском геодинимическом GPS-полигоне получены уточненные данные о скорости и направлении дивергенции на границе Сибирского (Евразийская плита) и Забайкальского (Амурская плита) литосферных блоков, которая составляет  $3.4 \pm 0.7$  мм/год в юго-восточном направлении ( $130^\circ$ ). Эти оценки коррелируют с параметрами долговременной составляющей растяжения, определенной по геолого-геоморфологическим данным, и с направлением растяжения по сейсмологическим данным.

Распределение скорости смещений вкрест простирания рифтовой впадины с постепенным ее ростом от условно неподвижного блока к подвижному указывает на нежесткое поведение континентальных литосферных плит на дивергентной границе. Ширина зоны современных деформаций достигает 190–200 км. Около 30% ( $1.0\text{--}1.5$  мм/год) общего роста скорости приходится на Байкальскую впадину. Максимум скорости деформации находится в пределах впадины и достигает  $2.1 \times 10^{-8}$  год $^{-1}$ , и постепенно уменьшается в обе стороны поперек структуры.

Характер распределения скорости горизонтальных движений на Байкальской дивергентной границе между Евразийской и Амурской плитами отвечает модели пассивного рифтогенеза. Зоны высокоградиентного рельефа и повышенной сейсмической активности располагаются в пределах зоны современных деформаций, а скорость реализации сейсмического момента находится в прямой

зависимости от скорости деформации. Показано, что скорость реализации сейсмического момента составляет первые проценты от скорости накопления геодезического момента, рассчитанного с применением подхода Дж. Андерсона [Anderson, 1979].

Используя соответствие графиков скорости накопления геодезического момента и реализации сейсмического момента для землетрясений с  $M \geq 5.0$  за исторический и инструментальный периоды наблюдений, сделана попытка расчета текущего уровня сейсмической опасности для Южно-Байкальской впадины. Значение накопленного геодезического момента с момента катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. ( $M = 7.6$ ) соответствует землетрясению с  $M = 7.5\text{--}7.6$ .

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 12-05-98035-р\_сибирь\_a и 13-05-01097\_a) и МИП СО РАН № 11.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии — тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
- Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск: Имя. 1997. 94 с.
- 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.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 10. С. 1056–1070.
- Иванов А.В., Саньков В.А., Смекалин О.П., Чипизубов А.В. Оценка периодов повторяемости сильных землетрясений в зонах Главного Саянского и Тункинского разломов по данным радиоуглеродного датирования и статистического анализа // Вопр. инженер. сейсмологии. 2009. Т. 36. № 2. С. 70–80.
- Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 674–677.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные взгляды, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.
- Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 510–513.
- Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И. // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 3. С. 388–390.
- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006–1017.

- Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш.* Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 100–103.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакишин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.В.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. Новосибирск: изд-во СО РАН. Филиал “Гео”. 2001. 252 с.
- Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Саньков В.А., Леви К.Г.* Сейсмичность и сейсмотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины // Физика Земли. 2006. № 11. С. 44–62.
- Саньков В.А., Парфеевец А.В., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В.* Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. Т. 45. № 5. С. 52–70.
- Солоненко В.П., Хилько С.Д., Хромовских В.С. и др.* Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. 1977. 303 с.
- Суворов В.Д., Мишенькина З.Р.* Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1159–1167.
- Суворов В.Д., Тубанов Ц.А.* Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 805–818.
- Хатчинсон Д.Р., Гольмиток А.Ю., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д.* Особенности строения осадочной толщи оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 10–11. С. 25–36.
- Чипизубов А.В.* Реконструкция и прогноз изменений сейсмичности Земли. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2008. 240 с.
- Anderson J.G.* Estimating the seismicity from geological structure for seismic-risk studies // Bull. Seism. Soc. Am. 1979. V. 69. P. 135–158.
- Bird P., Kagan Y.Y., Jackson D.D., Schoenberg F.P., Werner M.J.* Linear and nonlinear relations between relative plate velocity and seismicity // Bull. Seism. Soc. Am. 2009. V. 99. № 6. P. 3097–3113. doi: 10.1785/0120090082
- Calais E., Lesne O., Déverchère J., Sankov V.A., Lukhnev A.V., Miroshnichenko A.I., Levi K.G.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal rift zone, Siberia // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. № 21. P. 4003–4007.
- Calais E., Vergnolle M., San'kov V., Lukhnev A., Miroshnichenko A., Amarjargal Sh., Déverchère J.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): implications for current kinematics of Asia // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B10. 2501. doi: 10.1029/2002JB002373
- Chen W.P., Molnar P.* Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 2945–2969.
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovich N., Melnikova V., San'kov V.* Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int. 2001. V. 146. P. 714–730.
- Herring T.A., Davis J.L., Shapiro I.I.* Geodesy by radio interferometry: the application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 12561–12581.
- Jin Sh., Park P.-H., Zhu W.* Micro-plate tectonics and kinematics in Northeast Asia inferred from a dense set of GPS observations // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 257. P. 486–496.
- Keir D., Ebinger C.J., Stuart G.W., Daly E., Ayele A.* Strain accommodation by magmatism and faulting as rifting proceeds to breakup: seismicity of the northern Ethiopian rift // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. B05314. doi:10.1029/2005JB003748
- King R.W., Bock Y.* Documentation for the GAMIT GPS Software Analysis, Release 10.5. Inst. of Technology and Scripps Inst. of Oceanography, MA. 2000.
- Kogan L., Fisseha S., Bendick R., Reilinger R., McClusky S., King R., Solomon T.* Lithospheric strength and strain localization in continental extension from observations of the East African Rift // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. Issue B3. doi: 10.1029/2011JB008516
- Kogan M.G., Steblov G.M., King R.W., Herring T.A., Frolov D.I., Egorov S.G., Levin V.Y., Lerner-Lam A., Jones A.* Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America // Geophys. Res. Lett. 2000. V. 27. № 14. P. 2041–2044.
- Koravos G.Ch., Main I.G., Tsapanos T.M., Musson R.M.W.* Maximum earthquake magnitudes in the Aegean area constrained by tectonic moment release rates // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 94–112.
- Larson K.M., Burgmann R., Bilham R., Freymueller J.T.* Kinematics of the India–Eurasia collision zone from GPS measurements // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № B1. P. 1077–1093.
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. V. 143. № 1–3. P. 225–234.
- Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. V. 189. P. 1959–1982.
- Pancha A., Anderson J.G., Kreemer C.* Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the basin and range province // Bull. Seismol. Soc. Am. 2006. V. 96. № 1. P. 11–32. doi: 10.1785/0120040166
- Petit C., Déverchère J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D.* Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implication // Tectonics. 1996. V. 15. № 6. P. 1171–1191.
- Petit C., Déverchère J.* Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q11016, doi: 10.1029/2006GC001265
- Radziminovich N., Déverchère J., Melnikova V., San'kov V., Giljova N.* The 1999 Mw 6.0 earthquake sequence in the southern Baikal rift, Asia, and its seismotectonic implications // Geophys. J. Int. 2005. V. 161. P. 387–400.
- San'kov V., Déverchère J., Gaudemer Y., Houdry F., Filippov A.* Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // Tectonics. 2000. V. 19. № 4. P. 707–722.
- Saria E., Calais E., Stamps D.S., Delvaux D., Hartnady C.J.H.* Present-day kinematics of the East African Rift // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. doi: 10.1002/2013JB010901.
- Working Group on California Earthquake Probabilities Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994–2024 // Bull. Seism. Soc. Am. 1995. V. 85. P. 379–439.