

ЭВОЛЮЦИЯ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛО-БАЙКАЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

А.В. Парфеев, В.А. Саньков, А.И. Мирошниченко, А.В. Лухнев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

На основе тектонофизического анализа тектонической трещиноватости исследована эволюция напряженного состояния Монголо-Байкальского подвижного пояса, являющегося отрезком формирующейся границы между Евразийской и Амурской плитами. Проведена типизация полей палеонапряжений с использованием пространственных характеристик трехкомпонентного тензора и стресс-отношения $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, определяющего форму эллипсоида напряжений. Показано, что структуры центральной части Байкальской рифтовой системы и ее северо-восточного фланга развивались в условиях сдвигового режима деформирования на начальном этапе рифтогенеза и режимов растяжения и трансформации – на позднем. Поле напряжений юго-западного фланга рифтовой системы эволюционировало от трансформационного и сдвигового режимов к трансформационному. Выявлен относительно кратковременный эпизод сжатия в северо-западном направлении (конец позднего миоцена – начало плиоцена), предшествующий этапу быстрого рифтогенеза. Неотектонические структуры Северной Монголии и Тувы развивались в условиях режимов сжатия и трансформации с тенденцией к увеличению сдвиговой компоненты смещений по главным разломам при сжатии в север-северо-восточном направлении.

Ключевые слова: поля напряжений, режимы деформирования, неотектонический этап, Монголо-Байкальский подвижный пояс.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Байкальский подвижный пояс (МБПП), в который входят пространственно сопряженные и генетически связанные Байкальская рифтовая система (БРС) и трансформационные структуры Северной Монголии, является частью межплитной границы, разделяющей Евразийскую и Амурскую [7] плиты (рис. 1). Одно то, что активно развивающаяся и изолированная от мировой рифтовой системы структура растяжения (БРС) располагается внутри области общего глобального сжатия, действующего в Азии, неизбежно ставит вопрос об ее происхождении. Несмотря на то, что к настоящему времени накоплен большой фактический материал по истории осадконакопления, развития рельефа, глубинному строению и разломной тектонике, этот вопрос до сих пор является дискуссионным. Не потеряли своей актуальности обе главные гипотезы, объясняющие происхождение неотектонических структур в центральной части Азии. Высказывались мнения о решающей роли поднятия и растекания разогретого вещества мантии в формировании внутриконтинентальных неотектонических структур [1, 38]. Другие исследователи отдавали предпочтение процессам сжатия во время Индо-Азиатской коллизии, которые, по их мнению, и привели к образованию громадного внут-

риконтинентального пояса, от поднятия Гималаев – на юге и до Байкальской рифтовой системы – на севере [7, 39].

Возможным подходом к решению указанных проблем является исследование напряженного состояния земной коры в зонах разломов тектонофизическими методами с использованием данных о кинематических характеристиках малоамплитудных разрывных нарушений и учетом последовательности деформаций. Вместе с данными о современном напряженном состоянии земной коры, получаемыми путем анализа фокальных механизмов землетрясений, применение этих методов позволит охарактеризовать отдельные этапы эволюции структур Монголо-Байкальского подвижного пояса и приблизиться к пониманию механизма формирования сопряженных структур растяжения и сжатия. Примером такого подхода является публикация [9], авторам которой удалось выделить шесть фаз деформирования для Кавказского сектора Альпийского пояса в плиоцен-четвертичное время и предложить новую модель формирования структур его северного обрамления.

Напряженное состояние земной коры исследуемого нами региона по геолого-структурным данным впервые было охарактеризовано в работах С.И.Шермана и Ю.И. Днепровского [28, 29] по Бай-

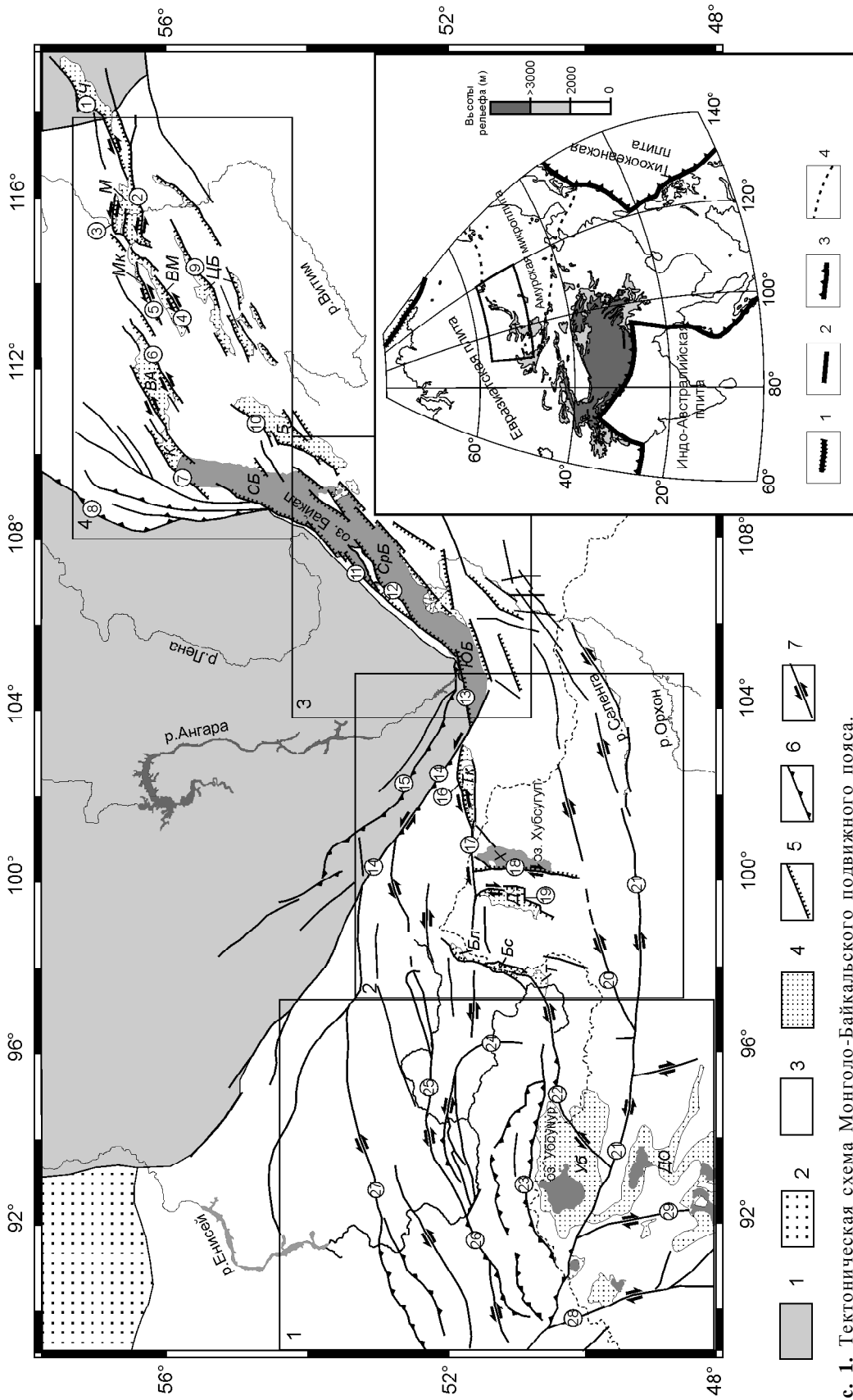


Рис. 1. Тектоническая схема Монголо-Байкальского подвижного пояса.

1 – Сибирская платформа; 2 – Западно-Сибирская складчатая область; 3 – Саяно-Байкальская складчатая область; 4 – Убсунурская, ДО – Долино-озерская; рифтовые впадины: Ч – Чарская, М – Муйская, МК – Муяканская, ВМ – Верхнеамурская, ВА – Верхнебайкальская, К – Кичерская, ЦБ – Ципо-Баунтовская, Б – Баргузинская, СБ – Северо-Байкальская, ЮБ – Южно-Байкальская, Тк – Тункинская, Х – Хубсугульская, Д – Дархатская, Бс – Бусийнгольская, Бл – Белинская, Т – Терехольская; 5-7 – разломы: 5 – сбросы, 6 – взбросы и надвиги, 7 – сдвиги, цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Кодарский, 2 – Южно-Мульский, 3 – Северо-Мульский, 4 – Верхнемульский, 5 – Муяканский, 6 – Верхнеамурская, 7 – Кичерский, 8 – Ачитканский, 9 – Ципо-Баунтовский, 10 – Баргузинский, 11 – Приморский, 12 – Морской, 13 – Обручевский, 14 – Главный Саянский, 15 – Краевой, 16 – Тункинский, 17 – Байкало-Мондинский, 18 – Хубсугульский, 19 – Дархатский, 20 – Цэцэрлэгтский, 21 – Болнайский (Хангайский), 22 – Эрзино-Агардагский (Сангиленский), 23 – Южно-Таннуолюский, 24 – Каахемский, 25 – Оттугтайгино-Азасский, 26 – Саяно-Тувинский, 27 – Кандатский, 28 – Кобдинский, 29 – Предальтайский.

Поля 1, 2, 3, 4 соответствуют рис. 3г, 3в, 3б, 3а.

На врезке: 1 – зоны раздвига, 2 – зоны сдвига, 3 – зоны подвига литосферных плит, 4 – границы Амурской микроплиты.

кальской рифтовой системе, где для анализа были применены широко известные методы М.В. Гзовского [3] и П.Н. Николаева [13]. Было установлено, что на юго-западном и северо-восточном флангах БРС преобладают поля напряжений сдвига-раздвигового типа, а в центральной ее части доминируют раздвиговые поля напряжений. При этом авторами был сделан вывод о стабильности поля напряжений на этой территории во второй половине кайнозоя.

Детальные геолого-структурные исследования в районе Верхнеангарско-Муйской междупадинной перемычки северо-восточного фланга БРС [20] позволили сделать вывод о том, что сдвиговые и раздвиго-сдвиговые поля напряжений на позднеорогенном этапе (поздний плейстоцен – голоцен) сменились сдвига-раздвиговыми, современное же поле напряжений по сейсмологическим данным характеризуется преимущественным распространением землетрясений с механизмами очагов раздвигового типа. Ориентировка оси растяжения как по геологическим, так и по сейсмологическим данным на региональном уровне остается постоянно северо-западной.

Позднее, реконструкция полей напряжений по большому массиву данных о тектонической трещиноватости для центральной части рифтовой системы с применением кинематических методов анализа была проведена в работах [20, 34, 41]. Выявлены основные закономерности эволюции поля напряжений от преимущественно сдвигового на раннем этапе рифтогенеза до поля растяжения – на позднем.

В настоящей работе сделана попытка обобщить как ранее полученные, так и новые данные по более обширной территории, включающей всю Байкальскую рифтовую систему, поднятия Восточного Саяна и Хамар-Дабана, сдвиговую систему Северной Монголии и центральную часть Алтае-Саянской

горной области, что в целом соответствует Монголо-Байкальскому подвижному поясу. Изученность указанных районов неравномерна, и основной упор сделан на освещение закономерностей напряженного состояния юго-западного фланга БРС и прилегающих к нему территорий, поскольку этот район является переходной зоной между сопряженными структурами сжатия и сдвига Северной Монголии и структурами растяжения Байкальского рифта.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ МЕТОД РЕКОНСТРУКЦИИ СТРЕСС-ТЕНЗОРОВ

Исследование палео- и современных полей напряжений БРС и прилегающих к ней территорий проводилось на основе использования данных о тектонической трещиноватости и механизмах очагов землетрясений. Стресс-тензоры рассчитывались по единой методике с применением программного комплекса TENSOR [33], ядром которого является метод Ж.Анжелье [32]. Программа позволяет производить расчет четырех параметров стресс-тензора, которые характеризуют режим деформирования. Рассчитываются положения осей главных нормальных напряжений – максимального сжимающего напряжения σ_1 , промежуточного сжимающего напряжения σ_2 , минимального сжимающего напряжения σ_3 и величина стресс-отношения $R=(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)$, определяющего форму эллипсоида напряжений. Метод позволяет разделять всю совокупность анализируемых трещин на группы, смещения по которым происходили на различных этапах деформации, и для каждой реконструировать свой стресс-тензор. Полученные трехкомпонентные тензоры классифицируются по системе, предложенной в [36]. В ней выделяется три главных режима деформирования: растяжение, сдвиг и

Тип стресс-тензора	РАСТЯЖЕНИЕ				СДВИГ			СЖАТИЕ					
Стресс-символ													
Стресс-отношение R	0.00	0.25	0.50	0.75	0.75	0.50	0.25	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	
Стресс-режим	Радиальное РАСТЯЖЕНИЕ	Чистое РАСТЯЖЕНИЕ	ТРАНС-ТЕНСИВНЫЙ	Чистый СДВИГ	ТРАНС-ПРЕССИВНЫЙ	Чистое СЖАТИЕ	Радиальное СЖАТИЕ						
Стресс-индекс R'	0.00	0.25	0.50	0.75	1.00	1.25	1.50	1.75	2.00	2.25	2.50	2.75	3.00
Соотношение R' и R		R'=R			R'=2-R			R'=2+R					

Рис. 2. Классификация стресс-тензоров, по [34].

Стресс-символы с горизонтальными проекциями главных осей напряжений (S_{Hmax} – темное и S_{Hmin} – светлое) как функции значений стресс-отношения R. Длина стрелок отражает величину горизонтальных девиаторных напряжений относительно изотропного напряженного состояния.

сжатие. Каждый из основных режимов в свою очередь классифицируется в зависимости от значения стресс-отношения R , которое изменяется от 0 до 1 (рис. 2).

Режим деформирования может быть выражен также и через стресс-индекс R' , предложенный в [34]. Стресс-индекс R' изменяется от 0 до 3, и, в отличие от стресс-отношения R , полностью соответствует режиму деформирования.

Результаты проведенных реконструкций полей напряжений по геолого-структурным данным и сопоставление их с современными полями напряжений, рассчитанными по данным о механизмах очагов землетрясений, позволили выявить основные тенденции в эволюции напряженного состояния верхней коры различных частей МБПП на неотектоническом этапе развития.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ СТРЕСС-ТЕНЗОРОВ И СТАДИЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Палеонапряженное состояние МБПП

Северо-восточный фланг БРС

Дополнительно к ранее опубликованным данным по Северо-Байкальской, Кичерской и Баргузинской впадинам [20, 41] нами была проведена реконструкция стресс-тензоров по данным о трещиноватости, собранным в районе Верхнеангарско-Муйской междувпадинной перемычки. Результаты реконструкций (рис. 3а) подтверждают сделанные ранее выводы по данным других методов [20] об этапности эволюции поля напряжений во времени. Основное поле, которое характеризует большинство трещин, является сдвиговым с тенденцией к трансензионному (сдвиг с растяжением) с северо-восточной ориентированной осью сжатия и северо-западной осью растяжения (т. н. 106). Анализ последовательностей образования штрихов скольжения на плоскостях трещин позволил установить более позднее поле напряжений, характеризующее трансензионный режим (т. н. 108) также с северо-западным растяжением и северо-восточным сжатием. Самым поздним является поле напряжений чистого растяжения, ориентированного в северо-западном направлении, полученное по трещиноватости, связанной с Итыкитской [23] сейсмодислокацией, и согласующееся с данными о современном поле напряжений этого района (т. н. 107).

Характер эволюции поля напряжений во времени можно видеть из сопоставления гистограмм распределения значений R' стресс-тензоров палео- и современных полей напряжений (рис. 4а). Основной максимум для стресс-тензоров палеонапряжений приходится на режимы сдвига и трансенсии (сдвиг с растяжением) (R' изменяется от 1.1 до 1.7). Максимум R' для современных полей напряжений падает

на режимы растяжения и трансенсии (растяжение со сдвигом), для которых его значение изменяется от 0.2 до 0.8.

Временная нестабильность поля напряжений с изменением ориентировок основных осей в позднем кайнозое установлена для Удоканского вулканического поля, находящегося в крайней восточной части северо-восточного фланга БРС. Эта нестабильность была зафиксирована ранее исследованиями С.В.Расказова [1, 15, 19] по анализу ориентировок разновозрастных базальтовых даек и магмовыводящих каналов. По данным о трещиноватости и микросмещениях по трещинам, собранным в этом районе, нами были рассчитаны достаточно разнообразные по характеристикам стресс-тензоры, которые подтверждают изменения ориентации основных осей. Здесь реконструированы режимы сдвига с растяжением (т. н. 97, 101), чистого растяжения (т. н. 98), чистого сдвига (т. н. 102, 104, 100, 99) и чистого сжатия (т. н. 103) (рис. 3а). Режимы чистого сдвига имеют два типа ориентировок осей: субмеридионального сжатия и субширотного растяжения, северо-восточного сжатия и северо-западного растяжения. Трансензионные режимы (сдвиг с растяжением) характеризуются осями растяжения с направлениями в северо-восточных румбах и осями сжатия – в северо-западных. Главная действующая ось для режима чистого растяжения ориентирована в северо-западном направлении, а для режима чистого сжатия – в северо-восточном. Обобщенные результаты анализа стресс-тензоров и ориентировок базальтовых даек и магмовыводящих каналов (табл.) даются по работе [42].

Центральная часть БРС

Массив данных, полученных ранее [21, 41], был дополнен новыми реконструкциями полей напряжений для Приольхонья и о.Ольхон (рис. 3б). Часть тензоров была рассчитана по замерам смещений по трещинам в корях выветривания, формирование которых происходило в миоцене, что позволяет получить достаточно надежную временную привязку данных. Анализ всего материала показал, что для центральной части БРС характерно наличие двух типов полей напряжений, характеризующих режимы сдвига и растяжения. Их сопоставление с современным полем напряжений, для которого характерен режим чистого растяжения, позволило авторам отнести поля сдвигового типа к более раннему этапу – раннеорогенному [10], а поля раздвигового типа к более позднему – позднеорогенному. Осредненная ориентировка оси растяжения при этом оставалась постоянной – на северо-запад, вкрест простирания основных структур.

Характер эволюции поля напряжений понятен из графиков (рис. 4б), где показаны гистограммы

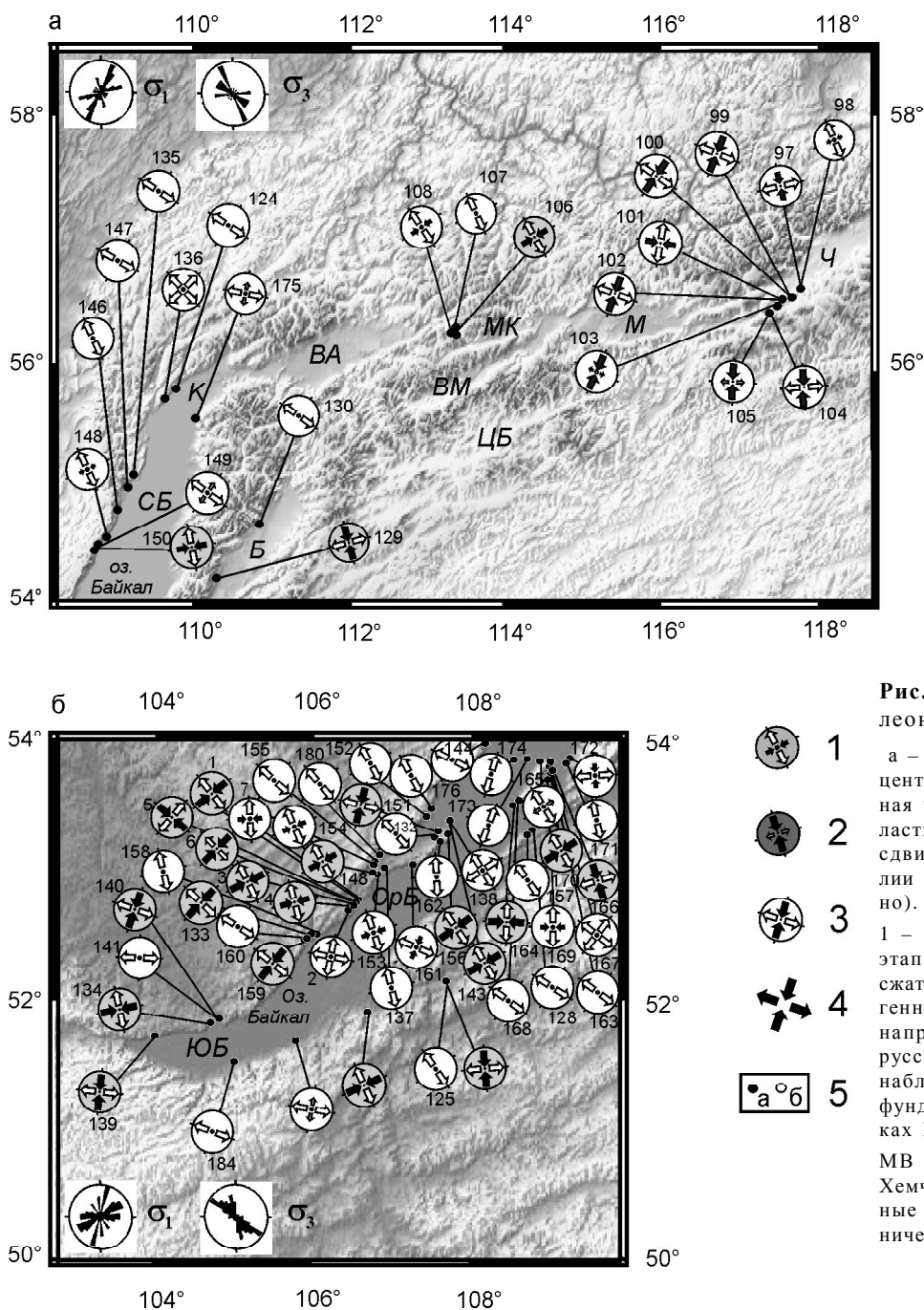


Рис. 3. Схема стресс-тензоров палеонапряжений.

а – северо-восточный фланг БРС; б – центральная часть БРС; в – центральная часть Алтае-Саянской горной области; г – юго-западный фланг БРС и сдвиговые системы Северной Монголии (4, 3, 2, 1 на рис. 1, соответственно).

1 – стресс-тензоры раннеорогенного этапа; 2 – стресс-тензоры эпизода СЗ сжатия; 3 – стресс-тензоры позднеорогенного этапа; 4 – региональное поле напряжений зоны Кандатского и Борусского разломов, по [30]; 5 – точки наблюдений: а – в коренных породах фундамента; б – в вулканитах и осадках КЗ возраста.

МВ – Минусинская впадина, ХТП – Хемчикско-Тувинский прогиб. Остальные буквенные обозначения неотектонических структур как на рис. 1.

распределения значений R' стресс-тензоров палео- и современных полей напряжений. Основным максимум в распределении R' для группы стресс-тензоров сдвигового типа приходится на интервал от 1.1 до 1.6 (режимы сдвига и трансензионного сдвига) и для группы стресс-тензоров раздвигового типа – на интервал от 0.2 до 0.9 (режимы чистого растяжения и трансензионного растяжения). Значение R' стресс-тензоров современного этапа изменяется от 0.5 до 0.6 (режим чистого растяжения).

Юго-западный фланг БРС и сопряженная с ним сдвиговая система Северной Монголии

Большой массив данных по тектонической трещиноватости накоплен и обработан для района Тункинской системы впадин, зоны Болнайского (Хангайского) разлома и прилегающих к нему территорий (Северная Монголия), зоны Жом-Болокского разлома (Восточный Саян). Результаты реконструкций полей напряжений геолого-структур-

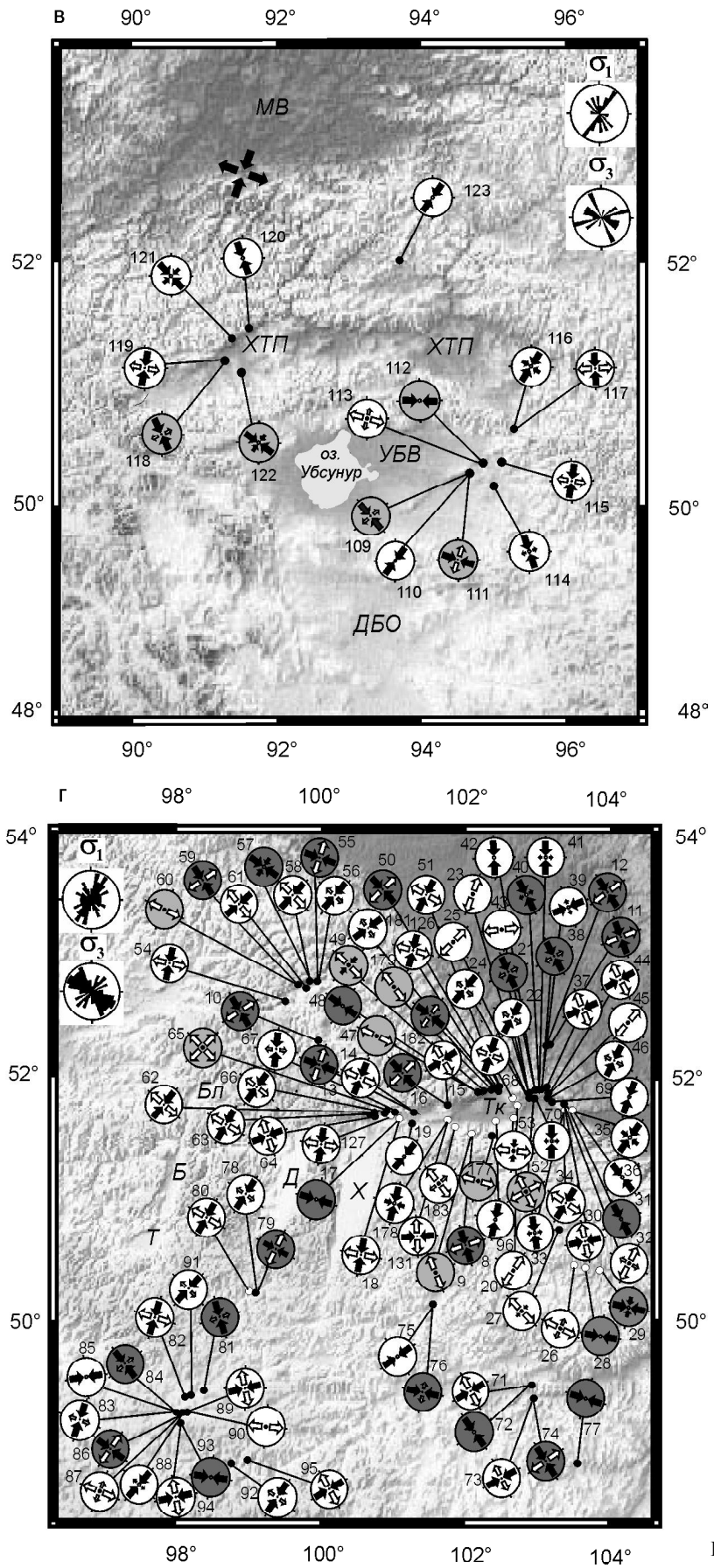


Рис. 3. Продолжение.

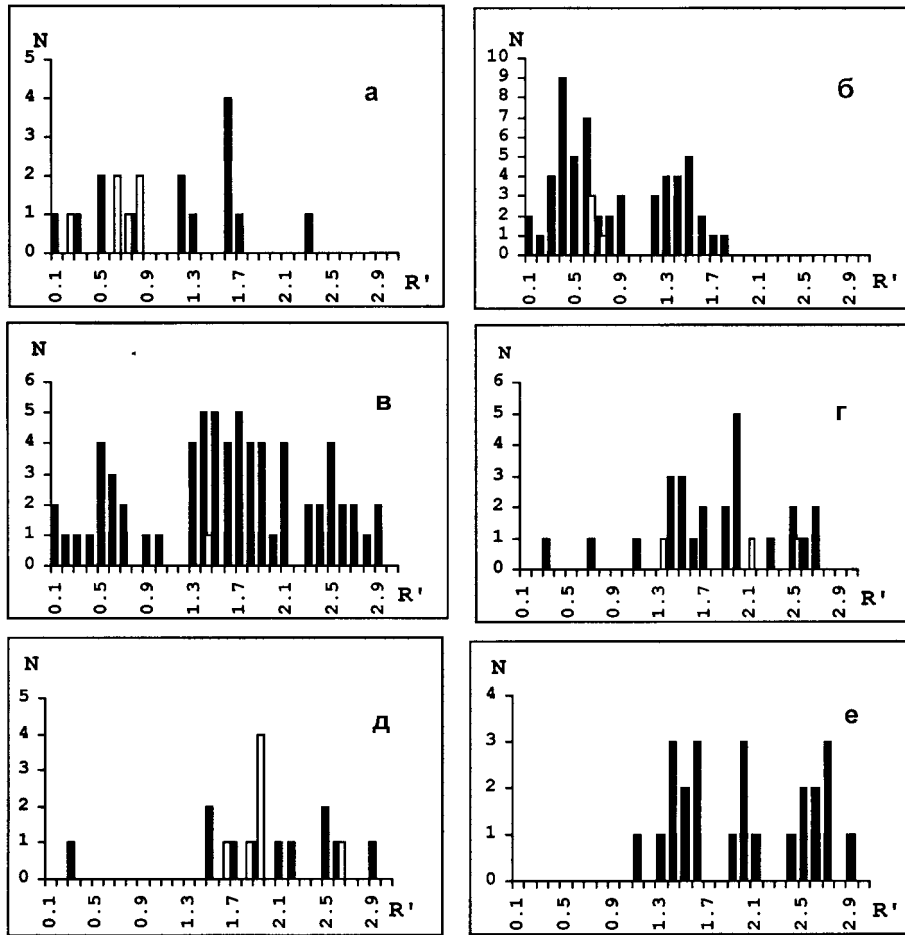


Рис. 4. Гистограммы распределения значений R' стресс-тензоров палео- (черное) и современных (белое) полей напряжений для: а – северо-восточного фланга БРС, б – центральной части БРС, в – юго-западного фланга БРС, г – сдвиговых систем Северной Монголии, д – центральной части Алтае-Саянской горной области, е – стресс-тензоров эпизода С3 сжатия юго-западного фланга БРС и территории Северной Монголии.

ными методами представлены на рис. 3г. По сравнению с центральной частью БРС и ее северо-восточным флангом эта территория лучше обеспечена данными о датированных кайнозойских деформациях, что дает возможность точнее привязать этапы эволюции поля напряжений к определенным временным интервалам. Реконструкции полей палеонапряжений и их сопоставление с современным напряженным состоянием показали, что юго-западный фланг БРС и сдвиговые системы Северной Монголии значительно отличаются в своем развитии от северной части подвижного пояса. Из гистограмм распределения значений R' (рис. 4г) можно заключить, что на территории Северной Монголии преобладают сдвиговый, транспрессионный режимы и режим сжатия (R' изменяется от 1.3 до 2.6). Для Тункинской системы впадин и прилегающих территорий характерно разнообразие типов режима деформирования коры (рис. 4в). Здесь фиксируются режим чистого растяжения (R' изменяется от 0.2 до 0.6), чистого сдвига и транспрессии (R' изменяется от 1.2 до 2.3), и чистого сжатия (R' изменяется от 2.4 до 2.7). При этом следует отметить, что максимальное количество полученных тензоров характеризует все же режимы сдвига и транспрессии.

Среди реконструированных тензоров палеонапряжений как на территории Тункинской системы впадин, так и в Северной Монголии выделяются две основные группы. Первая и наиболее многочисленная группа имеет ориентировки осей, характерные для “рифтового” типа поля напряжений с северо-западным положением оси растягивающих напряжений ($280-340^\circ \angle 0-15^\circ$) и северо-восточным – оси сжимающих напряжений ($10-40^\circ \angle 0-20^\circ$). Вторая отличается противоположным положением осей: ось сжатия ориентирована на северо-запад ($290-340^\circ \angle 5-25^\circ$), ось растяжения – на северо-восток ($30-80^\circ \angle 5-20^\circ$) (рис. 3г).

Поскольку часть реконструкций сделаны по данным о трещиноватости в датированных кайнозойских породах и осадках, есть возможность проследить этапность эволюции поля напряжений этой территории, по крайней мере – для второй половины кайнозоя.

Раннеорогенный этап развития территории охарактеризовать сложно из-за отсутствия датированных деформаций. Но, поскольку тектоническая активизация территории сопровождалась обширным базальтовым вулканизмом, на основе элементов

залегания большого количества даек, распространенных в Восточном Саяне, Хамар-Дабане и Тункинской впадине [17], можно заключить, что ориентировка оси растягивающих напряжений в олигоцене – миоцене была северо-западной. Поскольку растягивающие напряжения были ориентированы косо по отношению к простиранию Тункинской системы впадин, то логично предположить, что формирование и активное прогибание последних происходило в этот период в условиях трансензионного режима. Скорее всего, именно с этим этапом связаны некоторые из реконструированных стресс-тензоров, характеризующих режимы трансенсии и растяжения, которые были получены для Тункинской системы впадин (рис. 3г).

В позднем миоцене – раннем плиоцене произошла смена режима деформирования коры. Оси основных напряжений переориентируются в противоположное направление – СЗ сжатие и СВ растяжение. Поля такой ориентировки довольно четко устанавливаются при анализе штрихов скольжения на плоскостях трещин в зоне Болнайского разлома. Очень часто здесь по замерам в одном обнажении реконструируются два поля напряжений, одно из которых характеризуется упомянутой ориентировкой осей напряжений, другое – “рифтовой” с СВ сжатием и СЗ растяжением. По ряду структурных признаков последнее является более поздним. Поля напряжений с СЗ ориентировкой сжатия реконструированы в периферийной части зоны активного в позднем кайнозое Жом-Болокского разлома. Сдвиговые поля с “рифтовой” ориентировкой основных осей реконструированы здесь только в зоне основного уступа разлома, что позволяет с учетом фиксируемых голоценовых левосторонних сдвиговых смещений отнести их к более позднему, чем поля с СЗ сжатием, этапу. Такие же типы полей были реконструированы в зоне Главного Саянского и Тункинского разломов. Возрастные границы эпизода СЗ сжатия устанавливаются по сопоставлению датированных деформаций. Поля напряжений, характеризующиеся упомянутой ориентировкой, реконструированы в миоценовых базальтах – среднемиоценовой дайке (9.9–14.4 млн лет), расположенной в привершинной части Тункинского хребта, в верховьях рек Бухота и Буготай (район п. Аршан) (т. н. 182), среднемиоценовых базальтах вулкана Хулугайша в Мондинской впадине (т. н. 17) [21], миоценовой дайке в долине р. Кыргарги (т. н. 50) (рис. 3г). В породах, имеющих плиоценовый возраст, например, конгломератах Мондинской впадины, реконструированы поля с типично “рифтовыми” ориентировками осей напряжений – СВ сжатием и СЗ растяжением (т. н. 127) (рис. 3г). Все это позволяет отнести данный эпизод к позднему миоцену – раннему плиоцену. Гистограмма распре-

деления значений R' построенная для стресс-тензоров этой группы показывает преобладание режимов сдвига, трансенсии и сжатия (R' изменяется от 1.3 до 2.7) (рис. 4е).

На существование в это время трансензионной обстановки с такой ориентировкой оси сжатия указывает также ряд установленных геологических фактов. Так, в Южно-Байкальской впадине по данным сейсмопрофилирования установлено, что смятая в складки средняя толща осадков перекрыта верхней недеформированной толщей, относимой к плейстоцену [37]. Простирание выявленных складок, близкое к широтному или северо-восточному (?), указывает на субмеридиональное или северо-западное направление сжатия в доплейстоценовое время, не типичное для рифтовой системы. Подтверждается это и данными С.В.Рассказова, которым в Урик-Бельском вулканическом районе по трещиноватости в покровных базальтах, туфах, дайках и неках было реконструировано сдвиговое постмиоценовое поле, ось растяжения которого имеет северо-восточную ориентировку, а ось сжатия – субширотную, близкую к северо-западной [2]. Кроме этого на Окинском плоскогорье им же был описан надвиг, секущий плиоценовые туфы с падением сместителя на юго-юго-восток (170°), с надвигом сопряжен левосторонний сдвиг северо-восточного простирания [16].

Эпизод северо-западного сжатия, по-видимому, предвещал наступление позднеорогенной стадии в развитии БРС. Эта стадия на юго-западном фланге может быть охарактеризована двумя типами полей напряжений. Первый тип, проявившийся в постмиоценовое, постплиоценовое и голоценовое время, характеризует режимы деформирования от сдвигового и трансензионного до режима сжатия с СВ ориентировкой оси сжатия. Большое количество полей напряжений, реконструированных для южного обрамления Сибирской платформы, характеризуют именно эти режимы и такую ориентировку осей. Второй тип, проявившийся в позднем плиоцене – плейстоцене, характеризует режим растяжения с широтной и СЗ ориентировкой оси растяжения.

Примерами полей первого типа могут быть реконструкции по трещиноватости в плиоценовых конгломератах в п. Монды (т. н. 127) и в долине р. Аерхан (т. н. 62) (Мондинская впадина), в миоценовом базальтовом потоке в долине р. Безымянный (т. н. 66) (Мондинская впадина), в миоценовом туфо-лавовом базальтовом потоке близ п. Нилова Пустынь (т. н. № 131, 178) (рис. 3г).

Характерным примером голоценовых деформаций являются трансензионные структуры, обнаруженные нами на южном склоне Тункинской впадины близ п. Кырен. Это асимметричные антиклинальные складки с размахом крыльев около 15 м и высотой

2 м в толще верхнеплейстоценовых слоистых лессовидных песков с палеопочвами в верхней части разреза. Северные крылья складок имеют более крутое падение. Кроме этого, антиклинальные складки как на крыльях, так и в ядерной части осложнены разрывами взбросовой и сдвиг-взбросовой кинематики, которые образуют типичную пальмовую структуру сжатия. Стресс-тензор, построенный по элементам залегания трещин с заметными амплитудами смещений, указывает на сжатие в субмеридиональном направлении (т. н. 96) (рис. 3г).

Взбросо-сдвиговые голоценовые деформации могут быть охарактеризованы также стресс-тензором, который был получен по трещиноватости в брекчированных мраморах и известняках зоны Тункинского разлома в северном борту Торской впадины (т. н. 70). Западная ветвь Торской палеосейсмодислокации, достаточно подробно описанная в [22], здесь представляет собой обратный уступ, образованный взброшенным южным подгорным крылом, который сечет два водораздельных хребта и распадок. Замеры трещиноватости были сделаны в канаве, пройденной вкрест простиранья структуры. Азимут падения разрыва $185^\circ \angle 87^\circ$, амплитуда вертикального смещения составляет 3.0–3.5 м, горизонтального – от 2 до 8 м. Стресс-тензор, реконструированный в этой точке наблюдения, характеризует транспрессионный режим деформирования (рис. 3г). Дополнительными примерами таких деформаций могут служить также и левосторонние сдвиговые и взбросо-сдвиговые смещения ледниковых террас и конусов выноса в Мондинской впадине, а также левосторонние сдвиговые смещения по широтному участку Тункинского разлома в районе п. Аршан (Аршанская палеосейсмодислокация).

Характерными примерами полей второго типа являются реконструкции, полученные по деформациям в верхнеплейстоценовых песках и галечниках в Туранской впадине (т. н. 183) и в ледниковых отложениях на юге Тункинской впадины (т. н. 53) (рис. 3г). Кроме того, на растяжение в субширотном направлении на обсуждаемом этапе указывает и субмеридиональная ориентировка плейстоценовых базальтовых даек на Еловском отроге, которые входят в зону позднеплиоцен-четвертичного вулканизма, протягивающуюся в субмеридиональном направлении от Тункинской впадины (Еловский отрог) через Хамар-Дабан в бассейн р. Джиды [18]. Субмеридиональную ориентировку имеет и зона четвертичного вулканизма на Витимском вулканическом поле [18]. Заложение и активное формирование меридиональных впадин Северной Монголии также происходило с позднего плиоцена – плейстоцена [11].

Центральная часть Алтае-Саянской горной области

Полученные нами новые данные о полях напряжений Алтае-Саянской горной области (территория Тувы) дают дополнительный материал для сопоставления с данными по БРС и территории Северной Монголии. Реконструированные поля напряжений характеризуют зоны крупных активных надвигов и сдвигов, которые играли определяющую роль в формировании рельефа Тувинского нагорья [14, 26, 27]. Активное формирование рельефа происходило здесь так же, как и на всей территории юга Сибири, с позднего плиоцена (на позднеорогенном этапе). Мы полагаем, что эти стресс-тензоры отражают напряженное состояние коры с позднего плиоцена до современности.

Анализируя полученный материал, можно заключить, что вектор регионального сжатия на территории Тувинской части Алтае-Саянской горной области в позднем кайнозое в среднем имел ССВ ориентировку (рис. 3в). Вместе с этим, имеется тенденция к развороту оси сжатия к северо-западу в западной части района исследований. Однако мы допускаем, что эта ситуация может отражать ориентировку и более древнего докайнозойского (возможно, мезозойского?) поля напряжений, поскольку региональное поле напряжений кайнозойского этапа для находящихся севернее зон Кандатского и Борусского разломов, по данным [30], характеризуется сжатием в северо-восточном направлении и растяжением – в северо-западном (рис. 3в). В то же время, верная ориентировка оси сжатия на некоторых участках территории отмечается и на современном этапе ее развития. Так, два однотипных поля напряжений (сдвиг со сжатием), но с разной ориентировкой основных осей были получены по сейсмологическим данным для Тоджинской впадины (рис. 5). Восточная часть впадины характеризуется сжатием, направленным на северо-восток, а западная – на северо-запад.

Из сопоставления гистограмм распределения значений стресс-индекса R' для тензоров палео- и современного поля напряжений вполне очевиден вывод об изменении во времени характера деформирования земной коры (рис. 4д). Наблюдается тенденция к изменению поля напряжений от режима сжатия и транспрессионного сжатия (сжатие со сдвигом) на начальном этапе ($R'=2.0-2.6$) до режима, характеризующего условия, переходные к сдвиговым – сдвиговым и транспрессионным сдвиговым режимам ($R'=1.4-2.0$) на современном этапе развития.

Современное напряженное состояние МБПП

Многолетними исследованиями сибирских сейсмологов по определениям механизмов очагов землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической

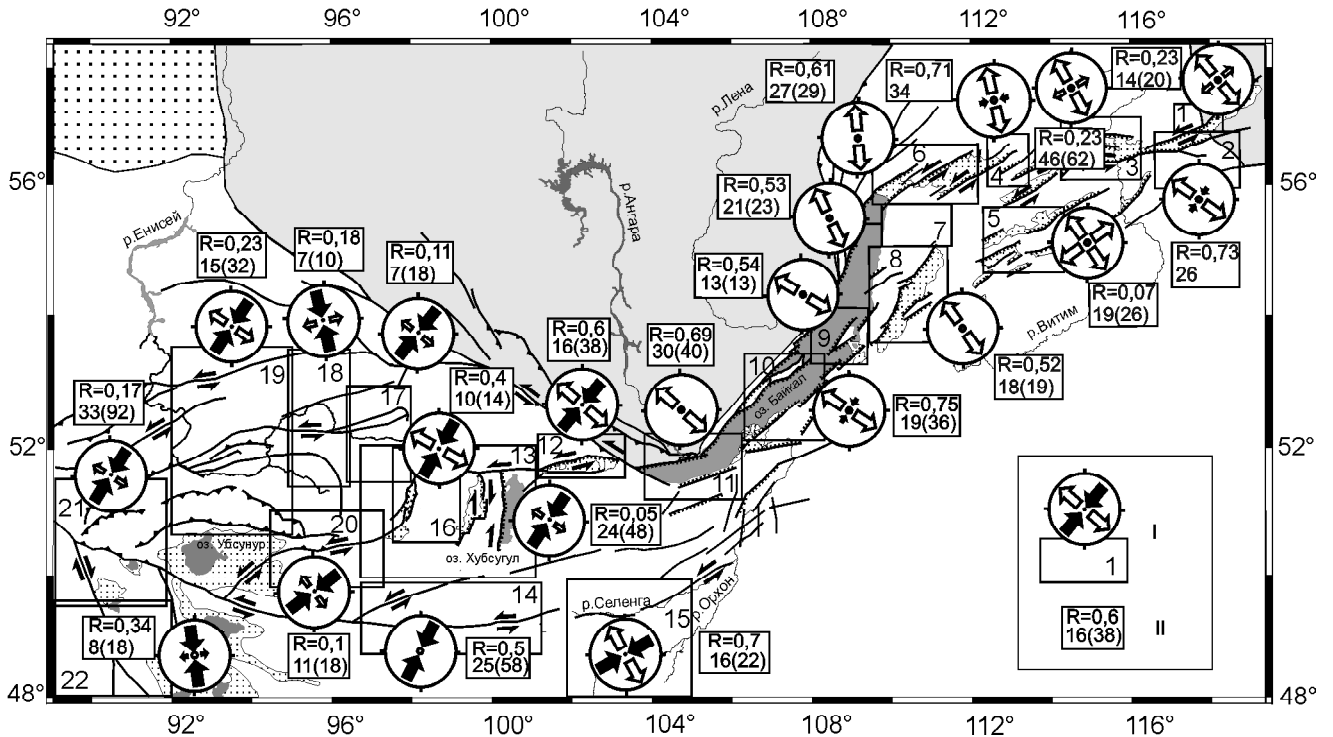


Рис. 5. Схема стресс-тензоров современного поля напряжений Монголо-Байкальского подвижного пояса.

I – стресс-тензор, номер и границы расчетной области: 1 – Кодарский район; 2 – Удоканский район; 3 – Муйская впадина; 4 – район Верхнеангарско-Муйской перемычки; 5 – Ципо-Баунтовская впадина; 6 – Верхнеангарская и Кичерская впадины; 7 – район Баргузинского хребта, 8 – Баргузинская впадина; 9 – район п-ова Святой Нос; 10 – Средне-Байкальская впадина; 11 – Южно-Байкальская впадина; 12 – Тункинская впадина; 13 – район впадин Северной Монголии; 14 – зона Болнайского разлома, 15 – Монгольский Алтай; 16 – Бусийингольская впадина; 17 – восточная часть Тоджинской котловины; 18 – западная часть Тоджинской котловины; 19 – Центральная Тува; 20 – зона Эрзино-Агардагского разлома, 21 – Западная Тува; 22 – Монгольский Алтай. II – цифрами показаны величина коэффициента R и соотношение количества решений, попавших в расчет, и общего количества решений: n(N).

зоны [6, 8, 12, 24, 25 и др.] создана обширная база для оценки современного напряженного состояния земной коры исследуемого региона. Поскольку механизмы очагов землетрясений отличаются разнообразием ориентировок основных осей напряжений, то оценку современного напряженного состояния МБПП удобнее проводить путем расчета обобщенного стресс-тензора для отдельных регионов, выделенных по принципу квазиоднородности механизмов очагов землетрясений, либо по приуроченности их к какой-либо одной структуре. Подобный принцип был применен при анализе современных напряжений БРС в работе [21]. Единый метод расчета стресс-тензоров с применением программы TENSOR, как по данным о механизмах очагов землетрясений, так и по геолого-структурным данным, обеспечивает возможность сопоставления информации по современному и палеонапряженному состоянию.

Результаты расчетов представлены на схеме (рис. 5). Поле растяжения характерно для центральных частей БРС и большей части ее северо-восточно-

го фланга. Это районы Байкальской и Баргузинской впадин, блок Баргузинского хребта, Кичерская и Верхнеангарская впадины. Стресс-тензоры этих районов характеризуются горизонтальным положением оси растяжения и промежуточной оси и вертикальным положением оси сжатия. Коэффициенты R варьируют от 0.52 до 0.69. Транстенсионный режим, характеризующий условия растяжения со сдвигом, отличает центральную часть Байкальской впадины (от северной оконечности о. Ольхон до дельты р. Селенги), район Верхнеангарско-Муйской перемычки и район Удоканского вулканического плато ($R = 0.71-0.75$). Муйская, Ципо-Баунтовская впадины и Кодарский район характеризуются режимом радиального растяжения ($R = 0.23-0.07$) (рис. 5). Ось растягивающих напряжений в большинстве случаев ориентирована в северо-западном направлении, поперек простирания основных структур, за исключением района Верхнеангарской и Кичерской впадин и района Верхнеангарско-Муйской перемычки, где она разворачивается к субмеридиональному направлению. Совершенно иной тип напряженного состояния

характеризует юго-западную часть МБПП. Сдвиговый режим деформирования отличает Тункинскую впадину и район Северной Монголии, включающий восточное окончание зоны Хангайского разлома и прилегающие к ней территории, R равен 0.6 и 0.7, соответственно (рис. 5). Район рифтовых впадин северной Монголии (Хубсугульская, Дархатская, Бусийгольская) характеризуется режимом транспрессии – это условия сжатия со сдвигом, коэффициент формы эллипсоида напряжений при этом имеет значения, равные 0.05. Зона Болнайского разлома находится в условиях чистого сжатия (рис. 5). Однако современное поле напряжений этого района обладает некоторыми особенностями, поскольку всего 95 лет назад здесь произошло катастрофическое Болнайское землетрясение 1905 года (23/7 1905 г., $M=8.2$). По данным А. Шлюппа [43], основной разрыв землетрясения образовался при чисто сдвиговой подвижке с осью сжатия, ориентированной на СВ, косо к простиранию основной субширотной структуры. Механизмы очагов землетрясений последних десятилетий в зоне Болнайского разлома весьма разнообразны, что, по-видимому, отражает процесс релаксации напряжений после сильнейшего сейсмического события начала века [35].

Расчет стресс-тензоров современного поля напряжений проведен для отдельных районов Тувы. Его результаты показывают, что сдвиговый режим деформирования ($R=0.23$), близкий к транспрессионному, отмечается в центральной части Алтае-Саянской горной области, район Тоджинской котловины находится в транспрессионных условиях (сжатие со сдвигом), при этом в западной ее части ось сжимающих напряжений имеет северо-западную ориентировку, в восточной – северо-восточную ($R=0.11$ и 0.18 , соответственно) (рис. 5). Транспрессионный режим напряжений характеризует зону Эрзино-Агардагского (Сангиленского) разлома ($R=0.1$), западную часть Тувы ($R=0.17$) и территорию Монгольского Алтая ($R=0.34$). Большинство полученных стресс-тензоров характеризуются северо-восточной ориентировкой оси сжимающих напряжений, субмеридиональная ориентировка оси сжатия с небольшим разворотом ее к северо-западу отмечается только на территории Монгольского Алтая и западной части Тоджинской котловины (рис. 5).

Таким образом, современное региональное поле напряжений Монголо-Байкальского подвижного пояса характеризуется пространственной неоднородностью. Растягивающее в целом, поле напряжений БРС с небольшими вариациями в сторону транстензионного режима находится в окружении действующего в Центральной Азии поля общеконтинентального, которое отражено на территории северной Монголии и Тувы режимами транспрессии и сжатия.

Территория юго-западного фланга БРС (Тункинская впадина) находится в условиях сдвигового режима деформирования. Наличие же здесь, наряду со сдвиговыми и взбросовыми, раздвиговых механизмов очагов землетрясений может свидетельствовать о том, что она является переходной зоной между собственно “рифтовым” полем напряжений, действующим в БРС, и общеконтинентальным полем сжимающих напряжений. Ранее к такому выводу пришли авторы работы [24]. С другой стороны, такой парагенез разрывов может объясняться одновременной (или поочередной) активностью разрывов разных простираний в зоне формирования бассейна типа пулл-апат.

Схема эволюции напряженно-деформированного состояния Монголо-Байкальского подвижного пояса

На основании вышеприведенных данных можно предложить схему развития напряженно-деформированного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса (табл.). Реконструированное для начального этапа развития центральной части пояса сдвиговое поле напряжений, отсутствие проявлений базальтового вулканизма и небольшие скорости неотектонических движений на этом этапе не предполагают активного воздействия в этот период местного источника рифтогенеза. Поэтому активизация вдоль края Сибирской платформы и образование структур БРС (65.0–35.0 млн лет назад [11]) на начальном этапе происходили, по-видимому, под действием какого-то внешнего источника сил, который вызывал выдвигание Амурской микроплиты к востоку. Раскрытие впадин центральной части БРС происходило в условиях сдвигового и транстензионного режима напряжений. Продолжающееся выдвигание Амурской микроплиты создавало условия для заложения и развития систем впадин на юго-западном и северо-восточном флангах рифтовой зоны в период 35.0–16.0 млн лет назад [11]. На северо-восточном фланге БРС на этом этапе существовал сдвиговый режим деформирования, который затем, в последующие этапы, постепенно эволюционировал в транстензионный. На юго-западном фланге рифтовой зоны, поскольку здесь в олигоцен-миоценовое время фиксируется проявление обширного вулканизма, доминировал транстензионный режим с северо-западным направлением растягивающих усилий. Возникновение базальтового вулканизма в юго-западной части рифтовой системы при амагматичности ее центральной части объяснялось воздействием локализованного мантийного плюма [4, 40]. По-видимому, Витимское и Удоканское вулканические поля также являются результатами воздействия мантийных плюмов. Эти глубинные процессы способ-

Таблица. Схема эволюции напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой системы (БРС), сдвиговых систем Северной Монголии и центральной части Алтае-Саянской горной области.

	палеоцен	эоцен	олигоцен	миоцен	плиоцен	плейстоцен	голоцен	современный этап
	раннеорогенная стадия			позднеорогенная стадия				
Удоканский вулканический район								
Северо-восточный фланг БРС								
Центральная часть БРС								
Тункинская система впадин								
Восточный Саян								
Прихубсугулье								
Зона Болнайского разлома								
Алтае-Саянская горная область								

ствовали дальнейшей дестабилизации литосферы вдоль края Сибирского кратона, что определило в дальнейшем ускорение ее деструкции. Нельзя сбрасывать со счетов и наличие под современным горным сооружением Хангая длительно существующей обширной зоны проявления базальтового вулканизма субмеридионального простирания [31], являющейся отражением воздействия на литосферу крупного мантийного плюма. Его растекание также могло приводить к формированию сдвиго-раздвиговых структур в БРС. Приход волны кратковременного сжатия с юго-востока в позднем миоцене – раннем плиоцене, возможно со стороны коллизионной зоны островных дуг Идзу-Боннинской и Хонсю, вызвал формирование структур транспрессионного типа, которые уверенно зафиксированы в юго-западной части Монголо-Байкальского подвижного пояса, включая структуры БРС.

Воздействие Индо-Азиатской коллизии, начавшейся примерно 50 млн лет назад [39], наиболее интенсивно проявилось в южном обрамлении Сибирской платформы в позднем плиоцене, лишь 2–3 млн лет назад. По мнению Н.А. Добрецова с соавторами [5], это объясняется постепенным смещением активности движущихся литосферных блоков Центральной Азии к северу по принципу “домино”. Самым последним звеном этой цепи событий являлось поднятие и сжатие Центрального Алтая и Саян на границе с Евразийской плитой. На это время приходится увеличение скоростей неотектонических движений в БРС и начало позднеорогенной стадии ее развития [10]. В центральной части рифтовой системы сдвиговый и транспрессионный режимы окончательно сменяются режимом растяжения. На северо-восточном фланге сдвиговый режим постепенно эволюционирует в транспрессионный. На юго-западном фланге БРС, в зоне Болнайского разлома, в Алтае-Саянской и Восточно-Саянской горных областях тектоническая волна создала транспрессионные условия, в которых формировались сдвиговые, взбросо-сдвиговые и надвиговые структуры.

Возникновение же меридиональных структур растяжения в позднеплиоцен-плейстоценовое время – системы рифтовых впадин Северной Монголии и зон плиоцен-четвертичного вулканизма в Тункинском регионе и Хамар-Дабане, возможно, связано с реакцией на субмеридиональное сжатие, которое является переходным между северо-западным, действовавшим в позднем миоцене – раннем плиоцене, и северо-восточным, установившимся позднее. Дальнейшее развитие меридиональных впадин, ограниченных с севера и юга широтными левосторонними сдвигами, а также Тункинской системы впадин, происходило по типу пулл-апат систем в условиях сдвигового поля напряжения при действии северо-вос-

точного сжатия. На севере сдвиг осуществляется по Тункинскому и Иххорогольскому (Байкало-Мондинскому) разломам. На юге – по широтному Хангайскому (Болнайскому) и северо-восточным Цэцэрлэгскому и Эрзино-Агардагскому разломам. При этом отмечается тенденция к усилению сжатия с формированием взбросо-сдвиговых структур в зонах разломов сдвиговой кинематики.

На современном этапе развитие Монголо-Байкальского подвижного пояса происходит в режиме растяжения в центральной и северо-восточной его частях и в режиме транспрессии в юго-западной его части.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Западный отрезок границы Амурской литосферной микроплиты – Монголо-Байкальский подвижный пояс – обладает сложной пространственно-временной структурой поля тектонических напряжений. На северном отрезке (центральная часть Байкальской рифтовой системы и ее северо-восточный фланг) прослежена закономерная эволюция режима деформирования от сдвигового типа на начальном этапе развития (раннеорогенный этап) к растяжению на позднем (позднеорогенный этап). Часть МБПП, локализованная в южном и юго-западном обрамлении Сибирской платформы, характеризуется более сложной эволюцией напряженного состояния. В системе Тункинских впадин отмечается смена во времени транспрессионных условий раннего этапа развития с СЗ простиранием оси растяжения на транспрессионные с СЗ простиранием оси сжатия в позднем миоцене – раннем плиоцене. Следы последнего режима фиксируются в Восточном Саяне и Северной Монголии. В дальнейшем происходил разворот оси сжатия по часовой стрелке до СВ простирания. Неотектонические структуры Северной Монголии и Тувы развивались в условиях режимов сжатия и транспрессии с тенденцией к увеличению сдвиговой компоненты смещений по главным разломам при сжатии в север-северо-восточном направлении.

Эволюция напряженного состояния коры МБПП связана с динамикой межплитных взаимодействий и дестабилизирующим влиянием на литосферу местных источников тектонических напряжений – мантийных плюмов.

Авторы благодарны академику Н.А. Логачеву и д.г.-м.н. К.Г. Леви за поддержку исследований и полезные дискуссии. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке фондов ИНТАС (гранты 96-2194 и 97-30874) и РФФИ (гранты 00-15-98574, 01-05-97247, 01-05-65134), а также СО РАН (грант ИГСО-27).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / Ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 207 с.
2. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 127 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
4. Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинимики // Изв. РАН. Физика Земли. 1998. № 3. С. 3–28.
5. 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.
6. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 20–30.
7. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинимику. М.: Недра, 1979. 311 с.
8. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
9. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С.39–59.
10. Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29.
11. Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В. и др. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1996. С. 57–80.
12. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С.161–171.
13. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103–115.
14. Раковец О.А. Неотектоника Тувы // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 48–58.
15. Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 142 с.
16. Рассказов С.В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 134–138.
17. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1993. 288 с.
18. Рассказов С.В., Иванов А.В. Эпизоды и геодинимическая обстановка четвертичного вулканизма Байкальской рифтовой системы и юго-восточной окраины Евразийской литосферной плиты // Докл. АН. 1996. Т. 349. С. 804–807.
19. Рассказов С.В. Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 70–74.
20. Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо-Муйского геодинимического полигона. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 111 с.
21. Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г. и др. Реконструкции этапов развития напряженного состояния земной коры Байкальского рифта // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI-го века. Новосибирск: Наука, 1996. С. 126–132.
22. Смекалин О.П. Палеоземлетрясения в Тункинской системе рифтовых впадин. Автореф: дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2000. 16 с.
23. Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмогеология и сейсмическое районирование. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
24. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып.1. С. 111–122.
25. Солоненко Н.В., Мельникова В.И. Механизмы очагов землетрясений Бакальской рифтовой зоны за 1981 – 1990 гг. // Геология и геофизика. 1994. № 11. С. 99–106.
26. Чернов Г.А. Новейшая структура Алтае-Саянской области и ее связь с сейсмичностью // Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1975. С. 57–73.
27. Чернов Г.А. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской области // Сейсмогеология Восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1978. С. 6–27.
28. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 4. С. 943–947.
29. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 158 с.
30. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Гладков А.С. и др. Опыт применения тектонофизического анализа при оценке тектонической активности и сейсмической опасности района Саяно-Шушенской ГЭС // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 5. С. 89–96.
31. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника. 1994. № 5. С.28–45.
32. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J.Geoph.Res. 1984. V.89, № B7. P. 5835–5848.
33. Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from East African and the Baikal rift systems // Terra Abstr., Abstr. suppl. Terra Nova, 1993. V.5. P. 216.
34. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnitchenko A., Ruzhich V., and Sankov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal

- region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // *Tectonophysics*. 1997. V. 282. P.1–38.
35. Deverchere J., Radziminovich N., Calais E., Deshamps A., Melnikova V., Petit C., and San'kov V. Seismicity of the Baikal rift and Central Mongolia: seismic potential, seismogenic thickness, segmentation, and reological properties of the lithosphere // *Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы международной геофизической конференции 27–29 сент. 2000 г. Новосибирск, 2000. С. 294–298.*
 36. Guiraud M., Laborde O., and Philip H. Characterisation of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensor using microfault analysis // *Tectonophysics*. 1989. V. 170. P. 289–316.
 37. Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A., Babushkin S.M., Larkin G.V., Badardinov A.A., Wong H.K., Colman S., Delvaux D. Active faults of the Baikal depression // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine*. 1997. V. 21, N 2. P. 399–434.
 38. Logatchev N.A., Zorin Yu. A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*. 1987. V.143, N 1-3. P. 225–234.
 39. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of the continental collision // *Science*. 1975. V. 77, № 4201. P. 419–425.
 40. Rasskazov S.V. Magmatism related to the Eastern Siberia rift system and the geodynamics // *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*. 1994. V. 18. P. 437–452.
 41. San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Likhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Elf Aquitaine*. 1997. V. 21, N 2. P. 435–455.
 42. Sankov V. Rasskazov S. Parfeevets A. Instability of the Late Cenozoic upper crustal stress in the Udokan volcanic field, northeastern Baikal Rift System // *Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts. Irkutsk-Tervuren*. 1999. P. 190–194.
 43. Schlupp A. Neotectonique de la Mongolie occidente: e analyse a partir de donnees de terrain, sismologiques et satellitaires. These de docteur. Univesite Louis Pasteur de Strasbourg, 1996. 172 p.

Поступила в редакцию 25 мая 2001 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.V. Parfeevets, V.A. San'kov, A.I. Miroshnichenko, and A.V. Likhnev

Evolution of the Earth's crust stress, the Mongol-Baikal mobile belt

The evolution of the state of stress of the Mongol-Baikal mobile belt, which is part of boundary forming between the Eurasian plate and Amur microplates, is investigated on the basis of tectonophysical analysis of tectonic fracturing. The paleostress fields are ranged with the use of spatial characteristics of a three-component tensor and stress-ratio $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, which determines the form of stress ellipsoid. It is shown that the structures of the central part of the Baikal rift system and its northeastern flank developed in terms of strike-slip regime of the deformation at the initial stage of rifting, and in those of extension and transtension regimes at the late stage of it. The stress field of the southwestern flank of the rift system evolved from the regime of transtension and strike-slip to that of transpression. A relatively short-term episode of the northwestward compression (late Late Miocene-early Pliocene), preceding to that of fast rifting, is revealed. Neotectonic structures of North Mongolia and Tuva developed under conditions of compression and transtension, tending to increase of a strike-slip component of displacements along the major faults at the north-north-eastward compression.