

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ЕЕ ОСАДОЧНОГО ВЫПОЛНЕНИЯ В МЕЛ-КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ:

эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий

М.М. Буслов

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Дискутируется проблема позднемезозойско-кайнозойской тектоники и геодинамики южного обрамления Сибирской платформы, где широко распространены позднемезозойско-кайнозойские структуры, выполненные осадочными отложениями. На анализе обширных геолого-стратиграфических, геофизических и геохронологических (трекового датирования) данных сделан вывод, что структуры южного обрамления Сибирской платформы и ее осадочного выполнения, в том числе Байкальская рифтовая зона, сформированы в результате дальнего воздействия двух коллизионных событий, связанных с продолжительной конвергенцией Северо-Китайского и Индийского континентов с Евразией, произошедших соответственно в поздней юре—палеоцене и кайнозое. Наложение двух крупных тектонических событий привело к созданию сложной структуры и осадочных бассейнов, которые имеют различную геодинамическую природу и не могут быть объединены в единую последовательность позднемелового-кайнозойского формирования Байкальской рифтовой зоны.

Байкальская система сдвигов и сопряженных рифтов образована в плиоцен-четвертичное время как результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии. Этому событию соответствует накопление верхнего слоистого недеформированного сейсмостратиграфического комплекса во всех трех впадинах Байкала. Мощность осадков в Центральной котловине возрастает до 3 км, а в дельте р. Селенга достигает 5—6 км. Для осадков характерна зональность осадконакопления активных внутриконтинентальных рифтогенных структур. Средний слоистый деформированный сейсмостратиграфический комплекс мощностью 1—1.5 км выделяется во всех трех впадинах Байкала и сопоставляется с верхне-олигоценовыми-нижнеплиоценовыми образованиями прибрежно-озерных, дельтовых и озерных фаций, которые широко распространены на территории Прибайкалья, Алтае-Саянской области и в Монголии, где они формировались в условиях больших озерных систем. В результате проявления деформаций Индо-Евразийской коллизии верхнеолигоценовые-нижнеплиоценовые осадки вовлечены в строение плиоцен-четвертичных рамповых и полурамповых структур, расположенных в межгорных впадинах Алтае-Саянской области и Монголии. Нижний сейсмически прозрачный сейсмостратиграфический комплекс распространен только в Южно- и Среднебайкальской впадинах. Его мощность на востоке составляет 1 км, на западе достигает 4—5 км. Комплекс является фрагментом позднемеловых-палеогеновых образований крупного Предбайкальского предгорного прогиба. Прогиб выполнен озерно-речными осадками, его формирование связано с завершающим этапом в развитии обширного Монголо-Охотского орогена.

Эффект дальнего воздействия коллизий, Байкальская рифтовая система, Предбайкальский предгорный прогиб, Индо-Евразийская коллизия, Монголо-Охотский ороген.

GEODYNAMIC NATURE OF THE BAIKAL RIFT ZONE AND ITS SEDIMENTARY FILLING IN THE CRETACEOUS-CENOZOIC: THE EFFECT OF THE FAR-RANGE IMPACT OF THE MONGOLO-OKHOTSK AND INDO-EURASIAN COLLISIONS

M.M. Buslov

The problem of the Late Meso-Cenozoic tectonics and geodynamics of the southern framing of the Siberian Platform is discussed. This area abounds in Late Meso-Cenozoic structures composed of sedimentary deposits. Analysis of voluminous geology-stratigraphic, geophysical, and geochronological (track dating) data showed that these structures, including the Baikal Rift Zone, resulted from the far-range impact of two collisions related to the prolonged convergence of the North China and Indian continents with Eurasia, which took place in the Late Jurassic–Paleocene and Cenozoic, respectively. The synchronous occurrence of two great tectonic events led to the formation of a complex structure and a sedimentary basin, which are of different geodynamic nature and cannot be united into the same sequence of Late Cretaceous–Cenozoic formation of the Baikal Rift Zone.

The Baikal system of shears and conjugate rifts formed in the Pliocene–Quaternary as a result of the far-range impact of the Indo-Eurasian collision. The latter led to the accumulation of the upper layered undeformed seismostratigraphic complex in all three Baikal basins. The sediments in Central Baikal are up to 3 km thick,

and in the Selenga River valley they reach 5–6 km in thickness. The active intracontinental rift structures are characterized by zonal sedimentation. The middle layered deformed seismostratigraphic complex 1–1.5 km thick is recognized in all three Baikal basins and is similar to the Upper Oligocene–Lower Pliocene sediments of lacustrine-littoral, deltaic, and lacustrine facies widespread throughout the Baikal and Altai-Sayan regions and in Mongolia, where they formed in the environments of large lake systems. As a result of the deformations caused by the Indo-Eurasian collision, the Upper Oligocene–Lower Pliocene sediments were involved in the Pliocene–Quaternary ramp and inlateral-ramp structures in intermontane basins of the Altai-Sayan region and in Mongolia. The lower seismically transparent seismostratigraphic complex occurs only in South Baikal and Central Baikal. It is 1 km thick in the east and up to 4–5 km thick in the west. The complex is a fragment of the Late Cretaceous–Paleogene lacustrine-river sediments of the large fore-Baikal piedmont basin, which formed at the final stage of evolution of the vast Mongolo-Okhotsk orogen.

Far-range collision impact, Baikal Rift system, fore-Baikal piedmont basin, Indo-Eurasian collision, Mongolo-Okhotsk orogen

Дискуссия посвящена проблеме позднемезозойско-кайнозойской тектоники и геодинамики южного обрамления Сибирской платформы, где широко распространены позднемезозойско-кайнозойские структуры, выполненные осадочными отложениями, а также поля проявления внутриконтинентального плюмового вулканизма. Всемирно известной структурой региона является Байкальская рифтовая зона, энергетическим источником формирования которой считаются астеносферный диапир [Zorin, 1981; Logachev, Zorin, 1987; Windley, Allen, 1993; Zorin et al., 2003; Kulakov, 2008], мантийный плюм [Tiberi et al., 2003; Lebedev et al., 2006; Petit et al., 2008], дальнейшее воздействие Индо-Евразийской коллизии [Molnar, Tapponnier, 1975; Добрецов и др., 1995; Dobretsov et al., 1996; Petit et al., 1996; Delvaux et al., 1997; Petit, Déverchère, 2006], комплексное воздействие Индо-Евразийской коллизии и субдукции Тихоокеанской плиты под Евразию [Davy, Cobbold, 1988; Kimura et al., 1990; Jolivet et al., 1990, 1992; Fournier et al., 1994, 2004; Delvaux et al., 1997].

В основу дискуссии положены материалы и выводы работ, обобщенных в статье В.Д. Маца [2012]. В ней через анализ обширных литолого-стратиграфических и геофизических данных, характеризующих осадочное выполнение оз. Байкал, делается вывод о трехстадийном длительном развитии Байкальского рифта с позднего мела до настоящего времени. Выделяются позднемеловой-эоценовый этап пассивного рифта (доорогенный), позднеолигоценый-раннеплиоценовый орогенный этап, связанный с Индо-Евразийской коллизией, и плиоцен-четвертичный этап активного рифта (позднеорогенный, связанный с ростом астеносферы). Каждому из этапов свойствен особый тип осадконакопления соответственно преотложенных кор выветривания, ранней и поздней молассы.

Ниже приводятся данные, которые указывают, что рельеф, структуры и позднемезозойско-кайнозойские осадки Байкальской рифтовой зоны образованы в результате дальнего воздействия двух коллизионных событий, связанных с продолжительной конвергенцией Северо-Китайского и Индийского континентов с Евразией, проявившихся соответственно в поздней юре—палеоцене и кайнозое.

Структура земной коры центрально-азиатской части Евразии сформировалась в палеозойское время в результате аккреции микроконтинентов гондванской группы, Сибирского и Восточно-Европейского континентов [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Windley et al., 2007; Буслов, 2011]. Датирование горообразования Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянского и Байкальского регионов методом апатитового трекового анализа (АФТ) свидетельствует о крупных мезозойских поднятиях рельефа [Van de Beek et al., 1996; De Grave et al., 2002, 2006, 2007, 2008, 2009, 2011a,b; Glasmacher et al., 2002; Sobel et al., 2006; Буслов и др., 2008; Jolivet et al., 2009; Glorie et al., 2010, 2011a,b, 2012a,b]. На Тянь-Шане АФТ возрасты горообразования являются более древними (~200—130 млн лет) по отношению к Алтае-Саянской области и Байкальскому региону (~140—55 млн лет). Вероятно, что в триасе—раннем мелу (около 200—130 млн л.н.) южная часть Евразии претерпела интенсивную тектоническую реактивацию в результате закрытия палеоокеана Тетис и последующей коллизии с тектоническими блоками, составляющими современное плато Тибет. Влияние этой коллизии привело к распространению тектонической реактивации внутрь Евразии в северном направлении, в том числе к формированию Тянь-Шаня [Otto, 1997; Zorin, 1999; Hendrix, 2000; De Grave et al., 2007]. Денудация раннемезозойского орогена привела к седиментации в Таримском, Джунгарском и других бассейнах. В позднем мезозое—палеоцене (~140—55 млн лет) в результате конвергенции Северо-Китайского континента к южной окраине Евразии сформировался Монголо-Охотский коллизионный ороген. К этому времени Центральная Азия была представлена сложной по строению мозаично-блоковой структурой, а основным структурным элементом Восточной Евразии являлась Сибирская платформа. Фронтальное коллизионное воздействие Северо-Китайского континента на Восточную Евразию, представленную аккреционно-коллизионными комплексами, ограниченными с севера жесткой структу-

рой Сибирской платформы, привело к формированию обширного складчато-надвигового пояса (Байкальский и Забайкальские регионы, Восточная Монголия и Северный Китай). Деформации от коллизии Северо-Китайского континента с Центральной Азией (мобильной к реактивации мозаично-блоковой структурой) глубоко проникли и во внутрь Евразии на несколько тысяч километров. Внутриконтинентальные деформации реактивировали структуру Центральной Азии и фиксируются в проявлении сдвигонадвигов и сдвигов, росте горных систем на обширной территории (Алтае-Саянская область, Монголия, Казахстан, Южный Урал). Такой тип структуры характерен для кайнозойского орогена Центральной Азии. Датирование пород различных регионов Центральной Азии и Южного Урала методом трекового анализа апатитов свидетельствуют [Van de Beek et al., 1996; Glasmacher et al., 2002; De Grave et al., 2002, 2006, 2007, 2008, 2009, 2011a,b; Sobel et al., 2006; Jolivet et al., 2009; Glorie et al., 2010, 2011a,b, 2012a,b] о крупных мезозойских поднятиях рельефа в поздней юре—раннем кайнозое (~ 140—55 млн лет). Эти поднятия можно рассматривать как результат проявления обширного Монголо-Охотского орогена [Зоненшайн и др., 1990; Kravchinsky et al., 2002], сформированного при закрытии одноименного океана и последующей коллизии Северо-Китайского континента с Евразией. Восточное звено орогена (Прибайкалье, Забайкалье, Восточная Монголия и Северный Китай), расположенное в зоне фронтального столкновения жестких структур Северо-Китайского континента и фундамента Сибирской платформы, претерпело преимущественно складчато-надвиговые деформации. Были сформированы Байкало-Патомская складчато-надвиговая структура, коллизионные граниты и комплексы разрушения орогена: метаморфические ядра и молассы [Скляр и др., 1997; Zorin, 1999]. В западном звене на обширной территории Центральной Азии была образована внутриконтинентальная горная система. Во внутренних частях Северной Евразии проявились мезозойские сдвиги и сдвигонадвиги с амплитудой в несколько сотен километров (Иртышский, Чингизский, Центрально-Казахстанский, Залаир-Найминский и др. сдвиги) [Yakubchuk, 2004], полурамповые структуры Кузбасского и др. бассейнов [Буслов и др., 2010]. За счет денудации Монголо-Охотского орогена сформировались мощные осадочные толщи в Западно-Сибирском бассейне, ограниченные крупными несогласиями в раннем апте (~ 120 млн лет) и в основании маастрихта (~ 70 млн лет) [Vyssotski et al., 2006]. В поздней юре—мелу в Западно-Сибирском бассейне накопилось более 3 км преимущественно аллювиально-дельтового обломочного материала. Он поступал с юго-востока со стороны Монголо-Охотского орогена [Le Heron et al., 2008; Davies et al., 2010].

Мезозойские коллизионные процессы были предшественниками главного кайнозойского этапа Индо-Евразийской коллизии. Напряжения, связанные с этой коллизией, распространились на тысячи километров внутрь континента и привели к формированию горных поднятий и внутриконтинентальных бассейнов Центральной Азии. Центрально-Азиатский ороген представляет собой крупнейшую в мире внутриконтинентальную структуру, которая протягивается более чем на 4 000 км от зоны континентальной субдукции Индии под Евразию [Molnar, Tapponnier, 1975]. Она прослеживается от Памира, Гималаев, Тибета на север через Тянь-Шань, включает горные пояса Казахстана, Южной Сибири и Байкальскую рифтовую зону Восточной Сибири (рис. 1). Распространялись деформации на север-северо-восток, в направлении внутренних областей Азии, состоящей из множества разновеликих докембрийских микроконтинентов гондванской группы, окруженных складчатыми поясами палеозойско-мезозойского возраста [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993]. Передача деформаций от Индо-Евразийской коллизии на дальнейшее расстояние происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов [Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2004]. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а микроконтиненты служили фундаментом для образования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.). Анализ новых и опубликованных данных по трековому датированию в апатитах, стратиграфии и литологии осадочных бассейнов, кайнозойской тектоники и геодинамики Тянь-Шаня, Казахстана, Южной и Восточной Сибири позволили обосновать позднекайнозойский этап деформаций в эволюции структуры Центральной Азии, который сопровождался закономерным ростом горных систем и формированием осадочных бассейнов [Dobretsov et al., 1996; De Grave et al., 2002, 2007, 2008, 2009, 2011a,b; Buslov et al., 2004; Buslov et al., 2004; Sobel et al., 2006; Буслов и др., 2008; Jolivet et al., 2009; Glorie et al., 2010, 2011a,b, 2012a,b]. Деформации, связанные с давлением Индии, постепенно распространялись на север-северо-восток и около 5—3 млн л.н. достигли мощного упора Сибирской платформы. В связи с этим, здесь почти одновременно выросли высокие горы. Пик роста горных систем за последние 5—3 млн лет на всей территории Центральной Азии особенно четко выявляется по данным трекового датирования по апатитам и формированием моласс в межгорных бассейнах.

Таким образом, воздействие Индо-Евразийской коллизии привело к реактивации докайнозойской структуры и разделению земной коры Центральной Азии на микроплиты, представленные микроконтинентами и/или участками консолидированной земной коры, перекрытыми мощными кайнозойскими осадками, и подвижные или активные зоны разломов в аккреционно-коллизионных поясах, которые представляют собой главные зоны реактиваций. Важнейшим фактором, контролирующим распростра-

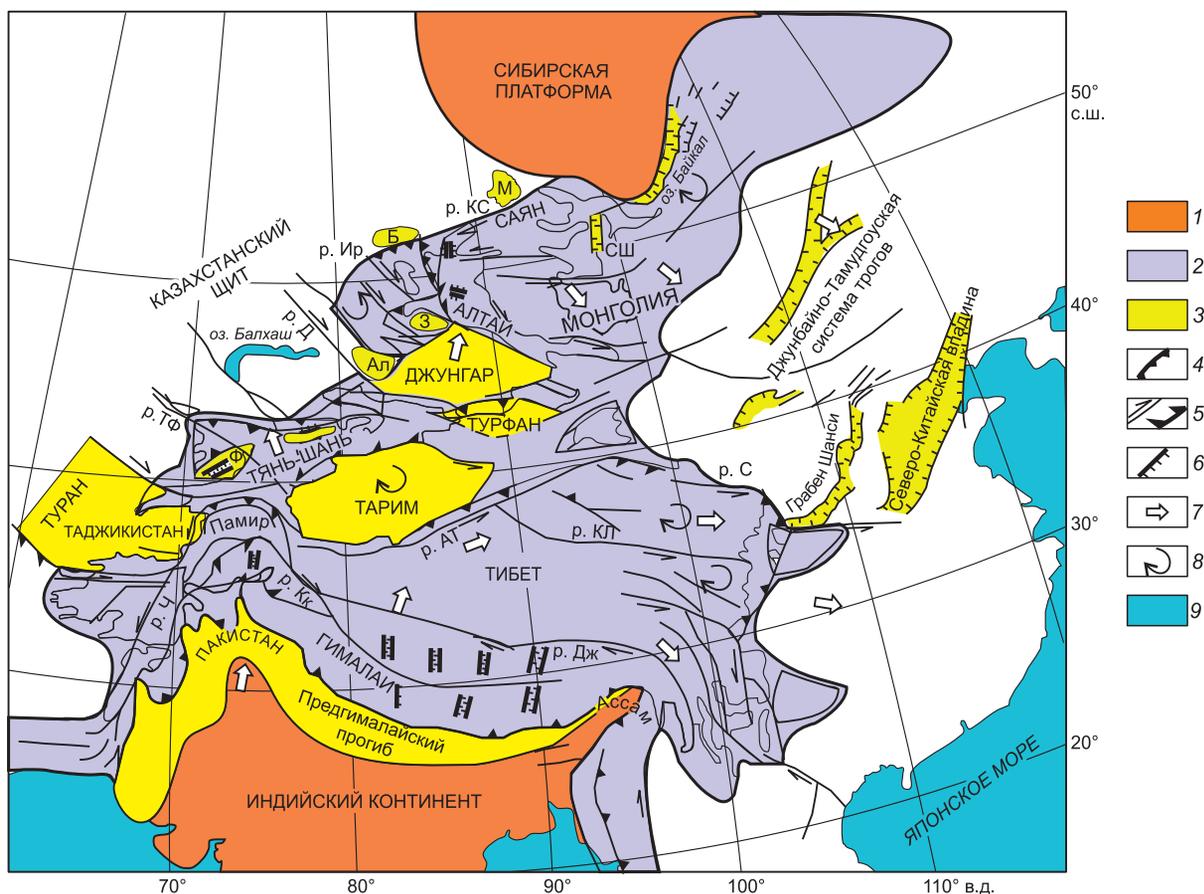


Рис. 1. Схема кайнозойских структур Центральной Азии, по [Dobretsov et al., 1996].

1 — докембрийские континентальные блоки и направления их погружения; 2 — поднятия, 3 — кайнозойские бассейны: Ф — Ферганский, М — Минусинский, Х — Хубсугульский, Ал — Алокольский, З — Зайсанский, Б — Бийско-Барнаульский; 4 — надвиги; 5 — направления смещения; 6 — сбросы, 7 — современная миграция плит и блоков; 8 — современное вращение блоков; 9 — акватории. Основные разломы (р.): АТ — Алтын-Тагский, Ч — Чаманский, Ир — Ир-Иртышский, Д — Джунгарский, Г — Гератский, Дж — Джаалинский, КЛ — Кунь-Луньский, Кк — Каракорумский, КС — Курайско-Саянский, ТФ — Талассо-Ферганский, С — Сианьский, СШ — Сяньшуйхейский.

нение деформаций, является наличие жестких структур микроконтинентов в мягком матриксе складчатых зон и мантийных плюмов, на «подушке» которых происходят перемещения и вращение микроплит [Dobretsov et al., 1996; Buslov, 2004; Buslov et al., 2007; Буслов и др., 2008]. Следует предполагать, что эти же геодинамические процессы контролировали образование и мезозойских орогенов Центральной Азии.

В последнее время для определения возраста горообразования и тектонической стабилизации широко используется метод трекового анализа по апатиту. Апатит является акцессорным минералом большого количества пород, что и обуславливает его широкое использование в выявлении термальной истории пород [Green et al., 1986]. Нестабильные изотопы ^{238}U в ходе кристаллизации породы заключаются в кристаллическую решетку минералов. В зависимости от энергий частиц, на которые распался нестабильный атом, и строения кристаллической решетки, в которой он находился, разлетающиеся в противоположные стороны частицы деформируют решетку кристалла. Эта деформация называется треком распада. При температуре ниже 120°C треки сохраняются, а если происходит повышение температуры, то они быстро отжигаются и исчезают. При нормальном геотермическом градиенте, равном $25\text{--}30^\circ\text{C}/\text{км}$, область сохранения треков начинается с глубин $3.5\text{--}4.5$ км. Как правило, одинаковые нестабильные изотопы, находящиеся в одном минерале, распадаясь, производят треки одинаковой длины. Для апатита она составляет 16 мкм. Главным фактором в разрушении (отжиге) треков спонтанного деления является температура. Чем больше времени находится образец под температурным воздействием, тем при меньших ее значениях происходит значительный отжиг треков. Температурный интервал, в ко-

тором происходит отжиг треков, называют зоной частичного отжига апатитов (apatite partially annealing zone — APAZ). В процессе отжига уменьшается не только плотность треков, но и уменьшаются их длины. Изменение температур, особенно при эрозии, связанной с подъемом территории, происходит медленно, поэтому отжиг треков является градиентным процессом, что позволяет использовать его для выявления термальной истории пород с построением графиков остывания изучаемой породы.

Термальная история породы отображается трендом изменения температурного режима во времени (t, T). Зная нормальный градиент изменения температур с глубиной ($25\text{—}30\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$), по полученному t, T -тренду можно подсчитать, за какое время и какой мощности слой пород был денудирован. Пологое поведение линии обычно интерпретируется как период тектонической стабилизации в регионе с возможным формированием пенеплена. Значения наклона линии указывают на скорость и интенсивность денудации, что может рассматриваться как степень тектонической активизации в регионе, выраженной в росте горных систем и поднятий. Трековое датирование позволяет определять термальную историю образцов, которая зависит от возраста и интенсивности денудации, т.е. периода проявления тектонической стабильности (пенеппенизации) и активности (горообразования), соответствующих стабильному температурному режиму и охлаждению. Иногда на графиках температурного режима появляются участки, указывающие на нагревание образцов. Его можно объяснить тепловым воздействием магматических тел, погружением участков земной коры с накоплением осадочного чехла или надвиганием тектонических покровов. Этот метод в корреляции с геологическими данными позволяет надежно обосновать возраст и закономерности формирования структур и рельефа горных областей. Любая интерпретация результатов трекового датирования обязательно коррелируется с геологическими и геоморфологическими данными.

Применительно к Центральной Азии трековый метод позволяет решить фундаментальную задачу выявления закономерностей формирования рельефа и мезозойско-кайнозойских структур внутриконтинентальных орогенов как результатов дальнего воздействия окраинно-континентальных аккреционно-коллизийных процессов, сформировавших Евразию.

В работах [Van de Beek et al., 1996; Jolivet et al., 2009] на анализе геолого-геофизических данных и результатов трекового датирования показана история образования южной части Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоны. Выявлены эволюция рельефа и тектонические стадии по профилю СВ-ЮЗ простираения от Байкало-Патомского до Баргузинского хребта. Показано, что Байкало-Патомский хребет начал формироваться в раннем карбоне и был реактивирован в средней юре—раннем мелу (140—110 млн лет) как результат Монголо-Охотской орогении. В ее фронтальной части формировался преддуговой прогиб, который в связи с поступательным проникновением фронта деформаций внутрь континента был частично вовлечен в процесс горообразования. Остатки предгорного прогиба Монголо-Охотского орогена хорошо сохранились на юге Сибирской платформы в пределах Предбайкальского осадочного бассейна и частично в пределах Байкальской рифтовой зоны. К их числу относятся юрско-раннепалеогеновые, преимущественно молассовые отложения, разделенные на три комплекса стратиграфическими и структурными несогласиями: раннесреднеюрский, позднеюрский-раннемеловой и позднемеловой-раннекайнозойский [Милановский, 1995; Воронцов, Ярмолюк, 2004]. Несогласия свидетельствуют о длительном коллизийном воздействии Северо-Китайского континента на Северную Евразию, что зафиксировано трековым датированием на огромной территории Центральной Азии в пределах 140—55 млн лет. Реактивация земной коры Центральной Азии происходила более длительный период, чем формирование Байкало-Патомского хребта (140—110 млн лет) как покровной структуры во фронтальной части Монголо-Охотского орогена.

Рассмотрим результаты трекового датирования района Байкальской рифтовой зоны в корреляции с возрастом, составом и мощностями осадочного выполнения впадин с позиции контроля их двумя коллизийными событиями юрско-раннемеловой Монголо-Охотской и кайнозойской Индо-Евразийской орогений.

Баргузинский хребет разделяет Байкальскую и Баргузинскую впадины, и эволюция его формирования во многом определяет тектонический и седиментационный режимы Байкальской рифтовой зоны. На северо-востоке Баргузинский хребет ограничен от одноименной впадины серией эшелонированных активных субвертикальных разломов ЮЗ-СВ простираения, формирующих уступы в диапазоне от 500 м (поверхность бассейна) до 2600 м (высота хребта) [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1968, 1981; Delvaux et al., 1997; Эпов и др., 2007; Лунина, Гладков, 2007]. На востоке бассейн отделяется от Икатского хребта серией малоамплитудных субвертикальных смещений ЮЗ-СВ простираения. Баргузинский бассейн выполнен среднеплиоцен-четвертичными осадками, мощность которых с запада на восток, по данным геофизического изучения, убывает от 2.5 км (вблизи Баргузинского хребта) до нескольких сот метров (вблизи Икатского хребта). В центральной части бурением доказана мощность осадков до 1400 м. В осадочном выполнении впадины выделяются среднеплиоценовые осадки, представленные глинами, алевролитами и песчаниками. Верхнеплиоценовые осадки состоят из конгломератов и песчаников.

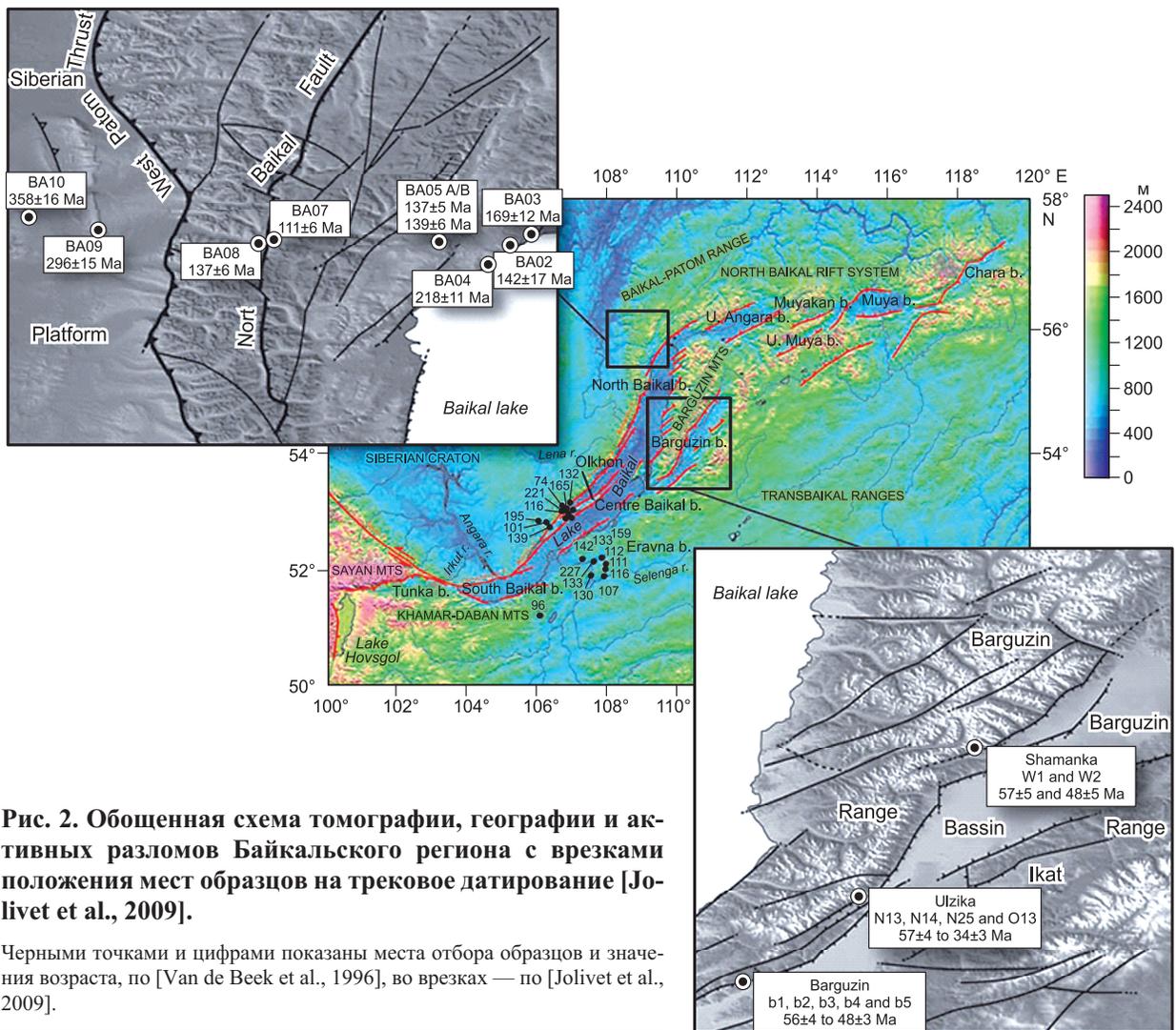


Рис. 2. Обобщенная схема томографии, географии и активных разломов Байкальского региона с врезками положения мест образцов на трековое датирование [Jolivet et al., 2009].

Черными точками и цифрами показаны места отбора образцов и значения возраста, по [Van de Beek et al., 1996], во врезках — по [Jolivet et al., 2009].

Мощность плиоценовых отложений достигает 1.5 км. Четвертичные образования (мощность до 1 км) представлены конгломератами, гравием, песчаниками и алевролитами. Осадконакопление в Баргузинском бассейне соответствует среднему и позднему этапам рифтогенеза Байкальской рифтовой зоны, по В.Д. Мацу [2012]. Осадочный разрез коррелируется с двумя сейсмостратиграфическими комплексами Байкала.

Данные трекового датирования (рис. 2) пород Баргузинского хребта (блока) указывают, что он интенсивно поднимался (фаза быстрого охлаждения) в период 65—50 млн лет (плиоцен—ранний эоцен) и последние 5 млн лет (плиоцен—квартер), интенсивно погружался (фаза быстрого прогревания, см. рис. 2) в период 20—5 млн лет (миоцен). Исходя из градиента изменения температуры с глубиной около 25—30 °С/км, Баргузинский блок в плиоцене—раннем эоцене был поднят на расстояние около 2 км, затем в миоцене опущен на расстояние около 1 км и снова приподнят на 1 км в плиоцене—квартере. Если охлаждение образцов может быть объяснено интенсивной тектонической денудацией, то их прогрев — погружением Баргузинского блока с накоплением на нем миоценовых осадков (~1 км), которые были разрушены в позднюю фазу активизации. Таким образом, данные трекового датирования и осадочного выполнения Байкальской и Баргузинской впадин указывают, что поверхности Баргузинского блока, основания одноименной впадины и северного сегмента Байкала находились в начале миоцена на одном гипсометрическом уровне.

Из этого следует, что в миоцене существовал единый Байкало-Баргузинский бассейн осадконакопления, разделенный в плиоцене—квартере Баргузинским хребтом. Рост хребта сопровождался формированием взбросов по его ограничениям и деформацией осадков в северном сегменте Байкала и Баргузинской впадине, а также в Центральной котловине озера над северо-западным продолжением Баргузинского блока. Взбросы хорошо видны на сейсмических профилях [Мац, 2012, рис. 3]. Они также

выделяются в зоне Академического хребта, где осложняют складчатость в отложениях вплоть до голоценовых [Хлыстов и др., 2000].

При таком сценарии образования структуры разломы среднего миоценового деформированного сейсмокомплекса Байкала, примыкающие к Баргузинскому блоку, могут быть рассмотрены как листрические сбросы, сформированные на начальной стадии его плиоцен-четвертичного подъема.

Таким образом породы Баргузинского блока, разделяющего Байкальский и Баргузинский бассейны, в позднем мелу—раннем палеогене представлял собой часть крупной стабильной области — фундамент Предбайкальского предгорного прогиба, и были интенсивно приподняты в раннем палеогене (60—50 млн лет) и в плиоцен-четвертичное время (последние 5 млн лет). Плиоцен-четвертичная реактивация связывается [Jolivet et al., 2009] с результатом дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии, а раннепалеогеновая — с разрушением Монголо-Охотского орогена. Подобные возрасты трекового датирования получены для регионов, расположенных западнее от Байкала на расстоянии около 2 000 км: района Телецкого озера (северная часть Горного Алтая) [De Grave, Van den Haute, 2002; De Grave et al., 2009], Восточного Казахстана и Китайского Алтая [Yuan et al., 2006; Glorie et al., 2012a,b]. Кроме того, для Курайско-Чуйской впадины юго-восточной части Горного Алтая выявлено [Буслов и др., 1999; Зыкин и др., 1999], что верхнепалеогеновая карачумская свита, расположенная в основании озерных миоценовых отложений и сложенная продуктами переотложения коры выветривания, залегает со структурным и стратиграфическим несогласием на верхнемеловых морских отложениях. Этот геологический пример свидетельствует о крупном позднемеловом-раннепалеогеновом тектоническом событии на Горном Алтае, приведшем к поднятию территории и смещению к северу береговой линии Западно-Сибирского бассейна.

По данным многоканального сейсмопрофилирования, в разрезе донных отложений Байкальской впадины выделяются три сеймостратиграфических комплекса — нижний сейсмически прозрачный, средний слоистый деформированный и верхний слоистый недеформированный, разделенных несогласиями [Хатчинсон и др., 1993; Moore et al., 1997]. Рассмотрим их геодинамическую природу с учетом корреляции с разновозрастными осадками Прибайкалья, Алтае-Саяна и Монголии.

Нижний сейсмически прозрачный комплекс распространен только в Южно- и Среднебайкальской впадинах. Его мощность на востоке составляет 1 км, на западе достигает 4—5 км. Комплекс сопоставляется [Мац, 2012] с позднемеловыми-палеогеновыми образованиями Предбайкальского предгорного прогиба. Прогиб выполнен озерно-речными осадками, формирование которого связано с развитием обширного Монголо-Охотского орогена.

Средний слоистый деформированный комплекс мощностью 1—1.5 км выделяется во всех трех впадинах Байкала и сопоставляется с верхнеолигоценовыми-нижнеплиоценовыми образованиями прибрежно-озерных, дельтовых и озерных фаций, широко распространенных на территории Прибайкалья, Алтае-Саянской области и в Монголии. В Алтае-Саянской области осадки этого возраста расположены в рампах и односторонних рампах, сформированных в плиоцене—квартере (последние 5 млн лет), совместно с растущими рядом горными системами. Горные поднятия разделили на серию межгорных впадин ранее единый крупный кайнозойский бассейн осадконакопления [Буслов и др., 1999, 2008; De Grave et al., 2008].

В районе Байкала, по данным трекового датирования [Jolivet et al., 2009], показано, что Патомский и Баргузинский хребты начали формироваться в миоцене—раннем плиоцене, так же как и горные сооружения Алтае-Санской области, что связывается с дальним воздействием коллизии Индии с Евразией. Эти выводы согласуются с моделью формирования Байкальской рифтовой системы за последние 8 млн лет, предложенной Д. Дельво с соавторами [Delvaux et al., 1997] на основе структурных данных. Показано, что в этот период времени система рифтов формировалась в обстановке косога растяжения, сопряженного со сдвигами.

Верхний слоистый недеформированный комплекс, так же как и второй комплекс, выделяется в трех впадинах Байкала. Он представлен прибрежно-озерными и ледниковыми отложениями. Мощность осадков на Посольской банке и на Академическом хребте минимальна — первые сотни метров, в Центральной котловине возрастает до 3 км, а в дельте р. Селенга до 5—6 км. Деформации, состав осадков, смена их мощностей и зональность накопления (клиноформы в дельтах рек, турбидиты в центральных частях озера и др.) [Colman et al., 2003] свидетельствуют об обстановке активной рифтовой структуры.

Приведенные черты рифтогенного слоистого недеформированного комплекса, в том числе и максимальная скорость осадконакопления около 3 км за 8—5 млн лет (0.4—0.6 км/млн лет), не характерны для двух нижележащих сеймостратиграфических комплексов. Как показано выше, нижний сеймостратиграфический комплекс, выявленный только в Южном и Центральном бассейнах озера, представляет собой фрагмент позднемелового-палеогенового осадочного напластования деформированного Предбайкальского прогиба. Мощность сейсмокомплекса резко увеличивается от 1 до 4—5 км в западном направлении, что соответствует палеогеографическим особенностям Монголо-Охотского орогена. Средний

сейсмостратиграфический комплекс мощностью 1—1.5 км выделяется во всех трех впадинах Байкала и является фрагментом верхнеолигоценно-нижнеплиоценового крупного Предбайкальского прогиба.

Таким образом, структура Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения сформирована в результате дальнего воздействия двух коллизионных событий, связанных с продолжительной конвергенцией Северо-Китайского и Индийского континентов с Евразией, произошедших соответственно в поздней юре—палеоцене и кайнозое. Проявление в одном месте двух крупных тектонических событий привело к созданию сложной структуры и осадочных бассейнов, которые имеют различную геодинамическую природу и не могут быть объединены в единую последовательность позднемелового-кайнозойского формирования Байкальской рифтовой зоны.

Собственно Байкальская система сдвигов и сопряженных рифтов сформирована в плиоцен-четвертичное время как результат дальнего воздействия Индо-Евразийской коллизии. Этому событию соответствует накопление верхнего слоистого недеформированного сейсмостратиграфического комплекса во всех трех впадинах Байкала. Средний слоистый деформированный сейсмостратиграфический комплекс выделяется во всех трех впадинах Байкала и сопоставляется с верхнеолигеновыми-нижнеплиоценовыми образованиями больших озерных систем. В результате проявления деформаций Индо-Евразийской коллизии верхнеолигеновые-нижнеплиоценовые осадки вовлечены в строение плиоцен-четвертичных рамповых и односторонних рамповых структур, расположенных в межгорных впадинах. В последнее время по данным палеосейсмологии и сейсмического профилирования в разломных структурах, ограничивающих борта многих впадин Байкальской системы и считавшихся традиционно сбрососдвигами и сбросами, выявлены многочисленные признаки взбрососдвигов и взбросов, что позволяет относить структуру впадин к числу рампов и односторонних рамповых структур [Чипизубов, 2009, 2010]. Возраст многих взбрососдвигов и взбросов однозначно не определен. Следует предполагать, что они характеризуют как этап Монголо-Охотской коллизии, так и Индо-Евразийской.

Нижний сейсмически прозрачный сейсмостратиграфический комплекс распространен только в Южно- и Среднебайкальской впадинах и является фрагментом позднемеловых-палеогеновых образований крупного Предбайкальского предгорного прогиба. Прогиб выполнен озерно-речными осадками, формирование которого связано с завершающим этапом в развитии обширного Монголо-Охотского орогена.

Работа выполнена при поддержке гранта ИП СО РАН № 52.90.

ЛИТЕРАТУРА

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (12), с. 1720—1736.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—871.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1310—1328.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Северо-Монгольская-Забайкальская полихронная рифтовая система (этапы формирования, магматизм, источники расплавов, геодинамика) // Литосфера, 2004, № 3, с. 17—32.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М., Недра, 1990, 334 с.

Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // Докл. РАН, 1999, т. 366, № 5, с. 669—671.

Кулаков И.Ю. Структура верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (3), с. 248—261.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и поля напряжений земной коры Баргузинского рифта в позднем кайнозое (Байкальский регион) // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 775—789.

- Мац В.Д.** Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1219—1244.
- Милановский Е.Е.** Пульсация Земли // Геотектоника, 1995, № 5, с. 3—24.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.
- Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.** Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997, 182 с.
- Солоненко В.П.** Сейсмоструктура и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М., Наука, 1968, с. 57—71.
- Солоненко В.П.** Геоэлектрическое строение Тункинской, Баргузинской впадин Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 168 с.
- Флоренсов Н.А.** Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Л., Изд-во АН СССР, 1960, 258 с.
- Хатчинсон Д., Гольмшток А.Я., Зоненшайн Л.П., Мур Т.К., Шольц К.А., Клитгорд К.Д.** Особенности строения осадочных толщ оз. Байкал по результатам многоканальной сейсмической съемки (1989 г.) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (10—11), с. 25—36.
- Хлыстов О.М., Мац В.Д., Воробьева С.С., Климанский А.В., де Батист М., Серамикола С.** Строение и развитие подводного Академического хребта (озеро Байкал) // Геология и геофизика, 2000, т. 41(6), с. 819—824.
- Чипизубов А.В.** Палеосейсмологические данные и современная геодинамика Прибайкалья // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2009, с. 209—211.
- Чипизубов А.В.** Природа Байкальской системы впадин. Кайнозойский континентальный рифтогенез // Материалы симпозиума, посвященного памяти Н.А. Логачева / Под ред. Е.В. Скляркова, С.В. Расказова. Т. 2. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2010, с. 2010—2012.
- Эпов М.И., Неведрова Н.Н., Санчаа А.М.** Геоэлектрическая модель Баргузинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (7), с. 811—829.
- Buslov M.M.** Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // *Himalayan J. Sci.*, 2004, v. 21, iss. 41, p. 104—105.
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P.** Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 655—671.
- Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu.** Cenozoic tectonic and geodynamics in the Tien Shan: synthesis of geology and geophysical data // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 205—214.
- Colman S.M., Karabanov E.B., Nelson III C.H.** Quaternary sedimentation and subsidence history of Lake Baikal, Siberia, based on seismic stratigraphy and coring // USGS Staff-Published Research, 2003, <http://digitalcommons.unl.edu/usgsstaffpub/279>.
- Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I.** Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 2010, v. 295, p. 307—322.
- Davy P., Cobbold P.R.** Indentation tectonics in nature and experiments. Experiments scaled for gravity // *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 1988, v. 14, p. 129—141.
- De Grave J., Van den Haute P.** Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // *Tectonophysics*, 2002, v. 349, № 1—4, p. 145—159.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.** Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India—Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan J. Sci.*, 2004, v. 21, № 41, p. 121—122.
- De Grave J., Buslov M., Van den Haute P., Metcalf J., Batalev V.** From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // *J. Asian Earth Sci.*, 2006, v. 26, p. 133.
- De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.** Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, № 2—3, p. 188—204.
- De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S.** Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Radiation Measurements*, 2008, v. 43, № 1, p. 38—42.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Metcalf J., Dehandschutter B., McWilliams M.O. Multi-method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution // *Thermochronological methods: from palaeotemperature constraints to landscape evolution models* / Eds. F. Lisker, B. Ventura, U.A. Glasmacher. London, Geol. Soc., Special Publ., 2009, p. 237—259.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Batalev V.Y., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Res.*, 2011a, v. 20, № 4, p. 745—763.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*, 2011b, v. 23, p. 248—256.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // *Tectonophysics*, 1995, v. 252, p. 61—101.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia. Part 2. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*, 1997, v. 282, p. 1—38.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Int. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.

Fournier M., Jolivet L., Huchon P., Rozhdestvensky V.S., Sergeyev K.F., Ostorbin L. Neogene strike-slip faulting in Sakhalin, and the Japan Sea opening // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 2701—2725.

Fournier M., Jolivet L., Davy P., Thomas J.C. Back arc extension and collision: an experimental approach of the tectonics of Asia // *Geophys. J. Int.*, 2004, v. 157, p. 871—889.

Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // *Tectonophysics*, 2002, v. 354, p. 25—48.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den Haute P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // *J. Asian Earth Sci.*, 2010, v. 38, № 3—4, p. 131—146.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai — Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Res.*, 2011a, v. 20, № 2—3, p. 465—484.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Y., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M. Tectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*, 2011b, v. 30, № 6, TC6016.

Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den Haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): new constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // *J. Asian Earth Sci.*, 2012a, v. 45, p. 138—149.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*, 2012b, v. 544—545, p. 75—92.

Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R., Laslett G.M. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 1. A qualitative description // *Chem. Geol. (Isotopes Geoscience Section)*, 1986, v. 59, p. 237—253.

Hendrix M.S. Evolution of Mesozoic sandstone compositions, southern Junggar, northern Tarim, and western Turpan basins, northwest China: a detrital record of the ancestral Tian Shan // *J. Sediment. Res.*, 2000, v. 70, p. 520—532.

Jolivet L., Davy P., Cobbold P. Rightlateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // *Tectonics*, 1990, v. 9, p. 1409—1419.

Jolivet L., Fournier M., Huchon P., Rozhdestvenskiy V.S., Sergeyev K.F., Ostorbin L.S. Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan Sea region // *Tectonics*, 1992, v. 11, p. 968—977.

Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., San'kov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology // *Tectonics*, 2009, v. 28, TC3008.

- Kimura G., Tasaki T., Kono M.** Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 15—23.
- Kravchinsky V.A., Cogné J.-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I.** Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 34—57.
- Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I.** Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // *Sediment. Geol.*, 2008, v. 208, p. 45—60.
- Lebedev S., Meier T., Van der Hilst R.D.** Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal rift area // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 249, p. 415—424.
- Logatchev N.A., Zorin Y.A.** Evidence and causes for 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, № 189, p. 419—426.
- Moore T.C., Klitgard K.D., Golmshtok A.J., Weber E.** Sedimentation and subsidence patterns in the Central and North Basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1997, v. 109, p. 746—766.
- Otto S.C.** Mesozoic-Cenozoic history of deformation and petroleum systems in sedimentary basins of Central Asia: implications of collisions on the Eurasian margin // *Petroleum Geoscience*, 1997, v. 3, p. 327—341.
- Petit C., Déverchère J.** Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2006, v. 7, Q11016.
- Petit C., Déverchère J., Houdry F., San'kov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D.** Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications // *Tectonics*, 1996, v. 15, p. 1171—1191.
- Petit C., Burov E., Tiberi C.** Strength of the lithosphere and strain localisation in the Baikal rift // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 269, p. 523—529.
- Sobel E.R., Oskin M., Burbank D., Mikolaichik A.** Exhumation of basement-cored uplifts: example of the Kyrgyz Range quantified with apatite fission track thermochronology // *Tectonics*, 2006, v. 25, TC 2008.
- Tiberi C., Diamant M., Devercheres J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U.** Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B3, p. 2133.
- Van de Beek P., Delvaux D., Andriessen P.A.M., Levi K.G.** Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia // *J. Geol. Soc., London*, 1996, v. 153, p. 515—523.
- Vyssotski A.V., Vyssotski V.N., Nezhdanov A.A.** Evolution of the West Siberian Basin // *Mar. Petrol. Geol.*, 2006, v. 23, p. 93—126.
- Windley B.F., Allen M.B.** Mongolia plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia // *Geology*, 1993, v. 21, p. 295—298.
- Yakubchuk A.** Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 761—779.
- Yuan W.-M., Carter A., Dong J.-Q., Bao Z., An Y., Guo Z.** Mesozoic-Tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China: new constraints from apatite fission track data // *Tectonophysics*, 2006, v. 412, p. 183—193.
- Zorin Y.A.** The Baikal rift: an example of intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates // *Tectonophysics*, 1981, v. 73, p. 91—104.
- Zorin Yu.A.** Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33—56.
- Zorin Y.A., Turutanov E.K., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V.** The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.