

УДК 551.26.03

## ЗОНА ГЛАВНОГО РАЗЛОМА ВОСТОЧНОГО САЯНА

© 2010 г. И. О. Павлов, В. А. Корчемагин, А. В. Никитенко

*Донецкий национальный технический университет МОН Украины, г. Донецк, Украина*

*E-mail: geolog@dgtu.donetsk.ua*

Поступила в редакцию 15.05.2009 г.

Структурно-тектонифизические исследования зоны Восточно-Саянского разрыва (поля напряжений по зеркалам смещений и поля деформаций по дайкам) позволяют сделать более определенные выводы о характере данного регионального разлома. Устанавливается правостороннее сдвиговое смещение по зоне разрыва в основные стадии его развития.

Зона разломов Восточно-Саянского пояса вытянута в северо-западном направлении (аз. пр.  $310^\circ$ – $315^\circ$ ) более чем на 1000 км и представляет собой полосу шириной 80–100 км интенсивно деформированных пород [Александров, Таскин, 1990]. Она является границей между южной частью Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой областью, разделяет блоки с различной мощностью земной коры (максимальный перепад оценивается в 10 км) [Егоров, 1971] и хорошо выражается в структуре магнитного и гравитационного полей.

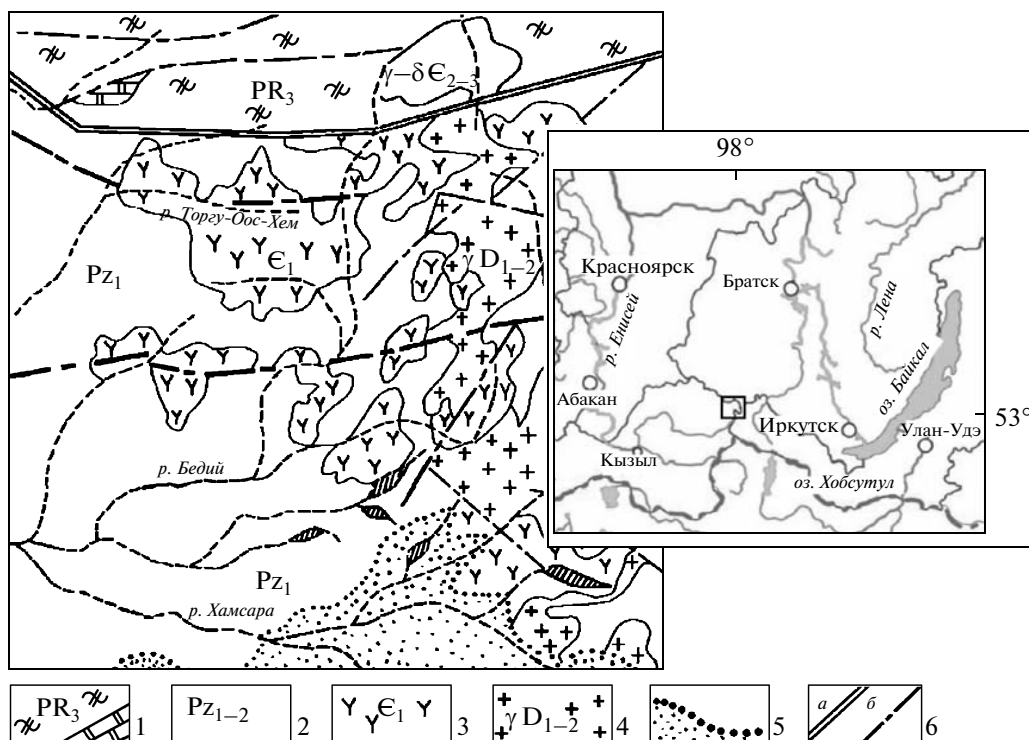
О существовании горизонтальных движений по разломам этой зоны известно давно, еще при сравнительно слабой изученности Восточного Саяна [Берзин, Клигин, 1961]. Эти выводы основывались на характере штриховки зеркал скольжения, наличии складок с крутыми и вертикальными шарнирами, а также на перемещениях по мелким разрывам, зафиксированным непосредственно в обнажениях. Однако направленность движений и величина горизонтальной составляющей оставались неясными. Различными исследователями в разные годы высказывались диаметрально противоположные предположения об их направленности. По мнению одних [Берзин, 1967; Шерман, Леви, 1977; Шерман, Днепровский, 1986], Главный Саянский и сопровождающие его разломы представляет собой левый сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений от первых до десятков километров. Другие [Александров, Таскин, 1990; Егоров, 1971; Пейве, 1961; Зоненшайн и др., 1978; Гладков и др., 1972; Хренов и др., 1977], придерживаются противоположной точки зрения, считая Главный Саянский разлом правым сдвигом с суммарной амплитудой горизонтального смещения в 70–80 км [Зоненшайн и др., 1978].

Основным недостатком всех существующих определений кинематики Восточно-Саянской зоны разломов, на наш взгляд, является то, что авторы изначально задавались той или иной геотектонической моделью. Исходя из принятой модели, восстанавливалась ориентировка активных тектонических

усилий (главных осей тектонических напряжений) и, соответственно, кинематика разломов. Рассуждения шли не от существующих фактов к механизму и модели структурообразования, а наоборот. Естественно, что подобный анализ дает противоречивые результаты.

Впоследствии появились реконструкции палеотектонических полей напряжений основанные на анализе структурных элементов, проявленных в самой зоне и среди вмещающих разновозрастных комплексов или полученные по сопряженным парам сколов [Шерман, Днепровский, 1986]. В то же время известно, что похожие геологические структуры могут формироваться в результате различных тектонических процессов. Крупные, региональные геологические структуры к тому же имеют длительную и сложную историю формирования. Использование же метода сопряженных пар, ограничивается условием однородности и изотропности горного массива в момент возникновения нарушений. Повсеместное распространение в горных породах различных по масштабам и ориентировкам в пространстве ослабленных поверхностей (это и уже существующие тектонические трещины более ранних стадий деформаций, и границы раздела пород с различными физико-механическими свойствами, и слоистость в осадочных породах) обуславливает существенную неоднородность геологических объектов.

В свое время для решения прямой и обратной задачи тектонофизики применительно к реальному анизотропному горному массиву, О.И. Гущенко был разработан кинематический метод интерпретации трещинно-разрывных структур. Его суть заключается в том, что рассматривается некоторый геологический объем, рассеченный произвольно ориентированными системами ослабленных поверхностей, в котором действует однородное по ориентировке главных осей поле напряжений. Деформация в данном объеме развивается путем смещения по всей совокупности разрывов и ослабленных поверхно-



**Рис. 1.** Обзорная геологическая карта района (выкопировка с геологической карты масштаба 1 : 1 000 000): 1 – верхнепротерозойские кристаллические сланцы, гнейсы, мрамора; 2 – нижнепалеозойские диориты и граниты; 3 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы  $E_1$ ; 4 – раннедевонские граниты; 5 – четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; 6 – тектонические разрывы: Кандатский разлом (а), разломы более низкого структурного уровня (б).

стей. Задача по реконструкции ориентировки главных осей тектонических напряжений при этом может решаться как аналитически, так и графическим способом на сетке стереографических проекций. Методика подобных реконструкций приводится в работах [Гущенко, 1979; 1981; Корчемагин, 1982; 1984].

Авторы попытались вывести кинематику Восточно-Саянской зоны разломов, последовательно решая с помощью этой методики задачи двух типов:

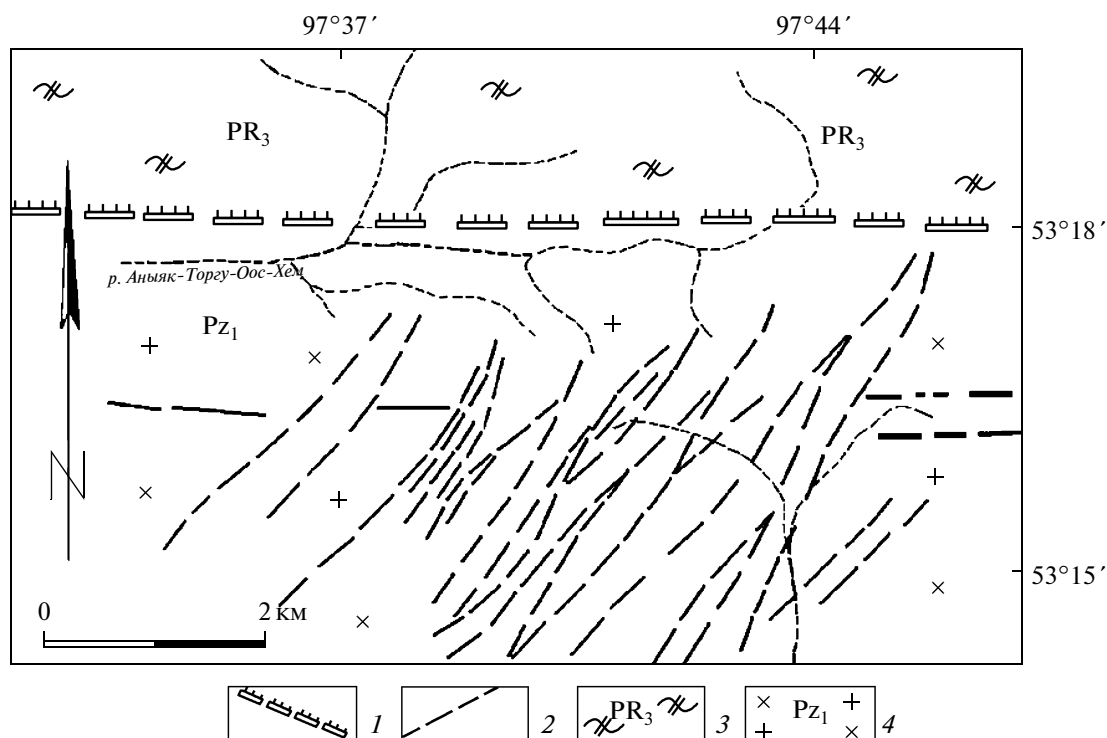
- по наблюдающимся разрывам в каждой точке пространства реконструировать ориентировку осей напряжений, породивших эти разрывы;

- по известным в каждой точке пространства напряжениям определить ориентировку и тип разрывов, которые могут возникнуть вследствие действия этих напряжений.

Полевые исследования проводились в юго-восточном крыле зоны на территории республики Тыва, в бассейне р. Бедий (правый приток р. Хамсара). Работы включали выполнение исследований в пределах отдельных элементарных объемов горного массива (обнажений) с реконструкцией параметров полей напряжений и последующим обобщением полученных данных по всей площади исследований.

Район расположен на самом северо-востоке Куртушубинско-Хамсаринской [Кудрявцев, 1966] структурно-фациальной зоны Тувы. Здесь широко развиты нижнепалеозойские интрузии гранитов и диоритов, прорывающие нижнекембрийские отложения, представленные андезитовыми порфиритами и их туфами с редкими линзами вулканогенно-осадочных пород и известняков. Вся толща нижнепалеозойских пород в свою очередь прорывается порфиroidными девонскими гранитами (рис. 1). В верховьях р. Бедий эта толща по зоне Кандатского разлома (один из элементов зоны Главного Саянского разлома) контактирует с докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и мраморами Восточно-Саянского антиклинория. Сама зона разлома наблюдается в обнажениях по руч. Бабушкин (правый приток р. Бедий). Единый сместитель разлома не фиксируется. Нарушение представлено зоной дробления и милонитизации мощностью 50–70 м, в северном крыле которой на протяжении 100–150 м прослеживается зона интенсивно дислоцированных и смятых кристаллических сланцев. Нарушенная зона здесь имеет широтное простираание с крутым южным падением.

В целом весь район насыщен тектоническими разрывами различных пространственных ориентировок и самых разных структурных уровней: от тре-



**Рис. 2.** Тектоническое строение южного крыла Кандатского разлома (выкопировка с геологической карты масштаба 1 : 50000): 1 – сместитель Кандатского разлома; 2 – тектонические разрывы более низкого структурного уровня; 3 – кристаллические сланцы PR<sub>3</sub>; 4 – граниты и диориты PZ<sub>1</sub>.

щин прототектонической отдельности и зеркал скольжения до крупных тектонических швов.

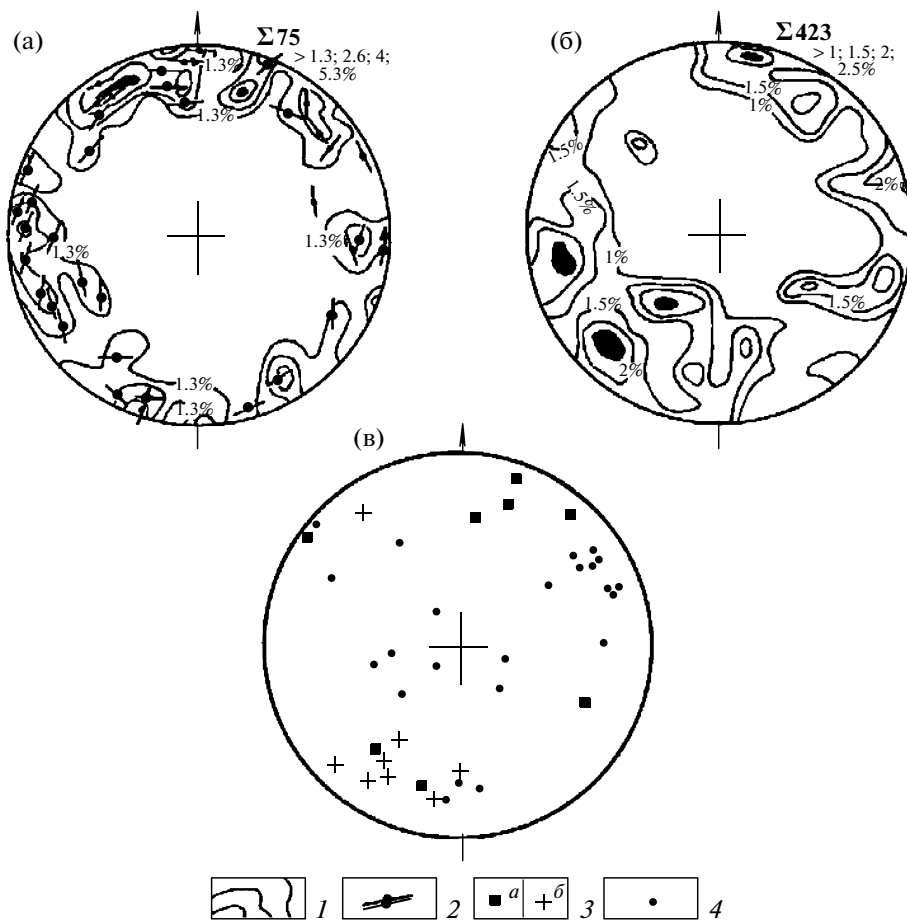
Помимо разномасштабных разломов и тектонических трещин господствующего северо-западного и широтного простирания, в районе имеются многочисленные поперечные разрывы северо-восточной и субмеридиональной ориентировки. На отдельных участках эти разрывы играют существенную роль в геологической структуре (рис. 2). Как правило, это разрывы небольшой протяженности и амплитуды. Их сместители четко выражены и сопровождаются зонами милонитизации (до 0.1–0.2 м) и рассланцевания.

Среди разрывных нарушений мезорегионального уровня преобладают крутопадающие разрывы двух пространственных ориентировок: северо-восточные (аз. пад. 320° ∠ 75°) и северо-западные – субширотные (аз. пад. 15° ∠ 65°). Менее распространены сместители трех других ориентировок: аз. пад. 265° ∠ 80°, аз. пад. 355° ∠ 65°–70°, аз. пад. 150° ∠ 75° (рис. 3а). На локальном уровне преобладают разрывы северо-западных простираний. Статистический анализ на сетке стереографических проекций ориентировок замеренных (более 400) зеркал скольжения позволил выделить следующие основные системы тектонических сколов: аз. пад. 10° ∠ 80°, 220° ∠ 70°, 210° ∠ 40°, 255° ∠ 65°–70° (75° ∠ 85°) и 110° ∠ 75°–80° (рис. 3б).

Кинематика разрывов определялась по смещениям маркеров, в качестве которых использовались многочисленные в районе дайки кислых и основных пород, разнообразны жилы (рис. 4). При отсутствии надежных маркеров направления смещений определялись по различным морфологическим элементам на поверхности зеркал скольжения – по уступам, шелушению, утонению и т.п. Было установлено, что среди тектонических сколов различных структурных уровней преобладают сдвиги либо сбросо (взбросо)-сдвиги. Лишь по незначительной части разрывов северо-западных ориентировок были отмечены сбросы или взбросы (штрихи ориентированы близко к линии падения). По остальным северо-западным и субширотным разрывам были зафиксированы провдвиговые смещения.

Северо-восточные и субмеридиональные разрывы в большинстве своем являются левыми сдвигами, реже – левыми сбросо (взбросо)-сдвигами.

Реконструкции локальных полей тектонических напряжений были выполнены более чем в 30 элементарных объемах горного массива, в породах разного возраста (от протерозоя до девона) и петрографического состава. Восстановленные поля характеризуются существенной изменчивостью своих основных параметров – ориентировки осей и вида напряженного состояния (коэффициента  $\mu_\sigma$ ). Вид напряженного состояния в различных точках



**Рис. 3.** Стереогаммы ориентировок трещинно-разрывных структур (а) – крупных тектонических разрывов и швов; (б) – зеркал скольжения и (в) – даек магматических пород: 1 – изолинии плотности распределения полюсов разрывов; 2 – полюса разрывов с установленным вектором смещения висячего крыла; 3 – полюса даек: диабазов (а), гранит-порфиров (б); 4 – полюса жил (аплитовых, кварцевых и кварц-карбонатных).

меняется от одноосного сжатия до одноосного растяжения (рис. 5а–5г). По ориентировке в пространстве более выдержано положение оси сжатия –  $\sigma_3$ , менее – оси растяжения  $\sigma_1$ .

Суммарное для района поле тектонических напряжений, восстановленное по всей совокупности частных реконструкций, характеризуется следующей ориентировкой осей главных нормальных напряжений: для оси растяжения  $\sigma_1$  – аз. пад.  $242^\circ \angle 30^\circ$ ; для оси сжатия  $\sigma_3$  – аз. пад.  $145^\circ \angle 15^\circ$ ; для оси промежуточных напряжений  $\sigma_2$  – аз. пад.  $34^\circ \angle 56^\circ$  (рис. 5д).

Подтверждением правильности выполненной реконструкции пространственного положения осей могут служить данные об ориентировке даек и жил магматических пород, которые обычно отождествляются со структурами растяжения (трещинами отрыва). Так, основная масса полюсов этих образований концентрируется в северо-восточном и юго-западном секторах стереогаммы (рис. 3в). В этих же секторах расположена и реконструированная по кинематике сколов ось растяжения  $\sigma_1$ .

Геологический возраст восстановленного поля определяется по самым молодым породам, в которых замерялись тектонические сколы, т.е. он, скорее всего, после- или позднедевонский. Однако есть все основания полагать, что возраст этого поля может быть значительно моложе.

Учитывая близгоризонтальное положение и ориентировку реконструированных осей главных нормальных напряжений  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$ , а также ориентировку самого Главного Саянского разлома, в восстановленном поле он должен характеризоваться праводвиговыми смещениями.

Косвенным доказательством праводвиговой кинематики Саянского разлома могут служить морфологические особенности строения самой зоны разлома. Основные продольные (северо-западной ориентировки) разрывы: Точерский, Эхегольский, Бирюсинский, Канский, Манский [Берзин, 1967], расположены кулисообразно относительно усредненного простираения оси этой зоны и формируют в плане правый ряд кулис, что характерно для правых сдвигов. Они могут интерпретироваться как синте-

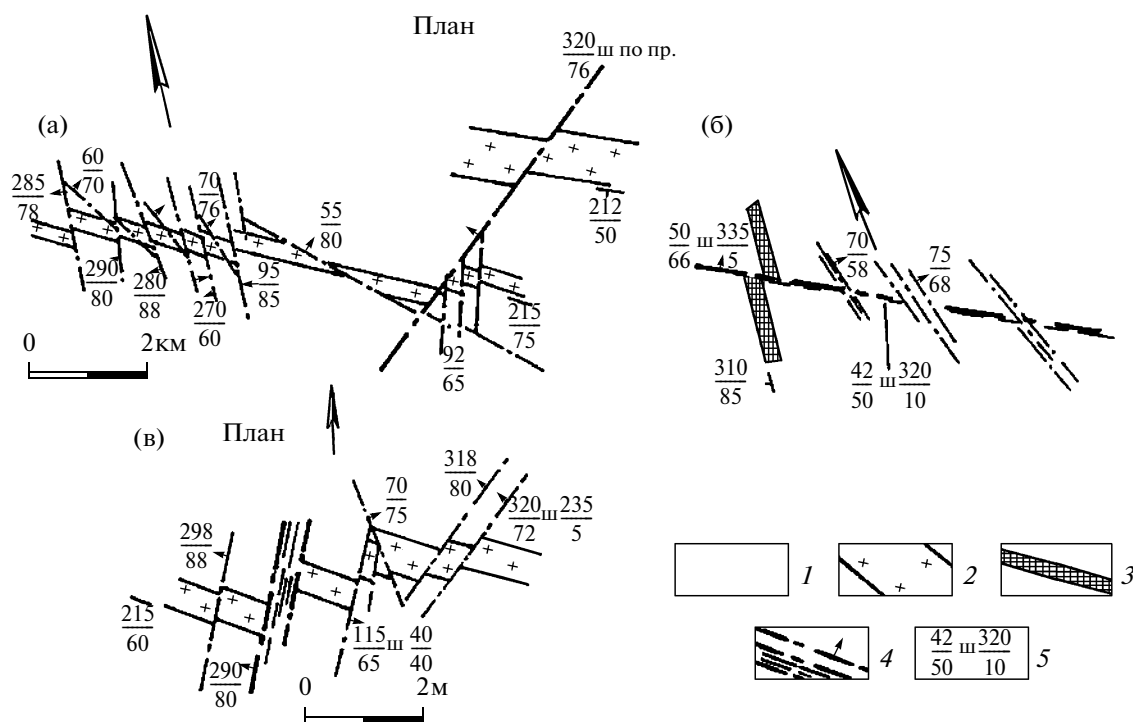


Рис. 4. Кинематика тектонических разрывов района (зарисовки нескольких обнажений в пойме р. Шыйлашканыг-Хем: 1 – вмещающие породы (диориты  $PZ_1$ ); 2 – дайки гранит-порфиров  $D_{1-2}$ ; 3 – кварц-карбонатная жила; 4 – тектонические разрывы; 5 – элементы залегания сместителей и штрихов скольжения на их стенках: числитель – аз.пад, знаменатель – угол падения.

тические или R-сколы. Сопряженные с ними структуры соизмеримого масштаба – антитетические или R'-сколы, для района не характерны.

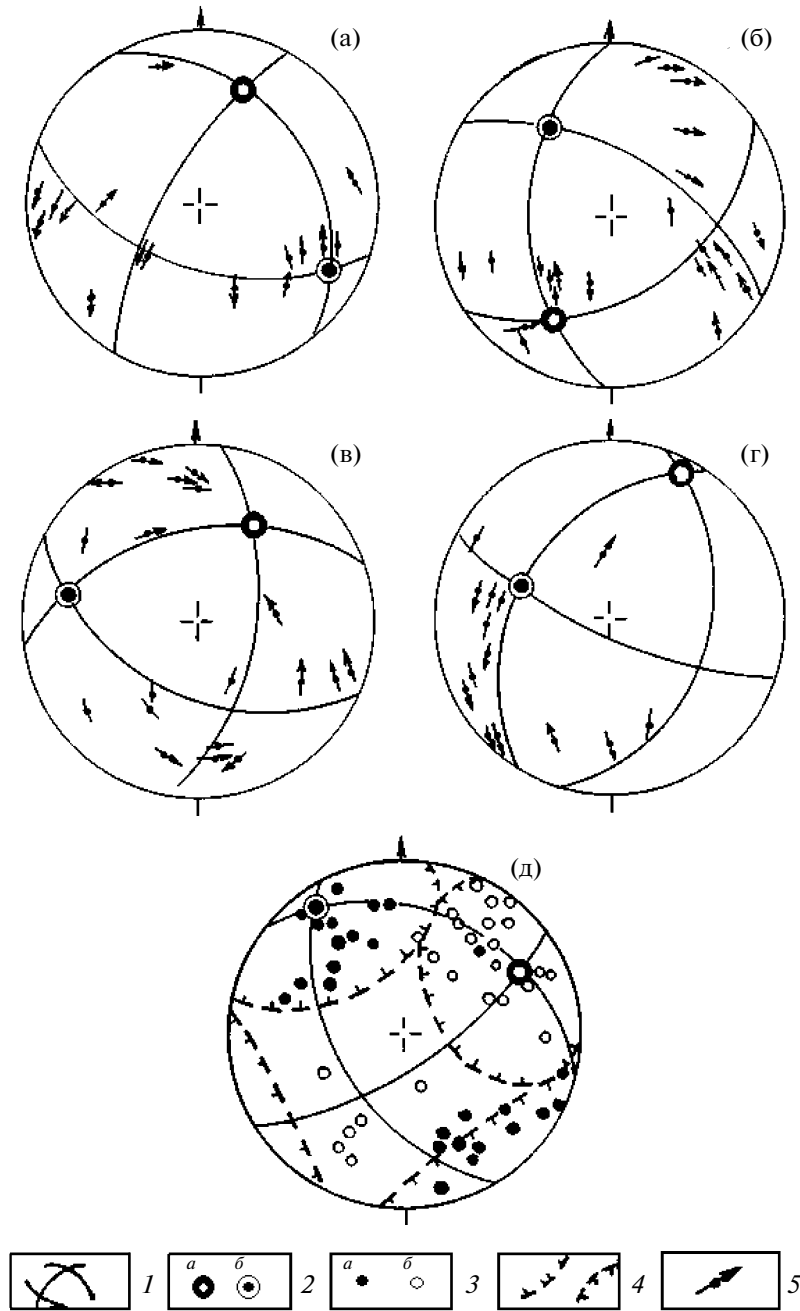
Но на более низком структурном уровне, особенно в крыле основной зоны разломов (см. рис. 2, рис. 4), они широко распространены. Это зафиксированные нами многочисленные разломы субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, по которым надежно устанавливаются левые сдвиги. В подобной структурной интерпретации широтные разломы (Китойский, Жомболонский, Кандатский и отдельные широтные фрагменты самого Главного Саянского разлома), могут рассматриваться как R-сколы с правосдвиговой кинематикой. Таким образом, вся Восточно-Саянская полоса разломов представляет собой крупномасштабную зону скалывания, связанную с правосдвиговым смещением крупных блоков земной коры и характеризуется полным парагенезисом основных деформационных элементов, свойственных сдвиговым зонам.

Как свидетельствуют личные наблюдения авторов и литературные источники подобный характер тектонического поля напряжений и подобная кинематика крупных разломов северо-западной ориентировки прослеживаются на значительной территории в полосе между 40 и 50 параллелями [Пейве, 1961; Расцветаев, 1966; Смишко, 1985; Kortschemagin und a., 1996]. Правые сдвиги фикси-

руются для Чу-Илийской, Джалаир-Найманской зон разломов в Центральном Казахстане, по зоне Таласо-Ферганского разлома на Северо-Западном Тянь-Шане, вдоль Главного разлома Центрального Копет-Дага, в Донбассе по зонам Центрально-, Южно- и Северо-Донецких разломов. При этом указанные структуры имеют длительную и унаследованную историю развития именно как правые сдвиги. Они подновляются на разных этапах тектонической активизации и последние сдвиговые смещения по ним датируются уже кайнозоем. То есть правые сдвиги по ним – это не отдельный фрагмент их геологической истории, а основная ее часть.

Впрочем, на начальных стадиях развития Восточно-Саянской зоны разломов возможны и иные направления подвижек. Об этом свидетельствуют реконструкции полей деформаций по дайкам и жилам, развитым в рассматриваемом регионе. Так по таким отрывным структурам, представленным дайками диабазов (к сожалению малочисленным) устанавливается во время их становления следующие параметры:  $\sigma_1$  – аз. пад.  $203^\circ \angle 5^\circ$ ,  $\sigma_3$  – аз. пад.  $58^\circ \angle 83^\circ$  (рис. 6в).

По гранит-порфирам, возраст которых очевидно связан с возрастом гранитных массивов, т.е. – герцинский, определяется поле деформаций с параметрами  $\sigma_1$  – аз. пад.  $17^\circ \angle 18^\circ$ ,  $\sigma_3$  – аз. пад.  $240^\circ \angle 65^\circ$  (рис. 6б).

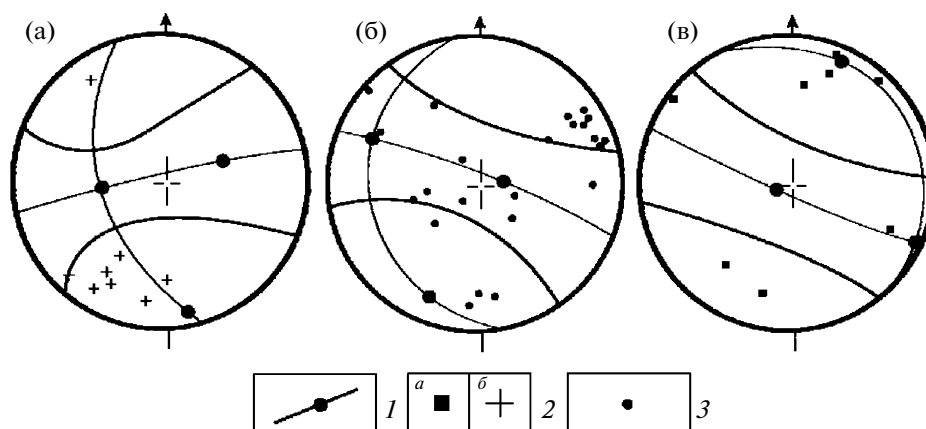


**Рис. 5.** Реконструкции палеотектонических полей напряжений: (а)–(г) – примеры реконструкций в локальных объемах горного массива; (д) – поле мезорегионального уровня: 1 – плоскости действия главных нормальных напряжений; 2, 3 – оси главных нормальных напряжений:  $\sigma_1$  (а) и  $\sigma_3$  (б); 4 – конические поверхности, ограничивающие области концентрации осей одного типа; 5 – полюса тектонических разрывов и направление вектора смещения висячего крыла.

Кварцевые и кварц-карбонатные жилы возникали в поле деформаций с ориентацией оси  $\sigma_3$  – аз. пад.  $55^\circ \angle 40^\circ$  и  $\sigma_1$  – аз. пад.  $345^\circ \angle 5^\circ$  (рис. 6а).

Интерпретация отрывных структур выполнена с помощью программы Geos, разработанной О.И. Гущенко и А.А. Мостриковым.

Данные этапы четко привязаны во времени и, очевидно, были сравнительно кратковременными. Такое же или подобное развитие отмечается и по другим зонам региональных сдвигов. Например, по зоне Таласо-Ферганского разлома [Хаин, Ломизе, 1995].



**Рис. 6.** Стереогаммы ориентировок даек магматических пород (а)–(в): 1 – полюса разрывов с установленным вектором смещения висячего крыла; 2 – полюса даек: диабазов (а), гранит-порфиров (б); 3 – полюса жил (аплитовых, кварцевых и кварц-карбонатных).

В основное время, особенно близсовременное, Главный Саянский разлом является одним из звеньев глобальной системы правых сдвигов Евразии.

#### Список литературы

- Александров В.К., Таскин А.П.* Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50–58.
- Берзин Н.А., Клитин К.А.* Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Уды // Геология и геофизика. 1961. № 7. С. 16–25.
- Берзин Н.А.* Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука. 1967. 147 с.
- Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М.* Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования). Тектоника Сибири. Т. 5 М.: Наука. 1972. С. 204–209.
- Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука. 1979. С. 7–25.
- Гущенко О.И.* Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связи с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней (на примере Западного Дарваза и сейсмически активных районов Южной Азии). Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М. 1981. 22 с.
- Егоров Ю.И.* Системы разломов северо-восточной части Восточного Саяна и Западного Прибайкалья. Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М.: Наука. 1971. С. 39–48.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Машарина Л.А., Соловченко Н.В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 3. С. 669–672.
- Корчемагин В.А., Емец В.С.* К методике реконструкции и разделения наложенных полей напряжений // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 1. С. 163–168.
- Корчемагин В.А.* Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М. 1984. 304 с.
- Кудрявцев Г.А.* Основные черты геологического строения. Геология СССР. Т. XXIX, Ч. 1 (Тувинская АССР). М.: Недра. 1966. С. 30–45.
- Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1961. № 3. С. 36–54.
- Расцветаев Л.М.* Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой // Геотектоника. 1966. № 3. С. 93–103.
- Смишко Р.М.* Главные разломы Донецкого бассейна и связанные с ними сдвиги // Геотектоника. 1985. № 2. С. 120–125.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 461–464.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геологическим структурным данным // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 4. С. 943–947.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: изд-во МГУ. 1995. 479 с.
- Хренов П.М. и др.* Южное обрамление Сибирской платформы. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 30–57.
- Kortschemagin V.A. und a.* Tektonophysikalische Besonderheit regionaler Störungen Eurasiens // Zeitschrift für geol. Wissenschaft. 1996. № 3/4. S. 335–342.