Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны

Н.А. Логачев

Институт земной коры СО FAH, Иркутск, 664033, Россия

Байкальская рифтовая система состоит из большого количества разломов и депрессий, занимающих наиболее возвышенную часть нагорий Восточной Сибири. Эта рифтовая система принадлежит семейству кайнозойских континентальных рифтов, представленных в Центральной Европе, Восточной Африке, Северной Америке и Азии. Все рифты связаны с механизмом растяжения литосферы, которое может быть вызвано как местными, так и внешними геодинамическими силами. Байкальский рифт отличается от других развитием во внутренней части большого континента на большом расстоянии (2 000–2 500 км) от главных фронтов столкновения Тихоокеанской плиты и Индостанского субконтинента с Евразией. Нет каких-либо структурных связей между растяжением литосферы, которое вызывает рифтинг во Внутренней Азии, а именно в Байкальском рифте, с главными зонами столкновения. Байкальский рифт — вероятно, уникальное внутриплитное явление с геодинамической и тектонической точки зрения, сформированное главным образом местным источником энергии. Раскрытие Байкальского рифта началось прежде всего на стыке двух главных литосферных мезоплит Восточной Сибири, которые имеют контрастные термомеханические свойства, докембрийский Сибирский кратон и смежный с ним Саяно-Байкальский складчатый пояс. Это именно то место, где началось самое раннее растяжение, которое со временем привело к формированию самой большой депрессии рифтовой системы и самого глубокого пресноводного водоема в мире — озера Байкал.

1. Структурное и геоморфологическое положение рифтовой зоны

Общее структурное положение и развитие рифтовой зоны определяются ее связью с зоной сочленения вышеупомянутых главных структурных единиц Восточной Сибири, рис. 1. Центральный сегмент зоны, представленный собственно Байкальской впадиной — самой крупной и самой древней в пределах системы, расположен непосредственно у края кратона. Депрессия простирается приблизительно на 680 км (что составляет 1/3 полной длины рифтовой зоны). К западу и северовостоку от Байкальской впадины рифтовые разломы и долины отклоняются от края кратона внутрь Саяно-Байкальского подвижного пояса, наследуя или пересекая структуры фундамента. И только на крайнем северовостоке рифтовая система подходит близко к кратону, рассекая область Алданского щита, где она представлена Чарской и Токкинской впадинами.

На дальнем юго-западе, в Монголии, единый рифтовый «стебель», объединяющий впадину Южного Байкала и Тункинскую долину, разветвляется на три впадины: Бусингольскую, Дархатскую и Хубсугульскую, при этом субширотная рифтовая структура резко изменяется на субмеридиональную. Естественным ограничением разрастания рифтовых разломов и долин к югу, вероятно, является крупный Болнайский сдвиг, который был омоложен сильным Таннуольским землетрясением (M = 8.2) в 1905 г. с формированием левостороннего сдвига на протяжении 307 км с горизонтальным смещением до 10 м. Во всяком случае, типичные рифтовые долины не найдены южнее Болнайского сдвига. Следовательно, Байкальская рифтовая зона является полностью внутриконтинентальной и не имеет никаких очевидных связей с океанскими рифтовыми структурами.

За местоположение Байкальского рифта ответственна в первую очередь макрогетерогенность (кратон подвижной пояс) фундамента. Рифтовые структуры северо-восточного фланга демонстрируют местами независимость от древней структуры фундамента, рассекая его поперек в зоне Муйского «микроконтинента» и вторгаясь в западный фланг архейского Алданского щита. Эта локальная независимость Байкальского рифта от структурной ткани фундамента определяется местными несовпадениями между генеральной северо-запад – юго-восточной ориентировкой вектора растяжения литосферы, которое контролирует развитие Байкальского рифта в кайнозое, и ориентировкой отдельных структурных элементов Саяно-Байкальского складчатого пояса. Особенно наглядна в этом смысле северо-восточная оконечность рифтовой зоны, где ее разломы и впадины вторгаются в край Алданского щита и она полностью «вымирает».

Байкальская система рифтовых разломов и депрессий занимает так называемое Саяно-Байкальское сводовое поднятие (максимальная высота 3 000–3 500 м выше уровня моря), которое является гипсометрически самой высокой частью восточно-сибирских нагорий. 1 500-метровая изогипса мел-палеогеновой поверхности выравнивания хорошо очерчивает это поднятие (рис. 1), амплитуда которого достигает 1 500-2 000 м выше начального положения эрозионной поверхности в позднем мелу-раннем палеогене. Сводовое поднятие — совокупность горных цепей и высокогорных плато, окружающих рифтовые долины, заполненные континентальными отложениями палеогена, неогена и четвертичного периода. Оно состоит из двух кульминаций, разделенных гипсометрической седловиной в районе Южного Байкала, к которому приурочена дельта реки Селенги — главного притока озера, обеспечивающего более 50 % его водного прихода. Этот факт со всей очевидностью указывает на первичный характер Селенгинской седловины. Она возникла в результате отставания в поднятии из-за низкой скорости вертикальных движений по сравнению с флангами рифтовой зоны, поднятыми до высоты 3 000-3 500 м (западная кульминация) и до 2 600-3 000 м (северо-восточная кульминация).

Байкальская рифтовая система охватывает 13 крупных более или менее параллельных впадин, отделенных друг от друга протяженными высокогорными хребтами и невысокими поперечными или диагональными перемычками. Впадина озера Байкал состоит из двух эшелонированно расположенных депрессий Южного и Северного Байкала протяженностью 450 и 390 км соответственно. Они разделены диагонально простирающимся подводным Академическим хребтом, который является северо-восточным продолжением блока острова Ольхон (рис. 2).

Впадина Южного Байкала в свою очередь разделена на два суббассейна поднятием дна на траверсе дельта реки Селенги – устье реки Бугульдейки, где глубина озера уменьшается до 35–400 м, контрастируя с близлежащими частями к юго-западу (1 416 м) и северовостоку (1 637 м). В отличие от Ольхон-Академической перемычки, Селенгино-Бугульдейская перемычка сформирована главным образом аккумуляцией осадков от обеих рек на противоположных сторонах Южно-



Рис. 1. Общее структурное положение Байкальского рифта: 1 — осадочное наполнение впадин; 2 — главные разломы; 3 — вулканические поля; 4 — вулканические конусы; 5 — 1 500-метровая изолиния мел-палеогеновой поверхности выравнивания; 6 — контур Сибирской платформы; 7 — микроконтиненты: А) Муйский, В) Тува-Монгольский; 8 — Болнайский сдвиг. Номера в кружках — рифтовые впадины: 1 — Бусингольская, 2 — Дархатская, 3 — Хубсугульская, 4 — Тункинская, 5 — Южнобайкальская, 6 — Северобайкальская, 7 — Баргузинская, 8 — Верхнеангарская, 9 — Ципинская, 10 — Баунтовская, 11 — Муйская, 12 — Чарская, 13 — Токкинская

байкальской депрессии. Главная роль в формировании этой перемычки, конечно, принадлежит отложениям реки Селенги, бассейн которой охватывает больше чем 70 % области Байкальского водозабора. Во всяком случае, дельта Селенги — одна из самых крупных, формирующихся в континентальной обстановке. Селенгино-Бугульдейская перемычка пересечена разломами главным образом северо-восточной – юго-западной ориентировки, по которым отдельные блоки были существенно подняты. Поэтому в целом морфология и структура этой перемычки определяются комбинацией очень быстрого накопления осадков, принесенных рекой Селенгой, и эпизодических движений отдельных блоков кристаллического фундамента, которые формируют так называемые тектонические «ядра» местных поднятий. Таким образом, по морфологии, структуре и происхождению Селенгино-Бугульдейская перемычка контрастно отличается от главной диагональной перемычки Ольхон-Академического хребта и делит Южнобайкальскую впадину на две почти равные части, рис. 2. Поэтому более логично рассматривать Южнобайкальский бассейн как единую структурную единицу, разделенную в средней части осадочно-тектонической перемычкой с очень мощным (8 000-10 000 м) осадочным покровом, под которым имеются разломы фундамента различной ориентировки, включая активные в настоящее время, что подтверждается сильными землетрясениями прошлого и настоящего столетия.

Другие одиннадцать рифтовых впадин имеют длину от 70 до 190 км и ширину от 25 до 40 км. В дополнение к 13 большим рифтовым впадинам имеется множество узких приразломных депрессий, которые могут со временем превратиться в крупные рифтовые долины [1].

Мощность осадочного наполнения в большинстве рифтовых впадин находится в диапазоне 500–2 500 м, максимальная мощность 8 000–10 000 м была недавно зарегистрирована в Южнобайкальской впадине многоканальным сейсмическим профилированием [2, 3]. Поисковым бурением на нефть и газ в дельте реки Селенга в 50-х гг. пройдено 3 100 м отложений, и оно было остановлено в отложениях эоцена и раннего олигоцена, не достигнув кристаллического фундамента. Поэтому мы имеем основания предполагать наличие в нижней части разреза палеоценовых или даже верхнемеловых отложений.

2. Разломы

Рифтовые впадины ограничены с одной или обеих сторон крутыми сбросовыми уступами высотой до 1 500–2 000 м. Поперечный профиль большинства депрессий асимметричен, их северные и северо-западные («близплатформенные») склоны более высокие и крутые, чем противоположные. Кристаллическое основание впадин, перекрытое отложениями, рассечено мел-



Рис. 2. Батиметрия озера Байкал. Изобаты через 200 м, дополнительные изобаты (пунктир) через 100 м. АК — Академический хребет, HN — полуостров Святой Нос, OI — остров Ольхон, SBL — Селенгино-Бугульдейская перемычка, UA — Ушканий архипелаг

кими разломами. В целом морфологическая и структурная асимметрия депрессий определяется тем, что их северные и северо-западные борта сформированы крупными разломами, главным образом сбросами, а юговосточные — относительно плавными изгибами фундамента с незначительными (десятки – первые сотни метров) разрывными смещениями. Ключ к асимметрии следует искать в перемещении Забайкальской плиты от Сибирского кратона к югу – юго-востоку (см. ниже).

Разломы различной морфологии и возраста (от докембрийских до кайнозойских) играют выдающуюся роль в рифтовой зоне и показывают критическую важность хрупкого разрушения верхней коры в процессе рифтогенеза. Строго говоря, Байкальская рифтовая зона может рассматриваться как комплексная межплитная граница начального спрединга и деструкции литосферы в Восточной Сибири [4]. Трудно предсказать, как далеко этот процесс разовьется в будущем и приведет ли он к полной замене древней континентальной литосферы новой океанической, как в случае с рифтом Красного моря, или рифтогенез прекратится в континентальных условиях [5].

3. Изменчивость вертикального разреза осадочного наполнения

Осадочное наполнение рифтовых впадин разделяется на верхнюю и нижнюю части, отличающиеся по литологическому и фациальному составу и соответствующие двум эволюционным стадиям. Нижняя часть разреза включает палеоценовые, эоценовые, олигоценовые и миоценовые отложения, представленные песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами с редкими пластами бурого угля, диатомитов и мергелей. Главная характерная черта отложений нижнего этажа господство мелкозернистых осадков. Линзы конгломератов и гравелитов чрезвычайно редки и связаны с участками, где во впадины впадали реки. Литологически и генетически отложения нижнего этажа представляют собой довольно разнообразную смесь озерных, болотных и речных отложений, накопленных в условиях субтропического (палеоцен - эоцен) до умеренно теплого (олигоцен, миоцен) климата.

Все особенности состава и строения нижней толщи осадочного наполнения впадин указывают на довольно умеренный характер тектонических движений в течение примерно 40–50 млн лет с опережающим погружением рифтовых долин по отношению к их плечам, которые воздымались на высоту не более 500–700 м над днищами впадин. Мощность отложений нижнего этажа в главных впадинах варьирует от 1 500 до 2 000 м и достигает 7 000–8 000 м в Южнобайкальской впадине.

Верхняя часть разреза, включающая отложения плиоцена и четвертичного времени, отличается от нижней преобладанием грубообломочных осадков, и их фациальный состав отражает современную морфологию рельефа. В краях депрессий верхняя толща разреза состоит из песчаных гравийников, галечников, валунников, конгломератов и фангломератов речного, ледниково-речного, пролювиального и гравитационного происхождения. Непосредственно у подножий горных хребтов имеются морены, созданные плейстоценовыми ледниками, которые выдвигались из гор к краям депрессий и даже в воду северной оконечности озера Байкал. В краевой части депрессий верхняя толща разреза залегает на нижней с хорошо выраженным несогласием, выше которого отложения резко становятся более грубообломочными. Все это указывает на увеличение темпа вертикальных движений в позднем миоцене, около 6-5 млн лет назад. В то время контуры и границы рифтовых долин приобрели очертания, близкие современным, и резко возросли высотные контрасты между депрессиями и окружающими их поднятиями. Последние в отдельных случаях приобрели морфологические черты альпинотипного рельефа (Тункинский, Баргузинский, Байкальский и Кодарский горные хребты). Активные тектонические движения продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствует интенсивная сейсмичность территории рифтовой зоны.

Таким образом, состав и возраст осадочного наполнения рифтовых впадин указывают на две стадии развития Байкальской рифтовой зоны. На ранней стадии, охватывающей период времени не меньше чем 40-50 млн лет, имел место «медленный рифтинг» при низкой степени растяжения литосферы. Тектонические движения были умеренными и воздымание плечей рифта — незначительным. В конце миоцена темп тектонических движений и растяжения литосферы резко увеличился в связи с началом «быстрого рифтинга», который продолжается поныне. На этой стадии некомпенсируемое погружение Байкальской впадины было максимальным и постепенно привело к формированию в ее пределах самого глубокого в мире резервуара пресной воды. Мощность плиоцен-четвертичных отложений в свободных от воды впадинах вне Байкальской депрессии достигает 1 000-1 500 м. Поднятие смежных плечей рифтовых долин имеет тот же самый порядок, т.е. скорость опускания впадин и поднятия их плечей стала грубо равной. Скорость аккумуляции осадков во впадинах увеличилась по сравнению с предыдущей стадией в 5-10 раз. Таким образом все характерные параметры осадочного наполнения указывают на резкий контраст в скорости тектонических движений и разрушения литосферы в ходе двустадийной эволюции Байкальского рифта.

4. Глубинная структура и геодинамика

Скорость продольных сейсмических волн на границе Мохо под Байкальской рифтовой зоной равна 7.7– 7.8 км/с по сравнению с 8.1–8.2 км/с под Сибирской платформой и Забайкальем [6]. Аномально низкие скорости в мантии под рифтовой зоной также установлены по запаздыванию *P*-волн от отдаленных землетрясений и взрывов [7]. Согласно [8] имеет место максимальный подъем поверхности аномальной мантии в осевой части Байкальской рифтовой зоны, которая постепенно снижается в юго-восточном направлении под Забайкалье и Северную Монголию. В другую сторону аномальная мантия круто наклонена под Сибирскую платформу, где толщина литосферы увеличивается до 200 км.

Телесейсмической томографией мантии под Байкальским рифтом, выполненной в 1991-1993 гг. российско-американской группой специалистов Института земной коры СО РАН (Иркутск), Калифорнийского (Лос-Анджелес) и Висконсинского (Мэдисон) университетов (рис. 3), подтверждено существование астеносферного диапира и запаздывание Р-волн на 1.1 секунды в этой области [11]. Когда астеносферный материал достиг поверхности Мохо, восходящее движение должно было прекратиться, потому что плотность этого материала значительно превышала плотность коры. С тех пор (5-6 млн лет назад) появилась возможность для бокового перемещения вещества астеносферы к юговостоку от мощной и холодной литосферы Сибирского кратона. Латеральная миграция материала астеносферы усилила растяжение коры и темп тектонических движений по разломам с углублением рифтовых впадин [12]. Юго-восточное перемещение материала астеносферы является, вероятно, главной причиной структурной асимметрии рифтовых долин. Другой возможной ее причиной может быть наследование докембрийских и раннепалеозойских надвиговых зон, возникших при взаимодействии Саяно-Байкальского подвижного пояса и Сибирского кратона, нормальными сбросами и сдвигами кайнозойского рифтогенеза. Весьма вероятно, что свою роль играли и приспособление глубинного кайнозойского механизма к краю Сибирской платформы, и наследование древних разрывных структур коллизии молодыми разломами. Вулканическая деятельность, проявившаяся главным образом к югу и юго-востоку от рифтовых разломов и депрессий (за исключением западной части рифтовой зоны), также является показателем глубинного перемещения материала астеносферы от Сибирского кратона, что в упрощенной форме представлено моделью (рис. 4).

5. Обсуждение и заключение

Байкальский рифт, скрытый в глубине Азии, не имеет прямой связи с мировой рифтовой системой и представляет собой обособленную область кайнозойской тектонотермальной активности. Однако никто не будет отрицать, что, если современное поле напряжений будет существовать неопределенно длительное время и растяжение литосферы будет прогрессировать в течение нескольких миллионов лет, Байкальский рифт может разрастаться в восточном направлении по субширотным разломным системам Становика и Джугджура и в конечном счете соединиться с Охотским морем в районе Удского залива. Разрастание рифта к югу и юго-западу от западной оконечности Байкальской зоны маловероятно из-за поперечной к генеральному простиранию рифта структуры литосферы Северной и Центральной Монголии. Связь начального растяжения со швом между Сибирским кратоном и Центральноазиатским подвижным поясом предполагает, что переходная зона между этими частями литосферы Восточной Сибири, которые контрастируют по петрофизическим и термомеханическим свойствам, предопределила всю



Расположение цифровых сейсмических станций

Рис. 3. Телесейсмическая томография мантии Байкальского рифта [9, 10]. Толстый пунктир — кровля астеносферного выступа



Рис. 4. Упрощенная модель глубинной структуры центральной части Байкальского рифта: 1 — осадочная толща; 2 — земная кора; 3 — астеносфера; 4 — литосферная верхняя мантия; 5 — основные и ультраосновные трещинные интрузии; 6 — разломы; 7 — направление миграции материала астеносферы

последующую пластическую и хрупкую деформацию литосферы. Самые высокие абсолютные значения опускания кристаллического фундамента (до 10 000 м) и самое значительное растяжение верхней части земной коры (10-15 км) характерны для Южнобайкальской впадины, которая является самым ранним элементом рифтовой системы, ее историческим ядром (рис. 5). В олигоцене и миоцене рифтогенез прогрессировал в обоих направлениях от Южнобайкальской впадины. Наиболее крайние звенья рифтовой системы (Северная Монголия и бассейн реки Олекмы) начали формироваться не ранее чем в позднем плиоцене на стадии «быстрого рифтинга». Двустороннее разрастание Байкальского рифта не могло быть строго синхронным и полностью симметричным в обоих направлениях из-за структурной анизотропии основания и различий в реологии литосферного субстрата.

Вероятно, именно в этом заключается главная причина отличия флангов рифтовой зоны, расположенных к северо-востоку и западу от центрального Южнобайкальского сегмента. Северо-восточная часть зоны более развита, чем западная, как по длине и плотности разломов, так и по числу и размерам рифтовых впадин, а также размерам области, охваченной рифтогенезом (см. рис. 1). Очевидно, что различия между обоими «крыльями» отражают более благоприятные условия для разрастания рифта на северо-восток, где имеется почти полное соответствие рифтогенных тектонических напряжений главным структурным направлениям земной коры почти до западного края Алданского щита, где рифтогенез затухает из-за резкого увеличения мощности литосферы и несоответствия ориентировки структур архея простиранию рифта. Иная картина наблюдается на западном «угнетенном» фланге: рифтовых впадин здесь заметно меньше (только четыре, рис. 1), ниже и плотность разломов и имеет место довольно резкая смена простирания рифтовых структур с субпшротного (Тункинская долина) на субмеридиональное (Хубсугульская, Дархатская и Бусингольская впадины). Условия для рифтогенного разрушения литосферы на западном фланге, по всем признакам, гораздо сложнее, чем на северо-восточном. Здесь определенно изменяется характер поля тектонических напряжений и имеет место большее несоответствие простирания рифтовых структур структурной ткани основания [5].

Двунаправленное разрастание рифта от впадины Южного Байкала, общая симметрия морфологии и структуры рифтовой зоны в отношении ее центрального сегмента, выраженная двумя кульминациями сводового поднятия и «размножением» в их пределах рифтовых впадин и разломов, и, наконец, установленное телесейсмической томографией поднятие астеносферы к подошве коры с наиболее вероятным перемещением нагретого материала от кратона к югу – юго-востоку все это делает наиболее приемлемым представление о доминирующей роли местного энергетического источника и движущего механизма рифтообразования.

При объяснении образования Байкальского рифта только одним влиянием столкновения Индостанского субконтинента с Евразией [13], трудно признать этот механизм безупречным, несмотря на множество его сторонников среди отечественных и зарубежных исследователей. Западная оконечность Байкальского рифта расположена приблизительно в 2 500 км от фронта Гималаев и в 1 600 км от северного края плато Тибет. Влияние Индо-Евразийской коллизии на раскол и растяжение литосферы в пределах Байкальского рифта вряд ли может быть ведущей причиной, поскольку кумулятивное распространение напряжений в литосфере на расстояние 1 500-2 500 км физически невозможно. Если бы столкновение Индостана с Евразией играло решающую роль в геодинамике Байкальской зоны рифтогенеза, то при косом и поперечном расположении главных структурных элементов литосферы к вектору сдавливания на пространстве между Гималаями и Байкалом характер сетки разломов, в первую очередь нормальных сбросов, должен существенно отличаться от того, что наблюдается в реальности. Во всяком случае, при коллизионном индентерном воздействии растяжение литосферы и разломообразование должны были начинаться на Тибетском нагорье и последовательно распространиться на северо-восток к озеру Байкал. Однако разрастание Байкальского рифта в двух направлениях от центрального сегмента находится в явном конфликте с этим механизмом. Возможно сжимающие напряжения Индо-Евразийского столкновения в какойто мере достигали и достигают области Байкальского рифта, но они могли затруднять растяжение коры в западной части рифтовой зоны и благоприятствовать этому в ее центральном и северо-восточном сегментах, совпадающих или близких по ориентировке направлению коллизионного сжатия.



Рис. 5. Начало формирования впадин Байкальского рифта, показывающее двустороннее распространение рифтогенеза от Южнобайкальской впадины: 1 — рифтовые впадины (осадочные бассейны); 2 — вулканические поля; 3 — главные разломы

Коллизионная гипотеза происхождения Байкальского рифта вряд ли стала яснее от появления ее модификаций [14, 15] с принятием автономных движений микроплит литосферы в рамках общего поля напряжений, производимого Гималайской коллизией. Хотя гипотеза образования Байкальского рифта из-за столкновения Индо-Австралийской мегаплиты с Евразиатской все еще выглядит привлекательно и имеет многих сторонников, все же получить удовлетворительный ответ на этот вопрос можно только при специальном изучении структуры и геодинамики литосферы в пределах широкой полосы между Байкальским рифтом и Гималаями.

На данный момент автор настоящей статьи полагает, что движущей силой внутриплитного рифтогенеза в Восточной Сибири были и остаются поднятие и боковое растекание материала астеносферы, вызванное тепловой и гравитационной нестабильностью литосферы и мантии. Кстати заметить, что П. Молнар недавно изменил свою точку зрения и пришел к заключению, что Индо-Евразиатское столкновение — неединственная причина рифтогенеза в Байкальском регионе и неотектонике Западной Монголии. Согласно этому новому мнению [16], вторжение нагретого астеносферного материала в холодную литосферу также играло решающую роль в кайнозойской тектонике и геодинамике. Таким образом, прежде противоположные идеи [13, 17] о ведущей роли местных или внешних геодинамических механизмов в образовании и развитии Байкальского рифта сблизились друг с другом.

Эта работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 95–05–14277) и INTAS (грант 93–134). Я благодарен Т. Перепеловой и Т. Лешкевич за перевод статьи.

Литература

- Solonenko V.P. Seismotectonics of the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1978. – V. 45. – No. 3. – P. 61–69.
- Зоненшайн Л.П., Гольмиток А.Я., Хатчинсон Д.Р. Структура Байкальского рифта // Геотектоника. – 1992. – № 5. – С. 63–77.
- Scholz S.A., Klitgord K.D., Hutchinson D.R. et al. Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal // EOS. – 1993. – V. 74. – No. 41. – P. 465, 469, 470.
- Sherman S.I. Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone // Tectonophysics. – 1992. – V. 208. – No. 1–3. – P. 297–307.
- Logatchev N.A. History and geodynamics of the Lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system // Elf Aquitaine Bulletin. – 1993. – V. 17. – No. 2. – P. 353–370.
- 6. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Д.П. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
- Рогожина В.А., Кожевников В.М. Аномальная мантия под Байкальским рифтом. – Новосибирск: Наука, 1979. – 104 с.
- Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.K. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // Tectonophysics. - 1989. - V. 168. - P. 327-337.
- Burkholder P.D., Meyer R.P., Delitsin L.L., Zorin Yu.A., Davis P.V. A Teleseismic Tomography Image of the Upper Mantle Beneath the Southern Baikal Rift Zone. – Proceed. to IUGG XXII Assembly. Boulder, 1995. – P. 400.
- Зорин Ю.А., Кожевников В.М., Мордвинова В.М. Глубинная структура и тепловой поток литосферы Центральной Азии // Литосфера Центральной Азии. – Новосибирск: Наука, 1996. – С. 107–114.
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Yu.A., Logatchev N.A., Kogan M.G., Burkholder P.D., Meyer R.P. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // J. Geophys. Res. – 1994. – V. 99. – No. B8. – P. 15319–15330.
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. – 1987. – V. 143. – P. 225–234.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia. Effects of a continental collision // Science. – 1975. – V. 189. – No. 4201. – P. 419–426.
- Zonnenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal rift zone // Tectonophysics. – 1981. – V. 76. – № 1–2. – P. 1–45.
- Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника. – 1995. – № 3. – С. 46–58.
- 16. Ba´jinnyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Demyanovich M.G., Ganbaatar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Herve Ph., Vashilov Yu.A. Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and its Surroundings // Geol. Soc. of Amer. – 1993. – Memoir 181. – 62 p.
- 17. Logatchev N.A., Florensov N.A. The Baikal system of rift valleys// Tectonophysics. - 1978. - V. 45. - № 1. - P. 1-13.