

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ РАЗЛОМНО-БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЕЕ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Шерман С.И.

Институт земной коры СО РАН, ssherman@crust.irk.ru

Резюме. В доступной для широкого круга специалистов, занимающихся разносторонними методами изучения Прибайкалья, дана характеристика разломно-блоковой тектоники, интенсивности активизации разломов в реальном (месяцы, годы) времени и контролируемых ими процессов, главным образом сейсмичности.

RECENT EVOLUTION OF FAULT-BLOCK STRUCTURE AND SEISMICITY OF LITHOSPHERE OF NEAR BAIKAL REGION

Sherman S.I.

Institute of the Earth's crust SB RAS, ssherman@crust.irk.ru

Abstract. In accessible for a wide group of the experts occupied with different methods of study Near Baikal region, the performance of fault-block tectonics, intensity of activization of faults in actual (months, years) time and processes, monitoring by faults, mainly of seismicity, is given.

Введение. Прибайкалье расположено в центре Евроазиатской плиты, одной из восьми наиболее крупных плит поверхности земного шара (рис. 1). Плиты образуют самую верхнюю хрупкую оболочку земного шара – литосферу. Располагающаяся под плитами вторая оболочка (астеносфера) представляет собой сплошную весьма вязкую, медленно текучую среду, находящуюся в конвекционном течении. Из-за вязкого трения на границе астеносферы и литосферы ее блоки вовлекаются в движение, векторы которого предопределяются восходящими или нисходящими конвекционными потоками астеносферного вещества. Положение плит или их границ над восходящими, нисходящими или горизонтально струящимися компонентами конвекционной ячеи предопределяет комплекс геолого-геофизических процессов в литосфере и ее верхней хрупкой части (рис. 2). Прибайкалье расположено над восходящей и растекающейся конвекционной ячеей астеносферы и приурочено к границе двух более мелких плит – Сибирской и Забайкальской (Амурской) (рис. 3). Это предопределяет его геологическое развитие в течение примерно последних 50 млн лет (Логачев, 2003), которое в тектонике называется

рифтогенезом. Он характеризуется постоянным растяжением коры и литосферы, некоторым их утонением, растрескиванием, формированием разломов, впадин и других геоморфологических форм рельефа, и сопровождается излиянием базальтовых лав и сейсмичностью.

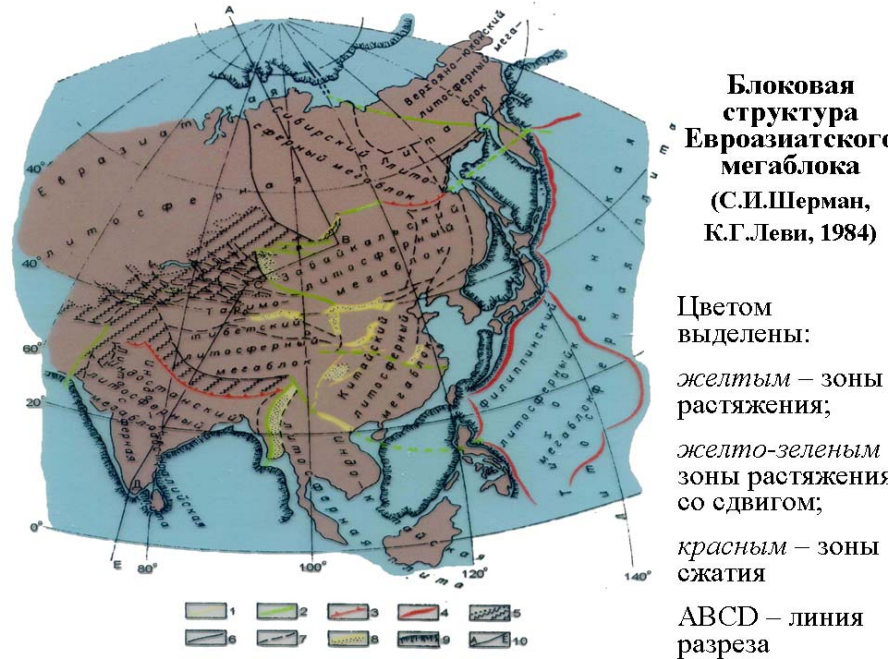


Рис. 1. Схема кайнозойской геодинамики Восточной Евразии. Составлена К.Г. Леви. (Шерман и др., 1984).

Континентальные межплитные границы: 1 – конструктивные, 2 – консервативные, 3 – деструктивные; 4 – глубоководные желоба; 5 – области торошения континентальной литосферы; 6 – крупные разломы плит; 7 – внутриплитные разломы; 8 – кайнозойские впадины; 9 – континентальный склон; 10 – линия разреза, показанного на рис. 2.

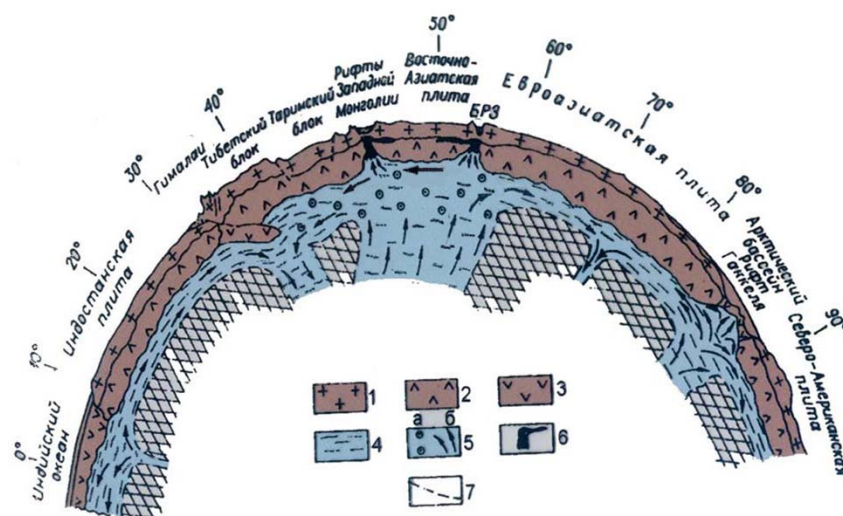


Рис.2. Разрез литосферы Евразии по профилю рис. 1. (Шерман и др., 1984).

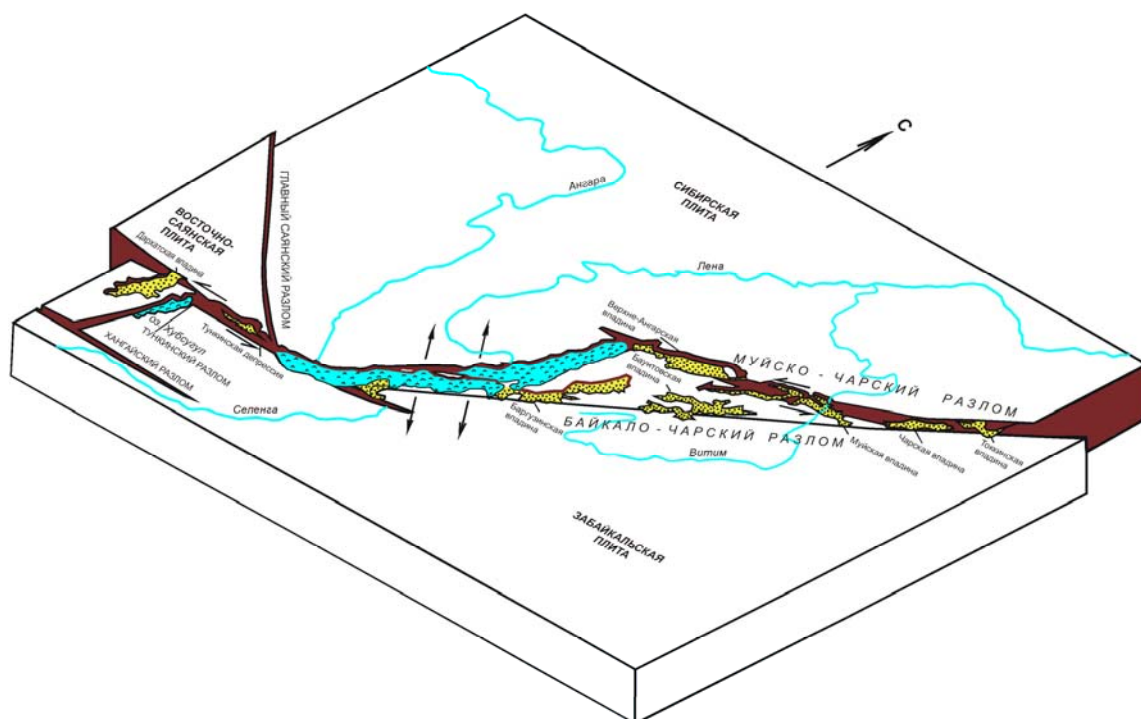


Рис. 3. Прибайкалье в тектонической структуре литосферы на границе Сибирской и Забайкальской плит (Шерман, Леви, 1978).

Рифтогенез формирует рифтовые системы Земли, одной из которых является Байкальская рифтовая система (БРС). Развитие Прибайкалья как специфического геолого-географического региона предопределено предшествовавшим формированием здесь и развитием БРС. Это все еще длящееся развитие оказывает существенное влияние на современное состояние разломно-блоковой структуры региона и его сейсмичность, то есть тех процессов, которые синхронно протекают при продолжающемся растрескивании и разломообразовании литосферы Прибайкалья.

Блоковые структуры и разломы Прибайкалья. Большая по протяженности часть БРС контролируется структурным литосферным швом между Сибирским и Амурским мегаблоками Евразийской плиты, начало формирования которого относится к раннему протерозою и который на протяжении всей фанерозойской истории региона разделял блоки литосферы разного строения и развития (Мац и др., 2001). Долгоживущий шов определяет современный общий S-образный структурный план БРС, характеризующийся относительно закономерной сеткой разломов и блоков (Sherman, 1992; San'kov et al., 1997; Levi et al., 1997 и мн. др.). Разломно-блоковая тектоника БРС

формировались в течение всей истории ее геологического развития – от раннего палеозоя до кайнозоя включительно. Рифтогенез, начавшись в БРС около 50 млн лет тому назад привел к активизации практически всех разломов фундамента, попавших в границы рифтовых впадин и разграничивающих их перемычек (рис. 4). Густая сеть разнонаправленных разломов сформировала разломно-блоковую структуру хрупкой части литосферы Прибайкалья (рис. 5). Разломно-блоковая структура не представляет собой динамически устойчивую среду и при малейшем изменении и воздействии трансрегиональных полей напряжений и/или других причин приходит в динамически неустойчивое состояние. Оно характеризуется относительными смещениями блоков по отношению друг к другу, а при значительных воздействиях – существенными по амплитуде смещениями вдоль тех или иных единичных или параллельных продолжающих друг друга разломов. Подобные смещения и являются основными источниками землетрясений.

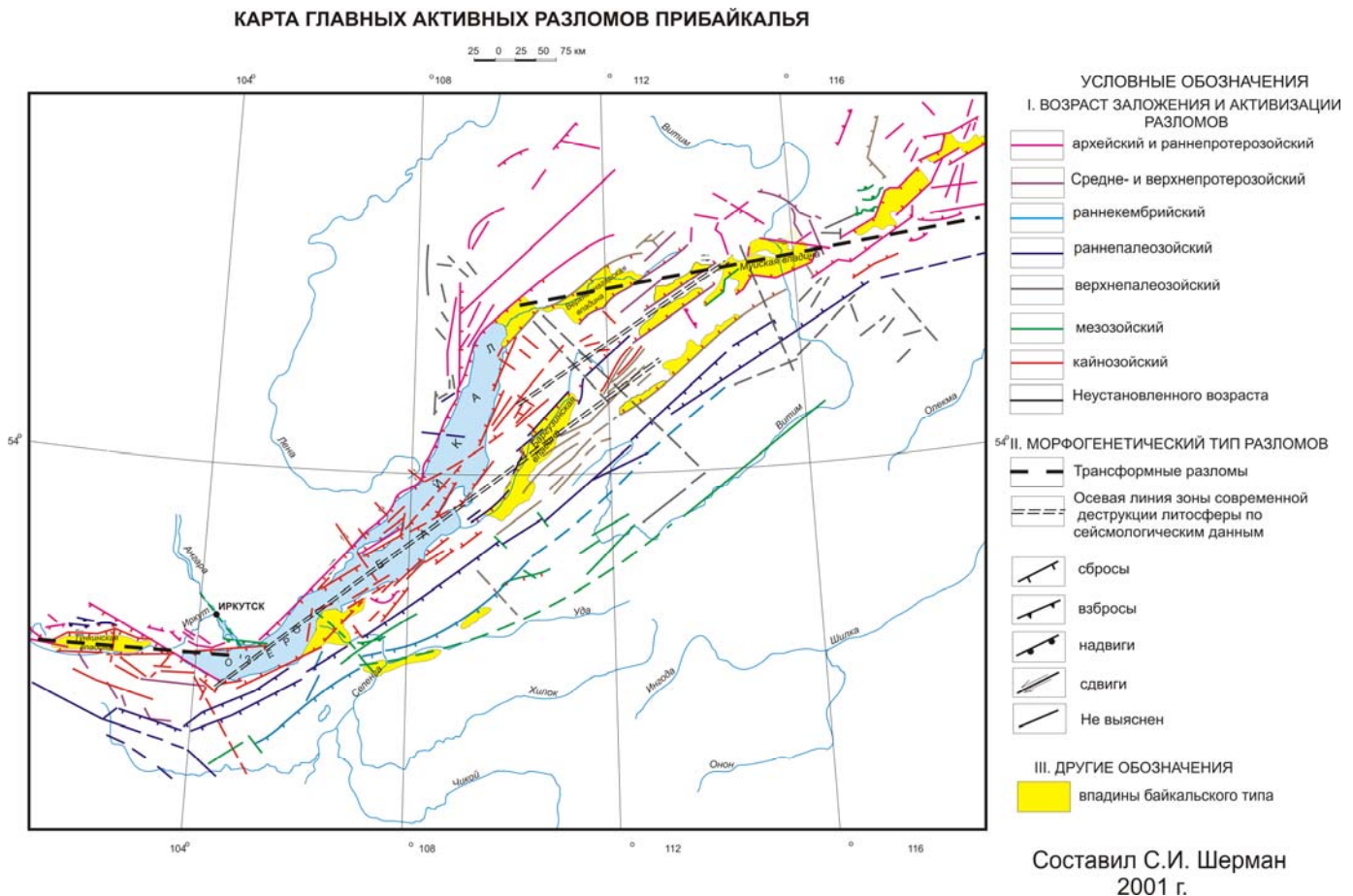


Рис. 4. Карта главных активных разломов Прибайкалья

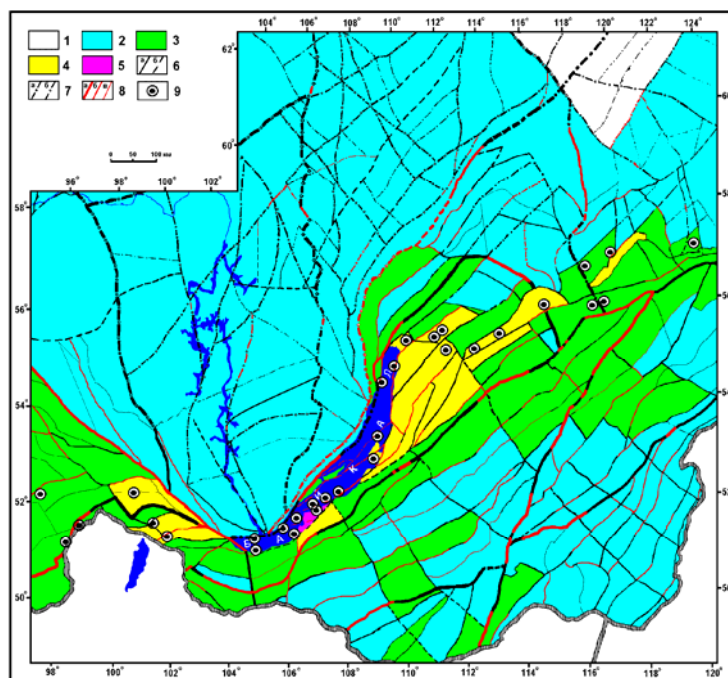


Рис. 5. Карта относительной стабильности блоковых структур Прибайкалья (Шерман и др., 1996): 1 – 5 – степень стабильности разломно-блоковых структур: 1 – стабильные; 2 – относительно стабильные; 3 – относительно нестабильные; 4 – нестабильные; 5 – весьма нестабильные; 6 – разломы: а-установленные, б-предполагаемые; 7 – разломы под осадочным чехлом платформы: а-установленные, б-предполагаемые; 8 - активизированные участки разломов: а - трансрегиональных, б - региональных, в - локальных; 9 – эпицентры зафиксированных сильных землетрясений ($K > 13$).

Землетрясения как результат смещений и разрушений блоков пород. Землетрясения – результат растрескивания, разломообразования в литосфере Земли, резких смещений и колебаний земных недр, вызванных «внезапным», быстрым смещением крыльев разломов (или блоков), сопровождающимся излучением упругой волны. На рис. 6 показаны принципиальные примеры типов смещений земной коры по разломам, в том числе пограничным между блоками, являющихся основными источниками землетрясений. При этом силы жесткого трения удерживают крылья разломов от проскальзывания и области динамического влияния разломов испытывают постепенно нарастающую нагрузку и возрастающую сдвиговую деформацию. При достижении определенного предела сдвиговой прочности происходит вспарывание разрывов и относительные смещения его крыльев. На поверхности Земли ощущается толчок, сила которого зависит от прочностных констант среды (сил сцепления между крыльями) и глубины образования смещения. Близкий по физике процесс может

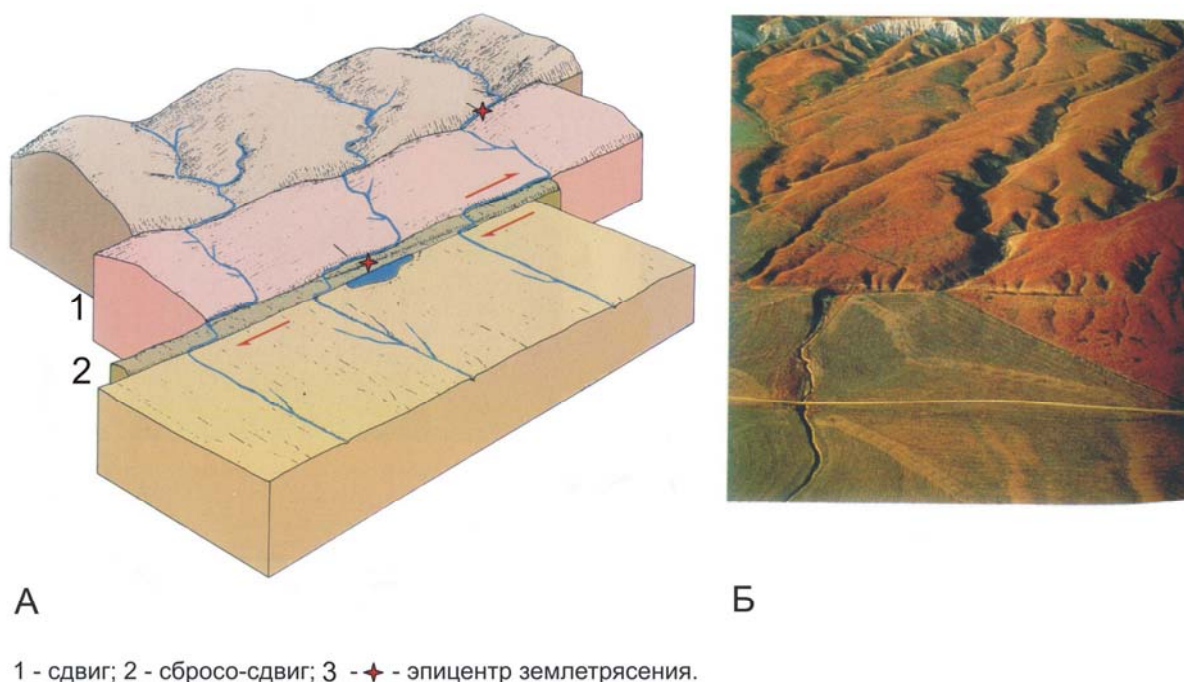


Рис. 6. Формирование очагов землетрясений в зонах разломов. А – блок-диаграмма расположения эпицентров в разломных зонах: 1 – сдвиг; 2 – сбросо-сдвиг; 3 – эпицентр землетрясения; Б – зона пост сейсмического сдвига на местности.

происходить при целостной структуре блоков. При возрастании напряженного состояния среды до пределов ее прочности происходит ее «мгновенное» разрушение, сопровождающееся образованием трещин или небольших разломов и излучением упругой волны. При этом фиксируются очень слабые толчки – слабые землетрясения или горные удары. Землетрясения на вновь образующихся разломах в геодинамике и сейсмологии рассматриваются как результат закономерного развития систем взаимодействующих трещин, объединяющихся в зону повышенной концентрации разрывов.

Со временем в ней выделится магистральный разлом, который с течением времени и накоплением напряжений поведет себя вышеописанным сценарием – сдвиговая подвижка – землетрясение. Количество энергии, выделяющееся при одном землетрясении, зависит, главным образом, от размеров трещин (разломов) и амплитуды сдвинувшихся их крыльев. Максимально известная длина разломов, вспарывающихся при землетрясениях, зафиксирована при Камчатском (1952 г.) и Чилийском (1960 г.) землетрясениях, находится в диапазоне 500-1000 км. Максимальные амплитуды смещений крыльев разломов при таких катастрофических событиях достигают 10 м, а их

максимальная теоретически рассчитанная величина не может превышать 15 м.

Для энергетической оценки силы землетрясений используется его магнитуда или класс. Под магнитудой понимается безразмерная величина, определяемая как логарифм отношения максимального смещения земной поверхности в волне данного типа к аналогичной величине для стандартных землетрясений, магнитуда которого условно принимается равной нулю. Максимально известные значения магнитуд приближаются к 9,0. Для перехода магнитуд землетрясений к их энергиям E (Дж) их сейсмических волн используется эмпирическое соотношение $\lg E = 11,8 + 1,5 M$. Классы землетрясений – величины, численно равные показателям степеней E при основании 10, то есть $K = n$, при $E = 10^n$ Дж. Энергетические классы землетрясений варьируют в диапазоне значений до 18-20. Заметим, что значения классов часто определяются с помощью специальной номограммы по сумме амплитуд продольных и поперечных волн, приходящих от очага землетрясения на ту или иную фиксирующую событие сейсмическую станцию. В Байкальском регионе для пересчета магнитуд в значения энергетических классов K приняты формулы Т.Г. Раутиан: $K = 4 + 1,8M$ (при $K \leq 14$) и $K = 8,1 + 1,16M$ (при $K > 14$).

В Российской Федерации часто используется и другая характеристика силы и интенсивности землетрясений – 12-балльная шкала (MSK-64). Балл – относительная оценка силы землетрясений в конкретных пунктах наблюдений, зависящая от глубины очага, его энергетического класса, расстояния до эпицентра, инженерно-геологических и гидрогеологических условий местности и некоторых других причин (Шерман и др., 2003). Прибайкальский регион входит в зоны потенциальных 8-10 балльных землетрясений.

Современная сеть сейсмических станций Прибайкалья за один месяц на всей территории, контролируемой Байкальским филиалом геофизической службы СО РАН, в среднем регистрирует 700-800 землетрясений, преобладающее большинство которых чрезвычайно слабы ($K \leq 8$) (рис. 7). Средняя повторяемость землетрясений разной балльности в Иркутске по данным Байкальского филиала геофизической службы СО РАН за последние три столетия характеризуется следующими показателями. В одном-двух случаях за это время

проявления землетрясений были восьмибалльными. Семибалльные сотрясения в среднем происходили несколько реже, чем через полвека, семибалльные и восьмибалльные совместно - напротив, несколько чаще, чем через полвека. Средний интервал времени для землетрясений с 6-го балла и выше составлял ~ 15 лет, с 5-го балла и выше - ~ 6,5 лет, с 4-го балла и выше - 2 года.

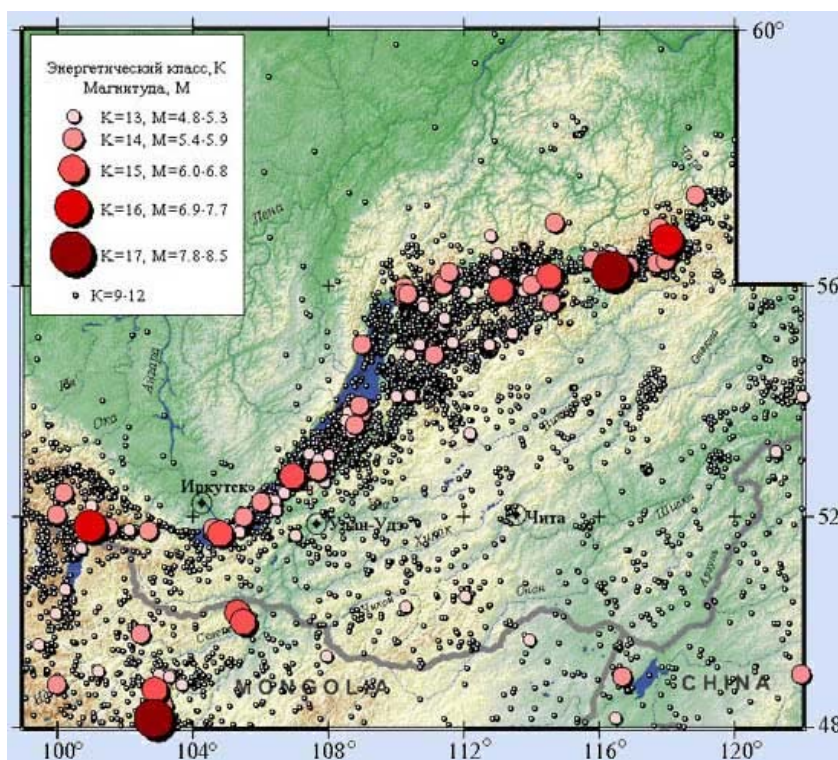


Рис. 7. Карта эпицентров землетрясений Прибайкалья за период 1950-2003 гг. (Составлена Байкальский филиал Геофизической службы Сибирского отделения Российской академии наук).

Таким образом, геологическими объектами, наиболее четко отражающими и контролирующими сейсмический процесс, являются различных иерархических уровней трещины и разломы или их разно ориентированные сочетания, образующие в литосфере разноранговые блоковые структуры. Формирование или активизация (возникновение подвижек) разломно-блоковых структур сопровождаются сейсмическими эффектами. Хотя в своем преобладающем большинстве сейсмические процессы и контролируются разломной тектоникой, они, в свою очередь, приводят к образованию новых разрывов и, тем самым, усиливают деструкцию литосферы. Между двумя процессами – разломообразованием и сейсмичностью – констатируется тесная

причинно-следственная связь, не позволяющая, особенно для сильных сейсмических событий, устанавливать истинную причину и следствие. Сложная разломно-блоковая тектоника Прибайкалья и постоянное растяжение его литосферы, осложненное другими геолого-геофизическими причинами – основной источник ее сейсмичности. Влияют ли активизация разломов (подвижность их крыльев и разграничиваемых блоков) на относительную стабильность земной коры Прибайкалья?

Современная активность разломов, ее вариации в реальном времени. Выше упоминалось о том, что сейсмические события связаны с подвижками по разломам. Частота сейсмических событий, отсутствие современных возможностей фиксации подвижек по тысячам конкретных разломов не позволяют проводить необходимые наблюдения не только ежедневно, но и не ежегодно. Кроме того, слабые сейсмические события соответствуют очень небольшим смещениям крыльев разломов, которые невозможно зафиксировать геологическими методами. Воспользуемся распределением эпицентрального поля землетрясений в зонах динамического влияния конкретных разломов для констатации их активности в настоящее время и выделения опасных для социума зон современной деструкции литосферы. Заметим, что фиксируемая инструментальными наблюдениями сейсмичность отражает процесс современной деструкции (разломообразования) верхней, упругой части литосферы, и, следовательно, не всегда может или должна корреспондировать с относительно консервативной по отношению к сейсмическому процессу известной сеткой разломов и системой блоков различных иерархических уровней, геологических этапов заложения, и активизации. Можно использовать сейсмический процесс для решения «обратной» задачи – выделения наиболее активных в настоящее, реальное время (месяцы, годы) разломов, контролирующих сравнительно большее количество сейсмических событий. При таком подходе наиболее информативным следует считать эпицентрального поле землетрясений. Его анализ на фоне активизированной территории Прибайкалья позволяет выделить разломы, характеризующиеся наибольшей частотой инструментально зафиксированных сейсмических событий. С этой целью проведено ранжирование разновозрастных и разноранговых разломов по

количественному индексу сейсмической активности (Шерман и др., 2005).

Под количественным индексом сейсмической активности ξ_n (км^{-1}) разлома понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов k , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы). Эта величина оценивается по выражению: $\xi_n = n/L$, где n – величина, зависящая от k, M и t . В преобразованном для расчётов виде уравнение может быть представлено в следующей форме:

$$\xi_n = \frac{\sum_{k=8}^{16} n(M)}{L}, \quad (1)$$

где n – количество сейсмических событий энергетических классов k от 8 до 16 за промежуток времени t , зарегистрированных для разломов длины L при ширине области их динамического влияния M (км).

Ширина зоны M оценивается по уравнению:

$$M = bL \quad (2),$$

где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0,02 до 0,1 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов.

При этом принято во внимание известное положение о том, что при увеличении длины разрывов относительная ширина областей их динамического влияния отстает от роста длины (Шерман и др., 1983). Количественный индекс сейсмической активности характеризует относительную «подвижность» конкретных разломов в сейсмической зоне и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. В цифровом значении индекс однозначно позволяет отделить активные разломы от неактивных на современном этапе развития. Детальный анализ сейсмической активности разломов Прибайкалья за последние 40 лет инструментальных регистраций очагов землетрясений проведен по уравнениям 1 и 2 (рис. 8). Вариации значений количественного индекса сейсмичности позволяют распределить разломы на три группы, различающиеся по активности, иными словами по подвижности их

крыльев. Асинхронность активизации разломов в различных местах Прибайкалья хорошо видна на рис. 9. В целом, графики изменений количественного индекса сейсмической активности разломов хорошо иллюстрируют годовую или несколько более длительную во времени вариацию активности разломов, которую ни геологическими, ни геоморфологическими методами установить невозможно. Графики отражают квазиволновую природу временной активизации разломов разных иерархических уровней. Хорошо видна волновая природа изменения интенсивности сейсмического процесса в разных по иерархическому уровню активных разломах. Совершенно естественно, что геолого-структурная и геоморфологическая характеристики никоим образом не могут существенно измениться за взятые интервалы времени. Изменения сейсмической активности разломов, показанные на графиках, отражают вариации напряженного состояния среды в областях динамического влияния разломов, следствием которых, как триггерных механизмов, и являются видоизменения сейсмического процесса. По регистрации тенденций направленности очагов землетрясений в зонах разломов, отражающих процесс их активизации, изучены его скорости и векторы. Их вероятными источниками являются деформационные волны возбуждения, генерируемые эволюцией рифтогенеза и межплитными подвижками. В целом сложный волновой процесс активизации разломов различных иерархических уровней последовательно затрагивает разные ансамбли в пределах Прибайкалья, определяя пространственно-временную характеристику сейсмичности (Шерман, 2007).

Активность разломов и ее воздействие на социальные и другие объекты. Широкий комплекс геолого-геофизических процессов контролируется активными разломами Земли. По этой причине к ним привлечено большое внимание и постоянно поддерживается глубокий интерес различных отраслей наук о Земле. Он вызван пониманием роли и влиянием разломной тектоники, как на комплекс современных эндогенных геодинамических процессов, так и на экзогенные инженерно-геологические проявления, развивающиеся на земной поверхности. Более того, для практических нужд важно не только констатировать активность разломов, но и иметь возможность использовать этот фактор как прогностический для характеристики

устойчивости околоразломной среды в пределах ближайшего исторически предсказуемого для социальной сферы времени – как правило, столетия.

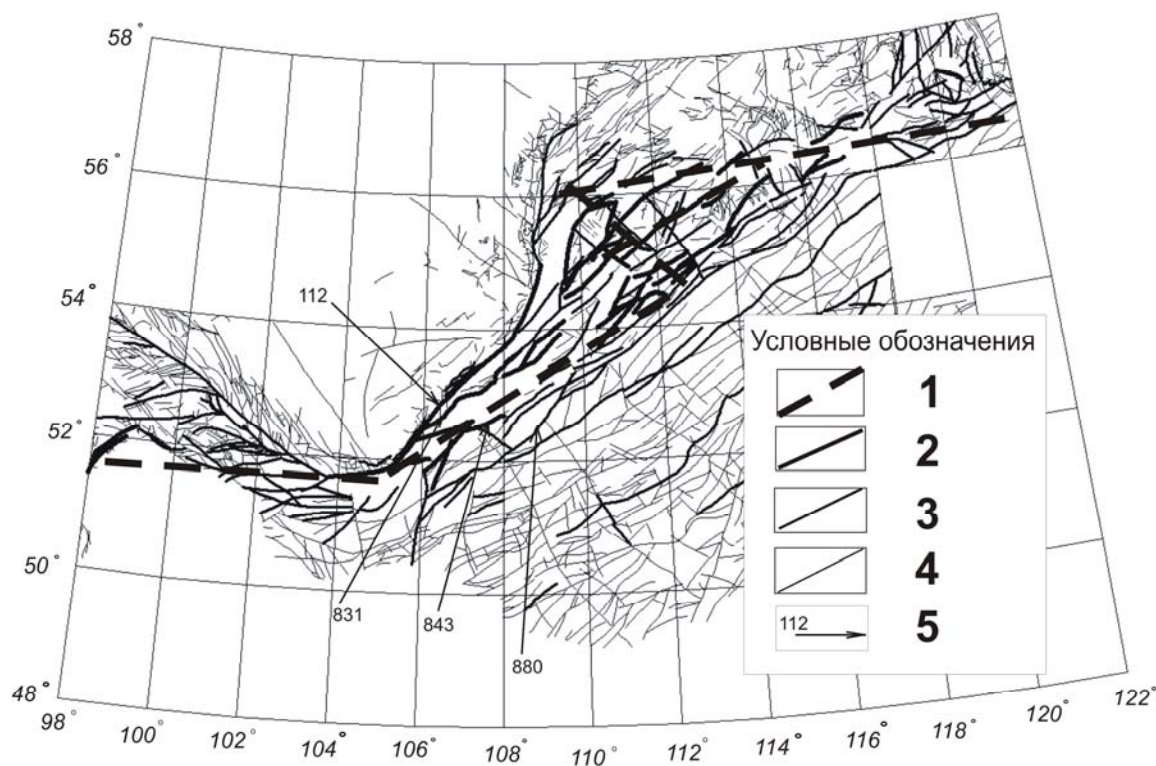


Рис. 8. Карта активных разломов Байкальской рифтовой системы по количественному индексу сейсмичности на базе сейсмических данных за 1960-2000 гг. (Шерман и др., 2006).

Условные обозначения: 1 – ось зоны современной деструкции литосферы; 2 – индекс сейсмичности >1.0 (весьма активные разломы); 3 – индекс сейсмичности $0.1-0.99$ (активные разломы); 4 – индекс сейсмичности < 0.09 (неактивные разломы); 5 – разломы и их номера по каталогу, показанные на графиках рис. 9.

Известно, что структурные параметры разломов в разной степени изменяются в процессе активизации. Наиболее часто используемые геолого-геофизические и геоморфологические признаки активизации разломов отражают накопленные необратимые деформации многих произошедших событий за сотни и тысячи лет. Существующие методы датировок геоморфологических уровней позволяют рассчитывать средние скорости движений у берегов разрывов, причем за продолжительный, тысячи лет и более, интервал времени. Для формирования разрывов характерны импульсные подвижки и криповые движения (Ружич, 1997; Кузьмин, 2004).

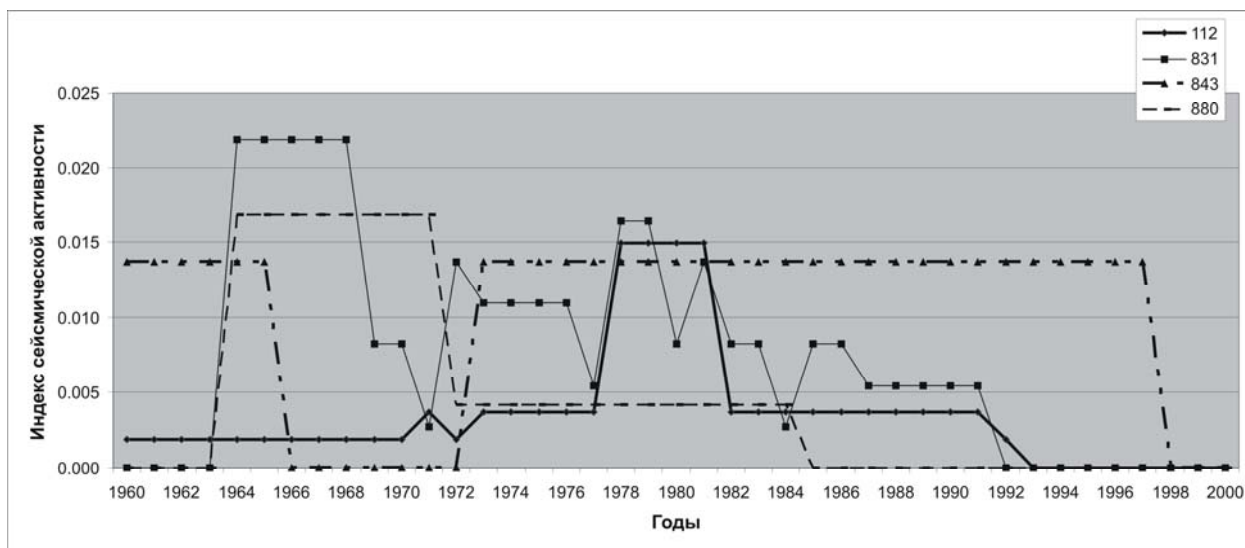


Рис. 9. Графики временных изменений активности разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы: Вверху – графики изменения активности региональных разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы (номера на графиках соответствуют номерам разломов на рис. 1). Внизу – график изменения активности по оси зоны современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой системе.

Каждое из перечисленных представляет собой опасность, причем первая – для всех типов сооружений и социума. В зонах разломов могут фиксироваться и движения совершенно иной генерации, которые, интегрируясь с тектоническими и другими видами подвижек, могут дать весьма сложную картину. Ее великолепные примеры приведены в работе К.Г. Леви, Ю.Б. Тржцинского и Е.А. Козыревой (2006), обсуждающей экзогеодинамический риск возникновения деформаций и разрушения трубопроводов в условиях Восточной Сибири. При его оценке определяющую роль играют сейсмичность, движения коры, особенно высокие скорости которой характерны для крыльев активных разломов. Густая сеть разновозрастных разломов Прибайкалья, их интенсивная селективная активизация в реальном времени предопределяют различные по амплитуде колебания земной поверхности в достаточно значительных по суммарной площади областях динамического влияния разломов, длительное действие которых нарушает устойчивость и долговечность технических и социальных объектов.

Заключение. Разносторонние исследования по активным разломам приобретают все большую и большую значимость с акцентом на

исследования периодичности активизации на количественной основе. Следствиями активизации разломов являются самые разнообразные геолого-геофизические и инженерно-геологические процессы, обусловленные быстрыми временными изменениями их современной тектонической интенсивности. Расширяются возможности современной геодинамики в области прогноза процессов, контролируемых разломной тектоникой. Облегчается поиск закономерностей временных вариаций активности и, как следствие, расширяются возможности прогноза, прежде всего, сильных сейсмических событий, контролируемых разломами, а также широкой гаммы других, эндогенных и экзогенных процессов. Нет сомнений в том, что зафиксированные квазипериодические активизации разломов Прибайкалья отражают общую волновую природу современных пространственно-временных изменений напряженного состояния земной коры, оказывающих существенное воздействие на социум. В более широком плане факторы влияния современных геодинамических процессов на экологические и другие риски аргументировано показаны Н.А. Касьяновой (2003), К.Г. Леви и др. (2003), в отдельных направлениях поднимаются рядом исследователей и, безусловно, требуют расширения и углубления современных геодинамических исследований, в том числе в Прибайкалье.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00251); Программы Президиума РАН 16.3.

Литература

Шерман С.И., Леви К.Г., Ружич В.В. и др. 1984. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Т. 3 «Неотектоника». Новосибирск: Наука СО. 207 с.

Касьянова Н.А. 2003. Экологические риски и геодинамика. М.: Научный мир. 332 с.

Кузьмин Ю.О. 2004. Современная геодинамика разломных зон //Физика Земли. №10. С. 95-111.

Леви К.Г., Задонина Н.В., Бердникова Н.Е. и др. 2003. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Кн. 2. 500-летняя история аномальных явлений в природе и социуме Сибири и Монголии. Изд-во Иркутского государственного технического университета. Иркутск. 383 с.

Леви К.Г., Тржцинский Ю.Б., Козырева Е.А. 2006. К оценке тектонического и экзогеодинамического риска деформаций и разрушения трубопроводных систем в условиях Восточной Сибири // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Выпуск 5. ИЗК СО РАН, Иркутск. С. 150-174.

Логачев Н.А. 2003. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. Т. 44, № 5. С. 391-406.

Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. 2001. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины. Строение и геологическая история. Новосибирск. Издательство СО РАН, Филиал «ГЕО». 252 с.

Ружич В.В. 1997. Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск. Изд-во СО РАН. 63 с.

Шерман С.И. 1977. Физические закономерности развития разломов земной коры // Изд. «Наука» СО, Новосибирск. 102 с.

Шерман С.И. 2004. Деструктивные зоны литосферы как территории потенциальных природно-техногенных катастроф // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. ИЗК СО РАН, Иркутск. С. 47-57.

Шерман С.И. 2007. Новые данные о закономерностях активизации разломов в Байкальской рифтовой системе и на сопредельной территории // Доклады Академии наук. Т. 415, № 1. С. 110-114.

Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф. 2003. Региональные шкалы сейсмической интенсивности (опыт создания шкалы для Прибайкалья). – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». 189 с.

Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. 1983. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука СО. 101 с.

Шерман С.И., Леви К.Г. 1978. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука. С. 7-18.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. 1999. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. Т. 18, №2. С. 41-53.

Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. 2005. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН, том 401, № 3. С. 395-398.

Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н. 1996. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: ОИГГиМ. С. 74-77.

Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A. et al. Active faults of the Baikal depression // Elf exploration production, F-64018, 1997, p. 400-434.

San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G. et al. Cenozoic Stress field evolution in the Baikal rift zone // Elf exploration production, F-64018, 1997, p.436-455.

Sherman S.I. 1992. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone // Tectonophysics. V. 208, №1-3. P. 297-307.