

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт земной коры Сибирского отделения  
Российской академии наук

*На правах рукописи*



Декабрёв Илья Константинович

**Иерархия и относительный возраст тектонических напряжений в  
разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья**

Специальность 1.6.1 - Общая и региональная геология. Геотектоника и  
геодинамика

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
кандидат геол.-мин. наук,  
А.В. Черемных

Иркутск 2025 г.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. Тектонические напряжения земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья (обзор проблемы).....	11
1.1. История изучения тектонических напряжений и их иерархии.....	11
1.2. Проблемы определения возраста тектонических напряжений.....	16
1.3. Обзор реконструкций тектонических напряжений земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья.....	20
1.4. Выводы по главе 1.....	31
Глава 2. Методы реконструкции тектонических напряжений.....	32
2.1. Тектонофизические методы реконструкции осей напряжений на основе геолого-структурных данных.....	32
2.2. Специфика рангового анализа разломных зон .....	34
2.3. Определение возраста и последовательности формирования разрывных нарушений.....	42
2.4. Выводы по главе 2.....	45
Глава 3. Тектонические напряжения в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.....	46
3.1. Тектонические напряжения в разломных зонах Прибайкалья.....	49
3.1.1 Предбайкальская разломная зона.....	49
3.1.2 Приморская разломная зона.....	59
3.1.3 Ангаро-Бугульдейская разломная зона.....	64
3.1.4 Зона разлома Черского.....	77
3.1.5. Выводы по разделу 3.1.....	90
3.2. Тектонические напряжения в разломных зонах Западного Забайкалья.....	91
3.2.1 Тугнуй-Кондинская разломная зона.....	93
3.2.2. Хилокская разломная зона .....	99
3.2.3. Чикой-Ингодинская разломная зона.....	102

3.2.4 Выводы по разделу 3.2.....	109
3.3 Выводы по главе 3.....	111
Глава 4. Иерархия и возраст тектонических напряжений в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.....	113
4.1 Иерархия разрывов и тектонических напряжений в разломных зонах.....	113
4.2 Относительный возраст региональных тектонических напряжений...	123
4.3 Выводы по главе 4.....	129
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	132
Список терминов.....	134
Список литературы.....	138
Приложения.....	164

## ВВЕДЕНИЕ

### *Актуальность темы*

Весьма важными вопросами исследования напряженно-деформированного состояния породных массивов являются иерархия и возраст поля тектонических напряжений. Пространственно-временные закономерности изменения напряженного состояния, а также связанные с ними тектонические процессы на территории Прибайкалья и Западного Забайкалья изучались многими исследователями [Шерман, Днепровский, 1986, 1989; Delvaux et al., 1995, 1997; Sankov et al., 1997; Леви и др., 1997; Парфеевец и др., 2002; Лунина и др., 2002, 2009, 2016; Семинский, 2003; Актуальные вопросы..., 2005; Лунина, Гладков, 2005, 2009; Черемных, 2005, 2010, 2015; Семинский, Черемных, 2011; Семинский и др., 2012, 2013; Бурзунова, 2015, 2022; и др.]. Однако количество, последовательность и возраст этапов тектогенеза для данной территории всё ещё являются предметом дискуссий.

Проблема изучения региональных динамических обстановок на основе анализа локальных разрывных нарушений, связанная с пространственной неоднородностью полей тектонических напряжений на разных масштабных уровнях, рассматривалась в работах [Короновский, Наймарк, 2013; Ребецкий и др., 2019; и др.]. Одним из эффективных подходов разрешения неоднозначности реконструкций региональных тектонических напряжений является структурно-парагенетический анализ разноранговых разрывных нарушений [Семинский 2014, 2015], примененный в данном исследовании для разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Еще одним сложным вопросом исследования тектонических напряжений является определение их возраста. Как правило, временные рамки действия тектонических напряжений регионального уровня иерархии имеют весьма условный характер, так как определяются путем косвенных

корреляций с известными тектоническими событиями. Для установления интервалов действия тектонических напряжений и повышения надежности определения их возрастных границ, необходимо акцентировать внимание и на наложенных деформациях в разновозрастных породах. Таким образом, проблемы, связанные с установлением иерархии и возраста тектонических напряжений, требуют определения характера и особенностей развития тектонических процессов, связанных с ними движений, деформаций и разрывов в разных масштабных и временных интервалах.

### ***Объекты исследований***

Объектами исследований являлись поля тектонических напряжений в разломных зонах северо-восточного простирания, протягивающихся в пределах Прибайкалья и Западного Забайкалья на сотни километров. Исследования проведены в Предбайкальской, Приморской, Ангаро-Бугульдейской, Тугнуй-Кондинской, Хилокской и Чикой-Ингодинской зонах, а также в зоне разлома Черского.

### ***Цель работы***

Установить иерархию и относительный возраст тектонических напряжений в крупных разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

### ***Задачи исследования***

1. Произвести реконструкции локальных тектонических напряжений и кинематических типов разрывных нарушений в пределах крупных разломных зон северо-восточного простирания.

2. На основе рангового структурно-парагенетического анализа выявить иерархию тектонических напряжений в исследуемых разломных зонах и установить количественные соотношения локальных реконструкций стресс-тензоров, характерных для различных динамических обстановок регионального уровня в пределах изученных разломных зон.

3. Установить относительный возраст деформаций, в том числе образованных при изменении региональных тектонических напряжений, а также последовательность и количество этапов их воздействия на земную кору района исследований.

### ***Фактический материал и методы исследования***

Основу фактического материала составляют геолого-структурные наблюдения хрупких деформаций горных пород (разрывных нарушений), в том числе данные о бороздах скольжения и штриховке на зеркалах скольжения. В исследуемых разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, были произведены геолого-структурные наблюдения на 104 обнажениях горных пород. В работе использовано 10664 замера элементов залегания разрывов и трещин, из которых 264 со штриховкой или бороздами на зеркалах скольжения. Исследования проведены с применением комплекса геолого-структурных и тектонофизических методов [Гзовский, 1954; Данилович, 1961; Angelier, 1989, 1990; Семинский 2014, 2015].

### ***Личный вклад автора***

Соискатель с 2017 по 2023 гг. принимал активное участие в сборе фактического материала. Диссертантом освоены и применены различные методики реконструкции стресс-тензоров как на основе изучения зеркал со следами скольжения, так и с использованием массовых замеров трещин без видимых смещений. Проведена обработка данных и интерпретация результатов полевых исследований 2001-2023 гг. Соискатель сформулировал основные научные выводы диссертационной работы и осуществлял подготовку к публикации статьей по теме исследования.

### ***Научная новизна***

На основе обширного геолого-структурного материала, собранного в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья проведено 140 реконструкций локальных стресс-тензоров различными тектонофизическими

методами. На базе метода спецкартирования разломных зон проведен ранговый анализ разрывных нарушений и тектонических напряжений, с акцентом на наложенные деформации в разновозрастных породах. В пределах изученных разломных зон впервые установлена иерархия тектонических напряжений с выделением локального, субрегионального и регионального уровней. Проведена реконструкция последовательности изменения напряжений в пределах зон крупных разломов, которая позволила подтвердить и уточнить возраст девяти этапов формирования тектонических структур в Прибайкалье и Западном Забайкалье.

### ***Теоретическая и практическая значимость работы***

Результаты реконструкций полей тектонических напряжений необходимы для понимания происхождения разрывных деформаций, направленности и динамики протекания тектонических процессов в Прибайкалье и Западном Забайкалье. Реализация подобных исследований предоставляет новые сведения о процессах, которые имели место в прошлом и позволяют заполнить пробелы в истории геологического развития изучаемых территорий.

Практическая значимость в изучении напряженного состояния земной коры связана с проектированием новых промышленных и социальных объектов, а также необходимостью прогноза и оценки устойчивости крупных горных выработок в тектонически сложных и сейсмически опасных районах, к которым относятся Прибайкалье и Западное Забайкалье. Кроме того, тектонические напряжения играют важную роль в процессах рудообразования, наряду с магматизмом и метаморфизмом. Поэтому для поиска как рудных, так и нерудных полезных ископаемых, в том числе нефтяных и газоконденсатных месторождений, весьма важно создавать геодинамические модели развития региона на разных временных интервалах геологической истории

### ***Основные защищаемые положения***

1. Большая часть локальных разрывных сетей (71%), изученных в крупных разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, соответствует парагенезам разновозрастных сбросов регионального уровня, из которых 50% сформированы или активизированы в позднем кайнозое при растяжении в направлении СЗ–ЮВ.

2. Для разломных зон Прибайкалья установлен тренд уменьшения количества локальных реконструкций стресс-тензоров, соответствующих более ранним динамическим обстановкам регионального уровня. Данную статистическую закономерность можно использовать для определения последовательности деформаций, связанных с изменением тектонических напряжений во времени.

3. Локальные сдвиги характерны для различных динамических обстановок регионального уровня в пределах изученных разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья, и составляют значительную долю в структурных парагенезах разломных зон сбросов (38%), сдвигов (95%) и взбросов (43%).

### ***Апробация работы и публикации***

По результатам исследования, связанным с темой диссертации, в соавторстве (в том числе первым автором), изданы 14 работ, в том числе 6 статей в рецензируемых журналах (Journal of Geodynamics, Geodynamics & Tectonophysics, Lithosphere (Russia)), рекомендуемых ВАК (К-1,2), и входящие в базы данных Web of Science и/или Scopus:

1. Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K. Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the Buguldeika Fault // Journal of Geodynamics, 2020. – V. 141– 142. – 101797.

2. Черемных А.В., Декабрёв И.К. Разрывные нарушения Предбайкальского прогиба (Сибирская платформа): результаты структурно-парагенетического анализа // Литосфера, 2022 – Т.22. – № 6. – С. 783-795.

3. Cheremnykh A.V., Dekabryov I.K. The fault and stress patterns of Western Transbaikalia // Journal of Geodynamics, 2023. – V.155 – 101959.

4. Декабрёв И.К., Черемных А.В. Роль разрывов в формировании пещеры Охотничьей (Центральное Прибайкалье) // Геодинамика и тектонофизика, 2023. – Т.14. – № 3. – 0704.

5. Черемных А.В., Декабрёв И.К. Тектонические напряжения в зоне разлома Черского (Байкальская рифтовая система) // Геодинамика и тектонофизика. – 2023. – Т.14. – № 5. – 0722.

6. Черемных А.В., Бобров А.А., Декабрёв И.К., Черемных А.С., Гридин Г.А., Павлов Д.В., Юрьев А.А. Кайнозойский грабен в зоне краевого шва Сибирского кратона: специфика внутренней структуры и реконструкции тектонических напряжений // Геодинамика и тектонофизика. – 2025. – Т.16. – № 5. – 0845.

Основные результаты работы докладывались на профильных конференциях в: ИФЗ РАН (Москва, 2020, 2023 и 2024 гг.); ГИН СО РАН (Улан-Удэ, 2023 г.); ИГУ (Иркутск, 2021 г.); ИЗК СО РАН (Иркутск, 2023, 2024, 2025 гг.).

### ***Соответствие паспорту специальности 1.6.1.***

Согласно паспорту научной специальности 1.6.1. диссертация соответствует пунктам № 6, 7, 8, 11. Анализ разрывных нарушений, а именно массовых замеров трещиноватости и штриховки на зеркалах скольжения, входит в пункт № 6. Реконструкции полей тектонических напряжений с выделением основных этапов и стадий развития разломных зон, Прибайкалья и Западного Забайкалья, соответствуют пунктам № 7, 8, 11.

### ***Объем и структура работы***

Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения общим объемом 171 страница, включая 51 рисунок и 8 таблиц в приложениях. Список литературы включает 207 наименований.

### ***Благодарности.***

Автор работы выражает искреннюю благодарность научному руководителю к.г.-м.н., доценту А.В. Черемных за всестороннюю помощь и экспертную оценку каждого отдельного этапа проведения исследований. Соискатель благодарит к.г.-м.н. Ю.П. Бурзунову за помощь в процессе освоения методических приемов реконструкции стресс-тензоров и важные замечания на разных этапах подготовки диссертации. Он весьма признателен д.г.-м.н. К.Ж. Семинскому, д.г.-м.н. О.В. Луниной и к.г.-м.н. А.С. Черемных за ценные консультации и помощь в улучшении текста диссертации, а также благодарит д.г.-м.н. А.М. Мазукабзова, к.г.-м.н. В.А. Санькова, и к.г.-м.н. Е.Е. Кононова за обсуждения и рекомендации при написании работы. Отдельную благодарность автор выражает спелеологу С.С. Карчевскому за помощь в проведении топографической съемки и построение 3D-модели пещеры Охотничьей. Автор также признателен всем сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН за всестороннюю помощь и поддержку.

# **Глава 1. Тектонические напряжения земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья (обзор проблемы)**

## **1.1. История изучения тектонических напряжений и их иерархии**

Одно из первых упоминаний о напряженном состоянии горных пород можно найти в работе [Левисон-Лессинг, 1915]. В то время появился интерес к напряжениям в связи с необходимостью строительства тоннелей. Кроме того, накопился большой эмпирический опыт наблюдений пликативных и дизъюнктивных структур в горных породах, на основе которых уже тогда, а может ещё и раньше, появились представления о неких давлениях и растяжениях, т.е. напряжениях и деформациях, сформировавших эти структуры [Динник, 1928]. Основную роль в формировании тектонических структур большинство исследователей того времени отдавали вертикальным напряжениям, а горизонтальные напряжения в том представлении имели, в лучшем случае, локальные значения [Протодьяконов, 1931; и др.]. Однако уже тогда высказывались предположения о том, что горизонтальные напряжения играют равную, а то и большую роль в формировании тектонических структур. Например, в работе Ф. Ю. Левисона-Лессинга [1923, 134 стр.], он пишет: «Однако, при внимательном изучении всех типов гор и всех проявлений дислокационных усилий, перед нами встает картина, ясно обрисовывается необходимость в признании не только давления, но и растяжения, и притом растяжения не только, как следствия дифференциальных движений при образовании флексуры или сброса, а растяжения в результате горизонтального движения».

В дальнейшем М.В. Гзовский [1954] описывает неравномерность распределений напряжений в земной коре, связанную с развитием её структурных элементов и вводит понятие «тектоническое поле напряжений», которое возникает и действует в земной коре на определённом элементе её структуры. Также М.В. Гзовский применил понятие общего поля напряжения

и как пример привёл складку в слоистой толще, которая имеет общее распределение напряжений, наложенных на слоистость и не зависящее от нее, эти поля напряжений в отдельных слоях складки и систем мелких разрывов он стал называть «внутрислойными» полями напряжений.

В последующем было установлено, что поле тектонических напряжений весьма неоднородно на разных масштабных уровнях [Гзовский, 1975; Ahorner, 1975; Николаев, 1977,1982; Tectonic stresses..., 1980; Геология...1984; Шерман, Днепровский, 1989; и др.]. Его можно рассматривать как сложную систему, а изучение системы как целого возможно только на основе знаний отдельных (локальных) структур. В свою очередь, каждая отдельно взятая структура должна рассматриваться как составная часть более широкой системы, все элементы которой находятся в определенных соотношениях и взаимодействии с другими элементами структур и неразрывно связаны со всей системой в целом [Методы...,1978; Николаев, 1982]. Из данных физического моделирования [Осокина, 1987] известно, что напряженное состояние на каждом уровне иерархии имеет отличную от остальных уровней ориентировку главных осей, т.е. напряженное состояние иерархично. Иерархические свойства полей тектонических напряжений, зафиксированные сейсмологическими методами [Солоненко, 1993; Ключевский и др., 2009; Лескова, Еманов, 2013, 2014; Радзиминович, 2024], проявляются в том, что для одной и той же территории по крупным тектоническим нарушениям восстанавливается один тип напряженного состояния, а по более мелким – другой. В геологии часто используется понятие ранга, означающего уровень в какой-либо иерархии. Следовательно, из-за характерной иерархичности в изучении полей тектонических напряжений необходим ранговый подход к анализу процессов и явлений, так как иерархия предполагает положение частей или элементов чего-либо в порядке от низшего к высшему.

Разделение на определенные уровни иерархии тектонических напряжений обычно производится от аналогичных масштабных уровней иерархии структурных форм. В классической геологии обычно выделяют три уровня структурных элементов: глобальные, региональные, локальные. Критерии ранга в большинстве классификаций не определены, поэтому существуют различные подходы их выделения.

В теоретической модели М.А. Садовского геофизическая среда состоит из серии вложенных друг в друга блоков [Садовский и др., 1987а]. В работах К.Ж. Семинского этот подход применён для условий деформации литосферы земной коры Азии, где удалось выделить 11 уровней иерархии зонно-блоковой структуры, от локального до глобального [Семинский, 2008], а, следовательно, и аналогичных им уровней полей тектонических напряжений. Некоторые исследователи выделяют дополнительные классификации рангов структурных элементов, например – 14, и 3 соответствующих им уровней тектонических напряжений: локальный, региональный (геоструктурный уровень) и глобальный [Вотах, 1979]. Также известна модель тектоносферы П.Н. Николаева [1982], которая интересна тем, что в ней выделяются не только структурные ранги, но и условия внешней среды.

В некоторых классификациях, вместо рангов, в геологии, используют понятия порядков, которые также обозначают ранг, разряд, категорию, размер или область. Но, при использовании понятия «ранг», обычно, подразумевают систему отчета от локальных рангов, до региональных или глобальных. Понятие «порядок» в геологии обычно обозначает относительный размер чего-либо и при его использовании, чаще всего, система отчета начинается от самого крупного элемента геологической среды. Например, в классификации порядков складок П.Н. Кропоткина, деление начинается со складок первого порядка с шириной около 20 километров, до складок 5-го порядка с шириной до нескольких сантиметров.

В работе [Муди, Хилл, 1960] приведена гипотетическая сдвиговая система, для которой показаны сдвиги первого, второго и третьего порядков вместе с сопровождающими их складками волочения (рис. 1). Данная система показывает, что направления скалывания в обстановке сдвига и антиклинальных складок в некоторых случаях дублируются в третьем порядке и, возможно, в более низких порядках при их рассмотрении. Таким образом, свойство самоподобия разломных систем на разных масштабных уровнях подтверждает фрактальные свойства разломных зон [Садовский и др., 1987; Шерман, Гладков, 1999; Вадковский, Захаров, 2001; International..., 2002; Захаров, 2011; Захаров, Вадковский, 2013; и др.], и, как следствие, сложную иерархичность разломов, разрывных нарушений, трещин и соответствующих им полей тектонических напряжений.

Некоторые исследователи считают, что традиционные теоретико-методические подходы не учитывают грубодискретную фрактальность геологической среды и бифуркационность её структурообразования и, что «последовательность разноранговых дизъюнкций существенно хаотична; местоположения, частоты, длительности, амплитуды и знаки отдельных смещений непредсказуемы. Для реконструкции поля напряжений по сколам обязательна их предварительная ранговая разбраковка, а для определения их первичной разрешенности или запрещенности в некотором поле напряжений необходимо знать историю постсдвиговых деформаций на каждом масштабном уровне. При этом ни элементы грубодискретной фрактальной структуры, ни их ансамбли в общем случае заведомо не поддаются надежной ранговой, возрастной и типологической идентификации» [Короновский, Наймарк, 2013, 160 стр.]. Однако такая позиция весьма дискуссионная и по мнению многих исследователей не оправдана [Викулин, 2013].

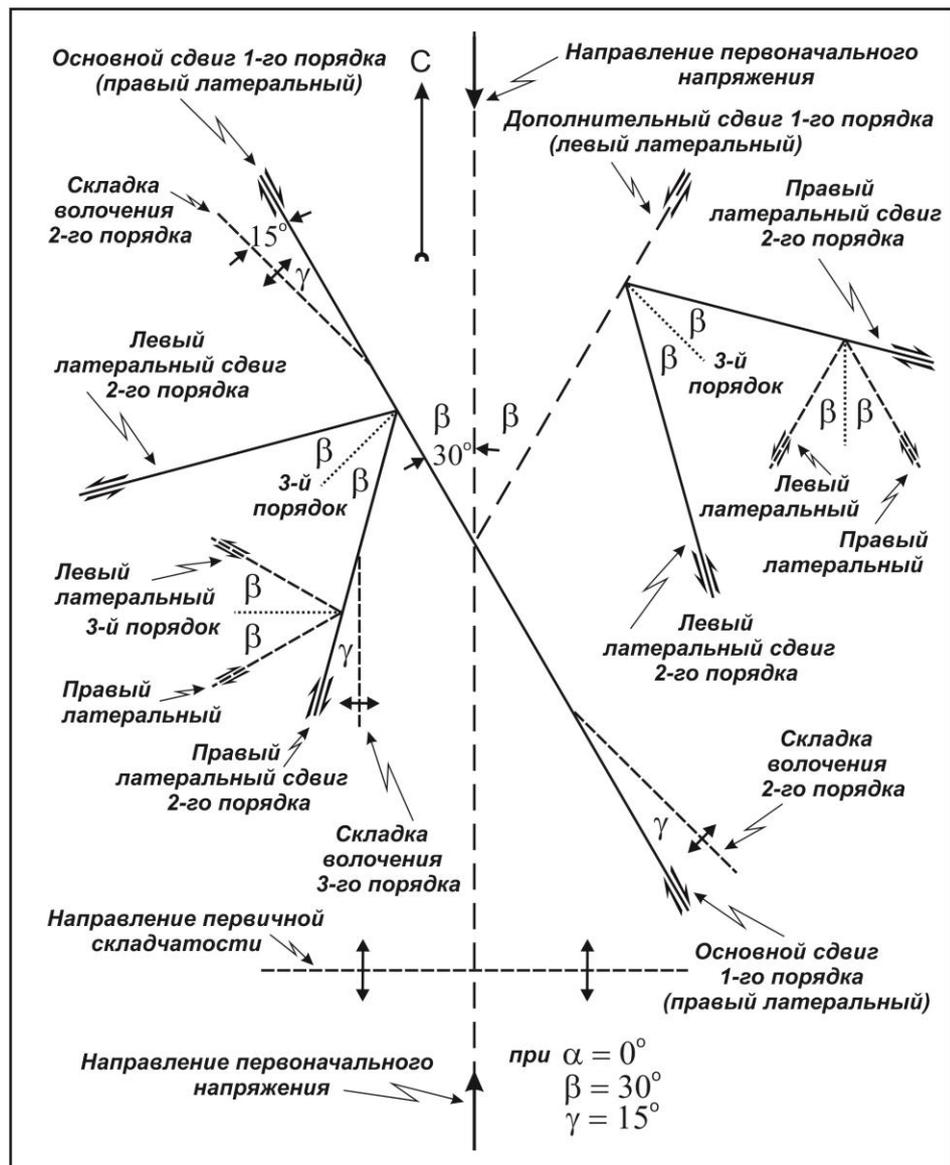


Рис. 1. Схема сдвиговой системы, образующейся под воздействием меридионального элементарного сжатия [Муди, Хилл, 1960].

Учитывая все выше изложенные сложности кажущейся хаотичности систем разноранговых разрывных нарушений, был разработан метод спецкартирования разломных зон [Семинский 2014, 2015]. Специальное картирование разломных зон – это метод, развивающийся в лаборатории тектонофизики Института земной коры [Семинский, 2003; Семинский, Бурзунова, 2005, 2007; Семинский, Черемных, 2011; Бурзунова, 2011, 2014; Семинский 2014, 2015; Бурзунова, 2017; и др.]. В основе метода лежит структурно-парагенетический подход, при котором ранги соотносятся с

иерархическими уровнями поля тектонических напряжений и делимости литосферы. При этом «ранг» – масштабная характеристика. В методе выделяются три основных масштабных уровня: локальный, субрегиональный и региональный. Кроме того, применяется понятие «порядок», используемое для понимания формирования разломных зон и имеющее генетический смысл.

Так, наиболее протяженный разрыв в разломной зоне, являющийся магистральным сместителем, считается, разрывом 1-го порядка, а к разрывам 2-го порядка относятся менее протяженные нарушения «опережающие и опережающие», формирующиеся в этом же поле напряжений, что и основной сместитель. Таким образом, разломные зоны представляют собой структурный парагенез, под которым в данном случае понимается совокупность систем разрывов (2-го порядка), образовавшихся в одной динамической обстановке, например сдвиговой, сбросовой или взбросовой (поле напряжений 1-го порядка), и составляющих в плане единый линейно вытянутый участок коры [Семинский, 2014].

Кроме того, формирование большинства региональных разломных зон Байкальского региона происходило на фоне изменяющейся во времени ориентировки тектонических напряжений [Шерман, 1977]. В связи с чем, в разломных зонах сформировались разновозрастные парагенезы разноранговых разрывов различных кинематических типов, исследования которых позволяют установить возраст и последовательность смены тектонических напряжений регионального уровня.

## **1.2. Проблемы определения возраста тектонических напряжений**

Методы изучения тектонических напряжений можно условно разделить на две группы, с помощью первой группы можно изучать современное напряженное состояние, вторая группа методов позволяет

реконструировать тектонические напряжения прошлого (палеонапряжения) по остаточным деформациям горных пород.

К первой группе можно отнести сейсмологические методы исследования и *in situ* методы, обширный материал данных методов приведены в работах [Марков 1977; Айтматов 1981, 1983, 1987; Турчанинов, 1982; и др.]. С помощью *in situ* методов определяют напряжения в верхних слоях земной коры [Ребецкий, 2008]. В основном используют два главных *in situ* метода для измерения напряжения: это метод разгрузки керна и метод гидравлического разрыва пласта [Пейве, Кропоткин, 1973].

Информацию о напряженном состоянии участков земной коры, инструментального периода (с конца 19 или начала 20 века), анализируют на основе данных о механизмах очагов землетрясений [Gephard, Forsyth, 1984; Юнга, 1990; Ребецкий, 2003]. Кроме того, разработан палеосейсмогеологический (палеосейсмологический) метод [Солоненко, 1973; Mc Calpin et al., 2009; и др.], базирующийся на визуальных наблюдениях остаточных деформаций дневной поверхности возникших в процессе землетрясения. Визуальные наблюдения в плейстосейстовых областях землетрясений осуществляют путем геоморфологического изучения дислокаций, образовавшихся непосредственно после произошедшего землетрясения, (обновленных, либо новых тектонических разрывов, смещений блоков и т.д.). Иными словами, сейсмодислокация – любое проявление деформаций, сохраняющееся после землетрясения на поверхности Земли и в доступных для наблюдения приповерхностных слоях [Геологический словарь, 2010], благодаря чему мы можем определить напряженное состояние верхних слоёв земной коры.

Данные о палеонапряжениях реконструируются с помощью второй группы методов, направленных на изучение геологических стресс-индикаторов (дизъюнктивы, смещение маркеров, трещинный парагенез, зеркала со следами скольжения и т.п.). Данные методы позволяют установить

условия возникновения и дальнейших преобразований геологических объектов.

Формирование разрывных нарушений – есть результат хрупких деформаций горных пород под действием тектонических стрессов, а определение возраста палеонапряжений сопряжено с возрастом разрывных нарушений. Согласно стратиграфическому принципу Н. Стенона «временные характеристики «раньше – позже» между геологическими телами определяются их первичными пространственными взаимоотношениями и (или) генетическими связями», следовательно, возраст разрывов всегда моложе пересекаемых ими пород. Большое значение для определения возраста разрыва имеют дополнительные косвенные данные: время формирования складчатости, время проявления интенсивных вертикальных движений, внедрение интрузий и т.д. На данный момент возраст разрывных нарушений и соответствующих им тектонических напряжений преимущественно определяется относительными методами, учитывающими возраст прорываемых и перекрывающих разрыв пород. Таким образом, возраст пород пересекаемых разрывными нарушениями позволяет определить нижний возрастной предел деформирования пород.

Проблема сложности изучения иерархической соподчиненности структур разломных зон и тектонических напряжений разных масштабных уровней была рассмотрена в предыдущем разделе. Однако неоднородность напряжений существует не только в пространстве, но и во времени. Так, при смене тектонических и геодинамических обстановок весьма вероятны изменения напряженного состояния на различных масштабных уровнях сформированных систем разрывных нарушений – структурных парагенезов разломных зон. При смене геодинамического режима возникает формирование новых или активизация существующих систем разрывов. «Тектоническая активизация возрождает процесс деформирования и формирования, в том числе и дизъюнктивных структур, но при уже

имеющейся структуре повторно деформируемых массивов новые дизъюнктивы часто развиваются по старым, исходно существующим системам» [Тверитинова, 2021, 10 стр.].

Закономерности проявления трещин отметили [Рац, Чернышёв, 1970; Чернышёв, 1983], когда описывали, что трещины в массиве горных пород состоят из нескольких систем, каждую из которых можно рассматривать как отдельную генерацию. Реконструкции природных тектонических напряжений в одном обнажении (локального масштабного ранга) иногда позволяют установить несколько стресс-состояний – как правило, 2–3 [Семинский, 2003, 2014, 2015; Семинский, Бурзунова, 2005, 2007; Черемных 2010, 2020; Семинский, Черемных, 2011; Jean-Claude, 2012; Бурзунова, 2011, 2014, 2017; Ребецкий, 2019; и др.]. Несколько равнозначных реконструкций стресс-состояний могут указывать на смену этапов или фаз тектогенеза, наложенных друг на друга.

Кроме того, изучаемые массивы горных пород, могут быть осложнены нетектоническими деформациями [Voigth, St Pierre, 1987], например, трещинами, сформированными остаточными напряжениями или напряжениями в остывающей интрузии (прототектоническая трещиноватость), а также трещинами бокового отпора, возникающими из-за гравитационных сил вблизи крутых склонов, и техногенными трещинами. Также следует обратить внимание, что формирование разрывных структур могло происходить на разных глубинах, например 1-3 км, и обнажаться на поверхности с течением миллионов или даже десятков миллионов лет. Возможны ситуации, когда выходы пород на поверхность со временем подвергаются процессам денудации рельефа, при этом породы могут испытывать смещения и вместе с ними те стресс-индикаторы, на базе которых реконструируются оси тектонических напряжений [Bergerat et al., 2007]. Все выше изложенное может исказить результаты анализа стресс-индикаторов, поэтому все полевые геолого-структурные данные должны

быть тщательно проанализированы, сепарированы и представлять собой выборку только разрывных нарушений тектонического генезиса для достоверной реконструкции напряжений.

В свете изложенного, определение возраста разрывных нарушений, является весьма нетривиальной задачей. Даже с учетом всех нюансов и сложностей, рассмотренных в этой главе, получить возраст действия напряженного состояния не всегда будет посильной задачей при дискретности геолого-структурных данных.

### **1.3. Обзор реконструкций тектонических напряжений земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья**

Работы по реконструкциям напряжений и палеонапряжений Прибайкалья и Западного Забайкалья ведутся примерно с середины 20-го века. Реконструкции напряжений тектонофизическими методами охарактеризованы в работах [Шерман, Днепровский, 1986, 1989; Delvaux et al., 1995, 1997; San'kov et al., 1997; Леви и др., 1997; Аржанникова, Гофман, 2000; Парфеевец и др., 2002; Лунина и др., 2002, 2009; Актуальные вопросы..., 2005; Лунина, Гладков, 2005, 2009; Черемных, 2005, 2010, 2015; Парфеевец, Саньков, 2006; Семинский, Черемных, 2011; Семинский и др., 2012; и др.]. Главные особенности современного напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальской рифтовой системы (БРС) хорошо известны и неоднократно обсуждались в литературе [Мишарина, 1967, 1972; Шерман, Днепровский, 1986; Солоненко и др., 1993; Напряжения и подвижки..., 1993; Petit et al., 1996; Голенецкий, 1977, 2001; San'kov et al., 1997; Мельникова, Радзиминович, 1998, 2007; Мельникова, 2003; Суворов, Тубанов, 2008; Ключевский, 2014; Середкина и др., 2015; Саньков, Добрынина, 2015; Melnikova et al., 2016, 2017; Radziminovich, 2014; Радзиминович, 2021, 2024; Ребецкий и др., 2022; и др.].

Для рассматриваемой территории наиболее характерна обстановка растягивающих напряжений. В подавляющем большинстве случаев оси растяжений субгоризонтальны и ориентированы в северо-западном направлении (рис. 2). Установлено что оси сжимающих напряжений чаще всего субвертикальны или наклонны и направлены на северо-восток. Сочетание субгоризонтальных растягивающих и субвертикальных сжимающих напряжений отражает «рифтовый» тип напряженно-деформированного состояния среды, который господствует в центральном сегменте БРС. На северо-восточном фланге БРС растяжение также доминирует в настоящее время, но оно косое, появляется сдвиговая компонента [Лунина, 2016]. На флангах БРС в сопредельных районах Якутии и Монголии, исчезает доминирующее значение растяжения. Здесь в очагах большинства сейсмических толчков наблюдаются различные комбинации наклонных, субгоризонтальных или субвертикальных осей напряжений сжатия и растяжения, что выражается в многообразии типов подвижек [Напряжения и подвижки..., 1993; и др.].

С.И. Шерман и Ю.И. Днепровский [1986, 1989] на основе массовых замеров тектонической трещиноватости и сейсмологических данных выделили в БРС четыре главных типа региональных полей тектонических напряжений: сдвиговый, раздвиго-сдвиговый, сдвиго-раздвиговый и раздвиговый. Раздвиговый и сдвиго-раздвиговый типы полей напряжений проявлены в центральной части БРС. Для нее характерно субгоризонтальное положение осей растяжения, простирающихся с северо-запада на юго-восток, и субвертикальное или крутонаклонное положение осей сжатия, ориентированных в северо-восточном направлении (рис. 3). Сдвиговый и раздвиго-сдвиговый типы полей напряжений проявлены на флангах БРС. Общим для них являются горизонтальное положение осей растяжения, простирающихся в северо-запад-юго-восточном направлении, и субгоризонтальная или наклонная ориентация осей сжатия, направленных на

северо-восток, т. е. наблюдается закономерное распределение типов региональных полей тектонических напряжений как вкрест, так и по простиранию БРС. От осевых частей флангов БРС сдвиговые поля тектонических напряжений вкрест структур сменяются раздвиго-сдвиговыми и раздвиговыми полями.

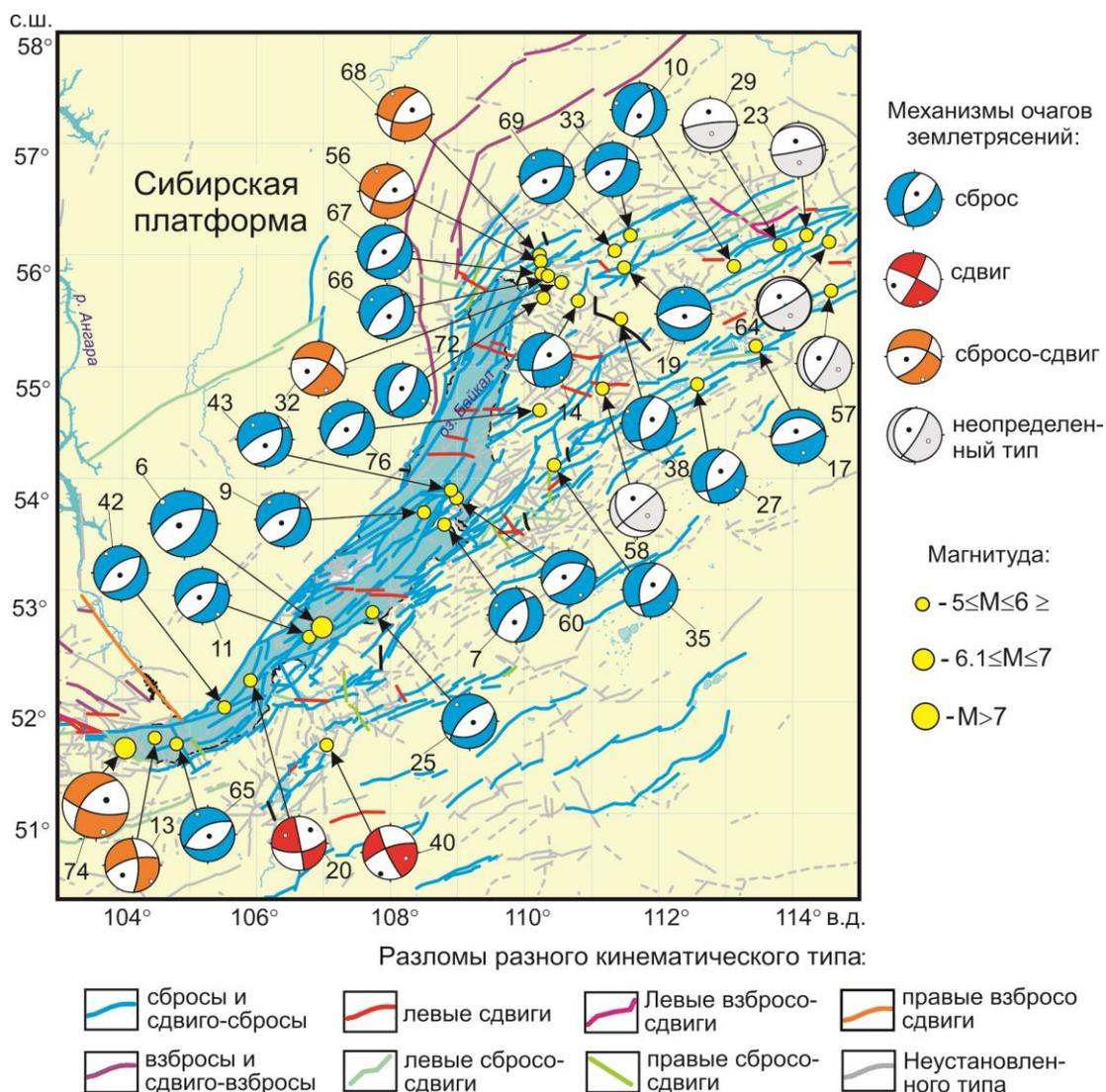


Рис. 2. Индивидуальные решения механизмов очагов землетрясений центральной и северо-восточной части БРС с магнитудой  $M \geq 5$ , за период 1950-2012 гг., с изменениями [Лунина, 2016]. Построение фокальных механизмов проводилось в проекции нижней полусферы.

Кроме того, известно о поэтапной смене регионального поля напряжений Прибайкалья и Западного Забайкалья, начиная с палеозоя до

нашего времени. Изучением геодинамической эволюции, начиная с реконструкций закрытия Палеоазиатского океана до этапов кайнозойского рифтинга, а также исследованием ее отдельных эпизодов, занимались: С.П. Плешанов, Ю.А. Чернов, С.М. Замараев, В.Е. Хаин, Е.Е. Милановский, Б.А. Натальин, Б.С. Буртман, Ю.А. Зорин, Д.П. Гладкочуб, Н.Л. Добрецов, Т.В. Донская, Р.Г. Колман, Д. Дельво, В.С. Федоровский, Е.В. Скляр, Л.П. Зоненшайн, В.Д. Мац, Н.А. Логачев, К.Г. Леви, М.И. Кузьмин, В.К. Александров, С.И. Шерман, В.В. Ружич, А.И. Мирошниченко, К.Ж. Семинский, В.А. Саньков, О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.В. Аржанникова, А.В. Черемных и многие другие.

Все реконструируемые этапы можно разделить на группу дорифтовых - от палеозойских этапов формирования Прибайкалья до юры (выделяемые в основном для Западного Забайкалья), и рифтовых этапов начиная с мезозоя по наше время:

- палеозойский этап сжатия земной коры с ориентировкой активной оси в направлении СЗ-ЮВ, считается наиболее древним среди всех выявленных, согласно выводам предшественников [Delvaux et al., 1995, Замараев и др., 1976; Сизых, 200; и др.]. Аккреция Ольхонского композитного террейна к Сибирскому кратону привела к формированию Прибайкальской складчато-надвиговой зоны (раннепалеозойской структурной матрицы). Весь процесс протекал в два этапа, ранний из них по своей геодинамике отвечает фронтальной коллизии, а поздний – косоугольной коллизии. Коллизионные этапы сопровождались формированием трех последовательных структурных парагенезисов: покровного, купольного (столкновение «дуга-террейн») и сдвигового (столкновение «террейн-континент») [Федоровский, 1995, 1997, 2010; Скочина, Федоровский, 2007]. Основные эпизоды отвечают двум пикам геохронологических датировок: 500 и 470-460 млн. лет [Fedorovsky et al., 2005; Сухоруков и др., 2005; Добрецов, Буслев, 2007; Гладкочуб, 2010].

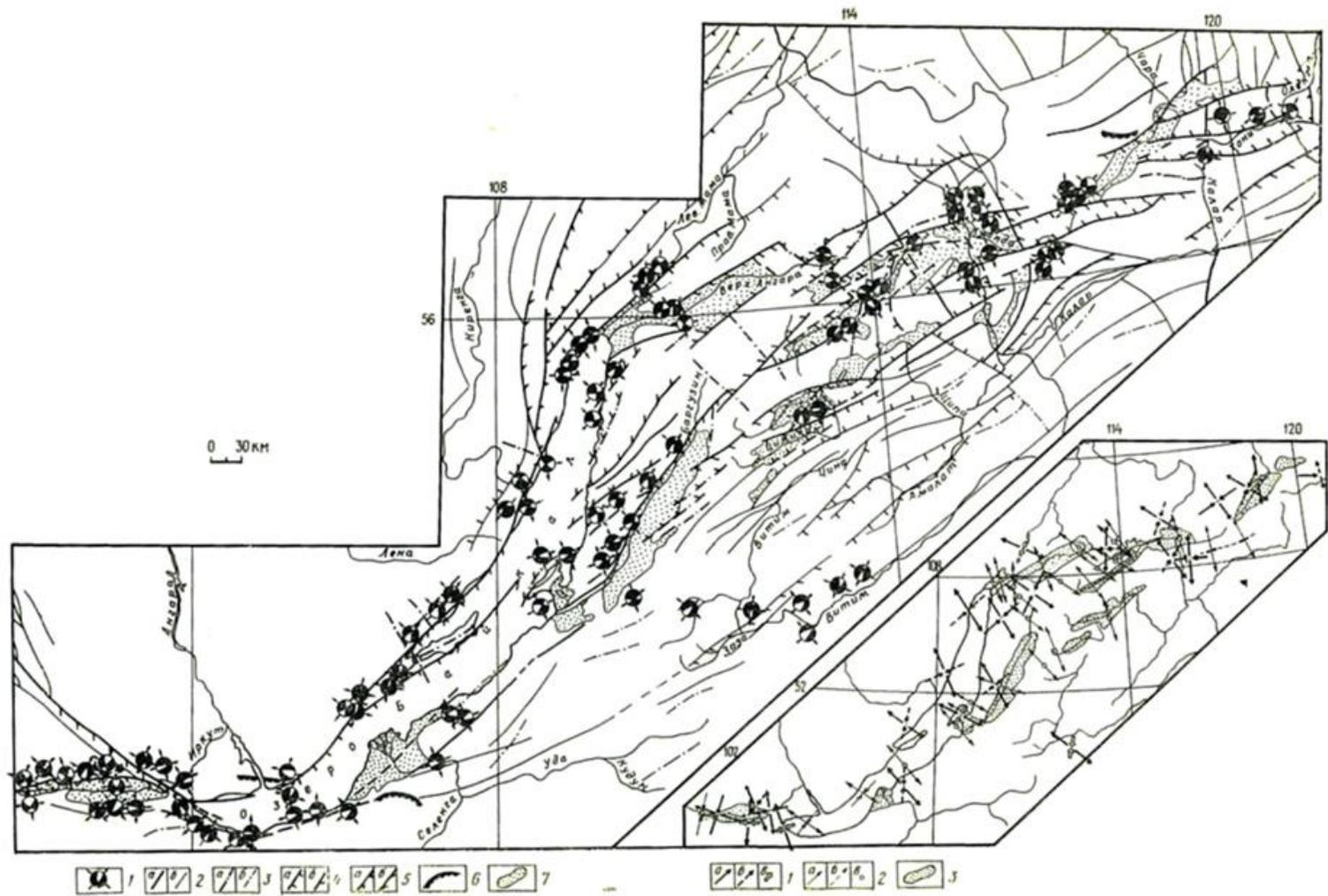


Рис. 3. Карта локальных полей тектонических напряжений Байкальской рифтовой системы по геолого-структурным данным [Шерман, Днепровский, 1986]. Составили: С. И. Шерман, Ю. И. Днепровский, В. А. Саньков.

1 — ориентация квадрантов сжатия и растяжения (соответственно белое и залитое поля); 2 — генеральные разломы: активные (а), неактивные (б); 3 — региональные разломы: активные (а), неактивные (б); морфокинематическая характеристика: 4 — сбросы (а) и сбросо-сдвиги (б); 5 — взбросы (а) и взбросо-сдвиги (б); 6 — надвиги; без бергштрихов — разломы невыясненного морфокинематического типа; 7 — кайнозойские впадины и депрессии. На врезке — схема региональных полей тектонических напряжений Байкальской рифтовой зоны (по геолого-структурным и сейсмологическим данным). Ориентация векторов растяжения и сжатия региональных полей напряжений: 1 — по геолого-структурным и 2 — сейсмологическим данным (для землетрясений с  $M > 4$ ): а — горизонтальная, б — наклонная, в — вертикальная; 3 — кайнозойские впадины и депрессии.

Во время коллизии, в зоне сочленения Сибирского кратона с Ольхонским композитным террейном, происходило формирование многочисленных сдвиговых пластин, разделенных бластомилонитовыми швами. В финале коллизии вся группировка тектонических единиц была вовлечена в сдвиговое скольжение вдоль края Сибирского кратона. Структурный рисунок сдвиговых зон коллизионного шва свидетельствует о генеральной правосторонней сдвиговой кинематике [Федоровский, 1995].

Согласно опубликованным исследованиям [Файнштейн, 1971; Donskaya et al., 2008; Demonterova et al., 2017; Михеева, 2017; Аржанникова и др., 2018; Михеева и др., 2017; 2020; Arzhannikova et al., 2020; Arzhannikova et al., 2021; Аржанникова, 2021], для мезозоя Западного Забайкалья вероятны 4 этапа смены региональных полей тектонических напряжений:

- конец ранней юры (~178 млн. лет), время закрытия Монголо-Охотского океана в Западном Забайкалье и коллизионного сжатия и поднятия этой территории [Arzhannikova et al., 2020; Аржанникова, 2021];

- этап растяжения в Западном Забайкалье (~168 млн. лет), маркируется раскрытием первых постколлизионных грабенов Забайкалья и

формированием ичетуйской/березовской свит в пределах Тугнуйской впадины [Arzhannikova et al., 2020; Аржанникова, 2021];

- конец поздней юры (~145 млн. лет), воздействие сжимающих напряжений, ориентированных в СЗ-ЮВ направлении, осадки тугнуйской свиты подверглись складчатым деформациям и размыву. Эпизод связан с распространением к западу деформаций сжатия от удаленной коллизии в Восточном Забайкалье [Arzhannikova et al., 2020]. В Прибайкалье и Западном Забайкалье этот этап, возможно, отразился в формировании Ангаро-Селенгинского чешуйчато-веерного надвига, с меридиональной ориентировкой сжатия, под воздействием Хамардабанского террейна (индентора) [Тетяев, 1916, 1934, 1937; Маслов, Лавров, 1933; Данилович, 1941, 1951; Хренов, 1969; Гладков и др., 2000; Акулов и др., 2020; и др.];

- граница юры и мела, воздействие умеренно растягивающих напряжений, ориентированных в СЗ-ЮВ направлении. Период выравнивания рельефа и медленного прогибания впадин с озерно-болотными условиями седиментации и преобладанием местных источников сноса. Относительно поднятыми участками рельефа остаются районы гранитных батолитов и экзгумированные комплексы метаморфических ядер ~116 млн. лет. Начало формирования меловых впадин Забайкалья, и комплексов метаморфический ядер ~136 млн. лет [Склярков и др., 1997; Мазукабзов и др., 2011; Аржанникова, 2021];

Согласно [Шерман, Днепровский, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеевец и др., 2002; Лунина и др., 2009; Черемных, 2005, 2010, 2015; Семинский, Черемных, 2011; Семинский, и др., 2012; и др.], с конца мезозоя до настоящего времени в Прибайкалье выделяют ещё 3 этапа, смены региональных тектонических напряжений:

- поздний мел – ранний олигоцен (70–30 млн. лет), начало формирования рифта в условиях общего рассеянного растяжения литосферы и ее высокой проницаемости для глубинных эманаций, при отсутствии

высокогорных преград. Данное растяжение имело место быть до проникновения в Байкальский регион напряжений, продуцируемых Индо-Евразийским столкновением [Цеховский и др., 1996а, 1996б; Девяткин, 1981; Кузьмин, Ярмолюк, 2006; Martinson, 1998; Волкова, Кузьмина, 2005]. В Байкальском регионе под воздействием растягивающих напряжений, ориентированных в СЗ-ЮВ направлении в зоне разломов краевого шва Сибирской платформы, по пассивной модели сформировались рифтовые односторонние впадины, ограниченные с запада листрическими разломами [Мац, 2015];

- поздний олигоцен – ранний плиоцен (30–5 млн. лет), раннеорогенная стадия развития горно-складчатого пояса, рифт развивался в условиях сдвига с воздействием напряжений ориентацией оси сжатия в меридиональном и оси растяжения в широтном направлении. По мнению некоторых исследователей данный сдвиг развивался согласно импактогенной модели объясняемой Индо-Евразийским столкновением [Зоненшайн и др., 1995]. Под воздействием напряжений, касательных к простиранию рифта, сформировались двухсторонние грабены, ограниченные листрическими сбросами. Основное значение имели деформации левостороннего сдвига [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеев и др., 2002; Мац, 2015; и др.]. Однако в работах [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеев и др., 2002] простирания главных осей напряжений в стресс-тензорах сдвигов существенно отличаются в разных частях БРС (рис.4);

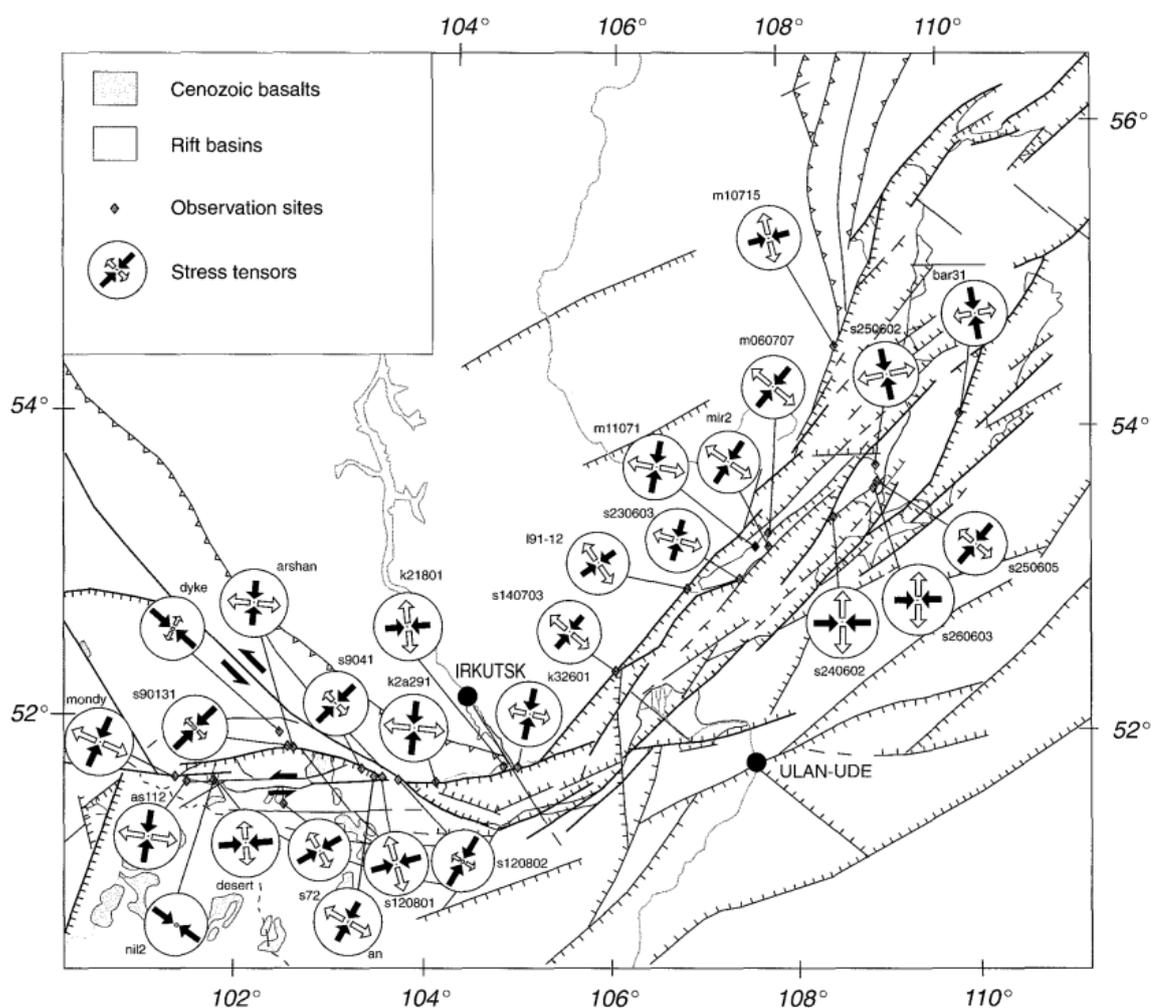


Рис. 4. Структурная карта с обозначениями напряжений для фазы «проторифта» [San'kov et al., 1997].

- поздний плиоцен – квартал (~ 5 млн. лет – современность), центральная часть БРС развивалась под воздействием растяжения в направлении СЗ-ЮВ, по активной модели [Шерман, Днепровский, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеевец и др., 2002; Лунина и др., 2009; Черемных, 2005, 2010, 2015; Семинский, Черемных, 2011; Семинский, и др., 2012; и др.]. Сформировались односторонние грабены, ограниченные с запада листрическими разломами. Растяжение не прерывалось сжатием, и осадочная толща БРС этого этапа сохраняет первичное залегание [Мац, 2015].

Все вышеописанные тектонические этапы отображены на рисунке 5, колонка (А). Однако есть работы, предлагающие несколько иные модели последовательности тектонических этапов для Прибайкалья и Западного Забайкалья [Талиев, Бадардинов, 1993; Delvaux et al., 1995; Мац и др., 2001; Лунина и др., 2002; Лунина, Гладков, 2005; Лунина и др., 2009, 2010]. Например, в работах [Лунина и др., 2002; Лунина, Гладков, 2005; Лунина и др., 2009, 2010] на основе геолого-структурных исследований сухоходольных впадин Байкальской рифтовой зоны и Западного Забайкалья выделено большее количество тектонических этапов, от нижней юры по наше время (рис. 5, колонка Б). Главное отличие, в установленной относительно кратковременной фазе сжатия на рубеже 5–7 млн. лет назад, границе стадии “медленного” и “быстрого” рифтинга, по Логачеву Н.А. [2003], при этом, отсутствует сдвиговый этап (олигоцен-миоцен), выделенный в работах других исследователей [Леви и др., 1997; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997]. Если обратиться к работам [Талиев, Бадардинов, 1993; Мац и др., 2001], то можно увидеть в интервале от плиоцена до плейстоцена череду кратковременных сдвиго-складчатых фаз (рис. 5, колонка В), между раздвиговыми этапами, начиная с главной фазы раздвиговых движений 27 млн. лет назад. В работе [Delvaux et al., 1995] приводятся результаты моделирования палеонапряжений для палеозоя и начала мезозоя. Реконструировалось постепенное закрытие Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов, с последовательными столкновениями континентов (рис. 5, колонка Г). Еще одна модель последовательности тектонических этапов для Прибайкалья была предложена в работе [Петров и др., 2008] (рис. 5, колонка Д).

Эра	Период	Эпоха	Доминирующий тип напряженного состояния, тектонические движения				Эра	Период	Эпоха	Доминирующий тип напряженного состояния, тектонические движения										
			А	Б	В	Д				Г	100 млн лет	С3-ЮВ сжатие	145,5 млн лет							
Кайнозойская	Четвертичный	Голоцен	А	Б	В	Д	Меловая	Поздняя	С3-ЮВ растяжение	С3-ЮВ растяжение	Г	100 млн лет	С3-ЮВ сжатие	145,5 млн лет						
		Плейстоцен	С3-ЮВ растяжение	С3-ЮВ растяжение	С3-ЮВ растяжение	С3-ЮВ растяжение		Ранняя	145,5 млн лет	145,5 млн лет	Юрский	Поздняя	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие	Сдвиговая фаза, ось сжатия С3-ЮВ					
								Средняя	154 млн лет	150,8 млн лет		С3-ЮВ растяжение	168 млн лет	С3-ЮВ сжатие		178 млн лет				
								Ранняя	178 млн лет	190 млн лет		С3-ЮВ сжатие	178 млн лет	С3-ЮВ сжатие		178 млн лет				
	Неоген	Плиоцен	А	Б	В	Д	Палеозойская	Триасовый	Поздняя	?	?	С3-ЮВ растяжение?	?	?						
		Миоцен	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие			Средняя						190 млн лет	201 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет
									Ранняя						201 млн лет	201 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет
									Поздняя						201 млн лет	201 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет
	Палеоген	Оligоцен	А	Б	В	Д	Каменноугольный	Пермский	Поздняя	?	?	широтное сжатие	?	?						
		Эоцен	С3-ЮВ сжатие?	С3-ЮВ сжатие?	С3-ЮВ сжатие?	С3-ЮВ сжатие?			Средняя						27 млн лет	27 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет
									Ранняя						30 млн лет	30 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет
									Поздняя						30 млн лет	30 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет
Меловая	Поздняя	А	Б	В	Д	Девонский	Силурийский	Поздняя	?	?	С3-ЮВ сжатие	?	?							
	Ранняя	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие	С3-ЮВ сжатие			Средняя						70 млн лет	70 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет	
								Ранняя						145,5 млн лет	145,5 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет	
								Поздняя						145,5 млн лет	145,5 млн лет	С3-ЮВ сжатие	174 млн лет	СВ-ЮЗ растяжение	201 млн лет	

Доминирующий тип напряженного состояния и тектонические движения установленные в Прибайкалье - ○, Западном Забайкалье - ●

Рис. 5. Корреляция эволюционных моделей региональных напряжённых состояний и тектонических движений верхней части земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья.

А - согласно [Шерман, Днепровский, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеевец и др., 2002; Черемных, 2005, 2010, 2015; Парфеевец, Саньков, 2006; Гладкочуб, 2010; Семинский, Черемных, 2011; Семинский, и др., 2012; Федоровский, 1995,1997,2010; Мац, 2015; Аржанникова, 2021; и др.]; Б - согласно [Лунина и др., 2002; Лунина, Гладков, 2005; Лунина и др., 2009, 2010]; В - согласно [Талиев, Бадардинов, 1993; Мац и др., 2001]; Г - согласно [Delvaux et al., 1995]; Д - согласно [Петров и др., 2008].

#### 1.4. Выводы по главе 1

1. Разломные зоны представляют собой совокупность систем разрывов 1-го и последующих порядков, то есть структурный парагенез разноранговых разрывов [Семинский 2014, 2015]. При этом иерархическая соподчиненность разрывов, присущая определенной динамической обстановке, еще более усложняется при повторных (наложенных) деформациях в разломной зоне. С последними связаны сложности определения возрастной последовательности наложенных деформаций и, соответственно, реконструкции тектонических напряжений.

2. Результаты предшествующих исследований показывают, что на данный момент нет единого мнения о последовательной смене напряженного состояния в Прибайкалье и Западном Забайкалье (рис. 5). Неоднозначность присутствует не только в определении временных рамок каждого отдельного этапа, а также в их количестве, причинах и механизмах образования. В большинстве случаев временные рамки определялись путем косвенных корреляций с известными тектоническими событиями, и имеют условный характер. Также, все полученные данные анализировались и интерпретировались на разной методической и теоретической основе, что, в свою очередь может приводить к весьма различным заключениям на основе одного и того же фактического материала. Всё это подтверждает актуальность и необходимость в проведении дополнительных исследований в пределах Прибайкалья и Западного Забайкалья с привлечением и комплексированием как можно большего современного методологического инструментария.

## **Глава 2. Методы реконструкции тектонических напряжений**

### **2.1. Тектонофизические методы реконструкции осей напряжений на основе геолого-структурных данных**

Основным фактическим материалом при проведении исследования являлись геолого-структурные наблюдения, а именно данные о трещиноватости и локальных разрывах (при их наличии) в коренных выходах горных пород. Как правило, в пределах обнажений горных пород измерялись элементы залегания 100 разрывов и трещин. Для каждой трещины отмечались вспомогательные для анализа данные: тип трещин (скол или отрыв), ранг (или размер), вторичная минерализация на стенках, зеркала со следами скольжения, смещение маркеров и т.п. [Гзовский, 1975; Невский, 1979; Чернышёв, 1983; и др.]. Особенности проведения массовых замеров трещиноватости и первичной обработки геолого-структурной информации детально изложены в работе [Бурзунова, 2017], в данной главе будут обозначены только главные моменты исследования. Обработка фактического материала заключалась в построении структурных диаграмм с применением стереографических азимутальных проекций (сферограмм). Построение сферограмм для каждого выхода горных пород, а также изучение характера трещиноватости, включающее выделение максимумов и оценку их угловых соотношений, ориентировку в пространстве, асимметричность и т.п., производились с использованием программы «Structure», разработанной в Институте земной коры СО РАН [Левина и др., 2017].

Для анализа геолого-структурных данных применялся комплекс тектонофизических методов: метод М.В. Гзовского, [1954]; метод поясов В.Н. Даниловича, [1961]; статистический метод П.Н. Николаева [1977]; кинематический метод Ж. Анжелье [Angelier, 1989; 1990], с дополнениями Д. Дельво [Delvaux, 1993]; при ведущей роли парагенетического анализа, составляющего основу специального картирования разломных зон земной

коры [Семинский, 2014, 2015]. Анализ данных о штрихах скольжения и реконструкции стресс-тензоров проводился с помощью программы «Tensor» [Delvaux, Sperner, 2003], в основе которой лежит инверсия Right Dihedra Ж. Анжелье [1990] с добавлением метода оптимизации вращением Д. Дельво [1993].

Для верификации полученных данных по каждой точке геолого-структурных наблюдений применялось как можно большее количество тектонофизических методов. Важность комплексного подхода при изучении тектонических напряжений геолого-структурными методами отмечалась в ряде работ [Расцветаев, 1987; Шерман, Днепровский, 1989; Семинский, 2003; Гинтов, 2005; Lunina et al., 2008; Маринин, Сим, 2015; Сим и др., 2018; и др.].

Структурные диаграммы максимумов плотности разрывов и трещин анализировались, в первую очередь, методом структурно-парагенетического анализа разрывов, составляющего основу метода специального картирования разломных зон [Семинский, 2014, 2015]. Для проведения всех этапов спецкартирования в пределах изученных сегментов каждой разломной зоны была создана представительная сеть локальных геолого-структурных наблюдений, как можно равномернее распределенных как вкрест, так и по её простиранию, т.к. даже в слабо обнаженных регионах метод спецкартирования позволяет на основе исследования небольших выходов горных пород получить информацию о положении и типе разломных зон. В основе метода лежит парагенетический анализ дизъюнктивных структур различных иерархических уровней: от трещин длиной десятки сантиметров до крупных разломных зон, протяженностью сотни и даже тысячи километров. В данной работе разломы имеющие протяженность более 30 км считаются разломами регионального ранга, тогда как разрывные нарушения до первых десятков метров, исследуемые в рамках одного обнажения (точки геолого-структурного наблюдения), рассматриваются как локальные разрывы [Cheremnykh et al., 2020].

Метод спецкартирования дает возможность, на основе анализа массовых измерений тектонической трещиноватости, реконструировать стресс-тензоры: 1) локального уровня (в рамках одного обнажения горных пород); 2) напряжения субрегионального уровня, отвечающие за образование структурного парагенеза локальных разрывов в зоне более протяженного разлома (реконструируются по группе обнажений горных пород); 3) регионального поля напряжений, под действием которого сформируется вся разломная зона. Региональное поле тектонических напряжений реконструируется по группам обнажений горных пород, где каждая группа характеризует поле напряжений субрегионального ранга.

## **2.2. Специфика рангового анализа разломных зон**

Проведение рангового анализа геолого-структурных данных методом спецкартирования [Семинский, 2014, 2015] выполнялся отдельно для каждой разломной зоны в следующем порядке:

1) производится сопоставление диаграммы плотностей трещиноватости и парагенеза разрывов, а именно каждого максимума трещиноватости на диаграмме с трафаретами эталонных парагенезов разрывов (рис. 6). Эталонные трафареты включают: главный разлом (сместитель) локального ранга (1 порядка); второстепенные, опережающие и разрывы 2-го порядка; и соответствующие им тройки систем трещин 3-го порядка. Данные парагенезы соответствуют разрывам различных кинематических типов: сдвигам, сбросам, взбросам (надвигам), с разными вариациями углов падения сместителей.

Эталонный идеализированный парагенез разломной зоны является универсальной моделью тектонической сети трещин, который не всегда в полной мере совпадает с уникальной геологической обстановкой в пределах обнажения горных пород. Отклонения координат максимумов диаграммы

трещиноватости от полюсов эталона второстепенных систем возможны до  $20^\circ$ , что является вполне допустимым. Главным критерием правильности полученного решения является совпадение общего структурного рисунка сети тектонических трещин эталона с наибольшим количеством максимумов на диаграмме трещиноватости. Остальные критерии сопоставления идеализированных эталонов с диаграммами трещиноватости подробно изложены в работе [Бурзунова, 2017].

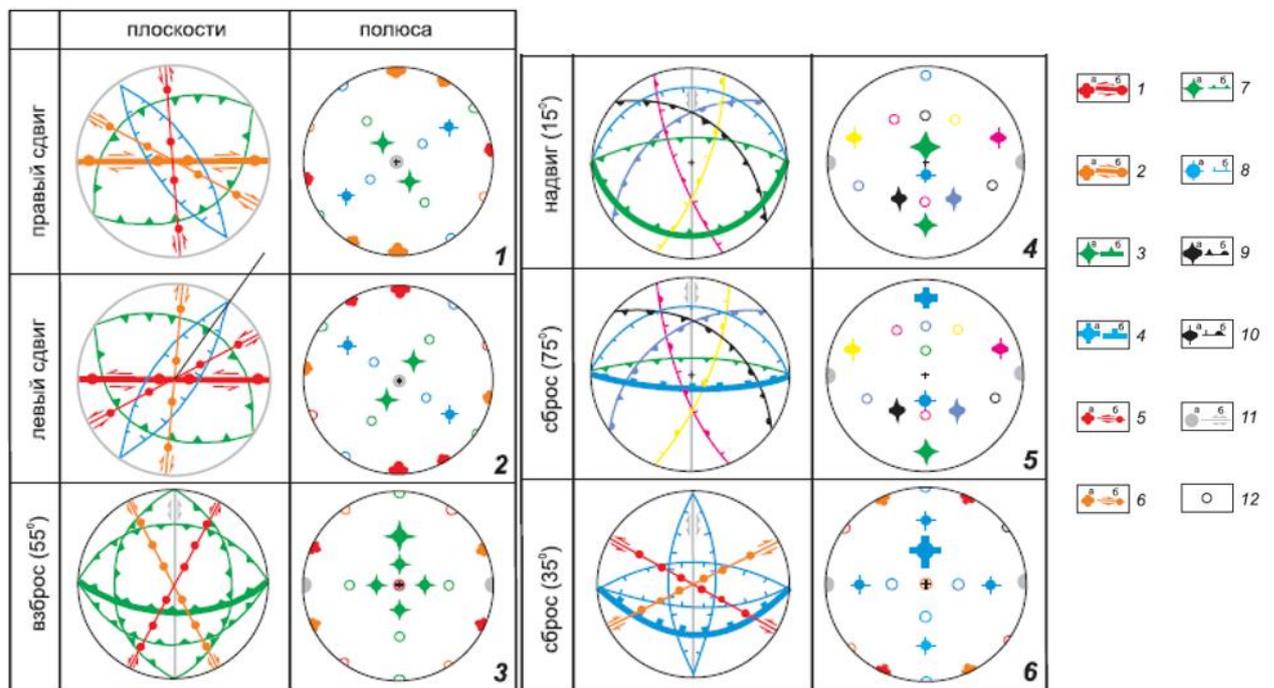


Рис. 6. Эталонные парагенезы разрывов и соответствующих им троек систем трещин, имеющие место в зонах взброса ( $55^\circ$ ) и взброса ( $15^\circ$ ), крутого ( $75^\circ$ ) и пологого ( $35^\circ$ ) сбросов, левого и правого сдвигов [Бурзунова, 2011; Семинский, 2014, 2015].

Парагенезы представлены на круговых диаграммах (верхняя полусфера, сетка Вульфа) в плоскостях и полюсах для наиболее распространенного случая транспрессивного скалывания (угол между сместителем разлома и осью сжатия –  $55^\circ$ ), что позволяет использовать их для интерпретации массовых замеров сложных трещинных сетей. Полюсы вертикальных разрывных систем здесь и на следующем рисунке показаны половинками значков на противоположных сторонах круга. 1 – полюсы (а) и плоскости (б) главного левосдвигового сместителя 1-го порядка; 2 – полюсы (а) и плоскости (б) главного правосдвигового сместителя 1-го порядка; 3 – полюсы (а) и плоскости (б) главного надвигового (взбросового) сместителя 1-го порядка; 4 – полюсы (а) и плоскости

(б) главного сбросового сместителя 1-го порядка; 5 – полюсы (а) и плоскости (б) левых сдвигов 2-го порядка; 6 – полюсы (а) и плоскости (б) правых сдвигов 2-го порядка; 7 – полюсы (а) и плоскости (б) надвигов (взбросов) 2-го порядка; 8 – полюсы (а) и плоскости (б) сбросов 2-го порядка; 9 – полюсы (а) и плоскости (б) взбрососдвигов 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 10 – полюсы (а) и плоскости (б) сбрососдвигов 2-го порядка (полюсы соответствующего тройственного парагенезиса показаны одним цветом); 11 – полюсы (а) и плоскости (б) трансформационных разрывов 2-го порядка; 12 – положение полюса второстепенной или дополнительной системы тройственного парагенезиса трещин (цвет знака соответствует цвету главной системы тройственного парагенезиса).

На (рис. 7, А) приведен пример сопоставления каждого максимума трещиноватости сферограммы с полюсами эталонного парагенезиса сброса. Данный пример одно решения с аз. пад.  $130^\circ \angle 80^\circ$ , где все крупные максимумы диаграммы объясняются эталонным парагенезисом сброса. Однако, часто для объяснения всех максимумов диаграммы необходимо несколько различных эталонов, что связано с наложением разновозрастных деформаций. В случаях с выявлением наложенных деформаций хорошие результаты показывает комплексирование разных тектонофизических методов для заверки решений, полученных методом спецкартирования разломных зон.

В данной работе для надежной заверки полученных решений каждая локальная точка геолого-структурных наблюдений, по возможности, анализировалась с помощью комплекса тектонофизических методов (рис. 7). Комплекс тектонофизических методов применяется только на первом этапе спецкартирования для получения и верификации решений локального уровня, так как в большинстве методов не предусмотрен дальнейший ранговый анализ;

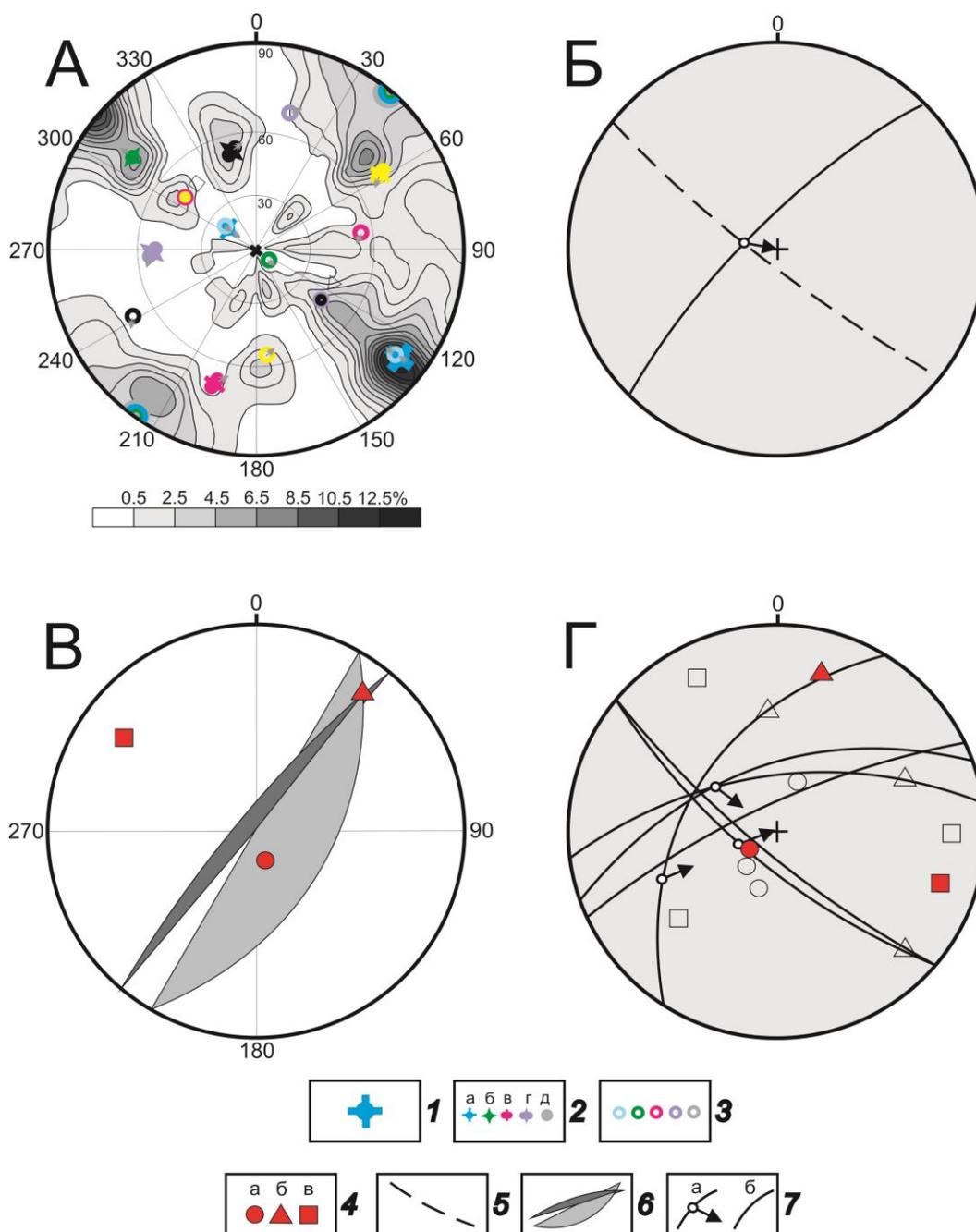


Рис. 7. Пример комплексирования тектонофизических методов при первичной обработке геолого-структурных данных для точки наблюдения А00618 (Приморская разломная зона [Cheremnykh et al., 2020]).

А – пример сопоставления диаграммы плотности разрывов и трещин (оттенки серого) с элементами структурного парагенеза зоны сброса (цветные значки), метод спецкартирования [Семинский, 2014, 2015]; Б – реконструкция вектора скольжения по разлому методом поясов Даниловича [1961]; В – реконструкция осей главных нормальных напряжений по сопряженным сколам Гзовского [1954]; Г – реконструкция осей главных нормальных напряжений для разрывов со следами смещения крыльев по методу Angelier

[1989;1990]. Круговые диаграммы построены в проекции верхней полусферы.

1 – полюс основного сместителя сброса (разлома первого порядка); 2 – полюсы разрывов второго порядка разных типов: а – сброса, б – взброса, в – сдвига, г – сбросо-сдвига, д – взбросо-сдвига; 3 – полюса второстепенной и дополнительной систем трещин для разрывов (цвет соответствует разлому первого порядка и разрывам второго порядка); 4 – оси главных нормальных напряжений:  $a > б > в$  (красным цветом показаны итоговые решения); 5 – траектория пояса трещин; 6 – плоскости сопряженных сколов; 7 – разрывы: а – с известным направлением смещения висячего крыла, б – направление смещения висячего крыла не установлено.

2) следующий этап рангового анализа для наглядности проводится с использованием парагенезов разломов 2-го порядка, представленных линиями простирания плоскостей в плане (рис. 8). Локальные решения, принадлежащие изучаемой разломной зоне, выносятся на сводную (синоптическую) диаграмму с обозначением их кинематического типа (рис. 9). Сводная диаграмма по аналогии с предыдущим этапом подвергается анализу в ходе, которого устанавливается соответствие локальных решений парагенезам 2-го порядка (рис. 8 и 9). Особо важно при анализе синоптической диаграммы сопоставить и установить причастность всех вынесенных на неё локальных решений парагенезам соответствующего уровня иерархии. Как правило, сводная диаграмма имеет несколько решений. Выявленные в итоге данной процедуры решения о наличии разнотипных разломных зон более крупного ранга должны соответствовать субрегиональному уровню иерархии разломных парагенезов (рис. 9);

3) далее эти субрегиональные решения снова используются в качестве основы для следующего сопоставления с идеализированными парагенезами разломов (рис. 8). Данные итерации следует производить, пока не будет исчерпана возможность объединения парагенезов, в пределах разломной зоны регионального уровня. Итоговый региональный парагенез должен быть ориентирован по простиранию изучаемой разломной зоны.

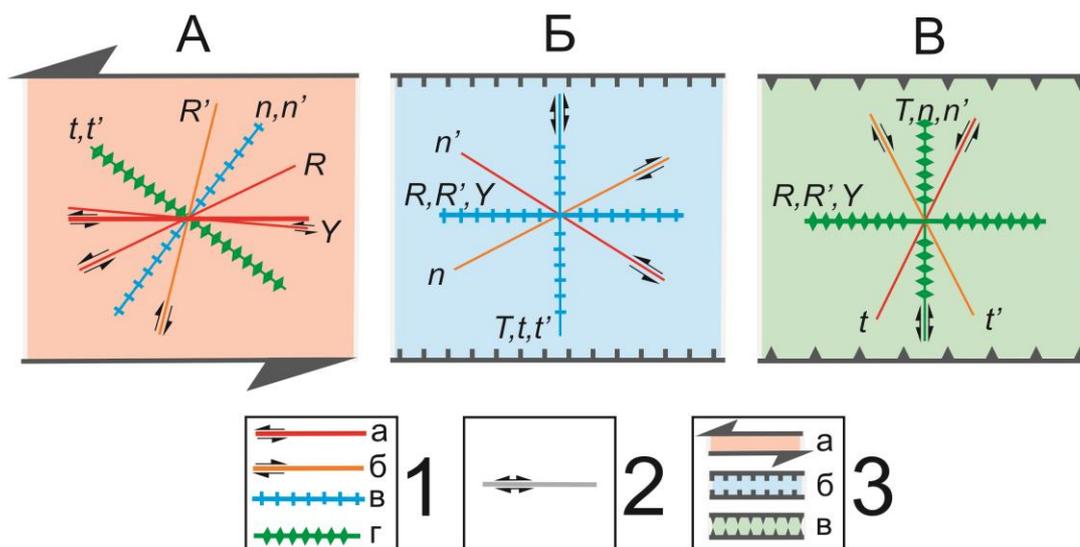


Рис. 8. Парагенезы разломов 2-го порядка в зоне сдвига (левого) (А), сброса (Б) и взброса (надвига) (В), представленные простираниями плоскостей в плане для условий транспрессивного скалывания (угол между сместителем разлома и осью сжатия –  $55^\circ$ ) [Семинский, 2014].

1 – плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка; 2 – плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка (в зоне сдвига совпадают с плоскостью рисунка) ; 3 – зоны левого сдвига (а), сброса (б) и взброса (надвига) (в) 1го порядка.

На рисунке 9 рассматривается идеализированный пример, где от локальных решений путем рангового анализа получена итоговая реконструкция правосдвигового парагенеза регионального уровня, которая соответствует одному этапу тектогенеза. Однако изучаемые разломные зоны часто «претерпевают» несколько этапов деформаций (рис. 10, в), на это обычно указывают несколько итоговых решений регионального уровня в ходе проведения рангового анализа. Они не могут быть реализованы в одно время и таким образом соответствуют разным этапам, проявившимся на изучаемой территории [Семинский, 2014, 2015]. В таких случаях наблюдается несколько локальных решений в рамках одной точки наблюдения.

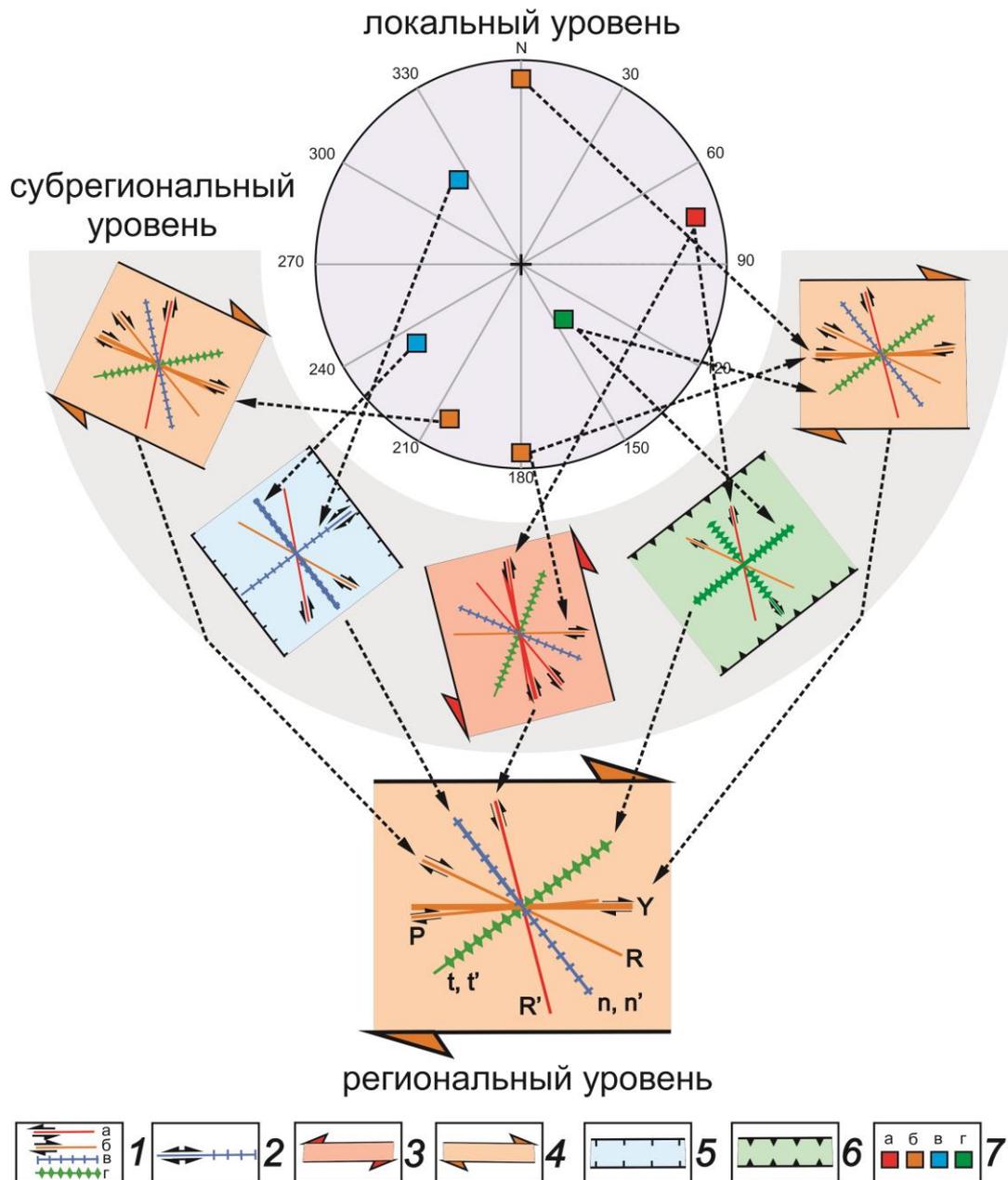


Рис. 9. Схема проведения рангового анализа в рамках метода спецкартирования разломных зон на примере правосдвиговой разломной зоны.

Анализ локальных решений показан на синоптической диаграмме (верхняя полусфера, сетка Вульфа); анализ разрывов субрегиональных и региональных масштабных уровней для наглядности выполнен с помощью парагенезиса разломов 2-го порядка в плане.

1 – плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка в плане; 2 – плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка в плане (в зоне сдвига совпадают с плоскостью рисунка); 3-6 – зоны левого сдвига (3), правого сдвига (4), сброса (5) и взброса (6) 1-го и 2-го порядка в плане; 7 –

локальные решения левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г), вынесенные на верхнюю полусферу (сетка Вульфа) (д).

Одно из преимуществ рангового подхода заключается в возможности установления наложенных деформаций и их последовательности. Это становится возможным, если сделать полный статистический анализ всех полученных локальных решений путем подбора парагенезов к синоптической диаграмме (рис. 10, а) таким образом, чтобы выявить парагенезы, соответствующие всем локальным решениям (рис. 10, б).

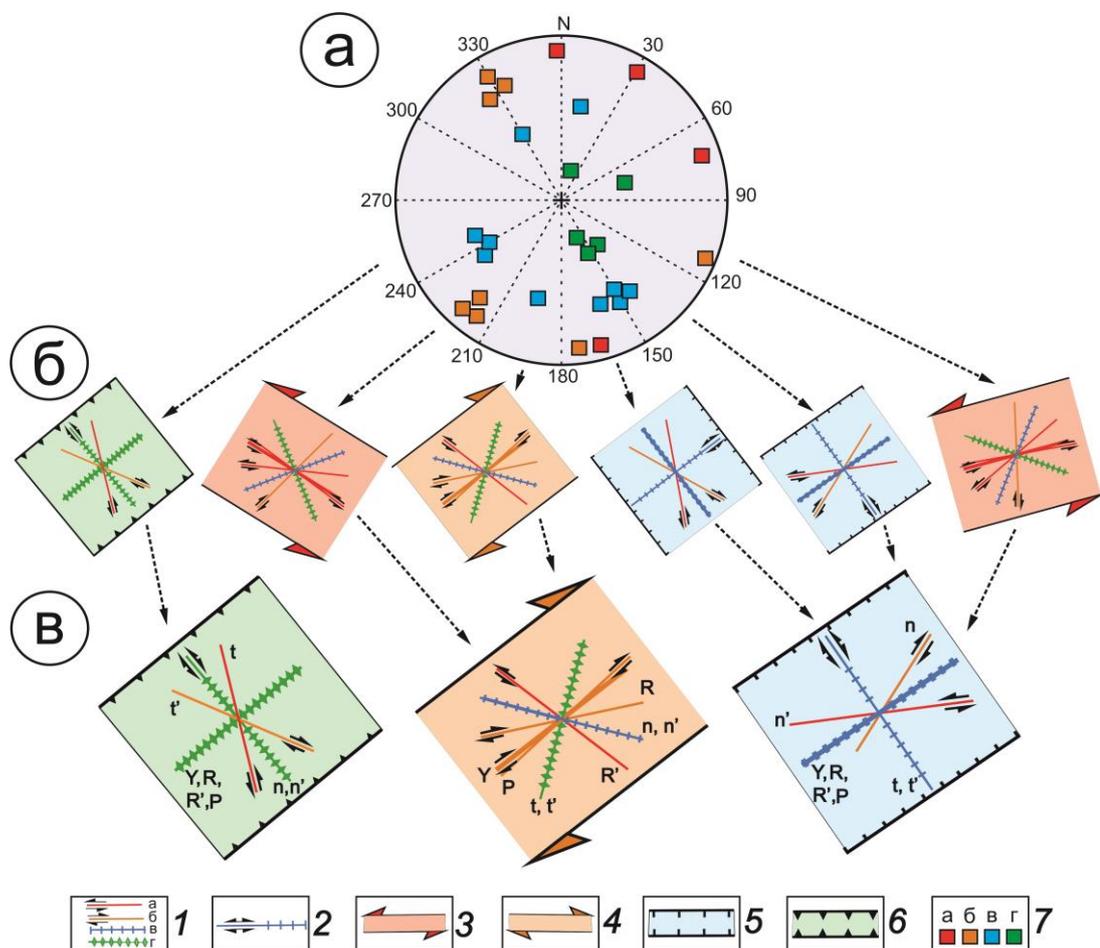


Рис. 10. Схема проведения рангового анализа с примерами выделения разновозрастных тектонических этапов.

а – синоптическая диаграмма с вынесенными на неё решениями локального ранга вынесенные на верхнюю полусферу (сетка Вульфа); б – парагенезы разломов 2-го порядка отображающие решения субрегионального ранга; в – парагенезы разломов 2-го порядка отображающие решения регионального ранга.

1 – плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка; 2 – плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка (в зоне сдвига совпадают с плоскостью рисунка); 3-6 – зоны левого сдвига (3), правого сдвига (4), сброса (5) и взброса (надвигов) (6) 1го порядка; 7 – локальные решения левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г).

Статистический анализ включает в себя построение розы-диаграммы простираний всех полученных локальных решений, по максимумам которой проводится подбор парагенезов разломов 2-го порядка (рис. 8) объясняющих все локальные решения. При конечной итерации рангового анализа выделяются итоговые (региональные) решения которые не могли существовать одновременно в едином региональном поле тектонических напряжений, что в свою очередь говорит, что полученные решения должны соответствовать разным этапам или фазам тектогенеза (рис. 10, в). Наиболее проявленное региональное решение, в которое входят превалирующее количество локальных решений, вероятнее всего, будет, является самым молодым [Семинский, 2014, 2015]. Для определения возраста деформаций и полей напряжений, под действием которых они образовались, следует учитывать возраст пород, пересекаемых разрывными нарушениями, что гарантирует более точные и однозначные результаты.

### **2.3. Определение возраста и последовательности формирования разрывных нарушений**

При интерпретации результатов палеостресс-реконструкций обычно выстраивают временную последовательность выявленных наложенных деформаций без определения значений абсолютного возраста. Это возможно при наличии в зоне разлома остаточных деформаций в породах различного возраста. Подобная процедура применена в работах [Умурзаков, 2012, 2016, 2023] и названа «последовательным отсевом наложенной трещиноватости». Анализ трещиноватости на предмет наложенных деформаций в данной

работе проводился в два этапа. На первом этапе, выполняется ранговый анализ деформаций разновозрастных горных пород, где каждая возрастная группа анализируется по отдельности, а, на втором этапе, производится сопоставление полученных решений и выявление наложенных деформаций. Последнее позволяет установить деформации, характерные для разных возрастных интервалов.

На рисунке 11 приведена схема определения последовательности и относительного возраста наложенных разрывных нарушений. Из общего набора геолого-структурных данных в разломной зоне производится выборка локальных решений по возрасту вмещающих разрывные нарушения пород. Все исследуемые точки наблюдений должны принадлежать одной разломной зоне, а ранговый анализ разрывов проводится для каждой возрастной группы отдельно. Например, для группы пород палеозойского возраста в ходе рангового анализа удалось реконструировать деформации, характерные для трех динамических обстановок, которые не могли существовать одновременно, а именно: сброса, сдвига и надвига. Для группы пород мезозойского возраста были установлены обстановки сброса и сдвига, а для кайнозойской группы реконструирована только обстановка сброса (см. рис. 11, а).

На втором этапе анализа разновозрастных систем разрывных деформаций необходимо выделить особенности, характерные для конкретной возрастной группы пород. Для палеозойских пород характерны надвиги, формирующиеся в условиях сжатия, для мезозойских пород – сдвиги, а для кайнозойских пород – сбросы, характерные для растяжения. Остальные решения, регистрируемые в мезозойских и палеозойских породах, являются наложенными деформациями. Данный подход может быть реализован не только в рамках большого массива геолого-структурных данных, но и в пределах одного обнажения, имеющего разновозрастные слои пород, где возраст пород пересекаемых разрывными нарушениями позволяет

определить нижний возрастной предел деформирования пород (см. рис. 11, б).

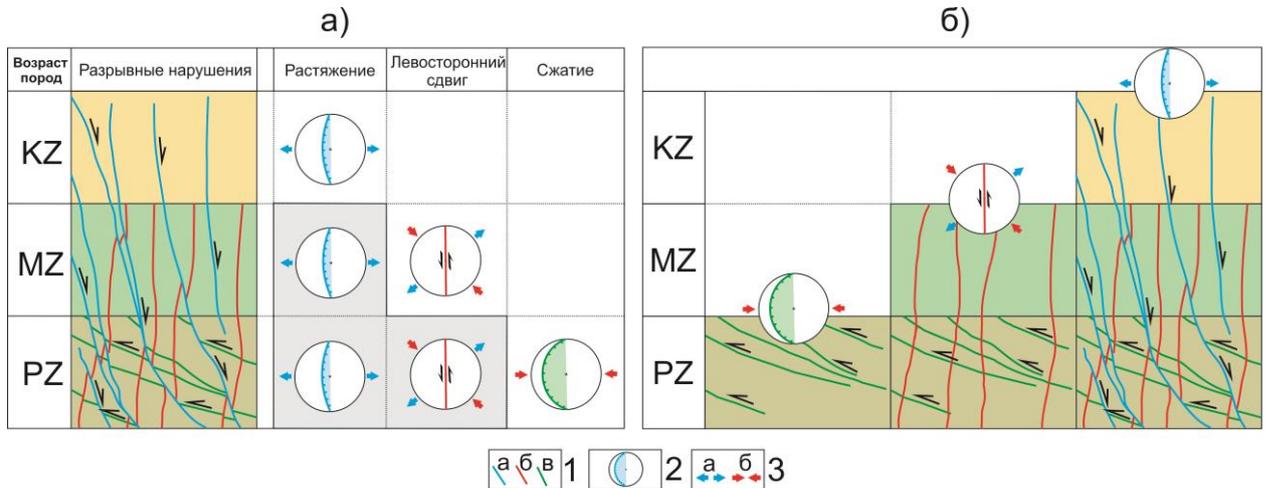


Рис. 11. Принципиальная схема определения последовательности (а) и относительного возраста (б) наложенных деформаций.

1 – плоскости сбросов (а), левых сдвигов (б), и взбросов (надвигов) (в), в разрезе; 2 – проекции плоскостей полученных решений различной кинематики (верхняя полусфера, сетка Вульфа), цвета решений соответствуют условным обозначениям №1 ; 3 – оси тектонических напряжений: а – растяжения, б – сжатия. Серым цветом выделены наложенные деформации. Остальные пояснения в тексте.

Отдельно необходимо упомянуть про зеркала скольжения, штриховка на которых, гипотетически, отображает наиболее поздний этап тектогенеза. Однако на практике, на одном зеркале нередко наблюдается несколько генераций борозд скольжения с разными направлениями, которые нельзя отнести к одному этапу деформации. Таким образом, формирование борозд скольжения на поверхности скола может не соответствовать времени возникновения трещины [Гущенко, 1975; Angelier, 1984; Ружич, 1986, 1988; Ребецкий и др., 2017]. Поэтому при анализе данных необходимо производить разделение на отдельные этапы деформации, если в выборке есть два или более набора зеркал скольжения, которые не могли быть сформированы в одной, общей, динамической обстановке.

## 2.4. Выводы по главе 2

1. С помощью метода спецкартирования можно реконструировать: 1) стресс-тензоры локального уровня (в рамках одного обнажения горных пород); 2) напряжения субрегионального (надлокального) уровня, отвечающие за образование структурного парагенеза локальных разрывов в зоне более протяженного разлома (реконструируются по нескольким обнажениям горных пород); 3) региональные поля напряжений, под действием которых сформировался разлом регионального ранга.

2. На локальном уровне масштабной иерархии наиболее достоверные результаты могут быть получены на основе комплексирования различных тектонофизических методов обработки геолого-структурных наблюдений.

3. Парагенетический анализ, проведенный на количественной основе, позволяет не только реконструировать стресс-тензоры различных иерархических уровней, но и при анализе разрывов в разновозрастных группах пород установить последовательность формирования наложенных друг на друга деформаций. Главным итогом работы являются установленные поля тектонических напряжений, характерные для разных временных этапов формирования разломных зон.

### Глава 3. Тектонические напряжения в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья

Район исследования расположен в области контактирования Сибирского кратона и Центрально-Азиатского орогенного пояса. На данной территории изучались региональные разломные зоны северо-восточного простирания протяженностью сотни километров (рис. 12); большинство из них являются активными в плиоцен-четвертичное время [Лунина, 2016]. Границы изученных разломных зон, устанавливались согласно геолого-геофизическим данным [Семинский и др., 2013] и теоретическим расчетам С.И. Шермана [1977]. Исследования тектонических напряжений проведены в следующих разломных зонах: Предбайкальской, Приморской, Ангаро-Бугульдейской, и в зоне разлома Черского (Прибайкалье), Тугнуй-Кондинской, Хилокской и Чикой-Ингодинской (Западное Забайкалье).

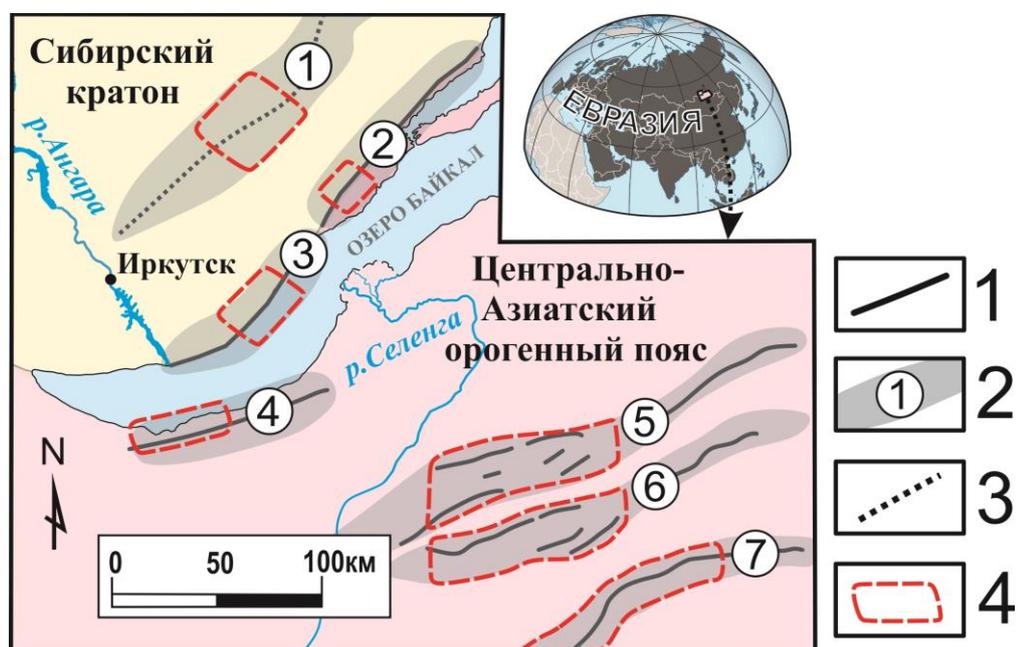


Рис. 12. Районы проведенных работ в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

1 – разломы; 2 – разломные зоны Прибайкалья 1-4 и Западного Забайкалья 5-7: 1) Предбайкальская разломная зона; 2) Приморская разломная зона; 3) Ангаро-Бугульдейская разломная зона; 4) зона разлома Черского; Западного Забайкалья 5-7: 5)

Тугнуй-Кондинская разломная зона; 6) Хилокская разломная зона; 7) Чикой-Ингодинская разломная зона; 3 – ось разломной зоны; 4 – районы проведенных работ в разломных зонах.

В данной работе Прибайкалье рассматривается как горная область на юге Восточной Сибири, прилегающая с запада и востока к озеру Байкал. В Прибайкалье геологическая история, структура земной коры и тектонические условия ее формирования хорошо изучены [Logatchev, Florensov, 1978; Logatchev, Zorin, 1992; Mats, 1993; Федоровский, 1995; Логачев, 2003; и др.]. В связи с этим данная территория выступает в роли эталонного объекта, на котором можно проверять и подтверждать результаты тектонофизических реконструкций, используя обширный междисциплинарный фактический материал, накопленный предыдущими исследователями.

Исследования в Западном Забайкалье геолого-структурными методами проводились в разломных зонах, ограничивающих метаморфические ядра кордильерского типа [Склярков и др., 1997; Donskaya et al., 2008]. Формирование континентальной коры в Западном Забайкалье связано с Монголо-Охотской коллизией и последующим растяжением, проявившимся в формировании комплекса метаморфических ядер и впадин, заполненных мезозойскими отложениями [Arzhannikova et al., 2020].

В данной главе приведены результаты реконструкций в крупных разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья пространственной ориентировки разноранговых сдвигов, сбросов и взбросов (надвигов), а также соответствующих им типов напряженного состояния пород, которые в совокупности составляют решения структурно-парагенетического анализа. При этом проведенное исследование позволило собрать представительный фактический материал по локальным решениям в разновозрастных породах (приложение 1).

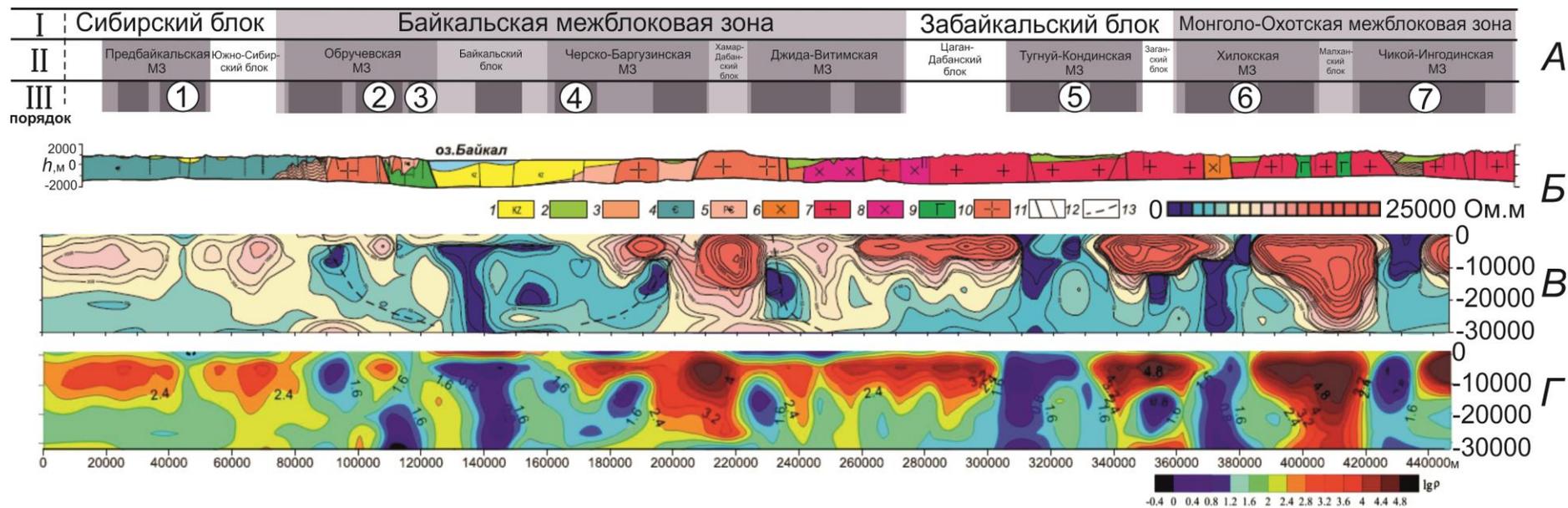


Рис. 13. Проявление иерархии межблоковых зон в глубинном строении земной коры по трансекту Шертой – Красный Чикой по данным [Семинский и др., 2013].

А – иерархия межблоковых зон в пределах трех порядков (границы зон, отмеченные вертикальными полосами с разными оттенками серого цвета; Б – схематичный геологоструктурный разрез; В-Г – геоэлектрические разрезы, построенные по результатам магнитотеллурических зондирований с использованием разных способов представления данных; пунктиром отмечены оси разломных зон, занимающих периферийное положение в трех разломных системах, составляющих внутреннюю структуру Байкальского рифта. Цифры в кружочках – изученные разломные зоны: 1) Предбайкальская разломная зона; 2) Приморская разломная зона; 3) Ангаро-Бугульдейская разломная зона; 4) зона разлома Черского; 5) Тугнуй-Кондинская разломная зона; 6) Хилокская разломная зона; 7) Чикой-Ингодинская разломная зона.

### **3.1 Тектонические напряжения в разломных зонах Прибайкалья**

В Прибайкалье основной интерес представляли разломные зоны БРС, а также обрамляющие ее территории. Исследования тектонических напряжений в Прибайкалье проведены в четырех разломных зонах: в Предбайкальской, Приморской, Ангаро-Бугульдейской, и в зоне разлома Черского.

#### **3.1.1 Предбайкальская разломная зона**

Результаты этого раздела основаны на опубликованном ранее исследовании автора [Черемных, Декабрёв, 2022]. Работы проводились в Предбайкальской разломной зоне, расположенной в пределах одноименного предгорного прогиба, в восточной части Иркутского амфитеатра Сибирской платформы [Логачев и др., 1964; Замараев и др., 1976; и др.], который протягивается около 600 км в северо-восточном направлении от долины р. Ангара до г. Киренска. Заложение (поздний мезозой) и дальнейшее развитие прогиба происходило синхронно с формированием Байкальской рифтовой системы [Логачев, 2003; Мац, Ефимова, 2011; и др.]. Важными индикаторами тектонического развития являются разрывные нарушения, изучение которых в пределах прогиба осложняется особенностями обнаженности горных пород и спецификой самих дизъюнктивов, которые сложно диагностировать из-за часто незначительных смещений их крыльев в породах осадочного чехла платформы. В пределах предгорного прогиба, установлена серия разломов [Семинский, Черемных, 2011; Семинский и др., 2012; Лунина, 2016], в том числе и разлом активный в плиоцен-четвертичное время, находящийся в изучаемой области Предбайкальской разломной зоны. Разломная зона хорошо видна на геологическом разрезе (рис. 14, б), сопровождающем государственную геологическую карту масштаба 1:1000000 [Государственная..., 2009], а также выделяется по данным магнитно-теллурического зондирования [Семинский и др., 2012].

Для установления кинематических типов разрывных нарушений и последующей реконструкции разноранговых тектонических напряжений, характерных для крупной разломной зоны в центральной части юго-западного сегмента Предбайкальского предгорного прогиба, на водоразделе рек Ангара и Лена, была создана сеть точек геолого-структурных наблюдений (см. рис. 14, а). Наблюдения проведены в пределах 18 обнажений горных пород, из которых 8 - в породах кембрия (ангарская и верхоленская свиты), и 10 - в кайнозойских отложениях неоген-четвертичного возраста.

Всего было получено 23 решения методом спецкартирования при изучении 18 обнажений горных пород (рис. 15, а.) В четвертичных осадочных породах реконструировано 3 решения: 1) правый сдвиг с аз. пад.  $240^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1204); 2) левый сдвиг с аз. пад.  $230^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1226); 3) сброс с аз. пад.  $140^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1226). В неогеновых породах (преимущественно в баяндайской свите) реконструировано 8 решений: 1) левый сдвиг с аз. пад.  $245^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1231); 2) правый сдвиг с аз. пад.  $57^\circ \angle 87^\circ$  (т.н. R1502); 3) правый сдвиг с аз. пад.  $320^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. R1502); 4) правый сдвиг с аз. пад.  $20^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1209); 5) правый сдвиг с аз. пад.  $150^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1202); 6) правый сдвиг с аз. пад.  $140^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1211); 7) сброс с аз. пад.  $300^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1211); 8) правый сдвиг с аз. пад.  $160^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1210). В породах кембрия было реконструировано 12 решений: 1) правый сдвиг с аз. пад.  $150^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1229); 2) сброс с аз. пад.  $320^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1228); 3) взброс с аз. пад.  $160^\circ \angle 20^\circ$  (т.н. S1228); 4) правый сдвиг с аз. пад.  $250^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1227); 5) правый сдвиг с аз. пад.  $169^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1205); 6) правый сдвиг с аз. пад.  $25^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1203); 7) взброс с аз. пад.  $330^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1203); 8) взброс с аз. пад.  $130^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1201); 9) правый сдвиг с аз. пад.  $230^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1201); 10) правый сдвиг с аз. пад.  $140^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1208); 11) левый сдвиг с аз. пад.  $350^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1208); 12) взброс с аз. пад.  $290^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S0954).

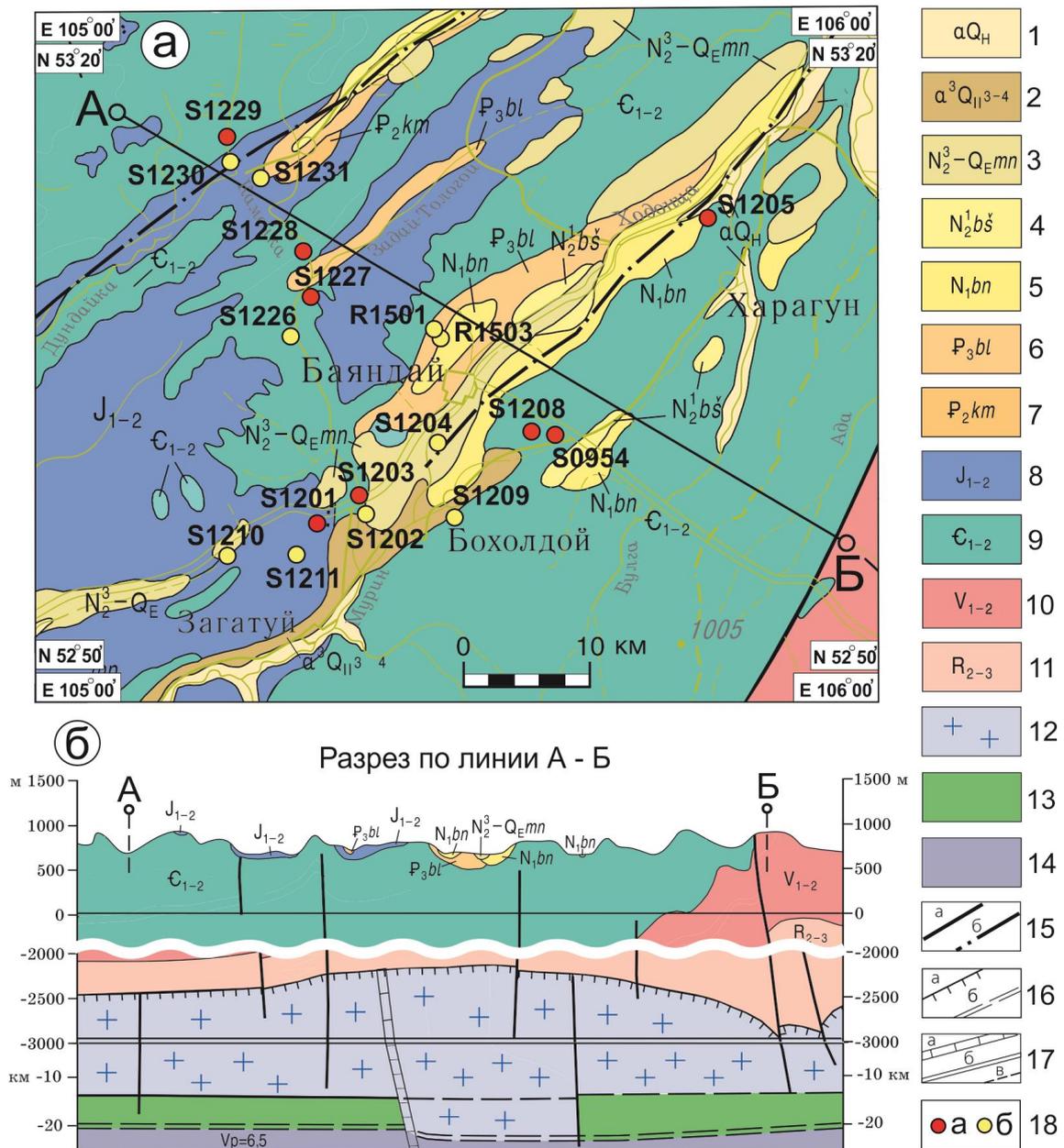


Рис. 14. Геологическое строение района исследований на карте (а) и в разрезе (б), согласно [Государственная..., 2009], и точки геолого-структурных наблюдений.

1 – аллювий русел, низкой и высокой пойм: валунно-галечные отложения, пески, супеси, суглинки, илы; 2 – аллювий третьей террасы: галечники, пески, супеси, суглинки; 3 – манзурская свита: галечники, пески, прослой глин, гравий; 4 – байшинская свита: галечники, пески, торфяники, глины; 5 – баяндайская свита: глины монтмориллонитовые серые, каолинит-гидрослюдистые, часто карбонатные, алевролиты, известняки, мергели, бурые угли; 6 – булусинская свита: глины каолинит-бейделлитовые, углистые, пласты бурых углей, пески, в основании – прослой галечников, гравийников; 7 – каменная свита: глины, алевролиты серые, пестроцветные с каолинитом, белые каолинитовые, песчаники пестроцветные, бурые угли, бокситы; 8 – нижняя и средняя юра: переслаивание

песчаников, гравелитов, конгломератов, прослой алевролитов, аргиллитов, туфы андезитов, андезиты, глинисто-карбонатные брекчии, реже туффиты и угли; 9 – нижний и средний кембрий: алевролиты, песчаники, прослой аргиллитов, мергелей пестроцветных, алевролиты, мергели красноцветные, доломиты, доломито-ангидриты, глинистые доломиты, известняки, мергели, брекчии, прослой песчаников, каменная соль; 10 – нижний и средний венд: доломиты, известняки, карбонатные брекчии, каменная соль, ангидриты, песчаники, прослой известняков гравелитов,, алевролитов, аргиллитов, песчаники кварцевые, аркозовые, конгломераты; 11 – средний и верхний рифей: песчаники кварцевые, сланцы глинистые, углеродистые, алевритовые, известняки, доломиты, известняки доломитовые; 12 – верхнекоровый “гранит-метаморфический” слой консолидированной коры контрастного латерального членения по гравимагнитным свойствам и умеренноградиентного нарастания пластовых скоростей от 6.0 до 6.4 км/с при средней  $V_p = 6$  км/с; 13 – переходный слой резкой горизонтальной расслоенности среды и дифференцированного изменения скоростных характеристик ( $V_p = 5.9-6.8$  км/с при средней скорости 6.4 км/с); 14 – среднекоровый слой, характеризующийся резким падением электрического сопротивления до 50–100 Ом·м, падением градиента нарастания сейсмических скоростей ( $V_p = 6.5$  км/с); 15 – главные долгоживущие разломы: а – выходящие на поверхность, б – скрытые под перекрывающими образованиями; 16 – отражающие и преломляющие границы: а – кровля кристаллического фундамента, б – отражающие коровые границы; 17 – разломы фундамента и чехла по геофизическим данным, не выходящие на поверхность, выделяемые: а – по сейсморазведке, б – по градиентам  $\Delta g$  и  $\Delta T$  основные, в – предполагаемые сейсмогеологические границы; 18 – точки геолого-структурных наблюдений: а – в докайнозойских породах чехла Сибирской платформы, б – в кайнозойских отложениях Предбайкальского предгорного прогиба. Белая волнистая линия указывает пропуск части разреза между -500 м до -2000 м от уровня моря.

Так, в результате спецкартирования в породах кайнозоя получено 11 решений о локальных разрывах, большинство из которых (9 реш.) сдвиги, и два сброса: аз. пад.  $300^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1211) и аз. пад.  $140^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1230). В целом, из 9 локальных сдвигов, 4 являются правосторонними сдвигами северо-восточного простирания, 2 - правосторонними сдвигами северо-западной ориентировки, 2 - левосторонними сдвигами северо-западного

простираются и 1 - правосторонним сдвигом запад-северо-западной ориентировки (см. рис. 15).

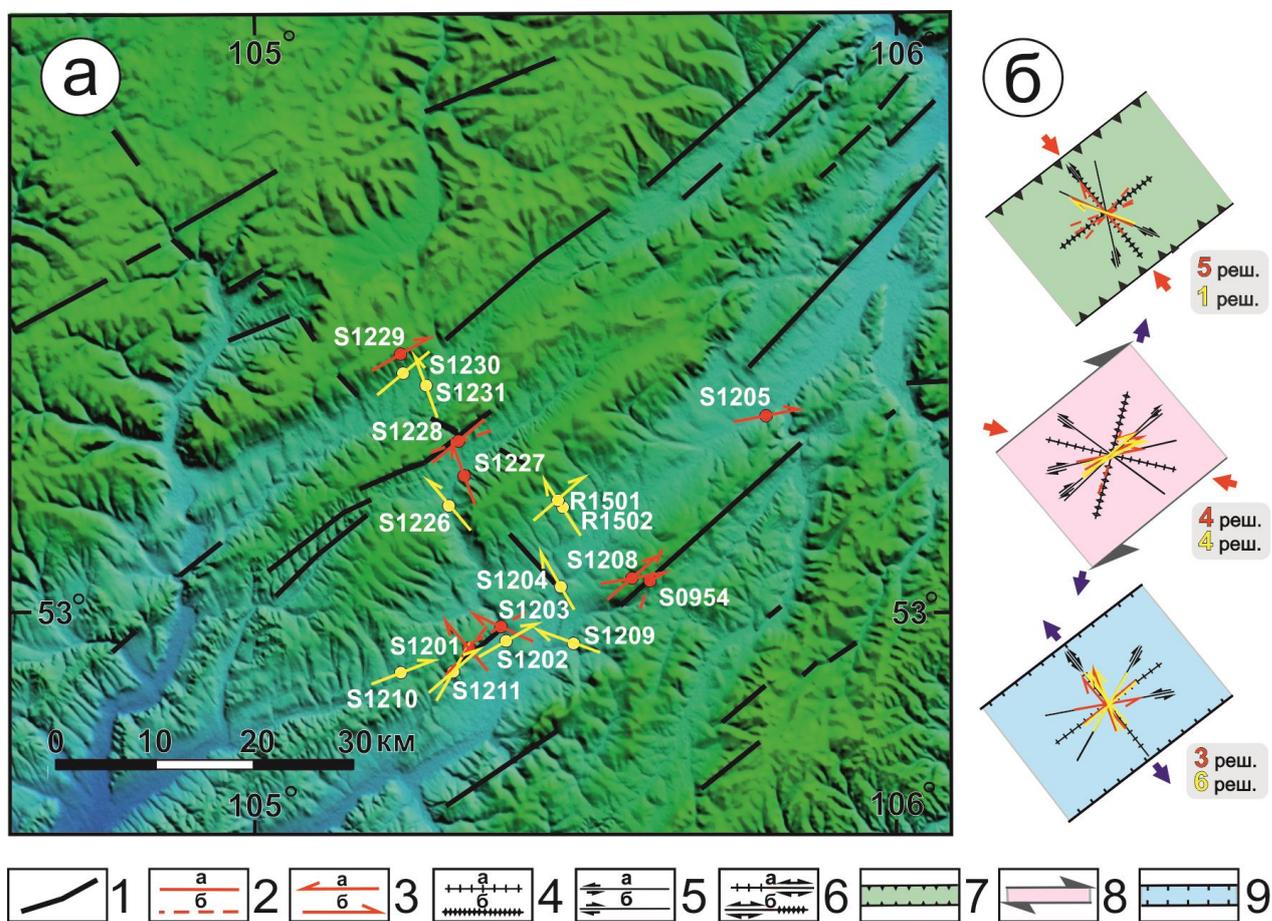


Рис. 15. Результаты спецкартирования разломных зон в Предбайкальской разломной зоне.

а – распространение реконструкций локальных разломов по площади, б – соответствие локальных решений к региональным парагенезам разломных зон сжатия, правого сдвига и растяжения.

Условные обозначения: 1 – линеаменты, выделенные с помощью цифровой модели рельефа [Черемных и др., 2018]; 2-3 – локальные решения, установленные в результате спецкартирования в кембрийских осадках (красный цвет) и в кайнозойских отложениях (желтый цвет): 2 – сброс (а) и взброс (надвиг), 3 – левый (а) и правый сдвиги (б); 4-6 – идеализированные разрывы структурных парагенезов разломных зон [Семинский, 2014]: 4 – сброс (а) и взброс (надвиг), 5 – левый (а) и правый сдвиги (б), 6 – разломы трансформационного типа в зонах растяжения (а) и зонах сжатия (б); 7-9 – разломные зоны сжатия (7), сдвига (8) и растяжения (9).

В пределах коренных выходов кембрийских отложений реконструировано 12 локальных решений. Выявлено 7 сдвиговых решений, из которых 3 являются правосторонними сдвигами северо-восточного простирания, 3 - правосторонними сдвигами северо-западной ориентировки, 1 - левосторонний сдвиг северо-восточной ориентировки. Остальные решения представлены взбросами северо-восточного простирания (4 реш.) и одним сбросом с аз. пад.  $320^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1228). В двух из восьми обнажений выявлены штрихи скольжения на пологих плоскостях и на поверхности слоистости.

Взаимоотношения послонных срывов и крутопадающих трещин неоднозначны. Взаимные смещения этих структур в кембрийских породах, как правило, незначительные. Единственным обнажением, где зафиксировано существенное нарушение слоистости крутопадающей зоной трещиноватости, является точка наблюдения S1228. Здесь наблюдается складчатое залегание пород ангарской свиты и два разрывных нарушения в виде зон трещиноватости мощностью 15 м и  $>5$  м (рис. 16).

В результате проведенного в пределах данного обнажения горных пород спецкартирования установлен кинематический тип двух разломов, выраженных зонами трещиноватости - надвига с аз. пад.  $160^\circ \angle 20^\circ$  и сброса с аз. пад.  $320^\circ \angle 70^\circ$ . Кроме того, в зоне надвига выявлены штрихи на зеркалах скольжения и реконструировано поле сжатия с погружением главной оси –  $323^\circ \angle 9^\circ$  (см. рис. 16). Послойный и местами слабосекущий характер надвига, а также соответствующие выявленному сжатию пликативные структуры свидетельствуют о более раннем формировании этого разрыва, по сравнению со сбросом.

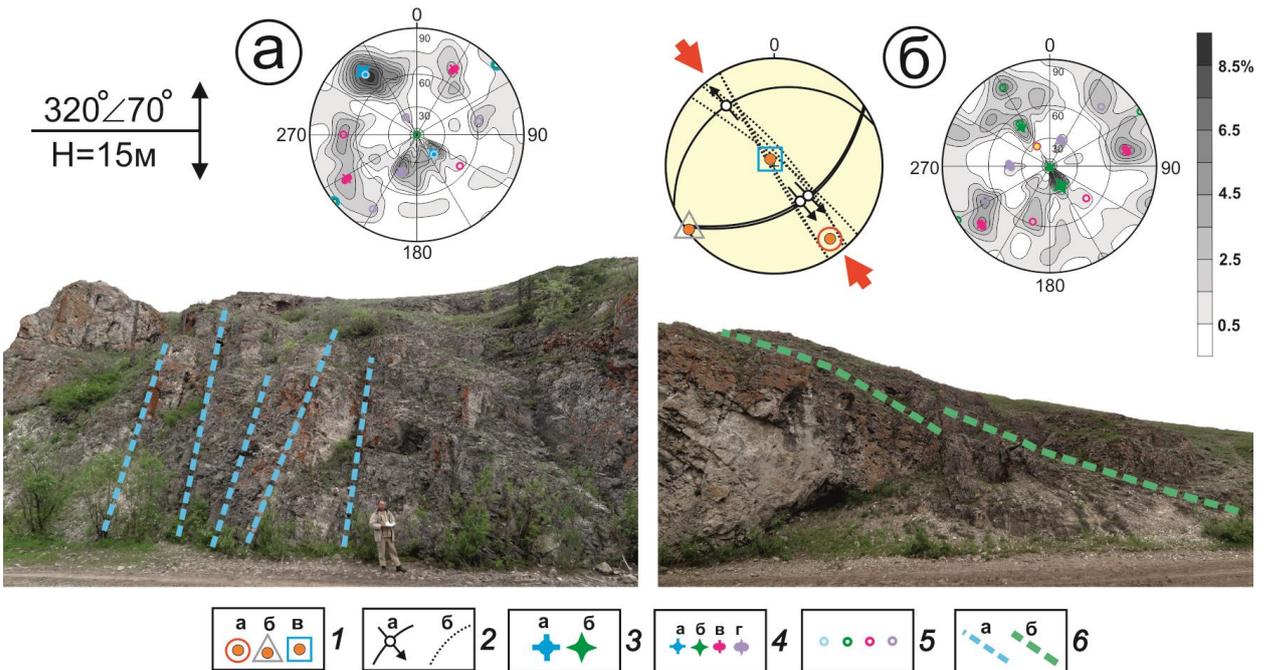


Рис. 16. Реконструкции кинематических типов разрывов и тектонических напряжений в отложениях кембрия (верхоленская свита).

Условные обозначения: 1 – оси тектонических напряжений: а – сжатия, б – промежуточная, в – растяжения; 2 – положение плоскостей: а – зеркал скольжения (стрелка указывает направление перемещения висячего крыла), б – отрывов; 3 – полюса разрывов первого порядка: а – сброс, б – надвиг; 4 – полюса разрывов второго порядка, образующих парагенез зоны разрыва первого порядка: а – сброс, б – надвиг, в – сбросо-сдвиг, г – сдвиго-взброс; 5 – системы трещин соответствующих разрывов; 6 – установленные разломы: а – сбросы, б – надвиг. Диаграммы построены в проекции верхней полусферы.

Далее проводился ранговый структурно-парагенетический анализ, заключающийся в выявлении наиболее распространенных парагенезов локальных разрывов в пределах изученной площади и их сопоставление с

парагенезами разломных зон регионального уровня (рис. 15, б). Ниже рассмотрены результаты проведенного исследования для палеозойского и кайнозойского структурных ярусов осадочного чехла.

Наибольшее количество локальных разрывов, выявленных в кайнозойских осадках, удовлетворяют парагенезу зоны растяжения северо-восточного простирания, т.к. являются сбросами СВ ориентировки и ортогональными к ним сдвигами с различным направлением перемещения крыльев, относящимися к трансформационному типу. Четыре правосторонних сдвига северо-восточного простирания, откартированные в т.н. S1210, S1211, S1202 и R1501, соответствуют парагенезу зоны правостороннего сдвига. Так, в горизонтально залегающих неогеновых песчаниках (т.н. S1210) наблюдаются зона трещиноватости с аз. пад.  $160^\circ \angle 80^\circ$  и мощностью 70 см и зона трещиноватости с аз. пад.  $255^\circ \angle 89^\circ$  и мощностью 10 см. Полюсы трещин в обеих зонах соответствуют парагенезу сдвиговой зоны северо-восточного простирания с правосторонним перемещением крыльев (рис. 17). Парагенезу зоны сдвига также удовлетворяют правосторонние сдвиги и взброс, выявленные в отложениях кембрия (т.н. S1205, S1208, S1229 и S0954). Также был реконструирован один правосторонний сдвиг запад-северо-западной ориентировки, выявленный в точке наблюдения S1209, соответствует парагенезу зоны сжатия северо-восточной ориентировки (см. рис. 15, б).

Анализ распространения выявленных локальных разрывов в пределах района исследования позволил отметить следующие особенности. Большинство разрывов характеризуется простиранием в северо-восточных румбах. Разрывы северо-западной ориентировки часто приурочены к долинам рек и временных водотоков, имеющих соответствующее простирание. Близкая ориентировка разрывов в соседних точках наблюдения позволяет проследить некоторые разрывы по простиранию. Эта особенность наблюдается для локальных дизъюнктивов как северо-восточного, так и

северо-западного простирания (см. рисунок 15). Например, в точках наблюдения S1210, S1211, S1202 и S1208 выявлены правосторонние сдвиги северо-восточного простирания, что свидетельствует о протяженной зоне соответствующего сдвига, а правосторонние сдвиги северо-западного простирания в точках наблюдения S1203 и S1209 характеризуются практически одинаковым простиранием. Также в точках наблюдения S1201 и S1203 наблюдаются взбросы близкой ориентировки. Выявленные особенности носят неслучайный характер, а обусловлены развитием региона на разных временных этапах в обстановках сжатия, сдвига и растяжения.

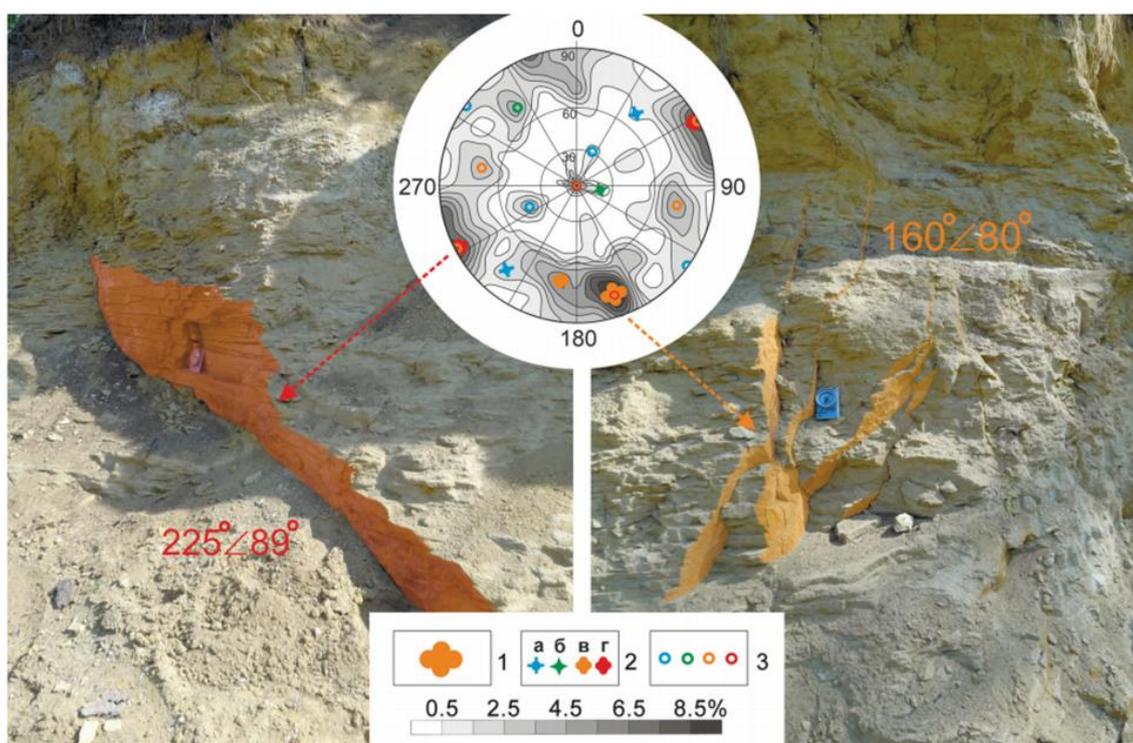


Рис. 17. Реконструкции кинематического типа разрыва в кайнозойских отложениях Предбайкальской разломной зоны [Черемных, Декабрёв, 2022].

Условные обозначения: 1 – полюс правого сдвига первого порядка, 2 – полюса разрывов второго порядка, образующих парагенез зоны разрыва первого порядка: а – сброса, б – надвига, в – правого сдвига, г – левого сдвига; 3 – второстепенные и дополнительные системы трещин в тройках систем трещин. Диаграмма построена в проекции верхней полусферы.

Формирование Предбайкальского предгорного прогиба предполагает накопление осадков в условиях растяжения, поэтому не удивительно, что парагенез зоны растяжения северо-восточного простирания подтверждается наибольшим количеством локальных разрывов, которые преимущественно выявлены в породах кайнозоя. Парагенезу регионального сброса удовлетворяют 9 из 23 локальных разрывов, выявленных в разновозрастных породах района исследований, а 6 из этих 9 разрывов были установлены в кайнозойских осадках. Это два сброса северо-восточного простирания в т.н. S1211 и S1230, а также четыре сдвига северо-западного простирания (в т.н. S1204, S1226, S1231 и R1502), характеризующиеся разнонаправленными перемещениями крыльев. Сдвиги северо-западного простирания являются дополнительными элементами этого парагенеза.

В ходе рангового анализа было установлено, что разрывы, выявленные в кембрийских отложениях, удовлетворяют региональным парагенезам зон сжатия (42% реш.), правостороннего сдвига (33% реш.) и растяжения (25% реш.). В кайнозое в неогеновых отложениях реконструированы парагенезы зон правостороннего сдвига (50% реш.), растяжения (37% реш.), и одно сдвиговое решение, удовлетворяющее региональному сжатию. В осадочных породах четвертичного возраста все решения принадлежат парагенезу растяжения (см. рис. 15, б). Из этого следует вывод, что парагенез зоны сжатия в пределах района исследования сформировался после ранне-среднекембрийского и до неоген-четвертичного времени. Единичный правосторонний сдвиговый разрыв, выявленный в кайнозойских отложениях (т.н. S1209) и удовлетворяющий парагенезу зоны сжатия более раннего возраста, скорее всего, имеет случайный характер, хотя нами не исключается возможность активизации существовавшего ранее разрыва (ослабленной зоны) под действием локальных условий необходимых для этого напряжения в кайнозойское время. Так мог образоваться соответствующий локальный парагенез трещин в кайнозойских песчано-галечных отложениях, о чем

косвенно свидетельствует расположение данной точки наблюдения на границе с кембрийскими отложениями верхоленской свиты (см. рис. 14).

В результате проведенного исследования для центральной части Предбайкальского предгорного прогиба выявлены региональные парагенезы: к парагенезу сжатия приурочено 26% всех полученных решений; парагенезу правостороннего сдвига (35% всех реш.); и парагенезу растяжения (39% всех реш.). Парагенез разрывов СЗ-ЮВ сжатия имеет докайнозойское время формирования, так как, практически, не проявлен в неоген-четвертичных отложениях. Обстановка при которой был сформирован парагенез зоны сдвига с правосторонним перемещением крыльев была реконструирована преимущественно в неогеновых отложениях баяндайской свиты. В четвертичных осадочных породах регистрируется только обстановка СЗ-ЮВ растяжения.

### **3.1.2 Приморская разломная зона**

Результаты этого раздела основаны на опубликованных ранее работах авторов [Cheremnykh et al., 2020; Черемных и др., 2025]. Исследования проведены на территории Бугульдейско-Чернорудского грабена, ассоциирующегося с Приморской разломной зоной. Следует отметить, что грабен и, соответственно, разломная зона состоит из двух сближенных в пространстве разломов – Приморского и Тырганского. Эти ограничивающие грабен сбросы доступны для геолого-структурных наблюдений на всем своем протяжении. Приморский разлом достаточно детально изучен, в том числе, структурно-парагенетическим анализом [Семинский, 2003; Черемных, 2011, 2015]. Поэтому, основные исследования были сосредоточены около пятикилометрового прямолинейного сегмента сместителя Тырганского разлома (рис. 18).

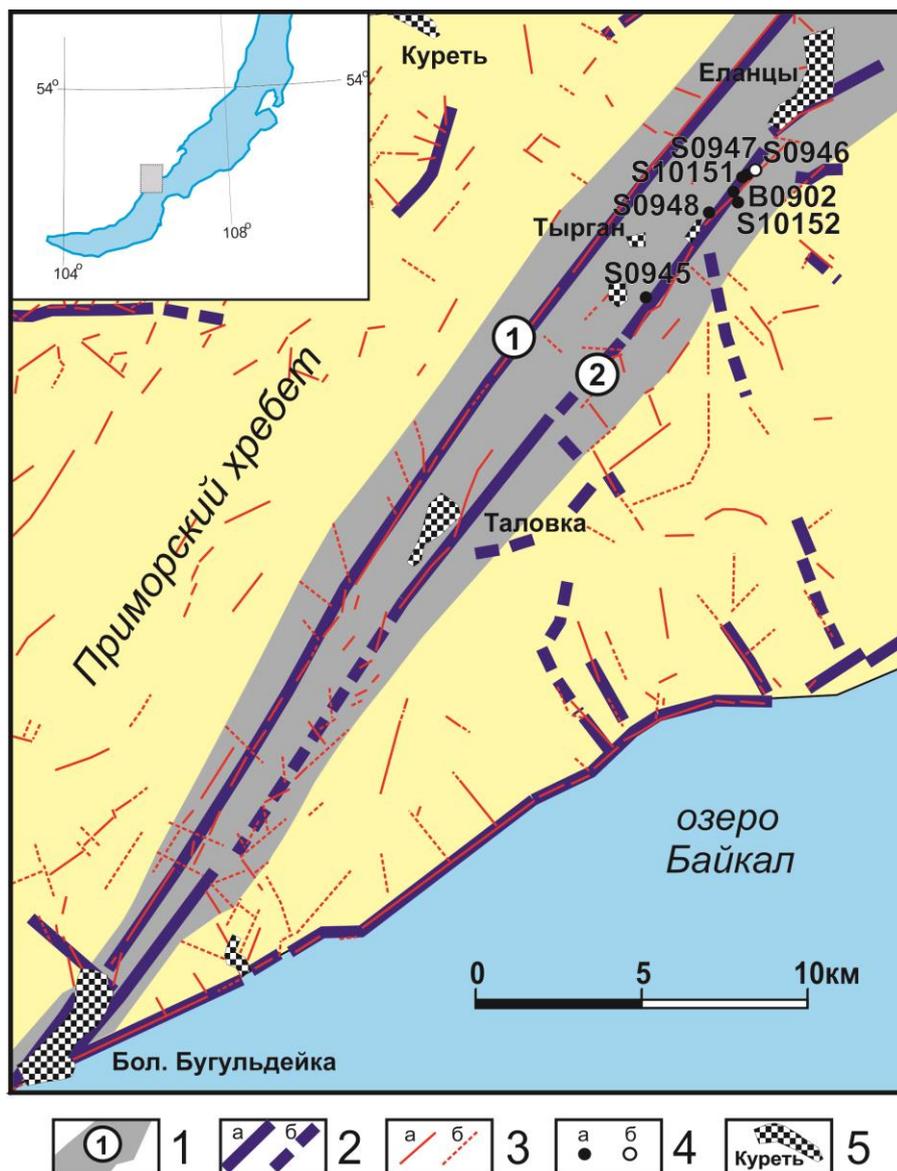


Рис. 18. Разломно-блоковая структура верхней части земной коры Прибайкалья в районе Бугульдейского дизъюнктивного узла [Cheremnykh et al., 2020].

1 – номера разломов 1 порядка и их зоны влияния: 1) Приморский разлом, 2) Тырганский разлом; 2 – линеаменты, выделенные на топооснове 1:100 000 масштаба: а – достоверные, б – предполагаемые; 3 – линеаменты разломов, выделенные на топооснове 1:25 000 масштаба: а – достоверные, б – предполагаемые; 4 – точки геолого-структурных наблюдений: а – массовые замеры, б – массовые замеры с фиксацией штрихов зеркал скольжения; 5 – населенные пункты.

Так, в пределах 7 точек геолого-структурных наблюдений за разрывами и трещиноватостью горных пород было собрано 8 массовых замеров элементов залегания дизъюнктивных дислокаций. В результате первого этапа

структурно-парагенетического анализа было получено 14 решений о кинематическом типе локальных зон скалывания: 1) сброс с аз. пад.  $120^\circ/70^\circ$  (т.н. S0945), 2) взброс с аз. пад.  $120^\circ/70^\circ$  (т.н. S0945), 3) сброс с аз. пад.  $340^\circ/70^\circ$  (т.н. B0902), 4) сброс с аз. пад.  $310^\circ/70^\circ$  (т.н. S0948), 5) сброс с аз. пад.  $320^\circ/60^\circ$  (т.н. S10152N), 6) правый сдвиг пад.  $280^\circ/80^\circ$  (т.н. S10152N), 7) сброс с аз. пад.  $320^\circ/80^\circ$  (т.н. S10152S), 8) левый сдвиг с аз. пад.  $320^\circ/80^\circ$  (т.н. S10152S), 9) сброс с аз. пад.  $320^\circ/40^\circ$  (т.н. S10151), 10) взброс с аз. пад.  $130^\circ/70^\circ$  (т.н. S10151), 11) сброс с аз. пад.  $230^\circ/70^\circ$  (т.н. S0947), 12) левый сдвиг с аз. пад.  $135^\circ/90^\circ$  (т.н. S0947), 13) правый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ/80^\circ$  (т.н. S0946), 14) сброс с аз. пад.  $330^\circ/80^\circ$  (т.н. S0946).

Ранговый анализ перехода от локальных решений к региональному уровню – кинематическому типу Тырганского разлома показан на рисунке 20. По результатам первой итерации, все 14 локальных разрывов группируются в 5 структурных парагенезов субрегионального уровня. Это два сброса, основные сместители которых отличаются азимутом и углом падения –  $325^\circ/75^\circ$  и  $315^\circ/40^\circ$ , левосторонний сдвиг с простиранием  $50^\circ$ , правосторонний сдвиг с простиранием  $20^\circ$  (рис. 19, А, III), и взброс с аз. пад.  $125^\circ/70^\circ$  (рис. 19, А, V). В результате второй итерации, эти структурные парагенезы субрегионального уровня объединяются в парагенезы разрывов, развивающихся в 3 обстановках регионального уровня (рис. 19, Б-Г).

Большинство решений (по 32%) удовлетворяют парагенезам сбросовых зон с простиранием  $55^\circ$  и  $45^\circ$ , к которым можно добавить правосторонний сдвиг с простиранием  $20^\circ$  (11%). Эти разломы развиваются в сбросовом и сдвиговом полях тектонических напряжений с северо-запад – юго-восточной ориентировкой оси растяжения (рис.19, А, I, II, III), что позволило на второй итерации объединить эти три парагенеза надлокального уровня в парагенез региональной сбросовой зоны северо-восточной ориентировки (аз. прост.  $50^\circ$ ). В результате региональной обстановке растяжения с СЗ-ЮВ ориентировкой оси удовлетворяет уже 72% локальных зон скалывания (рис.

19, Б), которые формируются не только в обстановках растяжения, но и в сдвиговых полях напряжений. Значительно меньшими количествами локальных решений характеризуются парагенезы левостороннего сдвига с простиранием  $50^\circ$  (рис. 19, В, IV) и взброса с простиранием  $35^\circ$  (рис. 19, Г, V), которым удовлетворяет по 14% локальных решений.

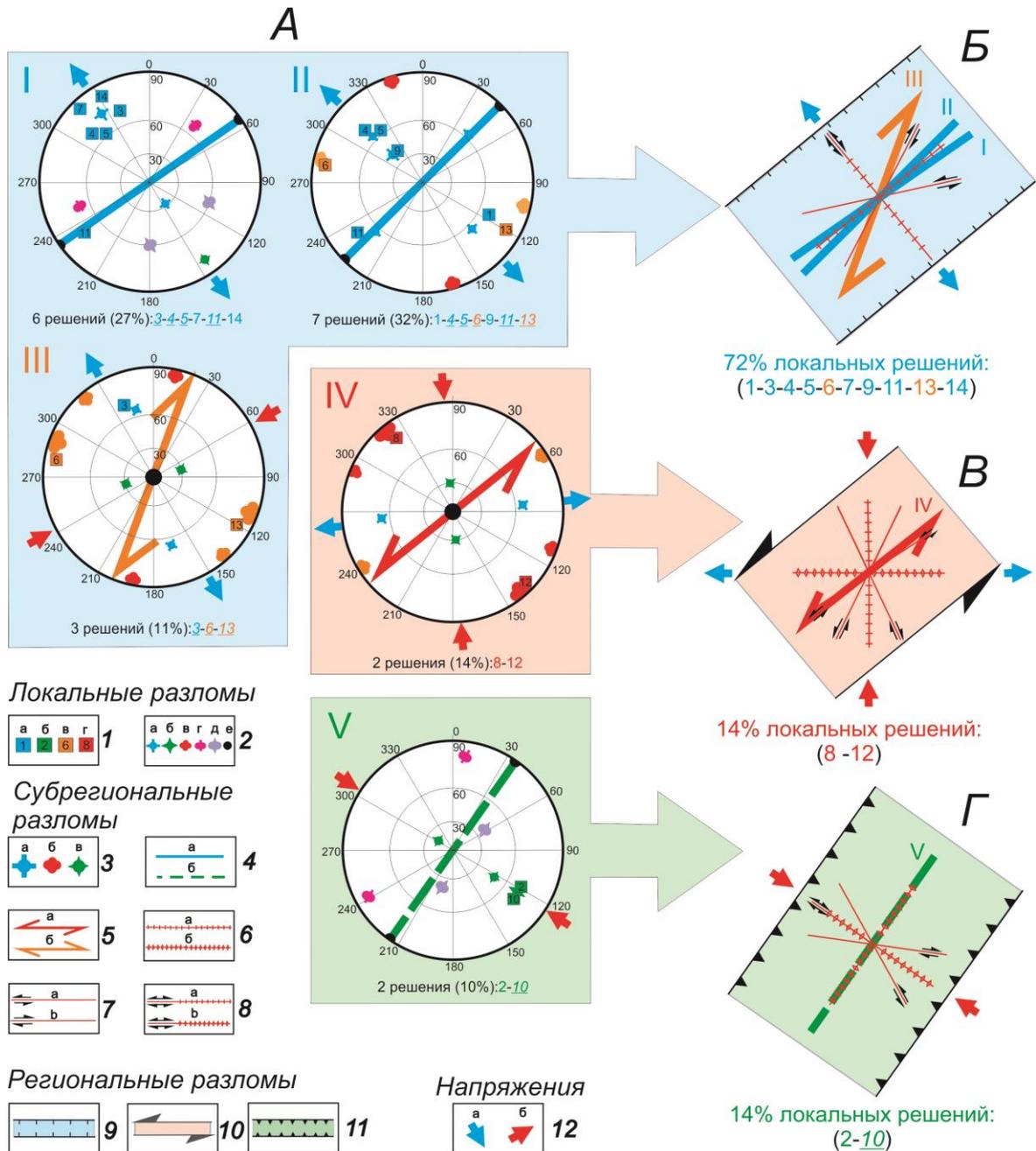


Рис.19. Ранговый структурно-парагенетический анализ разрывов зоны Тырганского разлома.

1 – полюсы основного сместителя (разлома первого порядка): а – сброса, б – сдвига (красный цвет - левостороннего, оранжевый - правостороннего); в – взброса; 2 – полюсы

разрывов второго порядка разных типов: а – сброса, б – взброса, в – сдвига, г – сбросо-сдвига, д – взбросо-сдвига, е – трансформационного типа; 3 – полюсы выявленных локальных разрывов: а – сброса, б – взброса, в – правостороннего сдвига, г – левостороннего сдвига (арабскими цифрами обозначен номер решения); 4-6 – локальные разрывы: 4 – сдвиги: левосторонние (а), правосторонние (б); 5 – сбросы (а) и взбросы (б); 6 – трансформационные: сдвиги и сбросы (а), сдвиги и взбросы (б); 7-8 – разрывы субрегионального (надлокального) уровня: 6 – сдвиги: левосторонний (а), правосторонний (б); 7 – сбросы (а) и взбросы (б); 9-11 – региональные разломы: 9 – сброс, 10 – левосторонний сдвиг, 11 – взброс; 12 – направление действия сил: а – растяжения, б – сжатия.

Круговые диаграммы построены в проекции верхней полусферы. Под диаграммами приведен процент локальных решений удовлетворяющих парагенезу разлома субрегионального (А) или регионального (Б-Г) уровней. Курсивом и нижним подчеркиванием обозначены локальные решения, повторяющиеся в нескольких парагенезах. Цвет локального решения соответствует кинематическому типу разрыва: синий – сброс, зеленый – взброс, оранжевый – правый сдвиг, красный – левый сдвиг.

Таким образом, для пятикилометрового сегмента Тырганского разлома установлена иерархия из трех уровней тектонических напряжений – локального, субрегионального и регионального, а также кратко охарактеризованы реконструкции, соответствующие более ранним этапам разломообразования в Прибайкалье. Однако, в данной разломной зоне не удалось произвести ранговый анализ для разновозрастных групп пород. Связано это с тем, что все точки геолого-структурных наблюдений располагались в метаморфических породах Ольхонского террейна.

Опыт применения метода спецкартирования разломных зон [Семинский 2014, 2015] показывает, что самая последняя (молодая) эпоха тектогенеза, имеет наибольшую проявленность в структурных парагенезах на разных уровнях иерархии. Наибольшая проявленность того или иного парагенеза определяется при анализе количественных характеристик разрывных сетей таких, как плотностные, частотные и масштабные показатели, количество разрывов определенного ранга, количество

разрывных систем и пр. Оценка параметров разрывных сетей, основанная на методических рекомендациях из структурной геологии и специализированных работ [Шерман, 1966, 1969; Рац, Чернышёв, 1970; Чернышёв, 1983; Белоусов, 1985; и др.], может показать интенсивность и длительность деструкции, а также условия ее протекания.

Ориентировка сдвиговых и взбросовых разрывных нарушений соответствует простиранию Тырганского разлома на данном участке –  $40^\circ$ , в связи с чем, есть основания считать данные реконструкции тектонических напряжений – ранними этапами развития этого разлома, где поля региональных тектонических напряжений были отличны от кайнозойского растяжения. На такой вывод указывает значительно меньшее количество локальных реконструкций в динамических обстановках сдвига и сжатия – по 14% от всех решений.

### **3.1.3 Ангаро-Бугульдейская разломная зона**

Результаты этого раздела основаны на опубликованной ранее работе автора [Декабрёв, Черемных, 2023]. Ангаро-Бугульдейская разломная зона изучалась на основе анализа линейных элементов рельефа в районе пос. Б. Голоустное (рис. 20) и сети разрывных нарушений в пределах пещеры Охотничья.

Для изучения региональных динамических обстановок неотектонического этапа в зоне Ангаро-Бугульдейского разлома было проведено картирование спрямленных элементов, использовались топоосновы масштаба 1:25000. Район исследования включал в себя территории, удаленные от пещеры не более чем на 6-15 километров (рис 20, а). Картировались линеаменты протяженностью более одного километра, выраженные в современном рельефе, а именно отрицательные или положительные формы рельефа: русла рек и временных водотоков, склоны

водоразделов или отрогов хребта. Всего было выделено 100 линейных элементов рельефа, большинство из которых имеют простирание 35-45°, что составляет 32% от общего числа линеаментов. Кроме того, выделяются следующие направления простирания линеаментов: 1) – 15° (5%), 2) – 355° (8%), 3) – 325° (7%), 4) – широтного направления (8%) (рис 20, б).

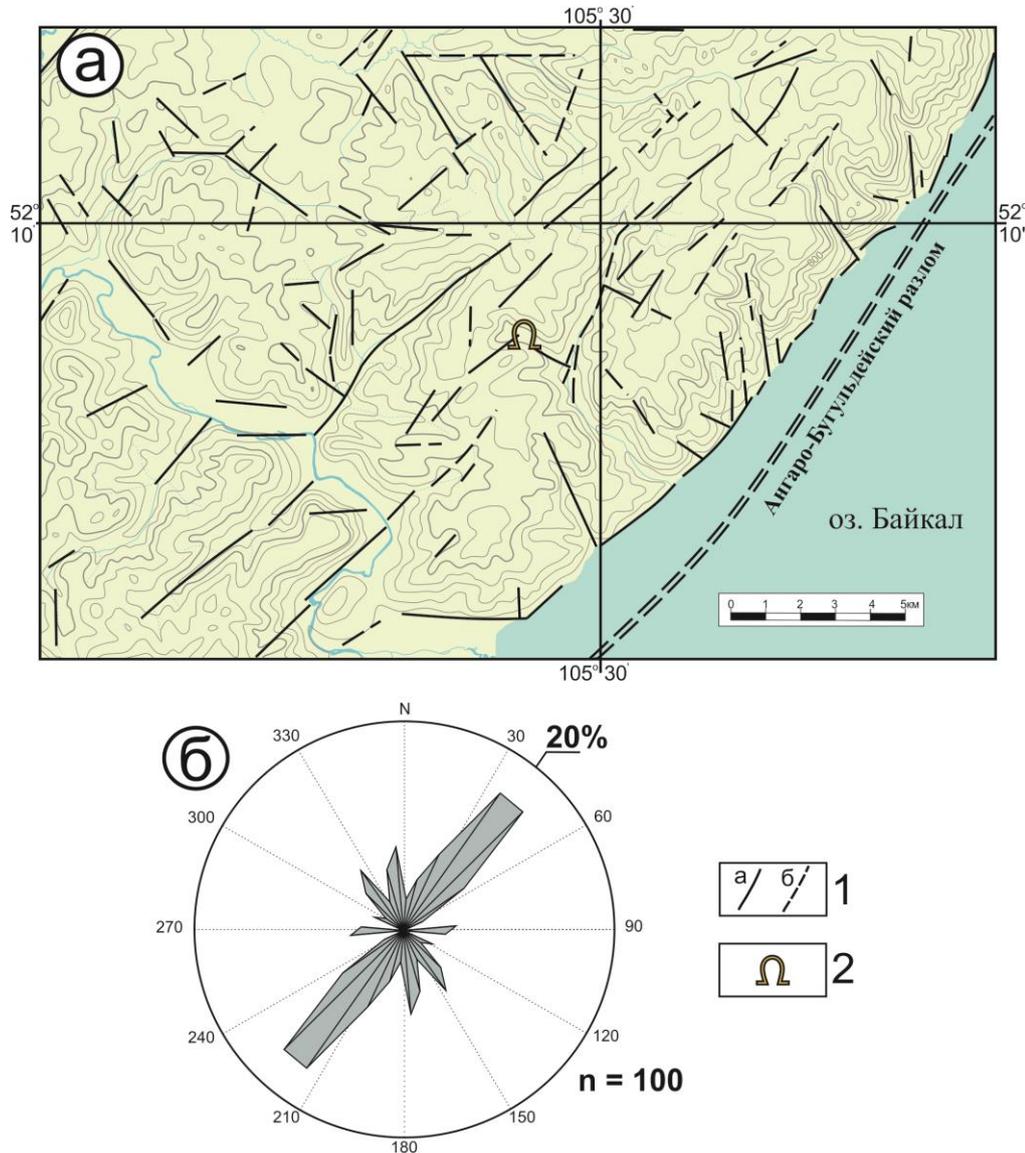


Рис. 20. Результаты линеаментного анализа в зоне Ангаро-Бугульдейского разлома.

а - схема линеаментов, б - роза-диаграмма ориентировок линеаментов.

1 – линеаменты: а – хорошо выраженные в рельефе, б – слабо проявленные в рельефе; 2 – местоположение пещеры Охотничьей.

Структурно-парагенетический анализ систем линеаментов, выделенных на розе-диаграмме (рис. 20), показал, что системы линеаментов

удовлетворяют парагенезу сдвиговой зоны с левосторонним перемещением крыльев (рис. 21, А). Кроме того, роза-диаграмма согласуется с парагенезом сбросовой зоны, пусть и с меньшей определенностью (рис. 21, Б). Таким образом, линеаменты изучаемой территории, вероятно, были сформированы при сдвиговых деформациях с левосторонним перемещением крыльев с простиранием зоны сдвига  $45^\circ$  (рис. 21, А) и при СЗ-ЮВ растяжении (рис. 21, Б), что подтверждает представления о поэтапной смене регионального поля напряжений, аналогичной Приморской разломной зоне.

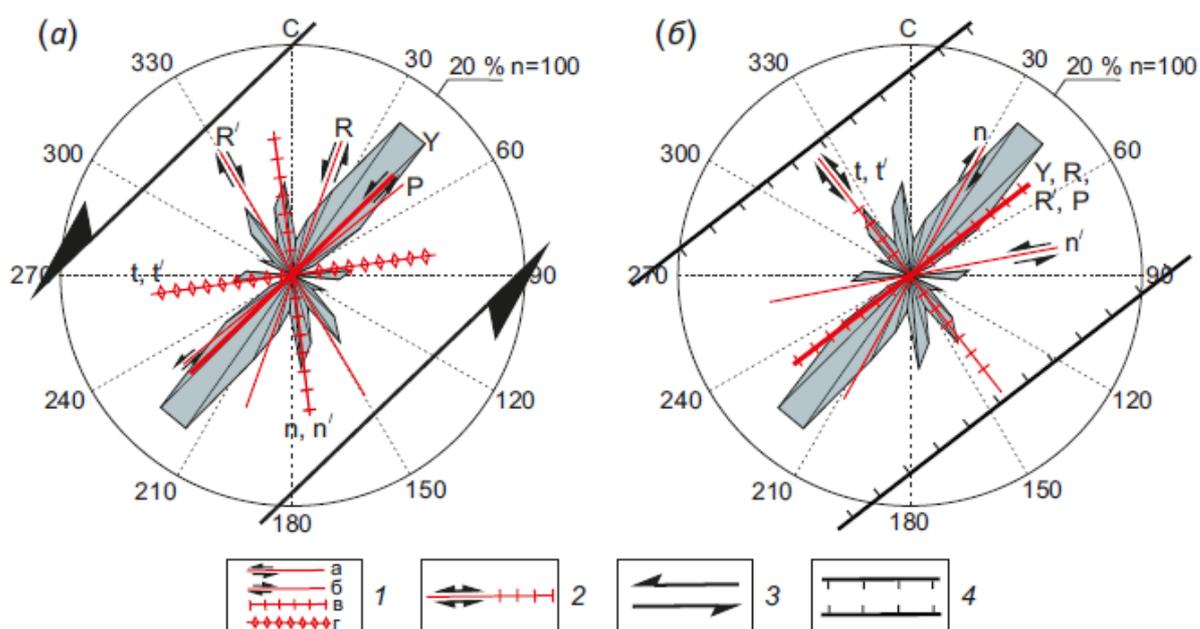


Рис. 21. Структурно-парагенетический анализ систем линеаментов Ангаро-Бугульдейского разлома.

1 – плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка; 2 – плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка (в зоне сдвига совпадают с плоскостью рисунка); 3-4 – зоны разломов 1-го порядка: 3 – левостороннего сдвига; 4 – сброса.

Пещера Охотничья находится в 5 километрах от магистрального сбросового сместителя Ангаро-Бугульдейского разлома – крупного элемента Байкальской рифтовой системы [Mats et al., 2007] и располагается в зоне его динамического влияния по [Шерман и др., 1983]. Вход в пещеру находится на

северо-восточном склоне отрога Приморского хребта, разделяющего бассейны рек Угловая и Еловка, на высоте около 900 м над уровнем моря, на расстоянии примерно 20 км от села Б. Голоустное и 5 км от побережья озера Байкал. Согласно генетической классификации подземных полостей [Дублянский, Андрейчук, 1989], пещеру Охотничью нельзя отнести в полной мере к определенному подклассу. В данной пещере сочетаются признаки двух подклассов: тектоногенного и карстогенного. Пещера Охотничья локализована в онколитовых и строматолитовых известняках и доломитах улунтуйской свиты среднего-позднего протерозоя. Последние расположены на краю Сибирского кратона, реактивированном в кайнозой в результате рифтогенеза.

Пещерная система имеет протяженность ходов 8226 м и амплитуду 99 м [Атлас..., 2019]. Пещера заложена по серии субпараллельных разломов северо-северо-восточного (ССВ) простирания. Галереи пещеры представляют собой как объемные ходы, так и узкие высокие проходы (коридоры) с характерным щелевидным сечением. Высота их достигает 25 м (средняя 8–10 м), ширина 15 м (средняя около 3 м).

На примере пещеры Охотничьей изучен субрегиональный масштабный уровень разрывных нарушений. Для этого проведена цифровая топосъемка правой и центральной систем карстовых полостей, которая позволила изучить разломы протяженностью десятки метров. Топографическая съемка пещеры была произведена с помощью лазерного дальномера Leica DistoX 310. Для обработки пространственных данных и построения 3D-модели использовались программы «Topodroid» и «Thegion», которые позволили построить детальный план ходов пещеры (рис. 22).

Общая протяженность изученных систем пещеры составила 1803 метра, а максимальная глубина относительно входа пещеры - 49 метров. Все крупные залы и гроты имеют разную морфологию, но общее для всех направление (аз. прост. 60-80°). При этом простирание протяженных узких

(щелевидных) коридоров варьирует от 15° до 50°. Так как пространственные формы пещеры представляют собой крупные дизъюнктивные нарушения, был проведен анализ элементов их залегания с использованием построенной 3D-модели.

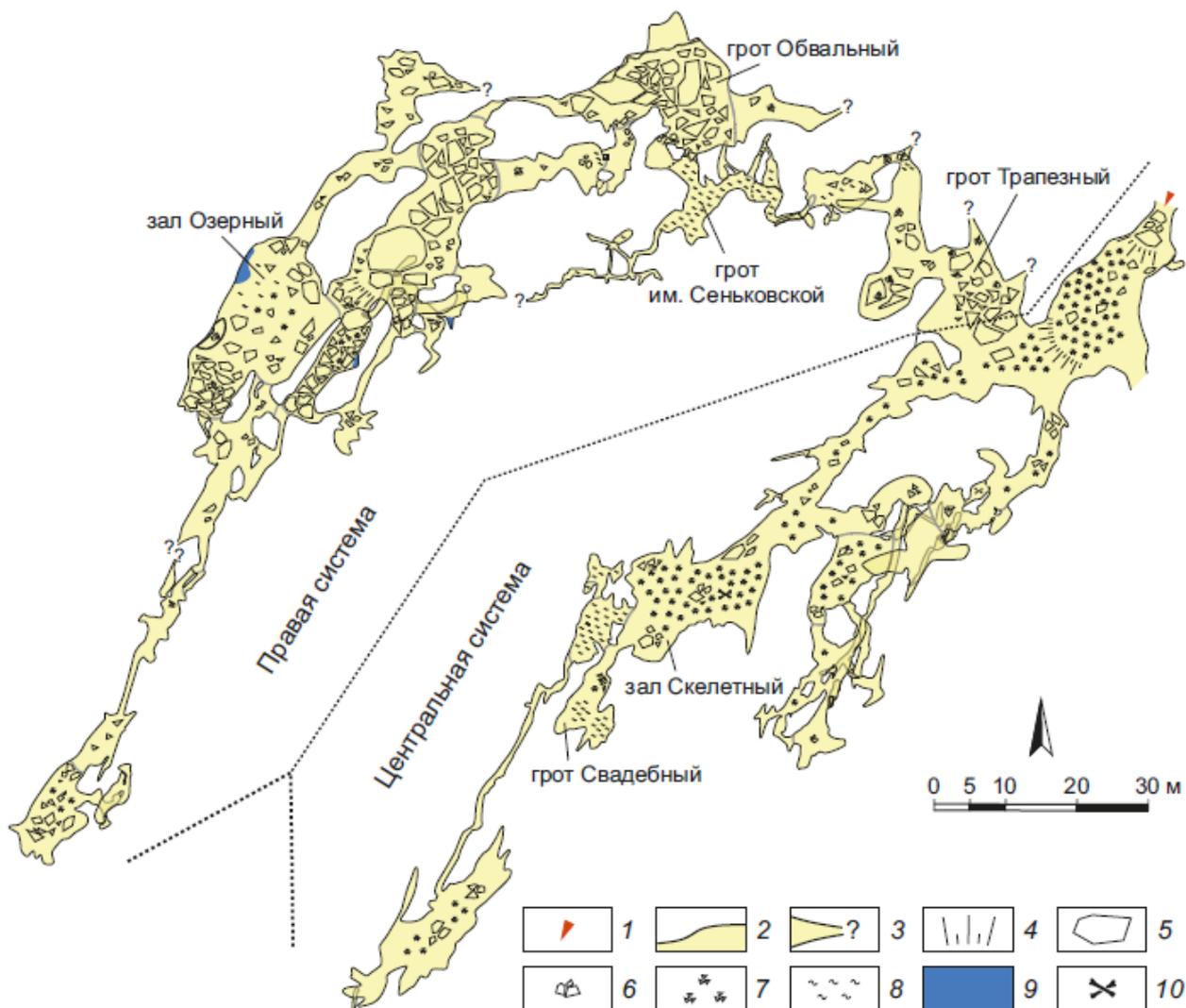


Рис. 22. План пещеры "Охотничья имени Н.Б. Сеньковской", построенный по результатам цифровой топографической съёмки [Декабрёв, Черемных, 2023].

1 – вход в пещеру, 2 – стена (коренная), 3 – возможное продолжение, 4 – склон, 5 – внешняя кромка глыбы, 6 – глыбы, завал, 7 – щебень, 8 – глина, 9 – вода, 10 – кости.

Благодаря пространственным данным полученным с 3D-модели, удалось выделить четыре основных направления крупных разломных зон субрегионального масштабного уровня с двумя главными направлениями: 1)

аз. пад.  $310^\circ \angle 35^\circ$  и  $290^\circ \angle 55^\circ$ ; 2) аз. пад.  $120^\circ \angle 70^\circ$  и  $110^\circ \angle 80^\circ$ , рисунок 23, А. Далее был проведен более детальный анализ 3D-модели и определены элементы залегания для 40 менее протяженных разрывов, длина которых варьировалась от 10 до 50 метров (рис. 23, Б). Для анализа выделенных разломов построены: 1) круговая диаграмма плотности разрывов пещеры, (рис. 23, В); 2) роза-диаграмма ориентировок разломных ходов пещеры, см. рис. 23, Г.

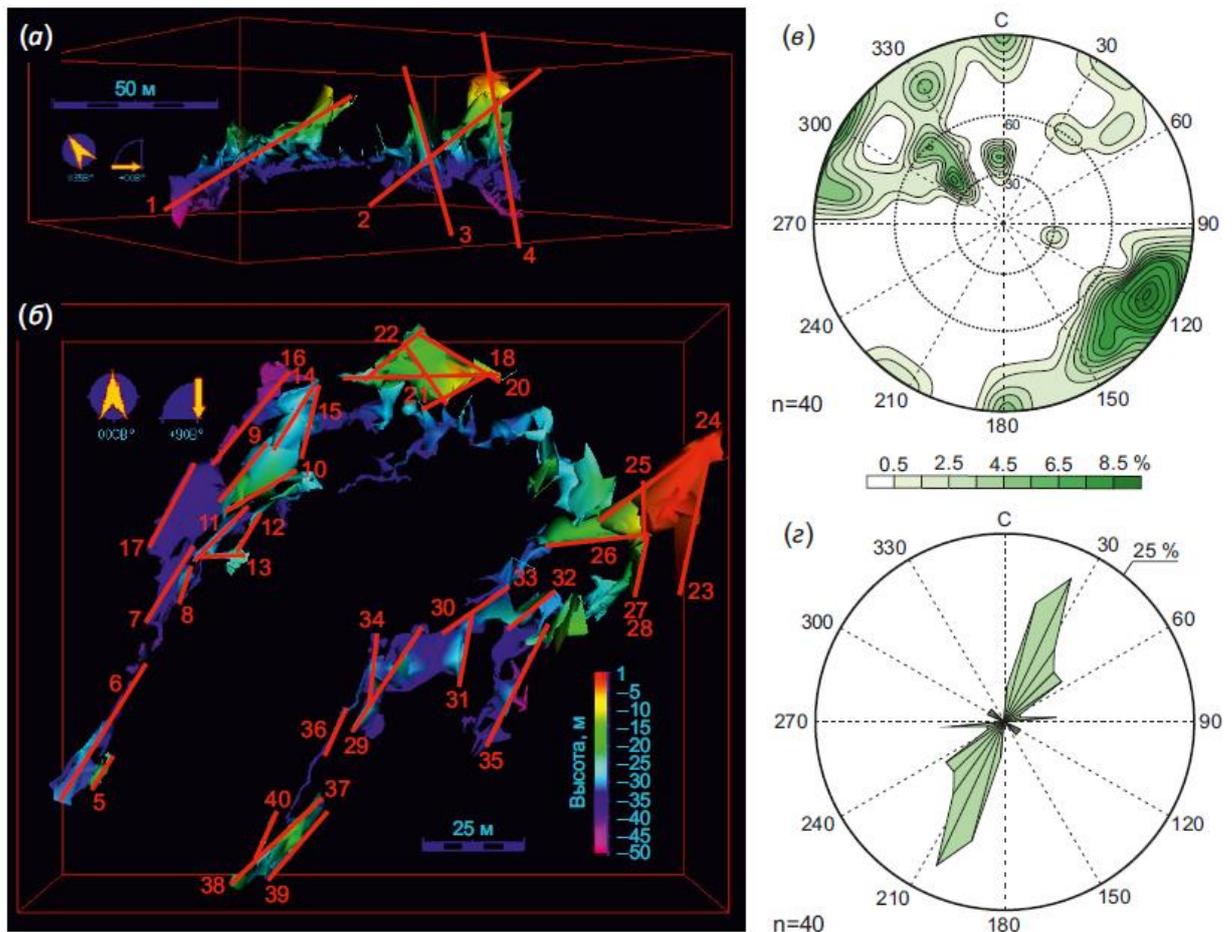


Рис. 23. Разломная сеть пещеры Охотничья.

А – протяженные разрывы, выявленные при анализе 3D-модели пещеры; Б – локальные разрывы, протяженностью от 10 до 50 м, установленные при анализе 3D-модели пещеры; В – сферограмма плотности разломных ходов пещеры (проекция верхней полусферы); Г – роза-диаграмма азимутов простираения разломных ходов пещеры.

На круговой диаграмме выделено пять максимумов разрывов с высокой плотностью (приведена в процентах): 1) аз. пад.  $120^\circ \angle 80^\circ$  (55%); 2) аз. пад.  $310^\circ \angle 40^\circ$  (20%); 3) аз. пад.  $0^\circ \angle 90^\circ$  (12,5%); 4) аз. пад.  $330^\circ \angle 80^\circ$  (12,5%); 5) аз. пад.  $357^\circ \angle 40^\circ$  (12,5%), а также четыре максимума с меньшей плотностью. Положение максимумов диаграммы сопоставлено с трафаретами структурных парагенезов разрывных нарушений. В результате получено два решения, которые объясняют положение всех максимумов диаграммы: 1) правый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ \angle 80^\circ$ , (рис. 24, А), 2) сброс с аз. пад.  $310^\circ \angle 40^\circ$ , см. рис. 24, Б.

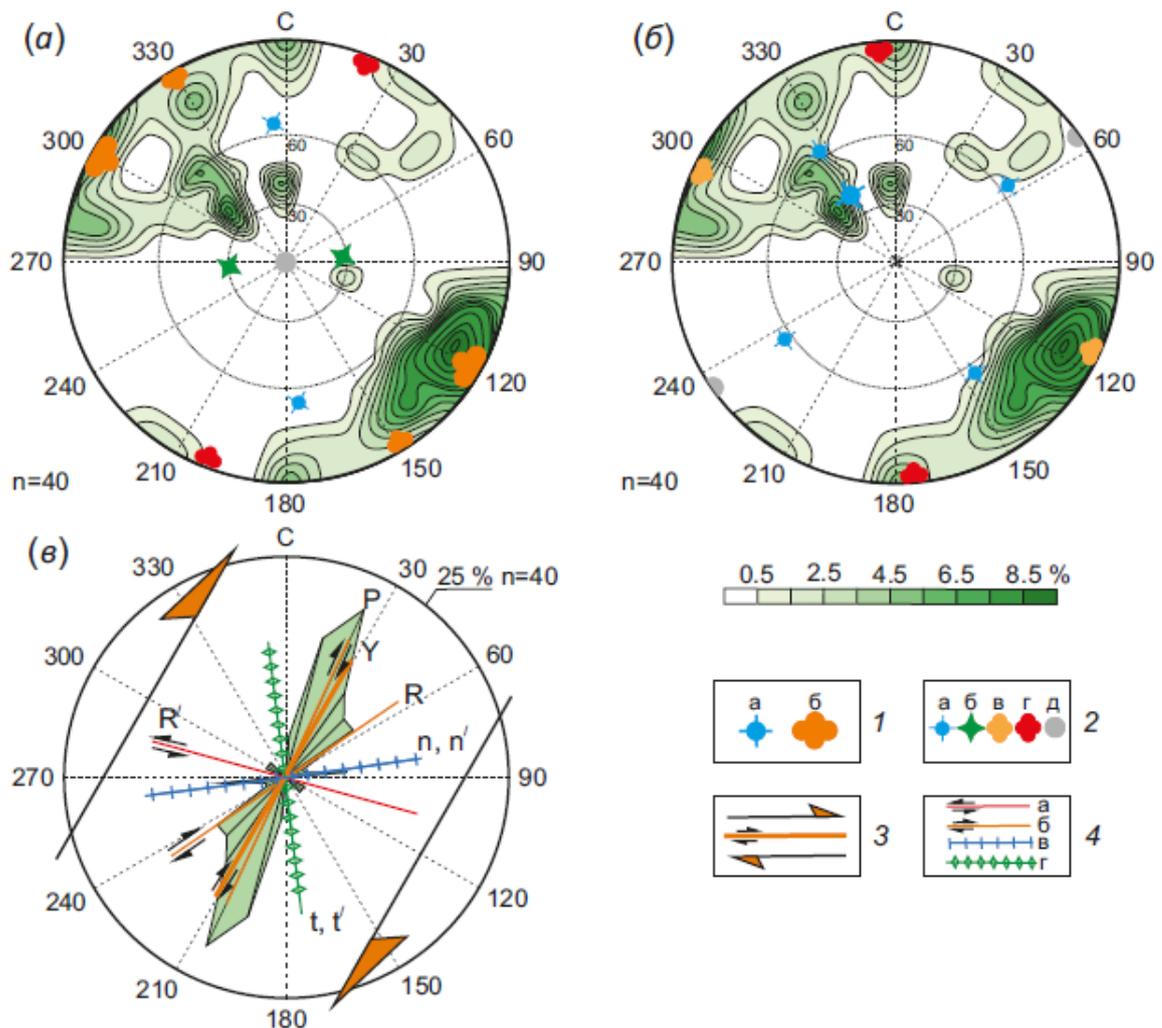


Рис. 24. Структурно-парагенетический анализ ориентировок разломных ходов пещеры Охотничья.

А – сопоставление сферограммы разрывов с парагенезом зоны правостороннего сдвига; Б – сопоставление сферограммы разрывов с парагенезом зоны сброса; В – сопоставление розы-диаграммы разрывов с парагенезом зоны правостороннего сдвига.

1-2 – полюсы разрывов: 1 – первого порядка: а – сброса, б – правостороннего сдвига; 2 – второго порядка: а – сброса, б – взброса, в – правого сдвига, г – левого сдвига, д – трансформационного типа; 3-4 – простирающие разрывы структурного парагенеза правостороннего сдвига: 3 – зона разлома первого порядка и положение магистрального сместителя; 4 – разрывы второго порядка, образующие внутреннюю структуру зоны: а – левый сдвиг, б – правый сдвиг, в – сброс, г – взброс.

Для уточнения решения о кинематическом типе разломной системы пещеры была построена роза-диаграмма азимутов простирающих разрывов, которая также сравнивалась со структурными парагенезами 2-го порядка для разломных зон (см. рис. 24). Преобладающие направления розы-диаграммы удовлетворяют парагенезу зоны правого сдвига с простирающим магистральным сместителем  $25^\circ$  (рис. 24, В). Данному направлению розы-диаграммы соответствует 21% от общего количества разломных ходов пещеры. Разрывы второго порядка в зоне правого сдвига первого порядка представлены: правыми сдвигами – R сколами с простирающим  $55^\circ$  (8%); сбросами – п и п' типов, которые вытянуты по направлению  $85^\circ$  (6%) и левыми сдвигами – R' типа с простирающим  $300^\circ$  (2%). Разрывы t и t' в разломной системе пещеры проявлены весьма слабо. При анализе розы-диаграммы они не выявлены, однако структурно парагенетический анализ построенной по тем же данным сферограммы показал наличие слабо проявленного максимума с аз. пад.  $105^\circ \angle 30^\circ$  см. рис. 24, А.

Также были проведены локальные геолого-структурные наблюдения с массовыми замерами трещиноватости в 9 пунктах, для подтверждения полученных данных по 3D-модели (рис. 25). Шесть пунктов располагались в правой системе, а три – в центральной системе пещеры. Решения о локальных разрывах в основном получены методом спецкартирования.

Кроме того, в точке наблюдения №9 зафиксированы зеркала со следами скольжения, что позволило произвести тектонофизические реконструкции двумя независимыми методами и таким образом верифицировать результат, полученный в данном пункте.

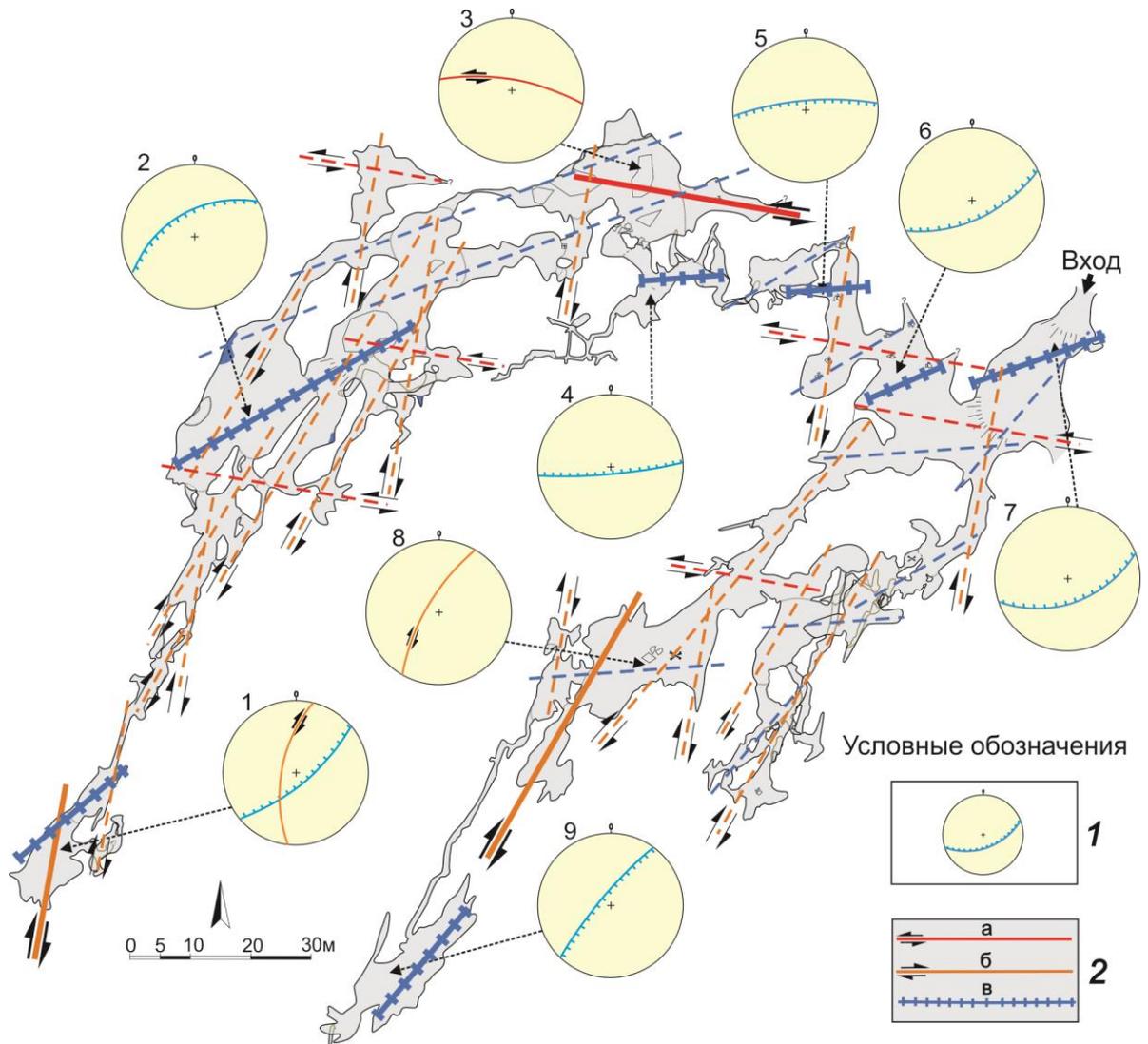


Рис. 25. Принципиальная схема разломной структуры пещеры Охотничья.

1 – плоскости установленных разрывов (сферограммы построены в проекции верхней полусферы); 2 – кинематические типы разрывов: а – левые сдвиги, б – правые сдвиги, в – сбросы.

Сплошными линиями показаны разрывы, заверенные геолого-структурными наблюдениями, пунктиром – предполагаемые.

Рассмотрим результаты анализа локальных разрывов в 9 пунктах проведения наблюдений (см. рис. 25): 1) сброс с аз. пад.  $320^\circ \angle 70^\circ$  и правосторонний сдвиг с аз. пад.  $100^\circ \angle 70^\circ$  (второе решение в точке); 2) сброс с аз. пад.  $135^\circ \angle 45^\circ$ ; 3) левый сдвиг с аз. пад.  $190^\circ \angle 70^\circ$ ; 4) сброс с аз. пад.  $355^\circ \angle 72^\circ$ ; 5) сброс с аз. пад.  $170^\circ \angle 65^\circ$ ; 6) сброс с аз. пад.  $335^\circ \angle 60^\circ$ ; 7) сброс с аз. пад.  $340^\circ \angle 40^\circ$ ; 8) правый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ \angle 70^\circ$ , что соответствует основному простиранию узких коридоров пещеры -  $10-40^\circ$ ; 9) сброс с аз. пад.  $140^\circ \angle 70^\circ$ . Здесь же на пяти разрывах зафиксированы следы скольжения, что позволило реконструировать поле тектонических напряжений в этой точке:  $\sigma_1 - 130^\circ \angle 20^\circ$ ,  $\sigma_2 - 235^\circ \angle 36^\circ$ ,  $\sigma_3 - 17^\circ \angle 47^\circ$ , рисунок 26.

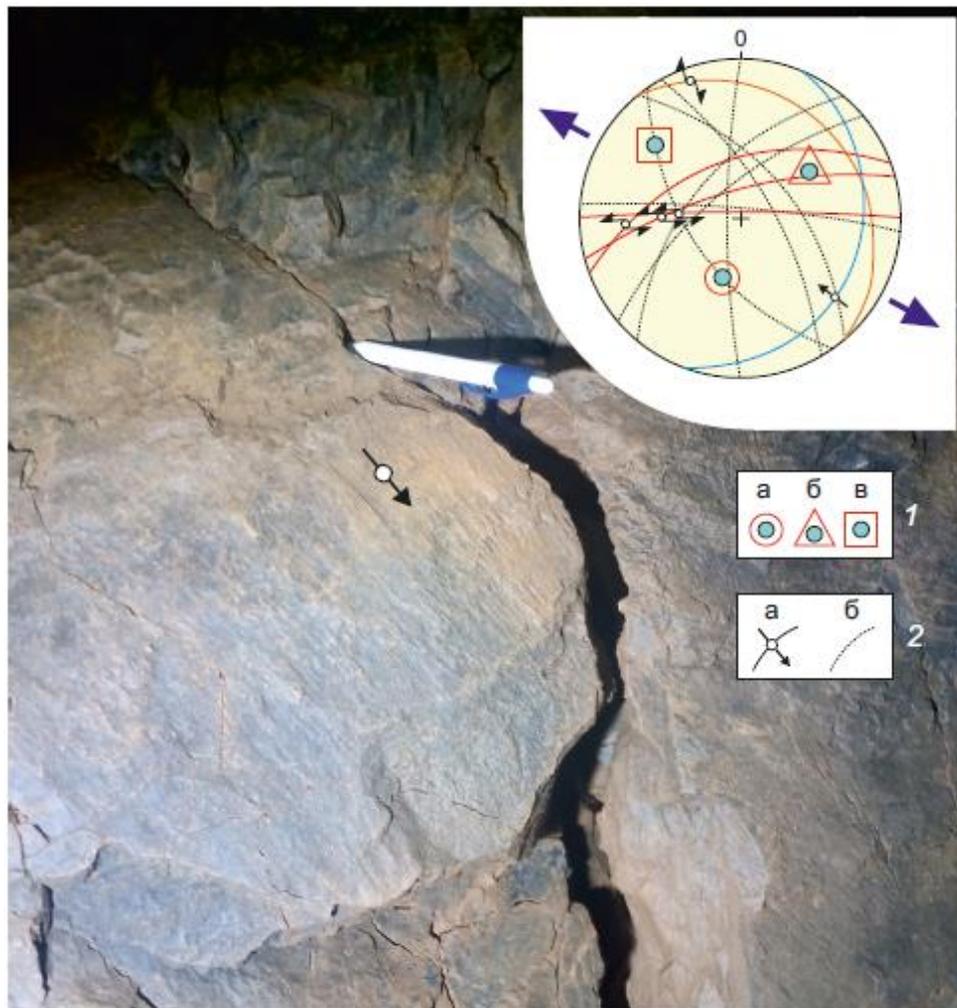


Рис. 26. Реконструкция напряженного состояния в точке наблюдения № 9.

1 – оси тектонических напряжений: а – сжатия, б – промежуточная, в – растяжения;  
2 – положение плоскостей: а – зеркал скольжения (стрелка указывает направление перемещения висячего крыла, цвет показывает кинематический тип; оранжевый - правый сдвиг, красный – левый сдвиг, синий - сброс), б – отрывов.

Диаграмма построена в проекции верхней полусферы.

Большинство изученных разрывов имеют сбросовый кинематический тип, так как замеры разрывов и трещин тяготели к крупным залам и гротам с простиранием  $40-80^\circ$ . Однако, в узких щелевидных коридорах пещеры наблюдались плоскости более крупных разрывов, что охарактеризовано в предыдущем разделе. В качестве примера приведем дизъюнктивное нарушение с аз. пад.  $120^\circ \angle 80^\circ$  (рис. 27), которое соответствует разрыву 7 (см. рис. 23, Б). Такие разрывы характеризуются сдвиговым кинематическим типом с правосторонним перемещением крыльев, что подтверждено структурно-парагенетическим анализом как сети коридоров пещеры, так и локальных разрывов и трещин горных пород в т.н. №8.

В целом, локальные разрывы второго порядка разных кинематических типов, выявленные в разных частях пещеры, удовлетворяют парагенезу зоны сдвига первого порядка с правосторонним перемещением крыльев. Таким образом, мы можем прогнозировать кинематический тип локальных разрывов соответствующего простирания, выявленных в пещере, на основе парагенеза зоны правого сдвига для всей пещерной системы (см. рис. 25).

Структуры растяжения, выявленные при анализе 3D-модели, подтверждаются результатами анализа разрывов и трещин, при этом значительное количество сбросовых решений связано с тем, что замеры были выполнены в крупных залах и гротах пещеры в связи с их доступностью и тектонической проработанностью. Сбросы и сдвиго-раздвиги с простиранием от  $40^\circ$  до  $80^\circ$  являются основной причиной формирования всех крупных залов, гротов и галерей. Кроме того, современная активность этих структур подтверждается развитием трещин секущих спелеотемы (сталактиты,

сталагмиты и другие натечные образования разной морфологии), а сбросовый характер верифицирован изучением штриховки на зеркалах скольжения, что отмечено при описании результатов геолого-структурных наблюдений.

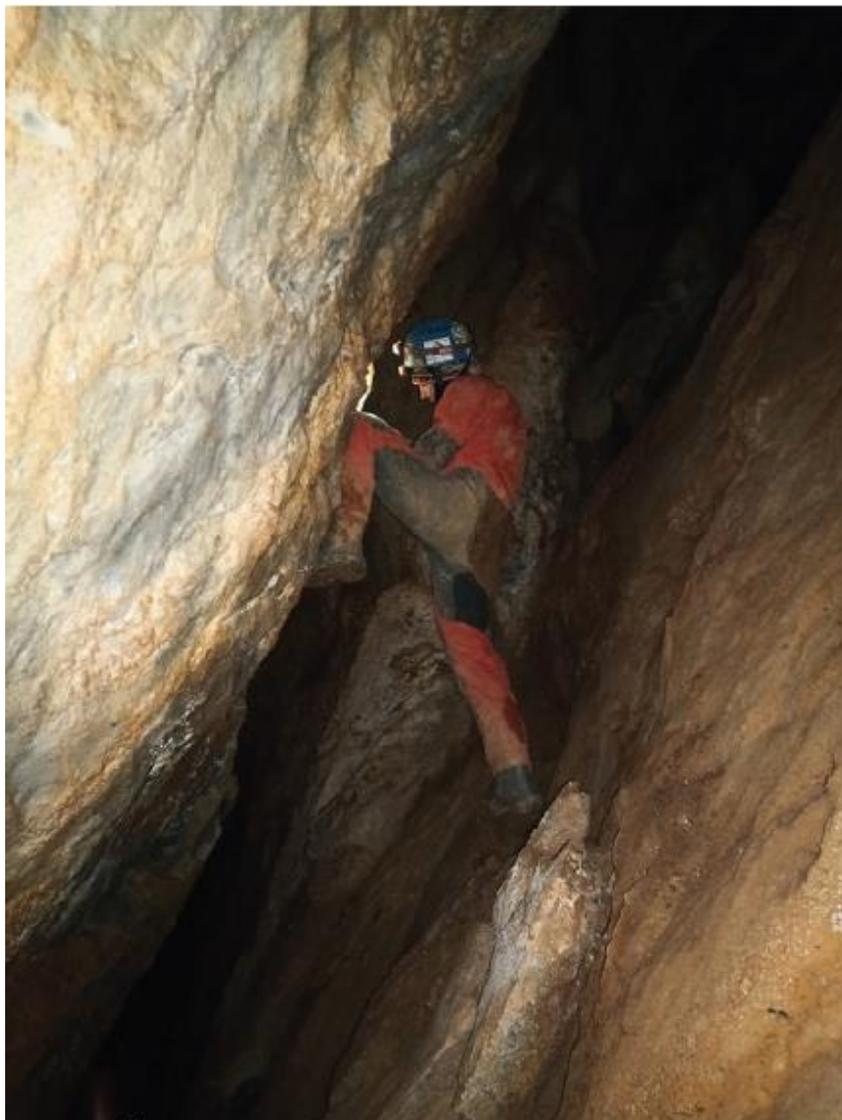


Рис. 27. Фотография щелевидного коридора правой системы пещеры.

Сдвиговый кинематический тип некоторых разрывов также был завершен геолого-структурными наблюдениями. Немногочисленность сдвигов связана со сложностью изучения трещиноватости в их окрестностях. В настоящее время эти разрывы образуют узкие коридоры пещеры, что обусловлено особенностями протекания спелеогенеза. Однако, кинематический тип выявленной при анализе 3D-модели разломной зоны с

правосторонним перемещением крыльев (субрегиональный иерархический уровень) подтверждается локальными решениями, полученными при анализе трещиноватости в конце правой системы пещеры и в её центральной системе – решения в т.н. №1 и №9, (см. рис. 25). Данные структуры представляют собой хорошо проявленные коридоры – разрывы с высокими субвертикальными и наклоненными под углами  $70^{\circ}$ - $80^{\circ}$  к горизонту проходами и характерным щелевидным сечением (см. рис. 27). Они характеризуются средним аз. пад.  $120^{\circ} \angle 80^{\circ}$ , значительной протяженностью и составляют более половины (55%) от общего числа ходов пещеры. Локальный разрыв в т.н. №3 – сдвиг с левосторонним перемещением крыльев северо-западного простирания дополняет парагенез более крупной разломной зоны.

Таким образом, установлено, что разломная сеть пещеры Охотничьей представляет собой зону правостороннего сдвига субрегионального уровня с простиранием  $30^{\circ}$ , которой соответствуют локальные сдвиги и сбросы. Переход на региональный уровень осуществлен путем анализа крупных линейных элементов рельефа в районе поселка Б. Голоустное (рис. 20). Сдвиговая система разломов пещеры Охотничьей с правосторонним перемещением крыльев (рис. 28, А), соответствует региональному СЗ–ЮВ растяжению (рис. 28, Б).

Ранее в пещере Охотничьей проведено исследование спелеотем с целью изучения климата и трансформации криолитозоны региона за последние 450 тыс. лет [Vaks et al., 2013]. Данные этих исследований позволяют установить примерный возраст карстовых полостей, который не должен превышать 500 тыс. лет. При этом анализ «свежих» трещин, нарушающих натечные образования, свидетельствует о неизменности геодинамической обстановки от момента образования разломной сети пещеры.

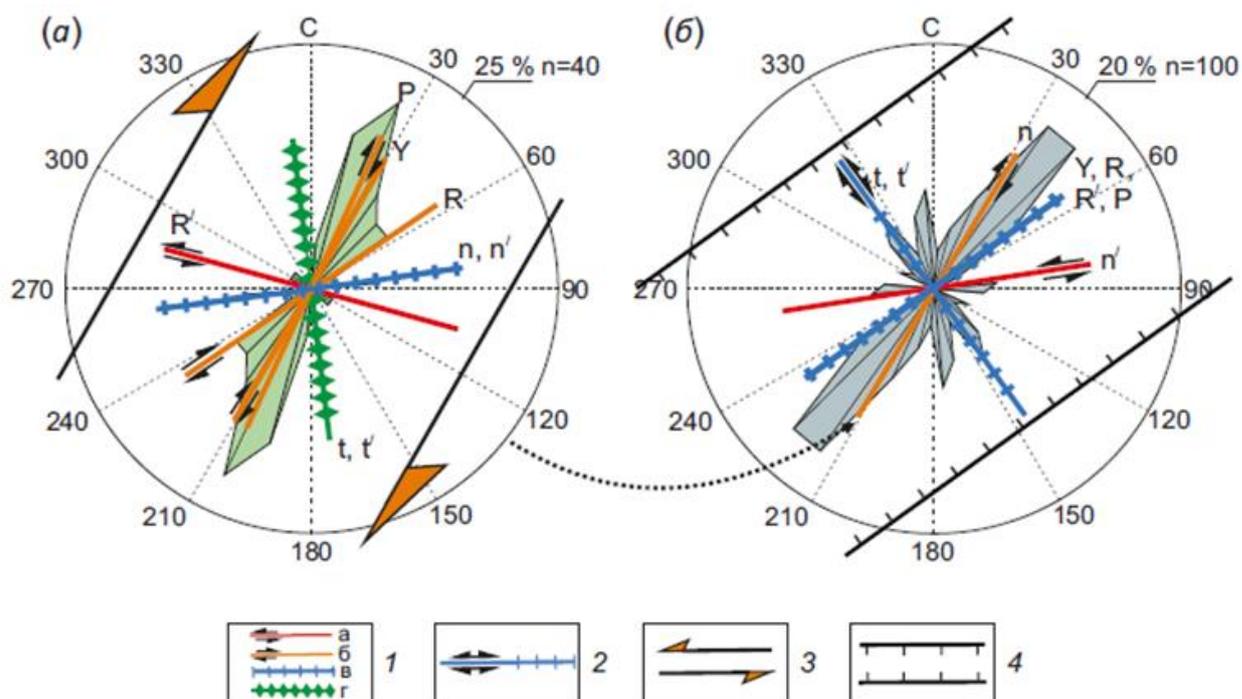


Рис. 28. Иерархическая соподчиненность разноранговых разрывных структур в районе Ангаро-Бугульдейской разломной зоны.

Полученные решения:

А – парагенез правого сдвига разломной системы пещеры Охотничьей (надлокальный уровень);

Б – парагенез сброса в зоне влияния Ангаро-Бугульдейского разлома (региональный уровень).

1 – плоскости левых сдвигов (а), правых сдвигов (б), сбросов (в) и взбросов (надвигов) (г) 2-го порядка; 2 – плоскости трансформационных сдвигов 2-го порядка (в зоне сдвига совпадают с плоскостью рисунка); 3-4 – зоны разломов 1-го порядка: 3 – правостороннего сдвига; 4 – сброса.

### 3.1.4 Зона разлома Черского

Результаты этого раздела ранее были опубликованы в статье [Черемных, Декабрёв, 2023]. Работы проведены в зоне Хамар-Дабанского разлома, согласно [Хренов, 1988], или разлома Черского по [Шерман, Днепровский, 1989], который протягивается в СВ направлении более чем на 100 км вдоль подножья северо-западного склона хребта Хамар-Дабан от р. Снежная до р. Мантуриха.

Разлом такой протяженности характеризуется зоной шириной, которой согласно расчетам С.И. Шермана [1977] для дизъюнктивов континентальных рифтовых зон составляет от 6 км до первых десятков км. Таким образом, в зоне влияния разлома оказываются не только кристаллические породы, но и разновозрастные кайнозойские отложения побережья оз. Байкал, слагающие Танхойскую тектоническую ступень, на которой обнажаются отложения танхойской и осиновской свит (верхний олигоцен – нижний плиоцен), шанхайхинской или аносовской свиты (верхний плиоцен – эоплейстоцен), а также четвертичные отложения озерных и речных террас. Танхойская и осиновская свиты перекрывают одну и ту же каолинитовую кору выветривания и сложены однородными пластами очень плотных алевритов, глин (аргиллитов), песчаников (песков), бурого угля [Мац и др., 2001]. Отложения шанхайхинской свиты залегают с угловым стратиграфическим несогласием на породах осиновской свиты, что наблюдается в карьере на р. Дулиха.

Реконструкции тектонических напряжений, выполненные ранее для зоны влияния разлома Черского [Шерман, Днепровский, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Семинский, Черемных, 2011], показали, что в пределах разломной зоны как в кристаллических породах домезозойского возраста [Шерман, Днепровский, 1989], так и в кайнозойских отложениях [Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Семинский, Черемных, 2011] широко распространены стресс-тензоры растяжения. Однако, если в кристаллических породах зафиксированы стресс-тензоры практически одинаковой ориентировки, то в кайнозойских отложениях выявлено два простирания оси растяжения – СЗ и ССЗ [Семинский, Черемных, 2011].

Выше отмечено, что в пределах района исследования обнажаются домезозойские кристаллические породы и кайнозойские отложения, разделенные угловыми стратиграфическими несогласиями, в которых были проведены геолого-структурные наблюдения (рис. 29). Наблюдения в точках

46101, 46302 и 46401 позволили изучить складчатые и разрывные нарушения, а также зеркала скольжения со штриховкой. Эти точки наблюдения располагаются вблизи основного сместителя разлома Черского.

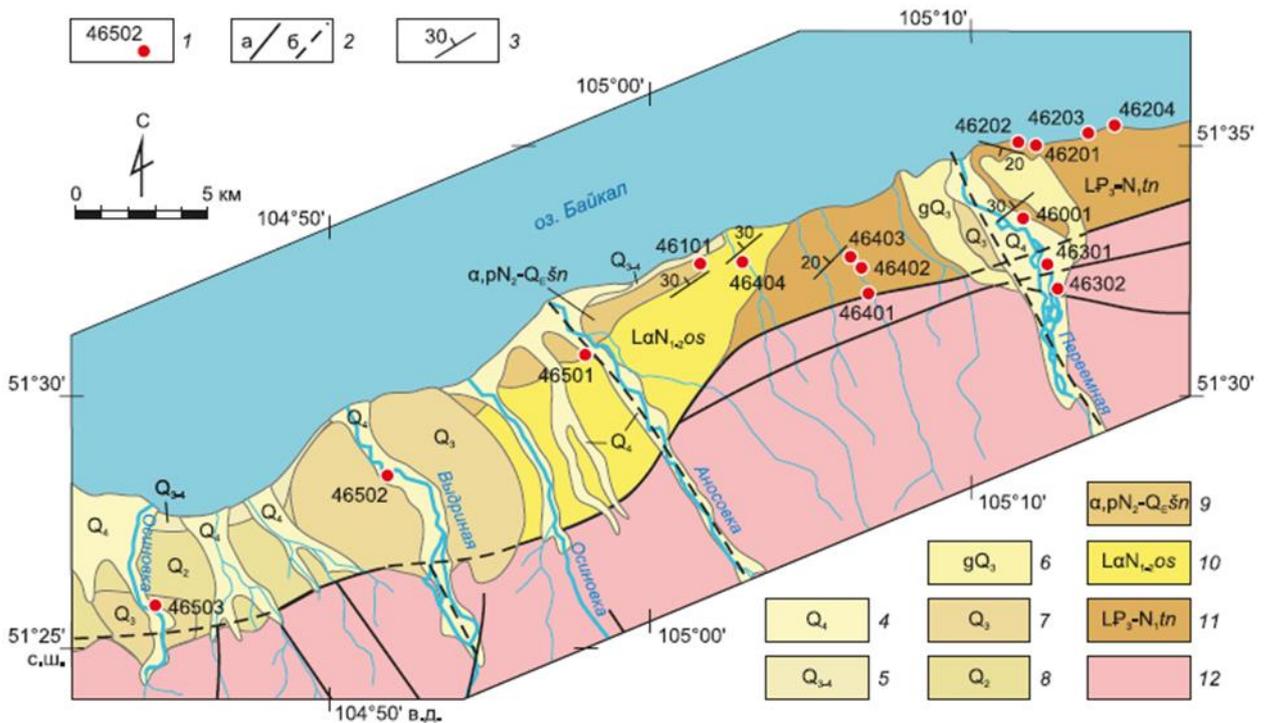


Рис. 29. Геологическое строение района разлома Черского с изменениями по [Хренов, 1988; Геологическая карта ..., 2006] и расположение точек геолого-структурных наблюдений.

1 – точки наблюдения и их номера; 2 – разломы: а – доступные для наблюдения, б – перекрытые осадками; 3 – элементы залегания пластов; 4 – аллювиальные пески, галечники русел, низкой и высокой пойм (мощность 3.0–6.5 м); 5 – неоплейстоцен-голоцен, аллювиальные пески, валуны, галечники первой надпойменной террасы (до 6 м); 6 – ледниковые суглинки, супеси с валунами, галечниками (10–15 м); 7 – аллювиальные пески, гравий с валунами и глиной второй надпойменной террасы (6–10 м); 8 – озерные валунно-галечно-песчаные отложения (5–6 м) четвертой террасы озера Байкал; 9 – шанхайхинская свита. Аллювиальные и пролювиальные (с участием озерных) пески, галечники, алевриты белесые, охристо-ржавые (до 100 м); 10 – осиновская свита. Аллювиально-озерные конгломераты, песчаники, гравелиты, синие глинистые аргиллиты и алевриты, бурые угли (около 500 м); 11 – танхойская свита. Озерные песчаники,

алевролиты, аргиллиты с прослоями гравелитов и пластами бурых углей (до 1200 м); 12 – кристаллические породы.

Кайнозойские отложения представляли собой две обособленные группы: 1) в т.н. 46001, 46201, 46403, 46404 и 46501, в верхнеолигоцен-нижнеплиоценовых отложениях; 2) в т.н., 46203, 46502 и 46503 – четвертичных пород. Деформации в первой группе пород изучены в отложениях танхойской и осиновской свит, в алевролитах которых выявлены не только трещины, но и разрывы со следами перемещения крыльев (зеркала скольжения со штриховкой). Во второй группе отложений наблюдались трещины, нарушающие и часто смещающие гальки в надпойменных террасах. Возможности использования для структурного анализа трещин в позднекайнозойских отложениях рассмотрены в работе [Гладков, Лунина, 2004].

Результаты спецкартирования показали, что в каждой локальной точке наблюдения, возможно, реконструировать более одного стресс-тензора (рис. 30). Второе решение, как правило, необходимо для объяснения максимумов не «задействованных» в первом решении при проведении первого этапа спецкартирования разломных зон. Так, объяснение всех значимых максимумов на сферограмме трещиноватости кристаллических пород (т.н. 46302) возможно при наложении двух парагенезов: 1) сброса с аз. пад.  $330^\circ \angle 70^\circ$  и 2) субширотного левостороннего сдвига. При этом анализ штриховки на зеркалах скольжения показал, что оба разрыва сформировались в едином поле СЗ-ЮВ растяжения. Подобным образом два решения (сброс с аз. пад.  $325^\circ \angle 50^\circ$  и правый сдвиг с аз. пад.  $165^\circ \angle 80^\circ$ ) получено при анализе трещиноватости плотных алевролитов осиновской свиты (т.н. 46404). Однако, вероятность формирования этих разрывов в едином поле напряжений маловероятна из-за существенно отличающейся ориентировки осей главных напряжений.

Сопоставление реконструкций тектонических напряжений проведено в разновозрастных породах как на уровне локальных разрывов, так и на региональном уровне – для всей зоны разлома Черского (второй этап спецкартирования – ранговый анализ). На первом этапе были реконструированы тектонические напряжения в 12 точках наблюдений, для которых методом специального картирования разломов установлено 22 локальных стресс-тензоров (рис. 31). В породах четвертичного возраста реконструировано 4 локальных решения: 1) сброс с аз. пад.  $330^{\circ}/50^{\circ}$  (т.н. 46503); 2) левый сдвиг с аз. пад.  $20^{\circ}/70^{\circ}$  (т.н. 46503); 3) сброс с аз. пад.  $320^{\circ}/50^{\circ}$  (т.н. 46203); 4) сброс с аз. пад.  $153^{\circ}/77^{\circ}$  (т.н. 46203). В олигоцен-плиоценовых отложениях реконструировано 10 локальных решений: 1) сброс с аз. пад.  $230^{\circ}/70^{\circ}$  (т.н. 46001); 2) сброс с аз. пад.  $315^{\circ}/65^{\circ}$  (т.н. 46201); 3) правый сдвиг с аз. пад.  $30^{\circ}/80^{\circ}$  (т.н. 46201); 4) сброс с аз. пад.  $350^{\circ}/60^{\circ}$  (т.н. 46202); 5) сброс с аз. пад.  $180^{\circ}/60^{\circ}$  (т.н. 46403); 6) сброс с аз. пад.  $330^{\circ}/30^{\circ}$  (т.н. 46403); 7) сброс с аз. пад.  $325^{\circ}/50^{\circ}$  (т.н. 46404); 8) правый сдвиг с аз. пад.  $165^{\circ}/80^{\circ}$  (т.н. 46404); 9) сброс с аз. пад.  $15^{\circ}/70^{\circ}$  (т.н. 46501); 10) левый сдвиг с аз. пад.  $233^{\circ}/73^{\circ}$  (т.н. 46501). В кристаллических породах (палеозойского возраста) реконструировано 8 локальных решений: 1) левый сдвиг с аз. пад.  $165^{\circ}/80^{\circ}$  (т.н. 46301); 2) сброс с аз. пад.  $165^{\circ}/80^{\circ}$  (т.н. 46301); 3) левый сдвиг с аз. пад.  $0^{\circ}/90^{\circ}$  (т.н. 46302); 4) сброс с аз. пад.  $330^{\circ}/70^{\circ}$  (т.н. 46302); 5) взброс с аз. пад.  $320^{\circ}/50^{\circ}$  (т.н. 46401); 6) взброс с аз. пад.  $110^{\circ}/50^{\circ}$  (т.н. 46401); 7) сброс с аз. пад.  $320^{\circ}/50^{\circ}$  (т.н. 46401); 8) сброс с аз. пад.  $160^{\circ}/60^{\circ}$  (т.н. 46401). Кроме того, положение осей главных напряжений в 8 точках наблюдения (8 стресс-тензоров) восстановлены с помощью изучения штриховки на зеркалах скольжения (рис. 31).

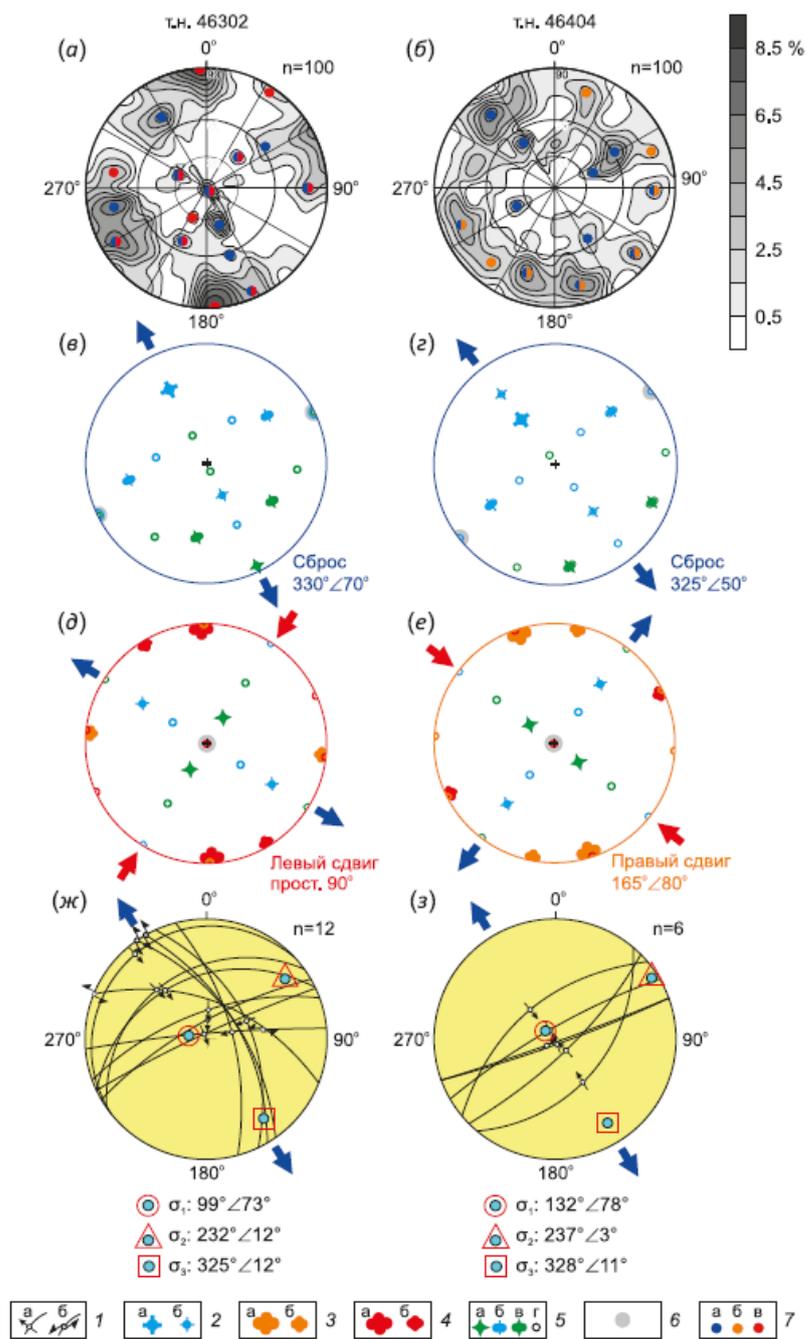


Рис. 30. Примеры проведения реконструкций напряжений двумя методами.

Структурно-парагенетический подход [Семинский, 2014, 2015] – а-е, кинематический анализ по методу [Angelier, 1989;1990] – ж-з.

1 – положение плоскостей разрывов и направления перемещения: а – висячего крыла сбросов, б – относительного перемещения крыльев сдвигов; 2 – полюс сбросового сместителя 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 3 – полюс сместителя правостороннего сдвига 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 4 – полюс сместителя левостороннего сдвига 1-го (а) или 2-го (б) порядка; 5 – полюсы сместителей разрывов 2-го порядка и трещин: а – взбросового, б – сбросо-сдвигового, в – взбросо-сдвигового, г – второстепенной и

дополнительной систем трещин; 6 – полюс трансформационного сместителя 2-го порядка; 7 – полюсы максимумов, удовлетворяющих парагенезам сброса (а), правостороннего (б) и левостороннего (в) сдвигов.

Зеркала скольжения, зафиксированные в алевролитах танхойской и осиновской свит, позволили реконструировать стресс-тензоры растяжения с СЗ и субмеридиональным простиранием главной оси (см. рис. 30). Методом спецкартирования в этих породах кроме парагенезов сброса, проявленного в каждом обнажении, в т.н. 46201, 46404 и 46501 выявлены парагенезы сдвигов, характеризующихся различным простиранием и направлением перемещения крыльев (см. рис. 31).

В слабосцементированных галечниках четвертичного возраста исследования проведены в основном методом спецкартирования, т.к. немногочисленные борозды скольжения зафиксированы только в т.н. 46203. В этой точке распространены галечники берегового клифа озера Байкал, в которых наблюдались сколы галек со штриховкой, ориентированной по падению трещин. Анализ трещин скола и штриховки на некоторых из них позволил реконструировать стресс-тензоры растяжения с СЗ простиранием главной оси (см. рис. 30). В т.н. 46502 и 46503 также изучена трещиноватость в галечниках и получены решения о двух сбросах (аз. прост.  $63^\circ$  и  $60^\circ$  соответственно) и левостороннем сдвиге (аз. прост.  $290^\circ$ ).

Зеркала скольжения в кристаллических породах позволили выявить обстановки растяжения и сжатия. Применение для этих же обнажений докайнозойских пород структурно-парагенетического подхода позволило реконструировать по два стресс-тензора: в т.н. 46301 и 46302 выявлены обстановки растяжения и сдвига а в т.н. 46401 – растяжения и сжатия.

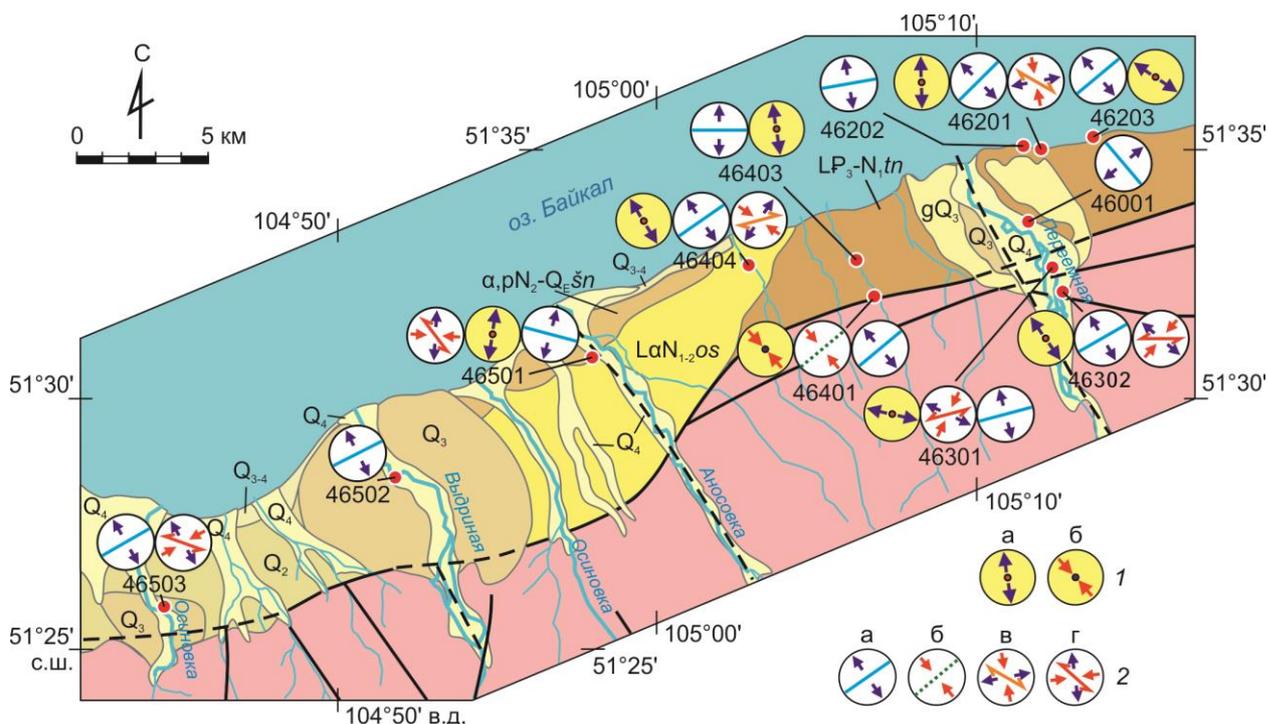


Рис. 31. Напряженно-деформированное состояние в точках геолого-структурных наблюдений в окрестности разлома Черского.

1 – реконструкции кинематическим методом [Angelier, 1989;1990]: а – растяжение, б – сжатие; 2 – решения, полученные методом спецкартирования [Семинский, 2014, 2015]: а – растяжение (сброс), б – сжатие (взброс), в – сдвиг (правосторонний), г – сдвиг (левосторонний).

Локальные стресс-тензоры, реконструированные на первом этапе спецкартирования, послужили основой при проведении дальнейшего анализа. Исследования в рамках второго этапа специального картирования базируются на ранговом анализе структурных парагенезов разрывов с возможностью определения кинематического типа основного разлома и регионального поля напряжений, под действием которого он сформировался.

На втором этапе спецкартирования для выявления ориентации разломов более высокого уровня иерархии был проведен системный анализ азимутов простирания локальных разрывов и установлены три преимущественных направления – субширотное,  $320^\circ$  и  $50^\circ$  (рис. 32, А). Дальнейший ранговый анализ проведен отдельно для каждой из

обозначенных выше групп пород. Он позволил интегрировать локальные разрывы в парагенезы субрегиональных разломов, которые в свою очередь составляют парагенезы зон региональных дизъюнктивов.

В молодых породах (четвертичного возраста) вероятны лишь три парагенеза субрегионального уровня (рис. 32, Б). Ранговый анализ в рамках методики спецкартирования предполагает изначальное рассмотрение в качестве региональной обстановки парагенез разломной зоны субрегионального уровня с наибольшим количеством локальных решений – ПГ1-III (3 реш.). Поэтому далее рассматривается региональный сброс с простиранием  $50^\circ$ , которому кроме ПГ1-III (сбросы СВ простирания) соответствует и ПГ1-II (левосторонний сдвиг СЗ простирания). Здесь следует отметить, что локальный левосторонний сдвиг ЗСЗ простирания (решение 19) является не основным сместителем субрегионального разлома (ПГ1-II), а сколом R типа. Однако, это решение, удовлетворяющее парагенезу зоны субрегионального сброса ПГ1-I, тоже не соответствует основному сместителю, причем как по простиранию, так и по кинематическому типу (см. рис. 32, Б). Поэтому мы считаем, что соответствие решения 19 парагенезу субрегионального сброса носит случайный характер, а вероятность существования самого парагенеза мала.

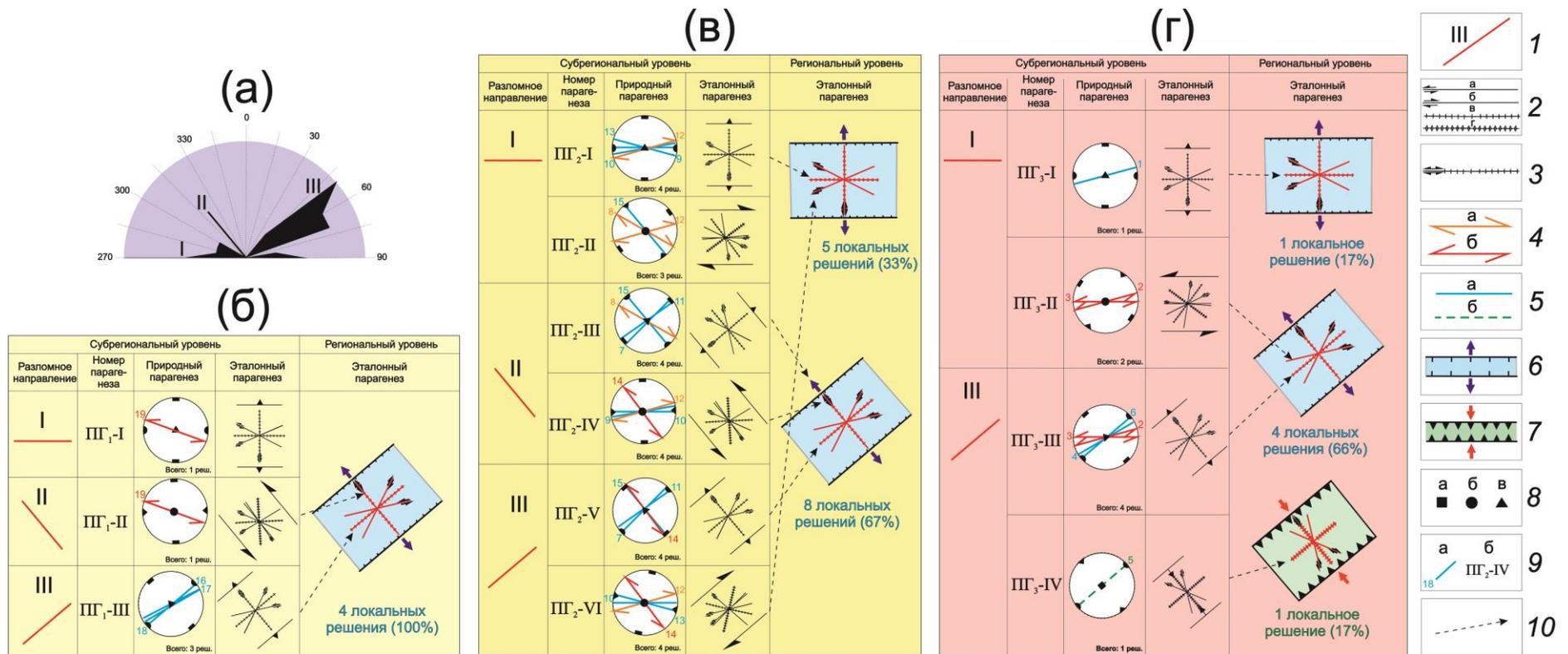


Рис. 32. Ранговый анализ парагенезов разрывов в зоне разлома Черского.

А – роза-диаграмма реконструированных локальных разрывов; Б – парагенезы разноранговых разрывов четвертичных осадков; В – парагенезы разноранговых разрывов олигоцен-плиоценовых отложений; Г – парагенезы разноранговых разрывов кристаллических пород.

1 – разломное направление, установленное при построении розы-диаграммы; 2 – система разрывных структур второго порядка с левосдвиговым (а), правосдвиговым (б), сбросовым (в) или взбросовым (г) характером перемещения крыльев; 3 – система разрывных структур второго порядка, характеризующихся одинаковой пространственной ориентировкой, но отличающихся характером перемещения крыльев (сброс, левый или правый сдвиги); 4–5 – локальные разрывы: 4 – с горизонтальным перемещением крыльев (а – правый сдвиг, б – левый сдвиг), 5 – с перемещением крыльев в вертикальной плоскости (а – сброс, б – взброс); 6 – зона сброса регионального уровня; 7 – зона взброса регионального уровня; 8 - выходы на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений  $\sigma_{\text{раст.}}$  (а),  $\sigma_2$  (б) и  $\sigma_{\text{сж.}}$  (в); 9 – нумерация решений о локальных разрывах (а) и парагенеза разрывных структур субрегионального уровня (б); 10 – стрелки, отображающие связь парагенеза разрыва субрегионального уровня с парагенезом разлома регионального уровня.

Локальные разрывы олигоцен-плиоценовых отложений удовлетворяют шести парагенезам разломов субрегионального уровня (рис. 32, В): ПГ<sub>2</sub>-I – субширотный сброс, ПГ<sub>2</sub>-II – субширотный правосторонний сдвиг, ПГ<sub>2</sub>-III – сброс с простиранием 320°, ПГ<sub>2</sub>-IV – левосторонний сдвиг также с простиранием 320°, ПГ<sub>2</sub>-V – сброс с простиранием 50° и ПГ<sub>2</sub>-VI – правосторонний сдвиг с простиранием 50°. При этом, ПГ<sub>2</sub>-I и ПГ<sub>2</sub>-VI, вероятно, являются элементами парагенеза зоны субширотного сброса регионального уровня, так как три локальных сброса соответствуют простиранию основного сместителя данного разлома, а ПГ<sub>2</sub>-III, ПГ<sub>2</sub>-IV и ПГ<sub>2</sub>-V – элементами парагенеза регионального сброса с простиранием 50°. Оставшийся ПГ<sub>2</sub>-II не удовлетворяет выявленным сбросам регионального уровня, однако необходимости рассматривать подобную обстановку нет, так как локальные решения 8, 12 и 15 уже задействованы при проведении анализа в других парагенезах субрегионального и регионального уровней.

В кристаллических породах локальные решения могут быть сгруппированы в четыре парагенеза субрегионального уровня (рисунок 32,

Г): ПГ<sub>3</sub>-I – субширотный сброс, ПГ<sub>3</sub>-II – субширотный левосторонний сдвиг, ПГ<sub>3</sub>-III – сброс с простиранием 50° и ПГ<sub>3</sub>-IV – взброс с простиранием 50°. Эти разломы субрегионального уровня, вероятно, являются элементами трех парагенезов зон дизъюнктивов регионального уровня – сбросов двух направлений и взброса СВ простирания. При этом, большинство решений (66%) удовлетворяют парагенезу сброса СВ простирания.

В проведенном исследовании удалось собрать достаточное количество геолого-структурной информации в породах различного возраста для проведения рангового анализа, который позволил для каждой группы пород установить разломы локального, субрегионального и регионального уровня (см. рис. 31). Проведенные для трех групп пород реконструкции региональных напряжений показали, что чем древнее геологические образования, тем более разнообразные деформации наблюдаются в их пределах.

Для наглядности, на рисунке 33 оставлены только парагенезы региональных разломов и тектонические напряжения, характерные для пород различного возраста. Хорошо видно наложение «поздних» деформаций на «ранние», когда сбросы СВ простирания, характерные для четвертичного времени наблюдаются во всех группах пород, а субширотные сбросы только в породах более раннего возраста.

Этап сжатия, установленный при анализе разрывов в кристаллических породах докайнозойского возраста, вероятнее всего палеозойский, т.к. именно для этого времени характерно широкое развитие взбросо-надвиговых структур в Прибайкалье [Александров, 1990]. Имеются структуры сжатия, сформированные в более позднее время, например, Ангарский надвиг кристаллических пород на юрские конгломераты или пологие складки в которые смяты породы танхойской свиты [Мац и др., 2001]. При проведении исследования хрупкие структуры сжатия в кайнозойских отложениях не выявлены.

Возраст пород	Региональные тектонические напряжения	
	Растяжение	Сжатие
Q		
$P_3-N_2^1$		
$PZ_3?$		

Рис. 33. Решения парагенетического анализа о положении разломных зон и стресс-тензорах регионального уровня, восстановленные в разновозрастных породах разломной зоны Черского.

Серым цветом выделены наложенные деформации. Пояснения в тексте.

На правом берегу р. Мишиха, имеется опрокинутое залегание эоцено-нижнеплиоценовой аллювиальной толщи, формирование которого связывают со складкообразованием в зоне широтного сдвига и последующим оползневым смещением блока в результате перекоса Мишихинско-Клюевского блока [Аль Хамуд и др., 2021]. По результатам проведенного рангового анализа левосторонние субширотные сдвиги можно отнести к

парагенезу зоны регионального сброса СВ простирания, а правосторонний сдвиг (решение 12) – к парагенезу зоны субширотного сброса регионального уровня (см. рис. 31).

В итоге для разломной зоны Черского были реконструированы следующие тектонические напряжения регионального уровня иерархии: 1) СЗ-ЮВ растяжение в четвертичных породах; 2) меридиональное растяжение – в олигоцен-миоценовых отложениях; 3) СЗ-ЮВ сжатие – в породах позднепалеозойского возраста.

### **3.1.5. Выводы по разделу 3.1**

В результате проведенного исследования для центральной части Предбайкальского предгорного прогиба выявлены региональные обстановки СЗ-ЮВ сжатия для пород докайнозойского времени формирования, обстановка правостороннего сдвига с широтной осью сжатия и меридиональной осью растяжения, характерной для неогеновых отложений баяндайской свиты, и обстановка СЗ-ЮВ растяжения в четвертичных осадочных породах. В региональную динамическую обстановку СЗ-ЮВ сжатия входят 26% всех локальных решений (стресс-тензоров), правостороннего сдвига (35% всех реш.) и растяжения (39% всех реш.).

Ранговый анализ разрывов Приморской разломной зоны вблизи Тырганского разлома выявил три региональные динамические обстановки: СЗ-ЮВ сжатие, обстановку левостороннего сдвига с широтной осью растяжения и меридиональной осью сжатия, а также СЗ-ЮВ растяжение. Обстановка СЗ-ЮВ сжатия реконструирована по 14% всех полученных локальных решений (стресс-тензоров), левостороннего сдвига (14% всех реш.) и растяжения (72% всех реш.).

В Ангаро-Бугульдейской разломной зоне по анализу линеаментов в зоне разлома и системы разрывов пещеры Охотничья, была выявлена обстановка регионального СЗ-ЮВ растяжения. Анализ разрывных

нарушений, нарушающих натечные образования в пещере Охотничья, показал неизменность действия регионального поля тектонических напряжений от момента образования разломной сети пещеры ~ 500 тыс. лет.

В результате проведенного рангового анализа разрывных нарушений зоны разлома Черского выявлены: региональные динамические обстановки СЗ-ЮВ сжатия для пород докайнозойского возраста; обстановка меридионального растяжения, характерная для олигоцен-миоценовых отложений; обстановка СЗ-ЮВ растяжения в четвертичных осадочных породах. Обстановка СЗ-ЮВ сжатия реконструирована по 5% всех полученных локальных решений (стресс-тензоров), меридионального растяжения (26% всех реш.) и СЗ-ЮВ растяжения (69% всех реш.).

### **3.2. Тектонические напряжения в разломных зонах Западного Забайкалья**

Результаты этой главы ранее были опубликованы в статье [Cheremnykh, Dekabryov, 2023]. Работы проводились в крупных разломных зонах Западного Забайкалья, выделяемые еще в работе [Тектонические разломы..., 1978]. Реконструкции тектонических напряжений в пределах района исследования геолого-структурными методами ранее в основном были сосредоточены в Джиде-Витимской разломной зоне (Гусиноозерская и Удинская впадины) [Лунина, Гладков, 2009; Jolive et al., 2013; Черемных и др., 2014]. Цель исследования состояла в установлении специфики иерархии и эволюции тектонических напряжений верхней коры Западного Забайкалья в пределах Тугнуй-Кондинской, Хилокской и Чикой-Ингодинской разломных зон (рис. 34).

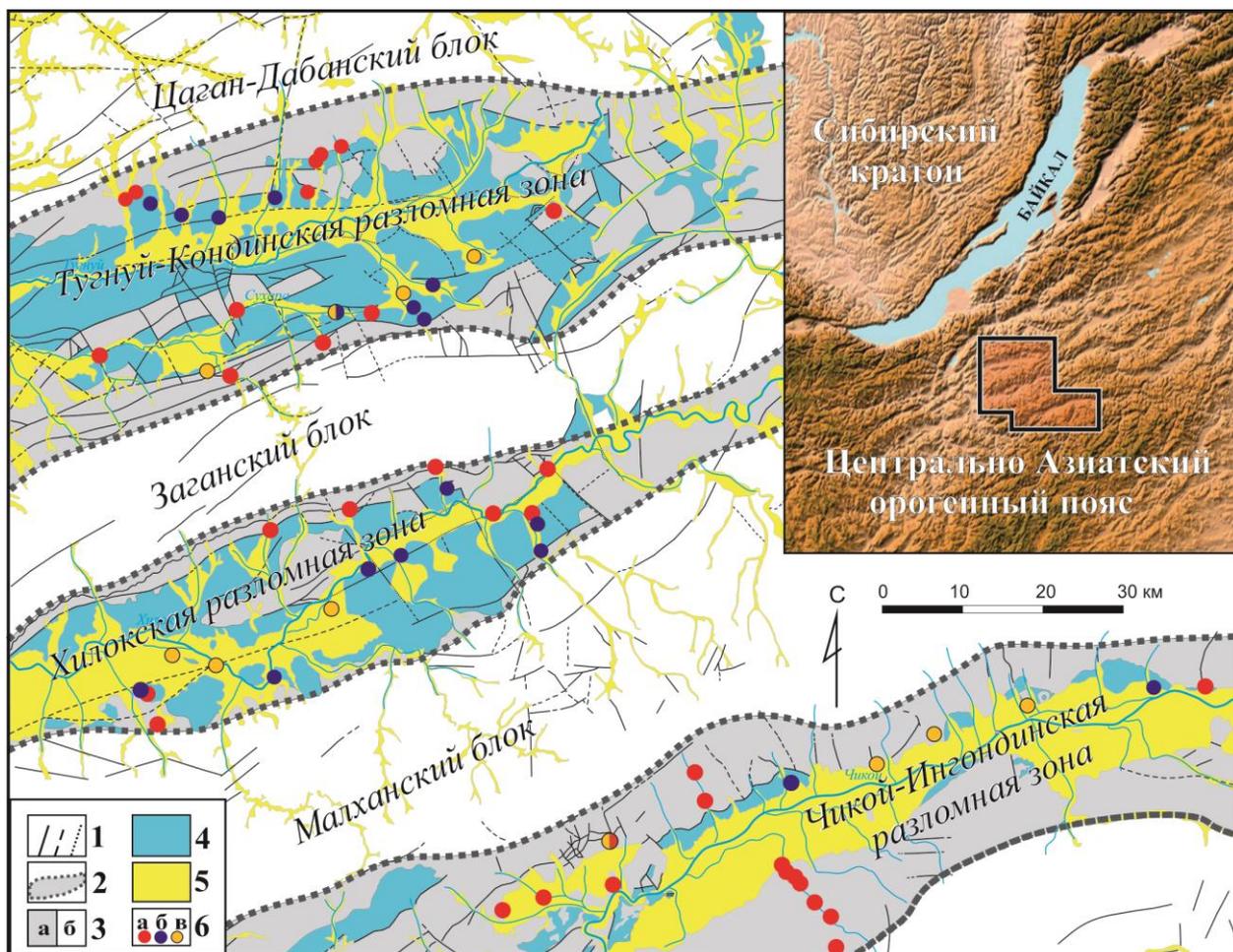


Рис. 34. Расположение района исследований и точек геолого-структурных наблюдений в Западном Забайкалье. 1 – разломы; 2 – разломные зоны; 3 – интрузии и домезозойские породы в разломных зонах (а) и блоках (б); 4 – мезозойские отложения; 5 – кайнозойские осадки; 6 – точки наблюдений (а – в интрузиях и домезозойских породах, б – в породах мезозоя, в – в кайнозойских отложениях).

Парагенезы локальных разрывов были систематизированы относительно изученных разломных зон и возраста нарушенных ими горных пород. Например, все локальные стресс-тензоры, полученные в четвертичных отложениях анализировались структурно-парагенетическим методом для перехода на региональный уровень отдельно от локальных решений иного возраста. Таким образом, изучены тектонические напряжения в пределах 73 обнажений четвертичных осадков, мезозойских отложений и домезозойских метаморфических пород (рис. 35).

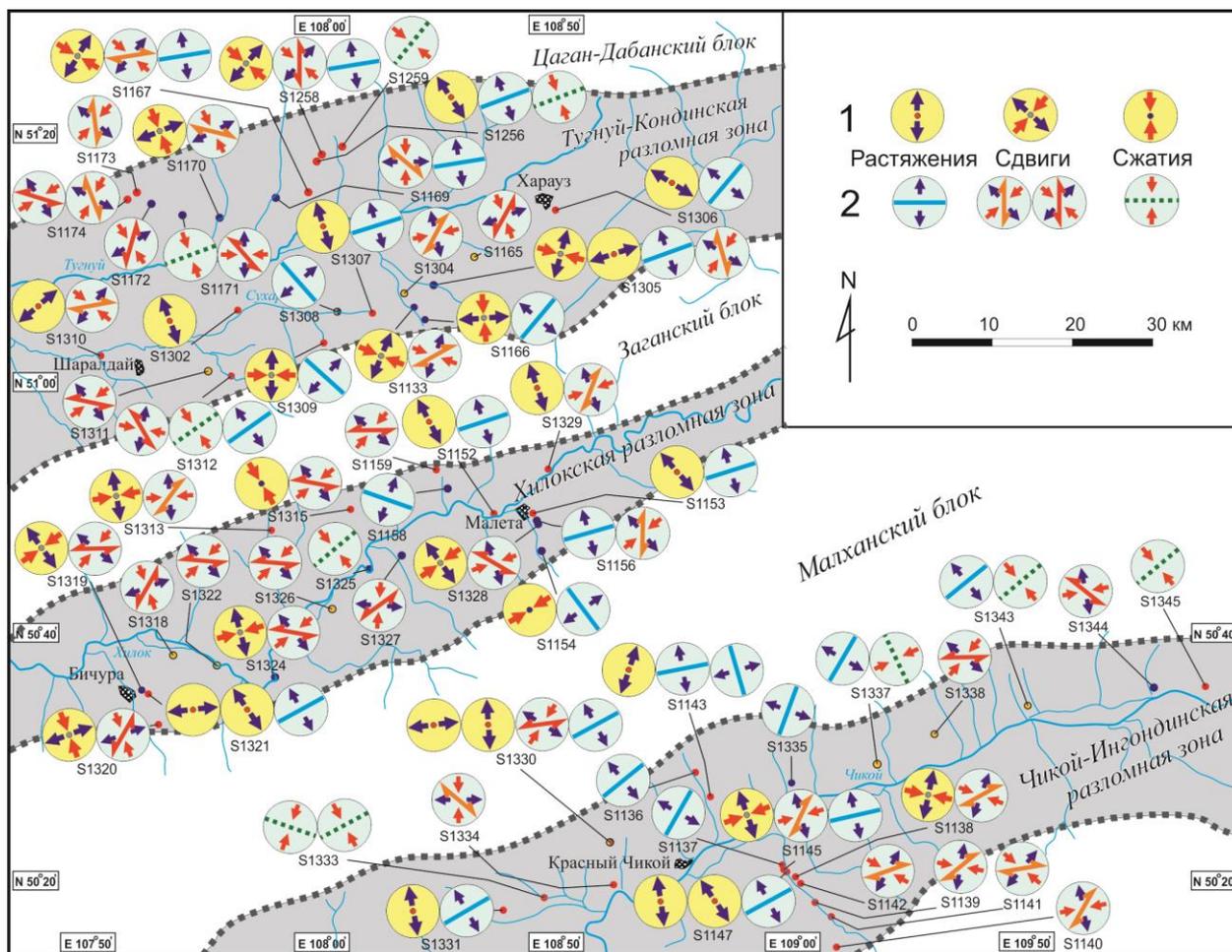


Рис. 35. Локальные стресс-тензоры Западного Забайкалья по результатам реконструкции кинематическим и парагенетическими методами.

1 – стресс-тензоры, реконструированные кинематическим методом [Delvaux, Sprenger, 2003]; 2 – стресс-тензоры, реконструированные методом спецкартирования [Семинский, 2014]. Диаграммы построены в проекции верхней полусферы. Остальные условные обозначения приведены на рисунке 34.

### 3.2.1. Тугнуй-Кондинская разломная зона

Тугнуй-Кондинская разломная зона изучена по простиранию в пределах 72 км сегмента между с. Шаралдай на ЮЗ и с. Харауз на СВ. Реконструкции стресс-тензоров, выполненные по штрихам скольжения показали, что в пределах разломной зоны распространены обстановки растяжения и сдвига (рис. 35). Ранее зона этого крупного разлома была изучена структурно-парагенетическими методами в пределах двух ветвей –

Северо-Тугнуйской и Северо-Заганской, для которых получены весьма близкие результаты [Черемных, 2018].

Методом спецкартирования получено 29 локальных решений для 22 точек геолого-структурных наблюдений в Тугнуй-Кондинской разломной зоне (рис. 36.) В четвертичных осадочных породах реконструировано 4 локальных решения (рис. 36, а): 1) левый сдвиг с аз. пад.  $190^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1311); 2) сброс с аз. пад.  $230^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1308); 3) правый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1304); 4) левый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1165). Ранговый анализ показал, что эти решения удовлетворяют трем элементам субрегионального уровня, которые в свою очередь являются частью парагенеза регионального сброса СВ простирания, сформированного под действием СЗ-ЮВ растяжения (см. рис. 36, г): 1) левосторонний сдвиг ЗСЗ простирания ( $n'$ ), локальное решение в т.н. S1133; 2) правосторонний сдвиг СВ простирания ( $n$ ), локальное решение в т.н. S1304; 3) разрывы трансформационного типа ССЗ простирания ( $t, t'$ ), локальное решение в т.н. S1308.

Парагенез регионального сброса СЗ-ЮВ растяжения, характерный для четвертичного этапа развития Тугнуй-Кондинской разломной зоны, подтверждается фокальными механизмами землетрясений [Melnikova et al., 2016, 2017]. В окрестностях Тугнуй-Кондинского разлома зафиксированы сейсмические события 2001 и 2011 годов, которые произошли в Тугнуйской впадине и в Заганском хребте, и землетрясение 1962 года - в пределах хребта Цаган-Дабан (рис. 36). Наиболее сильным из этих событий является землетрясение 2011 г. ( $M_w=4.7$ ), фокальный механизм которого соответствует СЗ-ЮВ растяжению, а нодальные плоскости – простиранию Тугнуй-Кондинского разлома. Очаг менее сильного землетрясения 2001 г. также свидетельствует о современном растяжении земной коры, но характеризуется простиранием нодальных плоскостей в северо-западных румбах. Ранее уже отмечалось [Черемных, 2018], что сбросы, ортогональные

основному разлому, являются частью парагенеза разломной зоны крупного сброса. Кроме того, этот парагенез характеризуется наличием сдвигов, ориентированных под углами к основному сбросу, которым удовлетворяет механизм очага землетрясения 1962 г.

Породы мезозоя в Тугнуй-Кондинской разломной зоне в районе проведения геолого-структурных наблюдений представлены березовской, ичетуйской и тугнуйской свитой, возраст которых оценивается как  $J_3$  [Arzhannikova et al., 2020]. В мезозойских породах реконструировано 9 локальных решений (рис. 36, б): 1) сброс с аз. пад.  $310^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1166); 2) правый сдвиг с аз. пад.  $150^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1133); 3) правый сдвиг с аз. пад.  $255^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1305); 4) сброс с аз. пад.  $230^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1308); 5) правый сдвиг с аз. пад.  $10^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1170); 6) правый сдвиг с аз. пад.  $40^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1169); 7) взброс с аз. пад.  $340^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1171); 8) сброс с аз. пад.  $160^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1305); 9) левый сдвиг с аз. пад.  $160^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1172). Ранговый анализ показал, что эти решения удовлетворяют двум обстановкам СЗ-ЮВ растяжения и сжатия регионального уровня (см. рис. 36, д). Парагенезу регионального сброса соответствуют 4 парагенеза субрегионального уровня: 1) сброс ВСВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1305, S1169, S1166; 2) правосторонний сдвиг СВ простирания (n) – локальное решение в т.н. S1133; 3) левосторонний сдвиг ЗСЗ простирания ( $n'$ ) – локальное решение в т.н. S1171; 4) разрывы трансформационного типа ССЗ простирания ( $t, t'$ ) – локальные решения в т.н. S1308, S1305. Региональному взбросовому парагенезу соответствуют 3 парагенеза субрегионального уровня: 1) взброс ВСВ простирания (Y) – локальное решение в т.н. S1171; 2) правосторонний сдвиг СВ простирания ( $t'$ ) – локальное решение в т.н. S1169; 3) левосторонний сдвиг ЗСЗ простирания (t) – локальное решение в т.н. S1172. Парагенезу сброса удовлетворяет 70% локальных решений, парагенезу взброса ~ 30 %.

В разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах было реконструировано 16 локальных решений (рис. 36, в): 1) левый сдвиг с аз. пад.  $240^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1312); 2) сброс с аз. пад.  $143^\circ \angle 73^\circ$  (т.н. S1312); 3) взброс с аз. пад.  $143^\circ \angle 73^\circ$  (т.н. S1312); 4) сброс с аз. пад.  $220^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1309); 5) сброс с аз. пад.  $160^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1307); 6) правый сдвиг с аз. пад.  $170^\circ \angle 50^\circ$  (т.н. S1310); 7) правый сдвиг с аз. пад.  $260^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1174); 8) правый сдвиг с аз. пад.  $0^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1173); 9) правый сдвиг с аз. пад.  $350^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1167); 10) сброс с аз. пад.  $350^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1167); 11) сброс с аз. пад.  $350^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1258); 12) левый сдвиг с аз. пад.  $90^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1258); 13) взброс с аз. пад.  $130^\circ \angle 25^\circ$  (т.н. S1259); 14) сброс с аз. пад.  $340^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1256); 15) взброс с аз. пад.  $340^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1256); 16) сброс с аз. пад.  $310^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1306). Ранговый анализ показал, что эти решения удовлетворяют трем обстановкам регионального СЗ-ЮВ растяжения, СЗ-ЮВ сжатия и парагенезу правостороннего сдвига с СЗ ориентировкой оси сжатия и СВ оси растяжения (см. рис. 36, е). Парагенезу сброса с СВ простиранием регионального уровня иерархии соответствуют 2 структурных парагенеза субрегионального уровня: 1) сброс СВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1307, S1167, S1312, S1306, S1256, S1258); 2) разрывы трансформационного типа ССЗ простирания ( $t, t'$ ) – локальные решения в т.н. S1309, S1173. Парагенезу взброса с СВ простиранием регионального уровня иерархии соответствуют 3 парагенеза субрегионального уровня: 1) взброс СВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1256, S1312); 2) левосторонний сдвиг ССЗ простирания ( $t$ ) – локальное решение в т.н. S1258. 3) разрывы трансформационного типа СЗ простирания ( $T, n, n'$ ) – локальные решения в т.н. S1174, S1312. Парагенезу правостороннего сдвига с СВ простиранием регионального уровня иерархии соответствуют 2 парагенеза субрегионального уровня: 1) правый сдвиг ВСВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1167, S1310); 2) взброс СВ простирания ( $t, t'$ ) –

локальное решение в т.н. S1259. Парагенезу сброса удовлетворяет 50% локальных решений, парагенезу взброса ~ 31 %, а парагенезу правостороннего сдвига ~ 19 %.

Всего в зоне этого разлома по штрихам скольжения реконструировано 13 стресс-тензоров из которых: 6 соответствуют условиям растяжения, 7 – сдвига, 9 полностью соответствуют структурным парагенезам, выявленным ранее [Черемных, 2018], а 4 решения в точках наблюдения S1166, S1305 и S1309, реконструированные разными методами, отличаются. Кроме того, часть стресс-тензоров растяжения отражают не поперечное, а продольное по отношению к разлому растяжение (S1305, S1310) и в точке наблюдения S1305 выявлен не один, а два стресс-тензора.

Итоговым результатом рангового структурно-парагенетического анализа является выявление кинематического типа основного разлома и соответствующего ему поля тектонических напряжений регионального уровня. Однотипные региональные поля тектонических напряжений, реконструируемые в разновозрастных комплексах пород, разделялись на основании отклонений осей главных нормальных напряжений на 10-15°. Так для Тугнуй-Кондинской зоны установлены три главные обстановки, при которых она развивалась как сброс, взброс и сдвиг с правосторонним перемещением крыльев с СЗ ориентировкой оси сжатия и СВ оси растяжения. Парагенезу сброса удовлетворяет 62% локальных решений, парагенезу взброса ~ 28 %, а парагенезу правостороннего сдвига ~ 10 %.

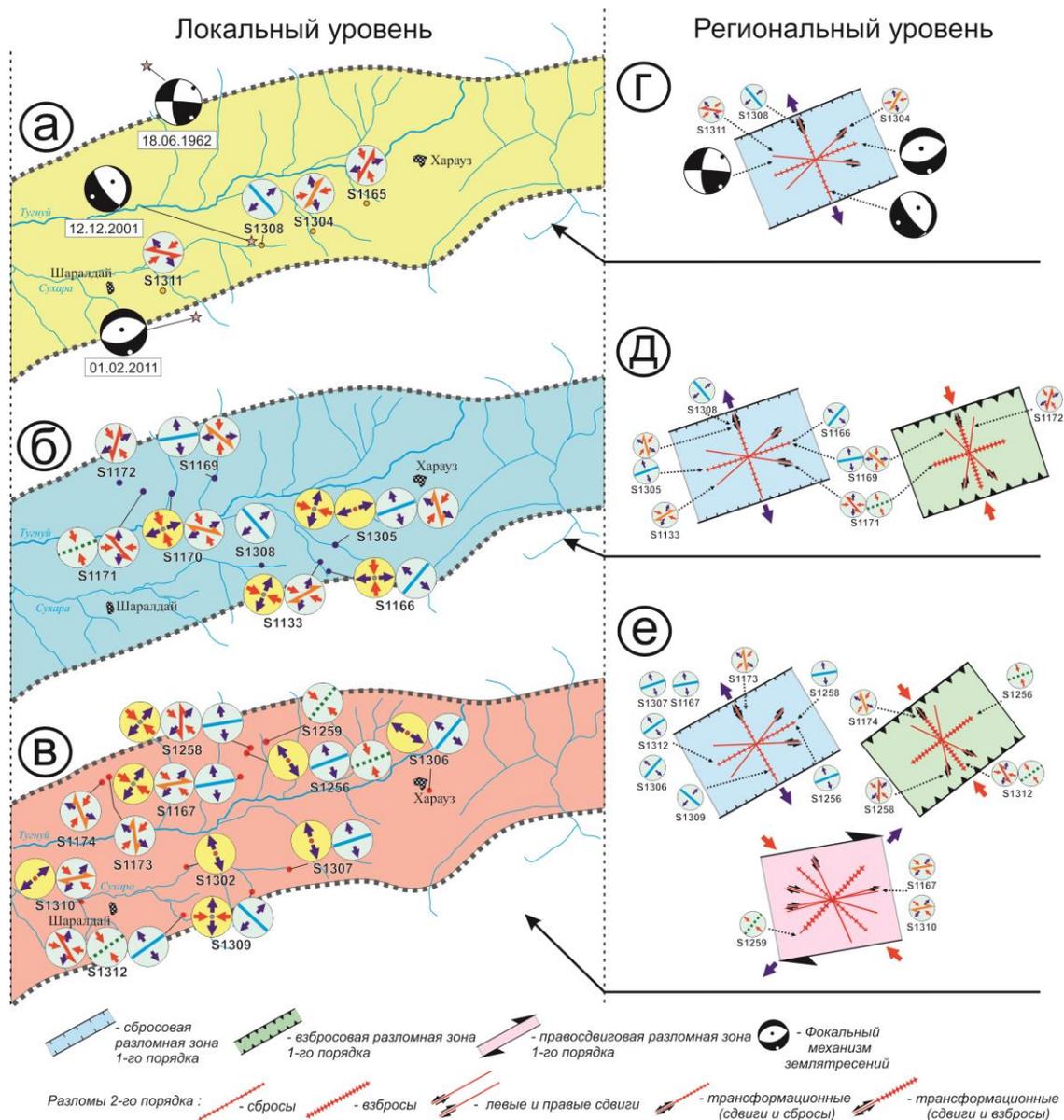


Рис. 36. Схема рангового анализа Тугнуй-Кондинской разломной зоны.

Локальные стресс-тензоры: а – в четвертичных осадках и механизмы очагов землетрясений района исследований; б – в мезозойских породах; в – в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. Парагенезы регионального уровня (г-е): г – региональный парагенез и соответствующие ему локальные решения в четвертичных осадках, а также механизмы очагов землетрясений района исследований по [Melnikova et al., 2016, 2017]; д – региональные парагенезы и соответствующие им локальные решения в мезозойских породах; е – региональные парагенезы и соответствующие им локальные решения в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. На врезках приведены парагенезы разломных зон и тектонические напряжения регионального уровня, полученные в результате рангового анализа. Остальные условные обозначения приведены на рисунке 35.

### 3.2.2. Хилокская разломная зона

Зона Хилокского разлома изучена на протяжении 70-ти км по простиранию от с. Бичура на ЮЗ до окрестностей с. Малета на СВ (см. рис. 36). В этой разломной зоне большинство реконструированных стресс-тензоров отвечают обстановкам растяжения и сдвига (см. рис. 35). Однако, на границах Хилокской разломной зоны с Заганским и Малханским блоками выявлены условия сжатия. Всего было получено 19 локальных решений методом спецкартирования, в 19 точках геолого-структурных наблюдений (рис. 37.).

В четвертичных осадочных породах реконструировано 3 решения (рис. 36, а): 1) левый сдвиг с аз. пад.  $300^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1318); 2) левый сдвиг с аз. пад.  $185^\circ \angle 75^\circ$  (т.н. S1322); 3) левый сдвиг с аз. пад.  $185^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1326). Этих решений недостаточно для проведения рангового анализа.

Методом спецкартирования в мезозойских породах реконструировано 9 решений (рис. 36, б): 1) левый сдвиг с аз. пад.  $0^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1319); 2) левый сдвиг с аз. пад.  $190^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1324); 3) взброс с аз. пад.  $140^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1325); 4) левый сдвиг с аз. пад.  $325^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1327); 5) левый сдвиг с аз. пад.  $210^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1328); 6) сброс с аз. пад.  $160^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1153); 7) сброс с аз. пад.  $53^\circ \angle 77^\circ$  (т.н. S1154); 8) сброс с аз. пад.  $163^\circ \angle 73^\circ$  (т.н. S1156); 9) сброс с аз. пад.  $200^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1158). Ранговый анализ показал, что эти решения удовлетворяют обстановке СЗ-ЮВ растяжения регионального уровня (см. рис. 37, д). Парагенезу сброса регионального уровня иерархии соответствуют 3 структурных парагенеза субрегионального уровня: 1) сброс ВСВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1156, S1158, S1153; 2) левосторонний сдвиг ЗСЗ простирания ( $n'$ ) – локальные решения в т.н. S1328, S1324, S1319, S1327; 3) разрывы трансформационного типа ССЗ простирания ( $t, t'$ ) – локальные решения в т.н. S1154, S1154.

В разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах было реконструировано 7 решений (рис. 37, в): 1) левый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1320); 2) сброс с аз. пад.  $300^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1321); 3) правый сдвиг с аз. пад.  $307^\circ \angle 77^\circ$  (т.н. S1313); 4) левый сдвиг с аз. пад.  $10^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1315); 5) левый сдвиг с аз. пад.  $0^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1159); 6) сброс с аз. пад.  $160^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1152); 7) правый сдвиг с аз. пад.  $110^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1329). Ранговый анализ показал, что эти решения удовлетворяют обстановке СЗ-ЮВ растяжения регионального уровня (см. рис. 37, г). Парагенезу сброса регионального уровня иерархии соответствуют 3 структурных парагенеза субрегионального уровня: 1) сброс ВСВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1321, S1152; 2) правосторонний сдвиг СВ простирания (n) – локальные решения в т.н. S1313, S1329; 3) левосторонний сдвиг субширотного простирания (n') – локальные решения в т.н. S1315, S1159.

В зоне Хилокского разлома по штрихам скольжения реконструировано 12 стресс-тензоров, из которых: 5 соответствуют условиям растяжения, 5 – сдвига и 2 – сжатия. Реконструкции стресс-тензоров, полученные по штрихам скольжения показали, что 10 решений из 12 подтверждают результаты спецкартирования, а 2 решения (в т.н. S1154 и S1315) имеют противоположную ориентировку главных осей напряжений. Это решения о сжатии, расположенные у границ разломной зоны.

В целом же, ранговый структурно-парагенетический анализ, проведенный ранее для 19 локальных разрывов, показал, что на региональном уровне структурный парагенез данного разлома формировался в условиях ССЗ-ЮЮВ растяжения (см. рис. 37). Парагенезу сброса с СВ простиранием удовлетворяет 60% локальных решений в мезозойских породах и ~ 40 % в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. Лишь одно решение (в т.н. S1325) соответствует взбросу с аз. пад.  $140^\circ \angle 60^\circ$ . В четвертичных осадочных породах трех

решений оказалось не достаточно для реконструкции парагенеза разломной зоны и тектонических напряжений регионального уровня иерархии, однако наблюдаемые субширотные сдвиги весьма характерны для условий регионального СЗ-ЮВ растяжения.

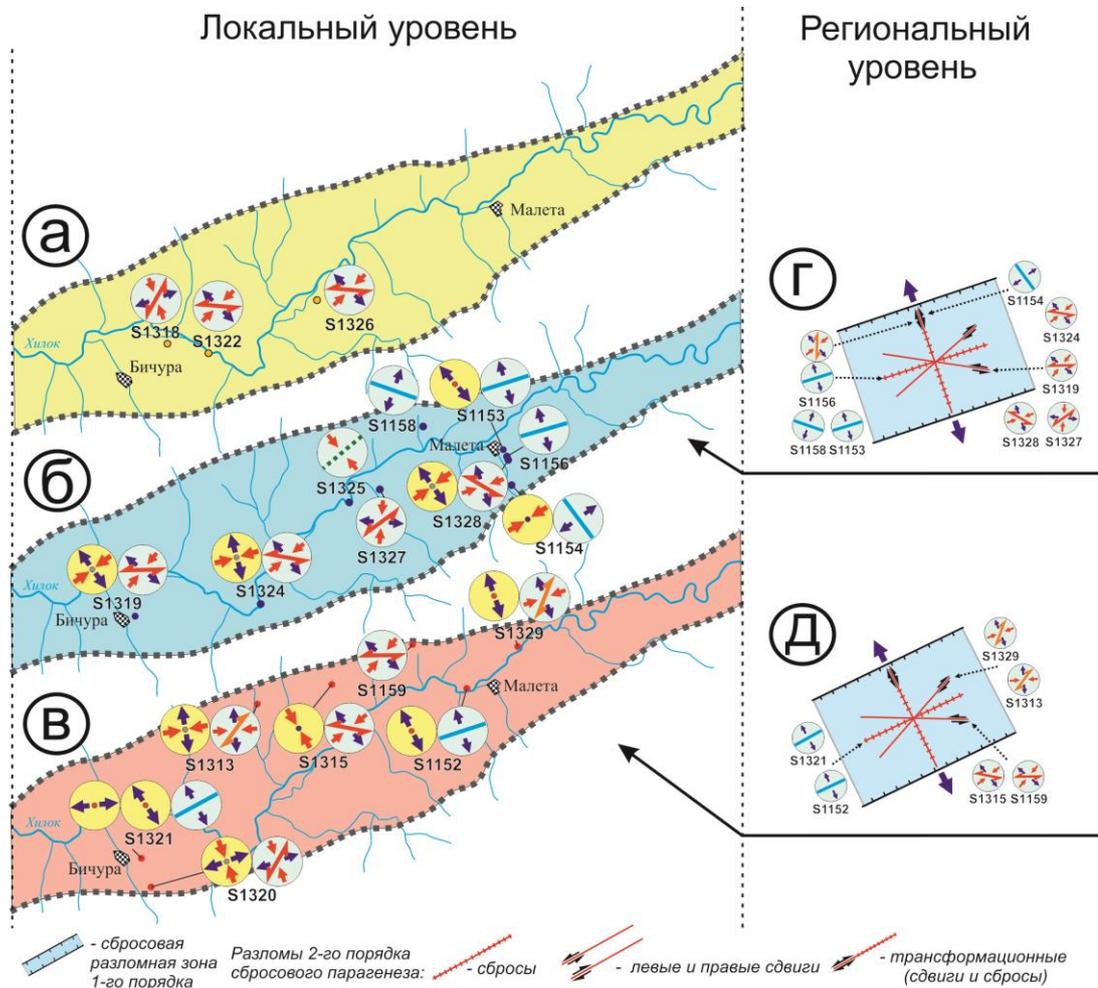


Рис. 37. Схема рангового анализа Хилокской разломной зоны.

Локальные стресс-тензоры: а – в четвертичных осадках; б – в мезозойских породах; в – в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. Парагенезы регионального уровня (г, д): г – региональный парагенез и соответствующие ему локальные решения в мезозойских породах; д – региональный парагенез. и соответствующие ему локальные решения в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. На врезках приведены парагенезы разломных зон и тектонические напряжения регионального уровня, полученные в результате рангового анализа. Остальные условные обозначения приведены на рисунке 35.

### 3.2.3. Чикой-Ингодинская разломная зона

Чикой-Ингодинская разломная зона изучена на протяжении 113 км по ее простиранию (см. рисунок 35). В основном исследования были сосредоточены в окрестностях подножья ЮВ склона Малханского хребта, т.к. именно здесь проходит разлом, активный в плиоцен-четвертичное время [Лунина, 2016], а также в районе перехода от ЮВ борта Чикойской впадины к Зачикойскому блоку, где расположен главный сместитель Чикой-Ингодинского разлома согласно [Хренов, 1988]. Всего было получено 26 локальных решений методом спецкартирования, по 16 точкам геолого-структурных наблюдений в Чикой-Ингодинской разломной зоне (рис. 38).

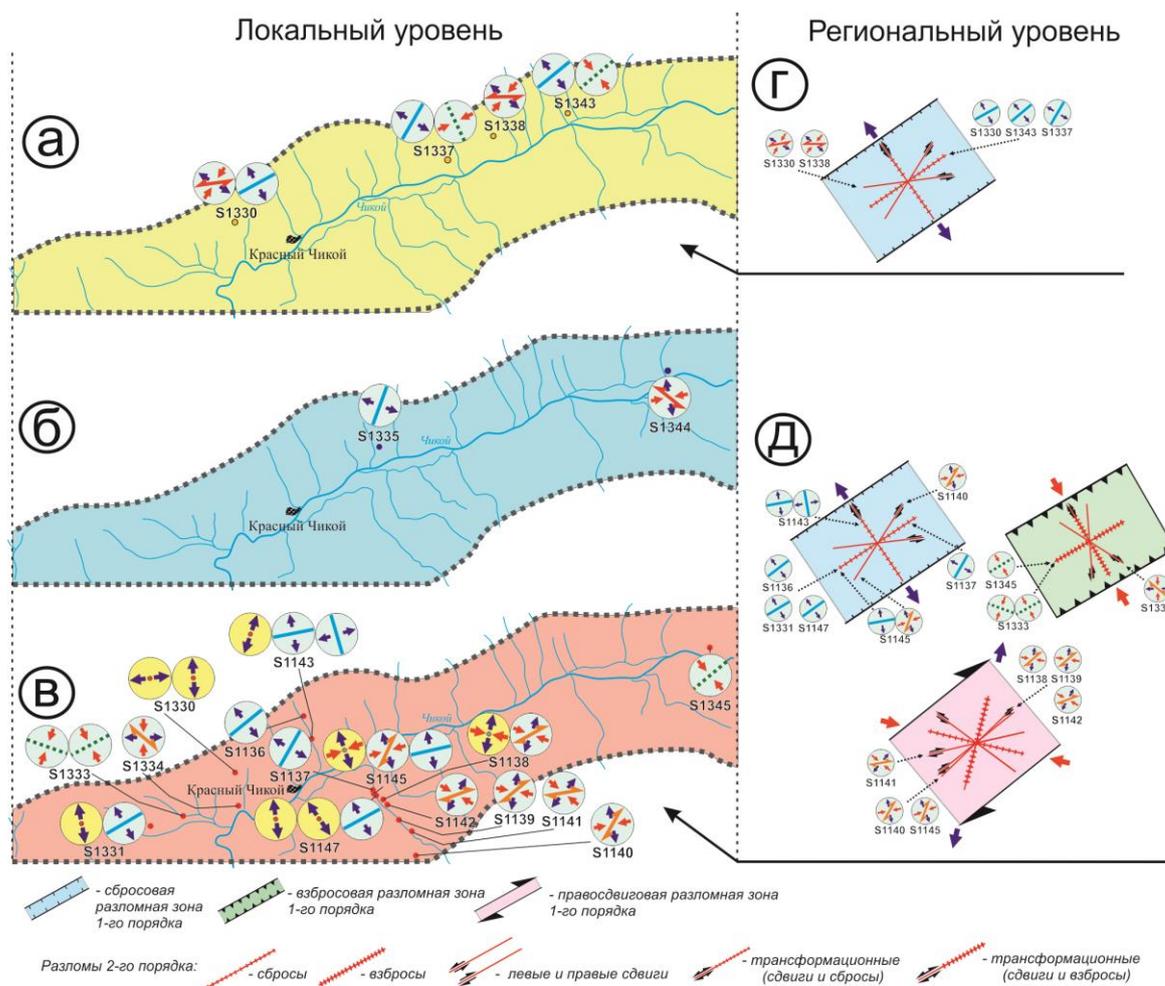


Рис. 38. Схема рангового анализа Чикой-Ингодинской разломной зоны.

Локальные стресс-тензоры: а – в четвертичных осадках; б – в мезозойских породах; в – в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. Парагенезы регионального уровня (г, д): г – региональный парагенез и соответствующие ему локальные решения в четвертичных осадках; д – региональные парагенезы и соответствующие им локальные решения в разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах. На врезках приведены парагенезы разломных зон и тектонические напряжения регионального уровня, полученные в результате рангового анализа. Остальные условные обозначения приведены на рисунке 35.

Методом спецкартирования в четвертичных осадочных породах реконструировано 7 решений (рис. 38, а.): 1) сброс с аз. пад.  $150^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1330); 2) левый сдвиг с аз. пад.  $350^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1330); 3) взброс с аз. пад.  $65^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1337); 4) сброс с аз. пад.  $300^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1337); 5) левый сдвиг с аз. пад.  $180^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1338); 6) взброс с аз. пад.  $320^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1343); 7) сброс с аз. пад.  $140^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1343). Ранговый анализ, проведенный в рамках спецкартирования, позволил выявить для четвертичных осадков региональную обстановку СЗ-ЮВ растяжения (рис. 38, г). Парагенезу сброса регионального уровня иерархии соответствуют 2 структурных парагенеза субрегионального уровня, а именно: 1) сброс СВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1330, S1343, S1337; 2) левосторонний сдвиг субширотного простирания ( $n'$ ) – локальные решения в т.н. S1330, S1338.

В мезозойских породах реконструировано 2 решения (рис. 38, б.): 1) сброс с аз. пад.  $110^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1335); 2) левый сдвиг с аз. пад.  $40^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1344). Эти решения удовлетворяют парагенезу сдвига субрегионального иерархического уровня СЗ простирания, который, в свою очередь, может играть роль разрывов трансформационного типа регионального СЗ-ЮВ растяжения в разломной зоне. Этих двух локальных решений различной кинематики недостаточно для проведения рангового анализа по породам мезозойского возраста для исследуемой части разломной зоны.

Также имеются геолого-структурные данные по Зашуланскому каменноугольному месторождению, предоставленные заместителем директора ИЗК СО РАН, канд. геол.-мин. наук В.А. Саньковым и канд. геол.-мин. наук А.В. Парфеевцем. Месторождение расположено в Чикой-Ингодинской разломной зоне в 26 километрах от посёлка Шимбилик. Угольный разрез изначально не входил в район изучения, так как простирание разломной зоны здесь изменяется с северо-восточного на субширотное, из-за чего весьма вероятны вариации тектонических напряжений и связанных с ними хрупких деформаций. Однако, геолого-структурные наблюдения в мезозойских отложениях Зашуланского каменноугольного месторождения, несомненно, представляют научный интерес.

Зашуланское каменноугольное месторождение представляет собой мульду с углами падения крыльев на юге  $5-10^\circ$  и на севере до  $20^\circ$ , сложенной верхнеюрскими-нижнемеловыми осадочными угленосными отложениями общей площадью более  $170 \text{ км}^2$ . По геофизическим данным с запада мульда ограничивается тектоническим нарушением северо-восточного простирания, с востока – нарушением, проходящим между селами Афонькино и Черемхово. Максимальная глубина залегания фундамента по данным геофизических исследований составляет около полтора километра [Государственный..., 2022].

Отложения мульды разделяется на три толщи (снизу вверх): толща нерасчлененных прибортовых конгломератов мощностью около 300 м; песчано-гравелитовая толща мощностью 150–200 м; угленосная толща мощностью до 900 м. Первые две толщи, скорее всего, являются фациями угленосной толщи, и формировались синхронно с угленосными отложениями [Государственный..., 2022]. На месторождении были выявлены надвиги угленосной толщи на песчано-гравелитовые отложения (рис. 39, а). Видимое смещение по разрывам составляет около 10 метров. Установлена общая ось

сжатия  $195^\circ \angle 74^\circ$  для надвигов и их среднее северо-восточное простирание (рис. 39, б). Кроме того, в угленосных отложениях зафиксированы следы скольжения, позволившие реконструировать в этой точке наблюдения поле тектонических напряжений сдвига:  $\sigma_1 - 160^\circ \angle 3^\circ$ ,  $\sigma_2 - 344^\circ \angle 87^\circ$ ,  $\sigma_3 - 250^\circ \angle 0^\circ$ , (см. рис. 39, г).

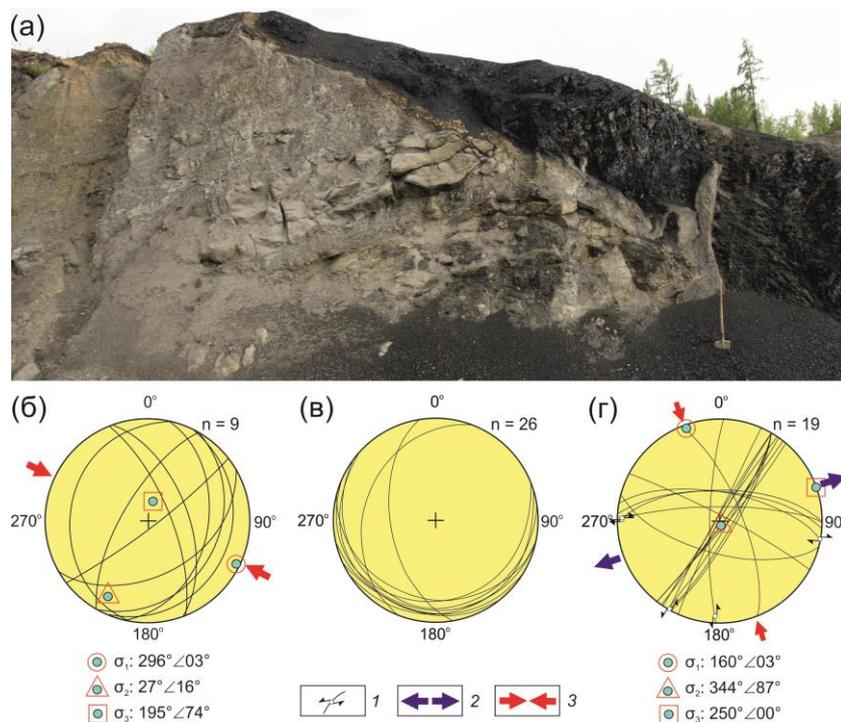


Рис. 39. Надвиги Залушанского угольного разреза (по данным В.А. Санькова, А.В. Парфеевец).

а – фото разрыва надвигового типа; б – плоскости надвигов зафиксированные в угольном разрезе; в – слоистость в угленосных осадках; г – решения для сдвигов в угленосных отложениях по зеркалам скольжений.

1 – положение плоскостей разрывов и направления перемещения относительного перемещения крыльев сдвигов; 2-3 – оси тектонических напряжений: 2 – растяжения; 3 – сжатия. Круговые диаграммы построены в проекции верхней полусферы.

Наличие надвигов в мезозое не обязательно связано с региональным сжатием всей разломной зоны на этом временном интервале. Скорее всего, надвиговые разрывные нарушения в пределах угольного разреза не связаны с тектоническими напряжениями регионального сжатия, т.к. ориентировка надвигов не согласуется здесь с простиранием Чикой-Ингодинской

разломной зоны в пределах субширотного сегмента данного разлома. Зафиксированные сдвиги (рис. 39, г) достаточно хорошо соответствуют парагенезу надвига СВ простирания (рис. 40, а) и, вероятнее всего, являются его элементами – разрывами 2-го порядка (рис. 40, б), сформированными в едином с ним поле тектонических напряжений. Структуры, наблюдаемые в пределах коренного выхода горных пород, по принятой в работе классификации относятся к локальным.

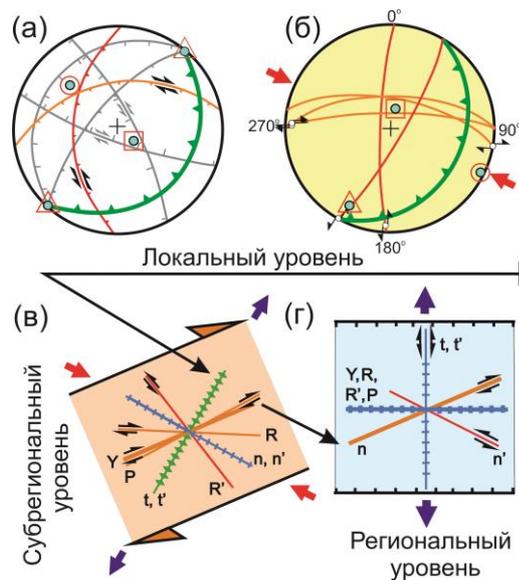


Рис. 40. Иерархия разрывов Залушанского угольного разреза.

а – идеализированный парагенез надвига с углом падения –  $15^\circ$ , условные обозначения можно посмотреть на (рис. б); б – усредненные элементы залегания плоскостей надвигов (локальный уровень) зафиксированные в угольном разрезе и решения для сдвигов в угленосных отложениях по зеркалам скольжений, условные обозначения можно посмотреть на (рис. 38); в-г – парагенезы разломов 2-го порядка в зоне субрегионального сдвига (правого) (v), регионального сброса (г), представленные простираниями плоскостей в плане для условий транспрессивного скалывания (угол между сместителем разлома и осью сжатия –  $55^\circ$ ), условные обозначения можно посмотреть на (рис. 9).

Локальные надвиги, вероятно, являются элементами (t и t/) парагенеза правостороннего сдвига ВСВ простирания субрегионального иерархического уровня (рис. 40, в), который, в свою очередь, может быть структурой (n-типа) парагенеза регионального сброса широтного простирания (рис. 40, г).

Именно к региональному уровню иерархии следует отнести субширотный сегмент Чикой-Ингодинской разломной зоны. Однако, для проведения детального рангового структурно-парагенетического анализа необходимо большее количество разнесенных в пространстве локальных решений в пределах данного сегмента изучаемой разломной зоны.

В разновозрастных интрузиях и домезозойских метаморфических породах было реконструировано 17 решений (рис. 38, в.): 1) сброс с аз. пад.  $150^\circ \angle 50^\circ$  (т.н. S1331); 2) сброс с аз. пад.  $325^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1147); 3) взброс с аз. пад.  $150^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1333); 4) взброс с аз. пад.  $200^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1333); 5) правый сдвиг с аз. пад.  $220^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1334); 6) сброс с аз. пад.  $143^\circ \angle 53^\circ$  (т.н. S1136); 7) взброс с аз. пад.  $320^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1143); 8) сброс с аз. пад.  $140^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1143); 9) сброс с аз. пад.  $300^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1137); 10) правый сдвиг с аз. пад.  $110^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1145); 11) сброс с аз. пад.  $170^\circ \angle 60^\circ$  (т.н. S1145); 12) правый сдвиг с аз. пад.  $150^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1138); 13) правый сдвиг с аз. пад.  $160^\circ \angle 75^\circ$  (т.н. S1142); 14) правый сдвиг с аз. пад.  $140^\circ \angle 90^\circ$  (т.н. S1139); 15) правый сдвиг с аз. пад.  $170^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1141); 16) правый сдвиг с аз. пад.  $120^\circ \angle 80^\circ$  (т.н. S1140); 17) взброс с аз. пад.  $330^\circ \angle 70^\circ$  (т.н. S1345). Кроме широко распространенных условий растяжения и сдвига для этого разлома полученные решения об обстановках сжатия тяготеют к СЗ борту впадины и ассоциирующейся с зоной этого разлома. Ранговый анализ показал, что эти решения удовлетворяют трем обстановкам регионального СЗ-ЮВ растяжения, СЗ-ЮВ сжатия и парагенезу сдвига с ЗСЗ ориентировкой оси сжатия и ССВ оси растяжения (рис. 38, д).

Парагенезу сброса регионального уровня иерархии соответствуют 3 структурных парагенеза субрегионального уровня: 1) сброс СВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1136, S1145, S1147, S1331, S1137; 2) правосторонний сдвиг ССВ простирания (n) – локальные решения в т.н. S1140, S1145; 3) разрывы трансформационного типа СЗ простирания ( $t, t'$ ) –

включающие в себя локальные решения (т.н. S1143). Парагенезу взброса регионального уровня иерархии соответствуют 2 структурных парагенеза субрегионального уровня: 1) взброс СВ простирания (Y) – включающий в себя локальные решения в т.н. S1333, S1345; 2) левосторонний сдвиг ССЗ простирания (t) – включающий в себя локальное решение в т.н. S1334. Парагенезу сдвига с ССВ-ЮЮЗ осью растяжения и ЗСЗ-ВЮВ с осью сжатия регионального уровня иерархии соответствуют 2 структурных парагенеза субрегионального уровня: 1) правый сдвиг СВ простирания (Y) – локальные решения в т.н. S1138, S1139, S1140, S1142, S1145; 2) правый сдвиг ВСВ простирания (R) – локальное решение в т.н. S1141. Парагенезу сброса удовлетворяет 50% локальных решений, парагенезу взброса ~ 17 %, а парагенезу правостороннего сдвига ~ 33 %.

По штрихам скольжения на поверхностях разрывов было реконструировано 8 стресс-тензоров, из которых 6 – соответствуют растяжению, а 2 – сдвигу. Условия растяжения реконструированы около СЗ и ЮВ бортов впадины, а условия сдвига характерны для территории, расположенной к ЮВ от Чикойской впадины. При этом 6 реконструкций соответствуют решениям, полученным для тех же обнажений горных пород в рамках спецкартирования этой разломной зоны (см. рис. 38, в).

Так, для Чикой-Ингодинской зоны в целом установлены три динамические обстановки, при которых она развивалась как сброс, взброс и сдвиг с правосторонним перемещением крыльев с ЗСЗ-ВЮВ ориентировкой оси сжатия и ССВ-ЮЮЗ оси растяжения. Парагенезу сброса удовлетворяет 60% локальных решений, парагенезу взброса ~ 14 %, а парагенезу правостороннего сдвига ~ 26 %.

### 3.2.4 Выводы по разделу 3.2

Обобщенные результаты рангового анализа (в рамках метода спецкартирования) для изучаемых разломных зон Западного Забайкалья приведены на (рис. 41) и отображают реконструированные региональные парагенезы. В Тугнуй-Кондинской и Чикой-Ингодинской разломных зонах Западного Забайкалья в четвертичных осадочных породах ранговым анализом была реконструирована региональная обстановка СЗ-ЮВ (аз. прост.  $320^\circ$ ) растяжения. В породах мезозоя ранговым анализом была реконструирована региональная обстановка СЗ-ЮВ сжатия, которой удовлетворяет 16% всех локальных мезозойских решений (стресс-тензоров), и СЗ-ЮВ (аз. прост.  $340^\circ$ ) растяжения (84% всех реш.) по данным Тугнуй-Кондинской, Хилокской разломных зон. В мезозойских породах Тугнуй-Кондинской разломной зоны были установлены обстановки регионального СЗ-ЮВ сжатия (16% всех реш.), и СЗ-ЮВ растяжения (37% всех реш.). В Хилокской разломной зоне установлена только обстановка СЗ-ЮВ растяжения (47% всех реш.). В домезозойских интрузиях и метаморфических породах были реконструированы региональные обстановки СЗ-ЮВ сжатия, которому удовлетворяет 22% всех локальных решений (стресс-тензоров), сдвига с СЗ ориентировкой оси сжатия и СВ оси растяжения (22% всех реш.), и СЗ-ЮВ растяжения аз. прост.  $330^\circ$  (56% всех реш.). В домезозойских породах Тугнуй-Кондинской разломной зоны были установлены обстановки регионального СЗ-ЮВ сжатия (12% всех реш.), сдвига с СЗ ориентировкой оси сжатия и СВ оси растяжения (7% всех реш.), и СЗ-ЮВ растяжения (19% всех реш.). В Хилокской разломной зоне установлена только обстановка СЗ-ЮВ растяжения (15% всех реш.). В Чикой-Ингодинской разломной зоне были установлены обстановки СЗ-ЮВ сжатия (10% всех реш.), сдвига с ЗСЗ-ВЮВ ориентировкой оси сжатия и ССВ-ЮЮЗ оси растяжения (15% всех реш.), и СЗ-ЮВ растяжения (22% всех реш.).

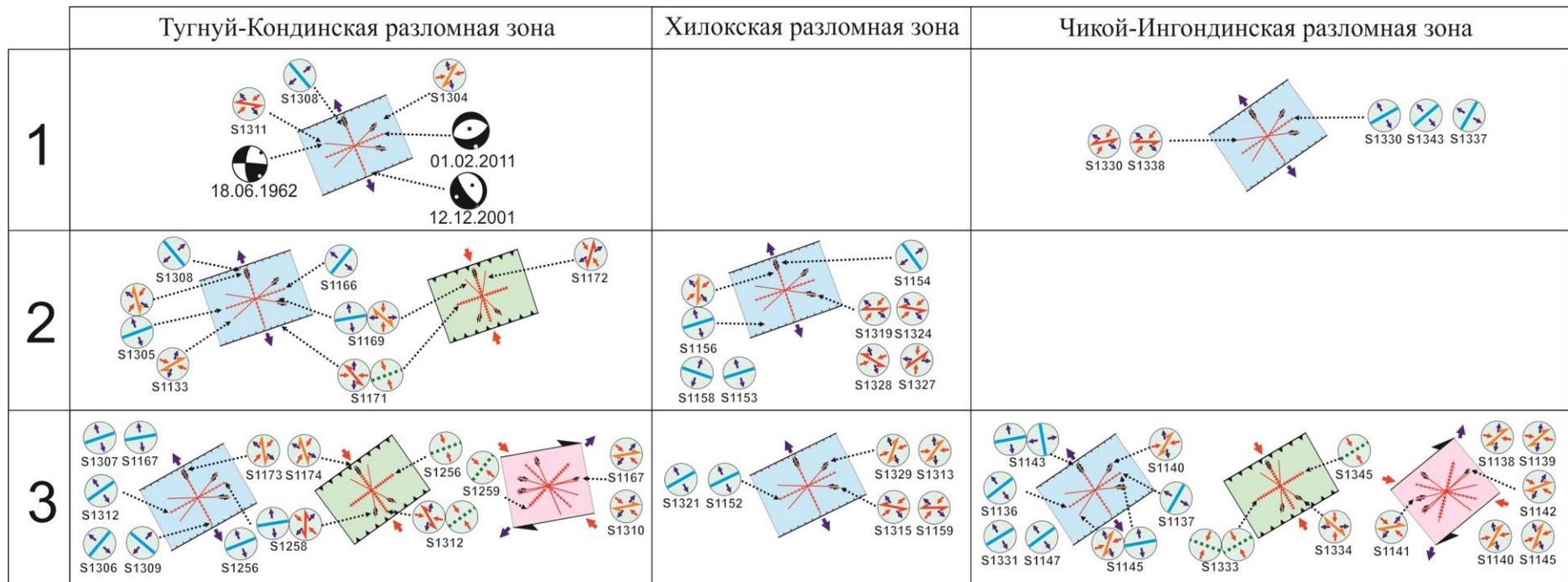


Рис. 41. Схема выявленных разновозрастных региональных тектонических напряжений верхней части коры Западного Забайкалья.

1 – разрывы в кайнозойских отложениях и механизмы очагов землетрясений; 2 – разрывы в мезозойских отложениях; 3 – разрывы в домезозойских интрузиях и метаморфических породах.

### 3.3. Выводы по главе 3

В каждой из семи изученных разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья реконструированы от двух до шести разновозрастных динамических обстановок регионального уровня иерархии с существенно отличающимися ориентировками главных осей (рис 42):

1) для Предбайкальского предгорного прогиба было реконструировано 3 обстановки: 1) СЗ-ЮВ сжатия ( $\sim \epsilon_2-O_1$ ); 2) правостороннего сдвига с меридиональной осью растяжения ( $\sim N_2^2$ ); 3) СЗ-ЮВ растяжения (Q);

2) в Приморской разломной зоне удалось реконструировать 3 обстановки: 1) СЗ-ЮВ сжатия ( $\sim \epsilon_2-O_1$ ); 2) левостороннего сдвига с меридиональной осью сжатия ( $\sim P_3 - N_2^1?$ ); 3) СЗ-ЮВ растяжения (Q);

3) в Ангаро-Бугульдейской разломной зоне удалось реконструировать 2 обстановки: 1) левостороннего сдвига с меридиональной осью сжатия ( $\sim P_3 - N_2^1?$ ); 2) СЗ-ЮВ растяжения (Q);

4) в зоне разлома Черского было реконструировано 3 обстановки: 1) СЗ-ЮВ сжатия ( $\sim J_{1-3}?$ ); 2) меридиональное растяжение ( $\sim N_2^2$ ); 3) СЗ-ЮВ растяжения (Q);

5) в Тугнуй-Кондинской разломной зоне было реконструировано 6 обстановок: 1) СЗ-ЮВ сжатие ( $\sim J_1$ ); 2) правостороннего сдвига с СЗ-ЮВ осью сжатия ( $\sim J_{1-2}$ ); 3) СЗ-ЮВ растяжение ( $\sim J_2$ ); 4) СЗ-ЮВ сжатие ( $\sim J_3$ ); 5) возможное СЗ-ЮВ растяжение ( $\sim P_3 - N_2^1?$ ); 6) СЗ-ЮВ растяжение (Q);

6) в Хилокской разломной зоне была реконструирована обстановка СЗ-ЮВ растяжения ( $\sim K_1$ );

7) в Чикой-Ингодинской разломной зоне было реконструировано 4 обстановки: 1) СЗ-ЮВ сжатие ( $\sim J_1$ ); 2) правостороннего сдвига с СЗ-ЮВ простиранием оси сжатия и СВ-ЮЗ направлением оси растяжения ( $\sim J_{1-2}$ ); 3) СЗ-ЮВ растяжение ( $\sim J_2$ ); 4) СЗ-ЮВ растяжение (Q).

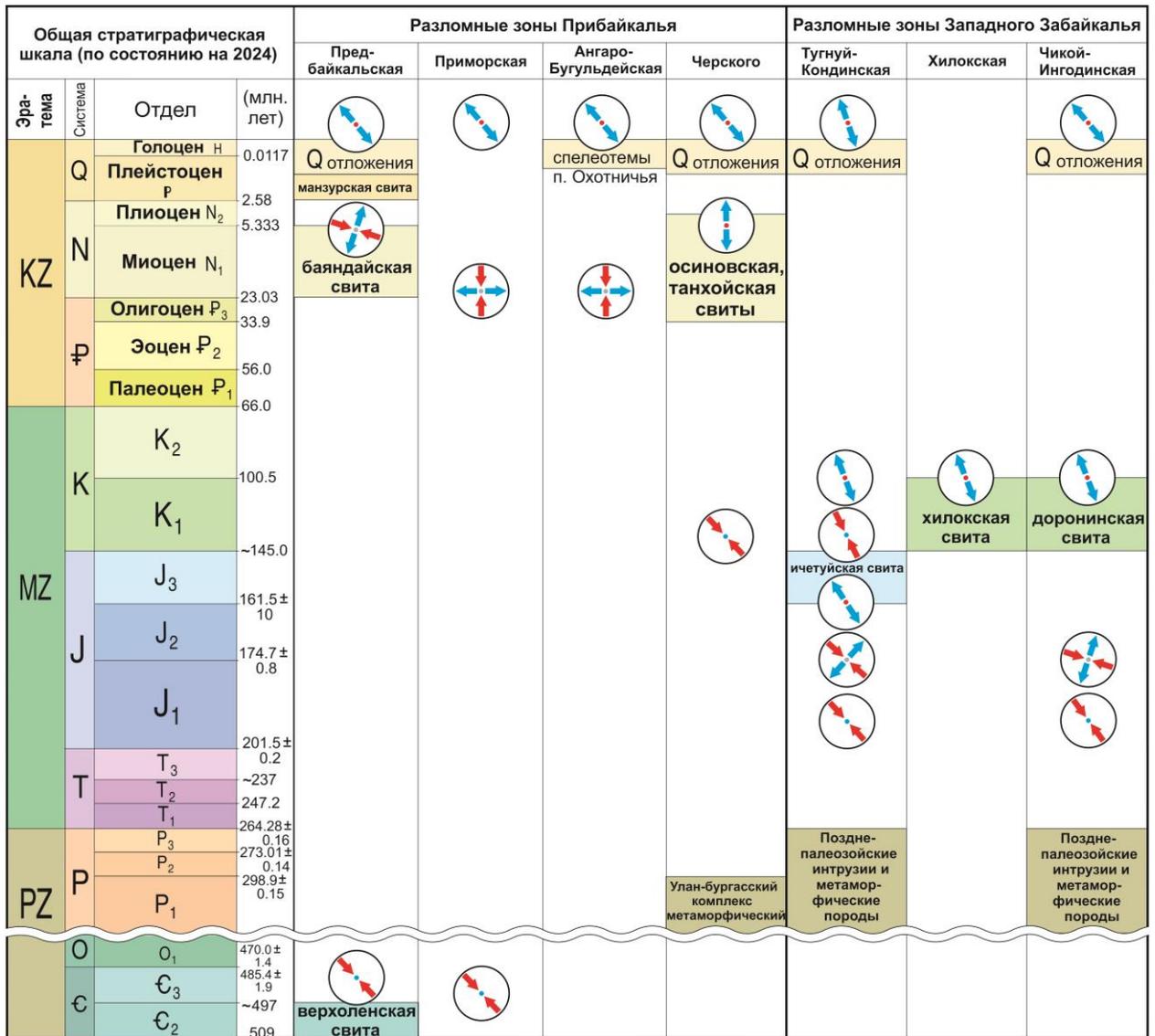


Рис. 42. Относительный возраст тектонических напряжений регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

## Глава 4. Иерархия и возраст тектонических напряжений в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья

### 4.1. Иерархия разрывов и тектонических напряжений в разломных зонах

В данном разделе приводятся статистические данные, полученные в ходе исследования соотношений разноранговых разрывов разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья. Анализ проводился с целью оценки общих иерархических закономерностей развития и распространенности локальных решений (разрывов разных кинематических типов и реконструированных стресс-тензоров) для различных динамических обстановок регионального уровня иерархии разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья. Всего было реконструировано 140 локальных решений (рис. 6), из которых: 47% (65 реш.) – сдвиги; 41% (58 реш.) – сбросы; 12% (17 реш.) – взбросы (данные по каждой изученной разломной зоне приведены в приложении 1).

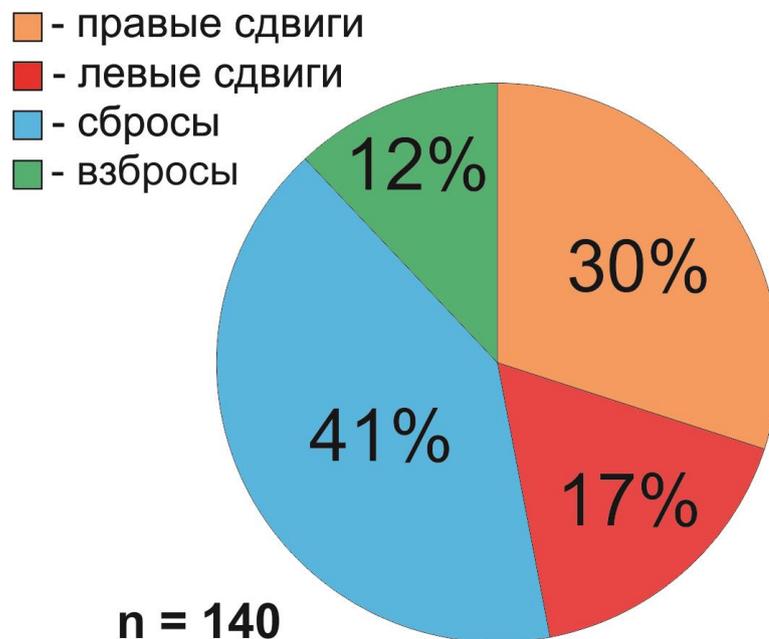


Рис. 43. Соотношение локальных сбросов, сдвигов и взбросов в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Таким образом, в крупных разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья широко распространены сдвиги, из которых 30% характеризуются правосторонним, а 17% – левосторонним направлением перемещения крыльев. Кроме того, в изученных разломных зонах северо-восточного простирания установлено преобладание локальных сбросов, что подтверждает результаты многих исследователей [Шерман, 1977; Тектонические..., 1978; Лунина, 2009; Sankov et al., 1997; Семинский, 2003; и др.].

Все полученные локальные решения анализировались в разновозрастных группах пород (рис. 44), данные по каждой изученной разломной зоне приведены в приложении 2. В породах кайнозойского возраста изучено 27% локальных решений (38 реш.), из которых: в четвертичных осадках — 15% (21 реш.), в олигоцен-плиоценовых отложениях — 12% (17 реш.). В мезозойских породах было установлено — 14% (20 реш.), в палеозойской группе пород — 59% (72 реш.).

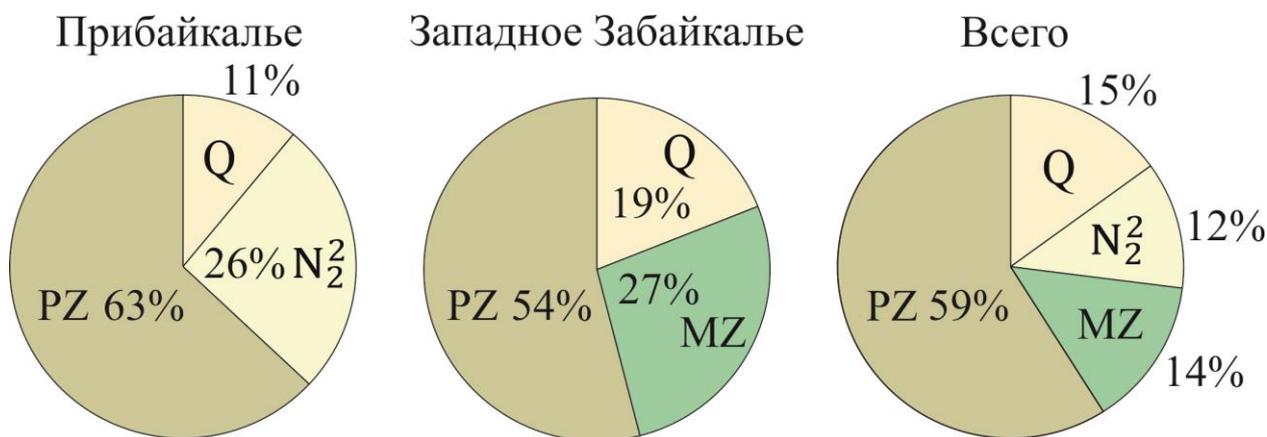


Рис 44. Соотношение разнотипных локальных решений в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, установленных в разновозрастных породах.

Следует отметить, что количество собранных геолого-структурных данных в разновозрастных породах весьма неоднородно в пределах изученных разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья. Однако, с помощью рангового анализа деформаций этих разновозрастных групп

удалось определить последовательность и относительный возраст региональных динамических обстановок характерных для изученных разломных зон.

Исследование, проведенное в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, показало специфику соответствия локальных решений разновозрастным обстановкам воздействия региональных тектонических напряжений от палеозоя до нашего времени (рис. 45). Данные по каждой изученной разломной зоне приведены в приложениях 3 и 4. Всего было реконструировано девять разновозрастных региональных динамических обстановок: 1) обстановке ( $\sim E_2-O_1$ ) СЗ-ЮВ сжатия соответствует – 5.5 % (8 реш.); 2) обстановке ( $\sim J_1$ ) СЗ-ЮВ сжатия соответствует – 6 % (9 реш.); 3) обстановке правостороннего сдвига ( $\sim J_{1-2}$ ) с СЗ-ЮВ простиранием оси сжатия и ЮЗ-СВ ориентировкой оси растяжения соответствует – 6 % (9 реш.); 4) обстановке ( $\sim J_2$ ) СЗ-ЮВ растяжения соответствует – 5.5 % (8 реш.); 5) обстановке ( $\sim J_3$ ) СЗ-ЮВ сжатия соответствует – 3 % (4 реш.); 6) обстановке ( $\sim K_1$ ) СЗ-ЮВ растяжения соответствует – 24 % (34 реш.); 7) обстановке левостороннего сдвига ( $\sim P_3 - N_2^1?$ ) с субмеридиональным простиранием оси сжатия и широтной ориентировкой оси растяжения соответствует – 2 % (2 реш.); 8) обстановке ( $\sim N_2^2$ ) меридионального растяжения соответствует – 9 % (12 реш.); 9) обстановке (Q) СЗ-ЮВ растяжения соответствует – 39 % (54 реш.).

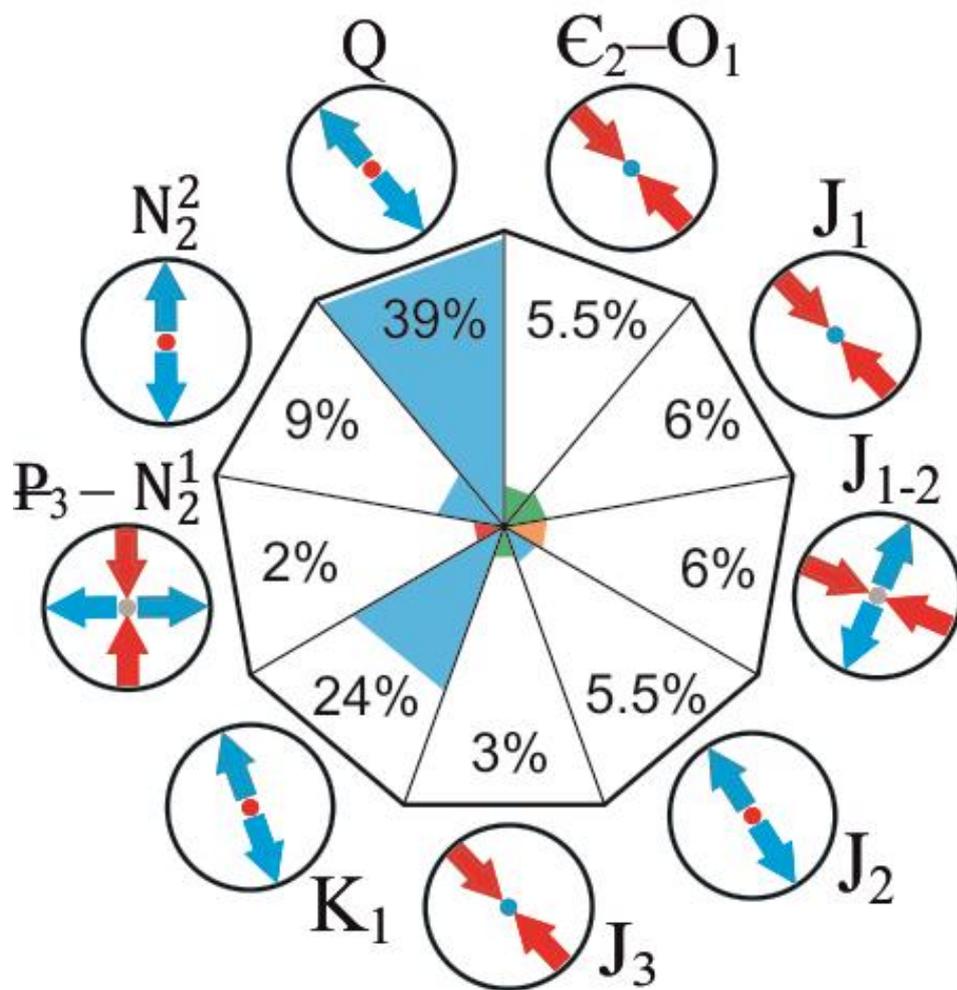


Рис 45. Соотношение локальных стресс-тензоров, соответствующих разновозрастным региональным динамическим обстановкам в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья

На разновозрастные обстановки регионального растяжения приходится наибольшее количество разнотипных локальных решений. Их дальнейший анализ показал, что парагенезам региональных сбросов соответствует – 71% (100 локальных решений различных кинематических типов), парагенезам региональных сдвигов – 14% (19 реш.), парагенезам взбросов регионального уровня – 15% (21 реш.) (рис. 46, а). Также было проанализировано количественное соотношение локальных решений удовлетворяющих парагенезам сбросов регионального уровня иерархии в разновозрастных группах пород.

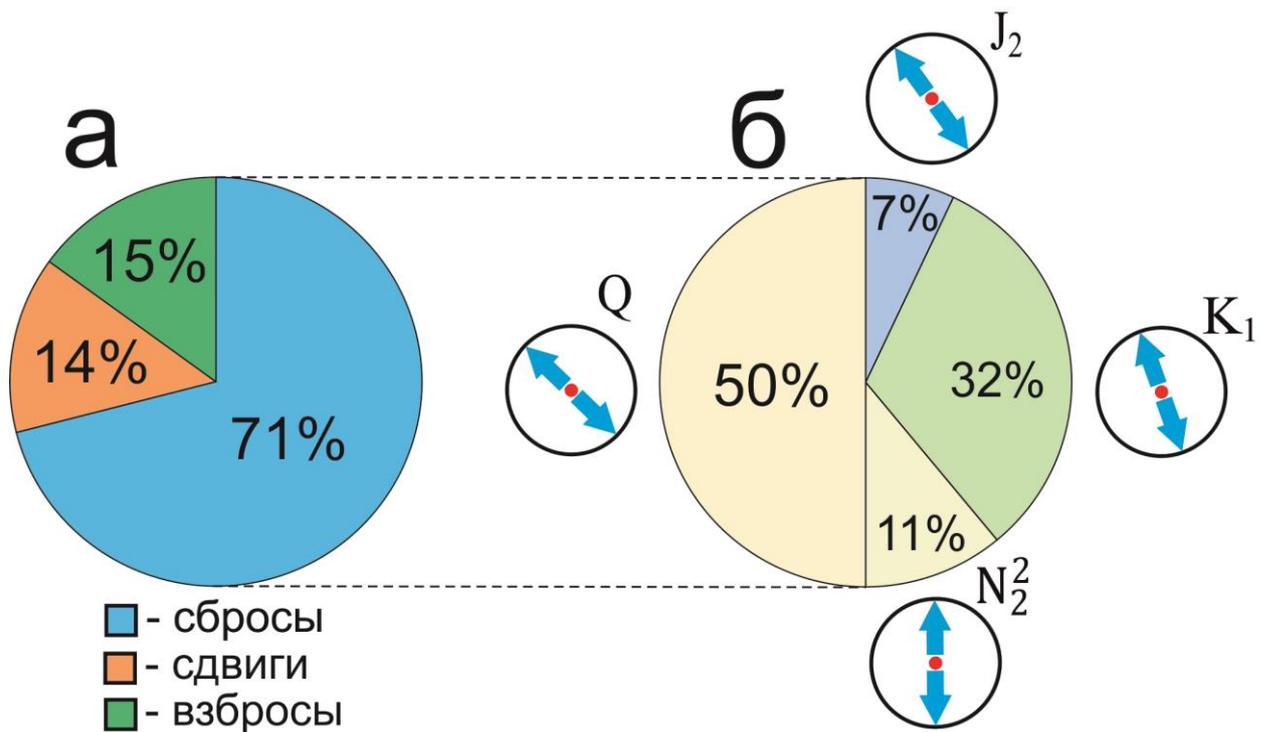


Рис. 46. Соотношения разнотипных локальных реконструкций стресс-тензоров в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, соответствующих: а - парагенезам сбросов, сдвигов и взбросов регионального уровня иерархии; б - разновозрастным региональным обстановкам растяжения.

Установлено, что в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, позднекайнозойскому СЗ-ЮВ растяжению удовлетворяет – 50% от всех локальных решений (рис. 46, б). Обстановке ( $\sim N_2^2$ ) меридионального растяжения соответствует – 11 % (12 реш.), обстановке ( $\sim K_1$ ) СЗ-ЮВ растяжения с аз. прост. соответствует – 32 % (34 реш.) и обстановке ( $\sim J_2$ ) СЗ-ЮВ с аз. прост. растяжения – 7 % (8 реш.). Более детально полученные результаты действия разновозрастных региональных обстановок растяжений по каждой изученной разломной зоне приведены в приложении 6.

Полученные результаты позволили выявить закономерность соотношения разнотипных локальных решений, принадлежащих разновозрастным региональным динамическим обстановкам, которая свидетельствует о том, что наиболее молодые динамические обстановки

представлены наибольшим количеством локальных решений (см. приложение 3). Таким образом, прослеживается общий тренд для разновозрастных региональных динамических обстановок, заключающийся в последовательном возрастании количества локальных реконструкций стресс-тензоров от древних к молодым региональным динамическим обстановкам.

Наиболее ярко эта закономерность выражена в разломных зонах Прибайкалья (рис. 47), а именно в Предбайкальской и Приморской разломных зонах, а также в зоне разлома Черского. В Предбайкальской разломной зоне обстановке ( $\sim E_2-O_1$ ) СЗ-ЮВ сжатия соответствует – 26 % локальных решений (6 шт.), обстановке ( $\sim N_2^2$ ) меридионального растяжения соответствует – 35 % (8 реш.), обстановке (Q) СЗ-ЮВ растяжения соответствует – 39 % (9 реш.). В Приморской разломной зоне обстановке ( $\sim E_2-O_1$ ) СЗ-ЮВ сжатия соответствует – 14 % (2 реш.), обстановке левостороннего сдвига ( $\sim P_3 - N_2^1?$ ) с субмеридиональным простиранием оси сжатия и широтной ориентировкой оси растяжения соответствует – 14 % (2 реш.), обстановке (Q) СЗ-ЮВ растяжения соответствует – 72 % (10 реш.). В разломной зоне Черского обстановке ( $\sim J_3$ ) СЗ-ЮВ сжатия соответствует – 5 % (1 реш.); обстановке ( $\sim N_2^2$ ) меридионального растяжения соответствует – 21 % (4 реш.), обстановке (Q) СЗ-ЮВ растяжения соответствует – 74 % (14 реш.).

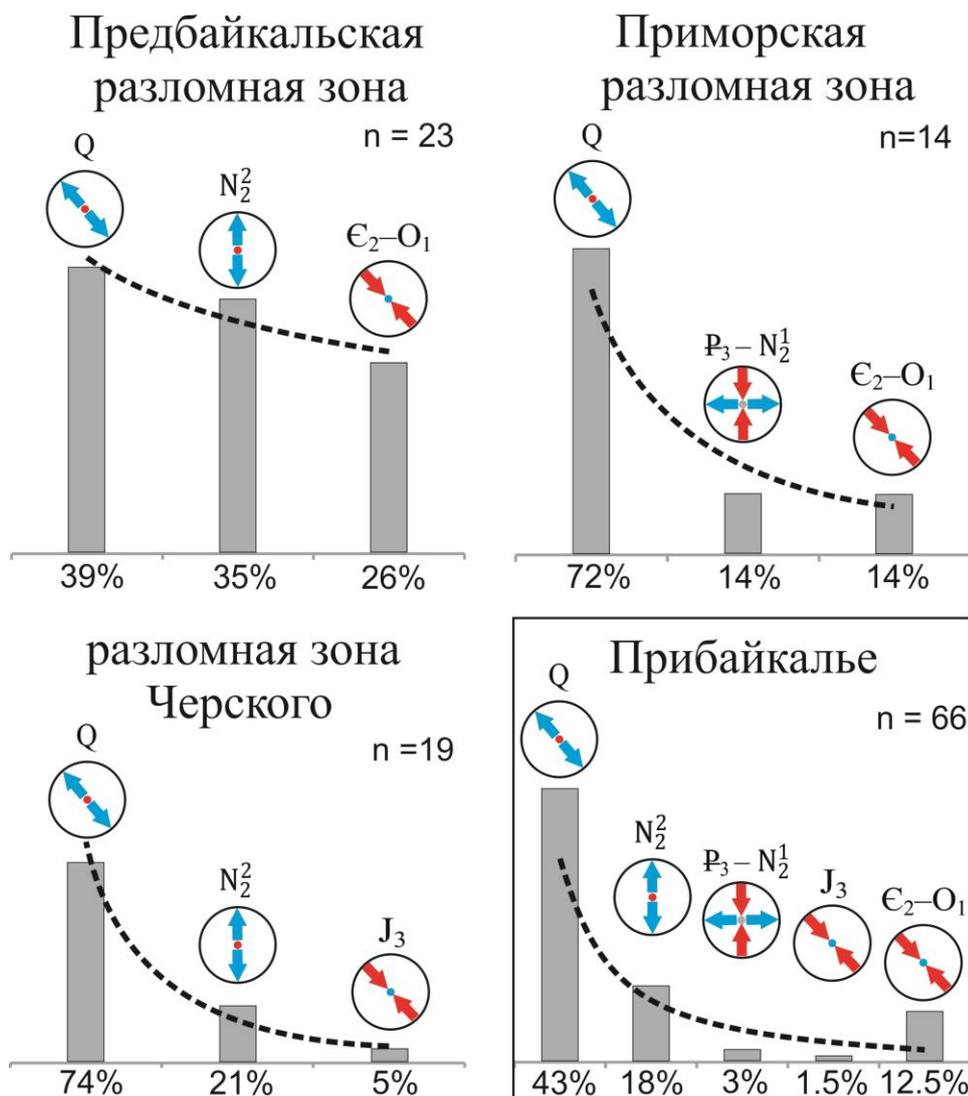


Рис. 47. Соотношение локальных реконструкций стресс-тензоров, соответствующих разновозрастным динамическим обстановкам регионального уровня иерархии, в разломных зонах Прибайкалья.

Пунктиром обозначена линия экспоненциального тренда.

В Западном Забайкалье схожий тренд можно выявить только в Чикой-Ингодинской разломной зоне, по мезозойским и палеозойским породам, см. приложение 3. Это объясняется недостаточным распространением кайнозойских отложений в пределах изученных разломных зон, а также меньшей интенсивностью тектонических процессов в Западном Забайкалье в кайнозое. В Тугнуй-Кондинской разломной зоне схожий тренд можно выявить по мезозойским и палеозойским породам по отдельности, что также

связано с неравномерным распределением локальных решений в разновозрастных группах пород в разломной зоне.

В большинстве изученных разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья данный тренд подтверждается наблюдениями в разновозрастных породах. В Приморской, Тугнуй-Кондинской и Чикой-Ингодинской разломных зонах последовательность наложенных этапов тектогенеза соответствует рассмотренной статистической закономерности распределения локальных разрывов в породах одного возраста. Таким образом, при достаточной статистической выборке локальных реконструкций стресс-тензоров возможно установить последовательность наложенных деформаций, связанных с изменением региональных динамических обстановок и тектонических напряжений, даже в одновозрастных породах.

Вклад разнотипных локальных решений в разновозрастные парагенезы сбросов, сдвигов и взбросов регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья рассмотрен выше (см. рис. 46, а). Далее был проведен анализ соотношений локальных сбросов, сдвигов и взбросов, соответствующих парагенезам регионального уровня (см. приложение 7):

1) парагенезам сбросов регионального уровня иерархии, в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья удовлетворяют – 71 % (100 шт.) локальных решений (см. рис 46, а). Ранговый анализ позволил оценить количество локальных разрывов различных кинематических типов, входящих в региональные парагенезы сбросов (рис 48, а). Установлено, что 58% (58 шт.) локальных решений соответствуют парагенезам сбросов, а парагенезам региональных сдвигов соответствует – 38% (38 реш.). Локальные взбросовые решения не были выявлены в парагенезах сбросов регионального уровня иерархии;

2) парагенезам сдвигов регионального уровня, в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья удовлетворяют – 14 % (19 шт.)

локальных решений (см. рис 46, а), из которых 95% (18 реш.) принадлежат локальным сдвигам (рис 48, б), а 5% (1 реш.) локальным взбросам. Локальные сбросы не были выявлены в парагенезах сдвигов регионального уровня иерархии;

3) парагенезам взбросов регионального уровня иерархии, в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья удовлетворяют – 15 % (22 шт.) локальных решений, из которых: 57% (12 реш.) локальные взбросы (рис 48, в); 43% (9 реш.) локальные сдвиги. Локальные сбросовые решения не были выявлены в парагенезах взбросов регионального уровня иерархии.

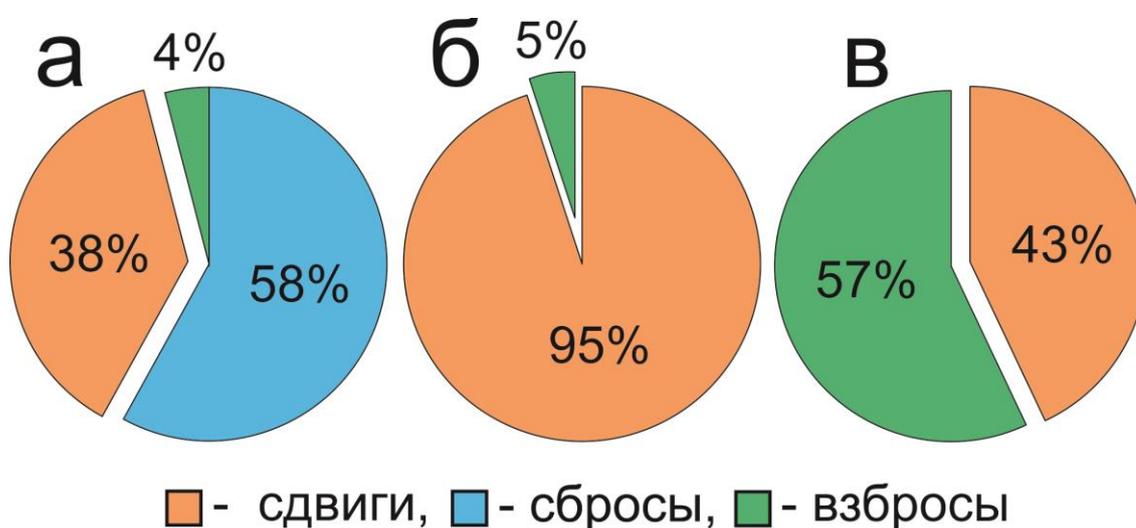


Рис. 48. Соотношение локальных решений, соответствующих парагенезам регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

а-в – парагенезы регионального уровня иерархии: а – сбросы; б – сдвиги; в – взбросы.

Большинство полученных локальных решений приходится на сдвиги (см. рис. 43), кроме того сдвиги участвуют парагенезах регионального уровня иерархии разных типов и на них приходится от 38% до 95% от всех локальных решений (см. рис. 48). В связи с этим отдельно рассмотрено соотношение локальных сдвигов, входящих в разнотипные парагенезы регионального уровня иерархии.

Анализ иерархической соподчиненности локальных сдвигов в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья показал, что только 26% (17 решений) из них соответствуют парагенезам сдвигов регионального уровня иерархии (рис. 49). Значительная часть локальных сдвигов 60% (39 из 65 реш.), соответствуют парагенезам региональных сбросов. Парагенезам взбросов соответствуют только 14% (9 реш.) локальных сдвигов. Более подробная информация по каждой разломной зоне приведена в приложении 8.

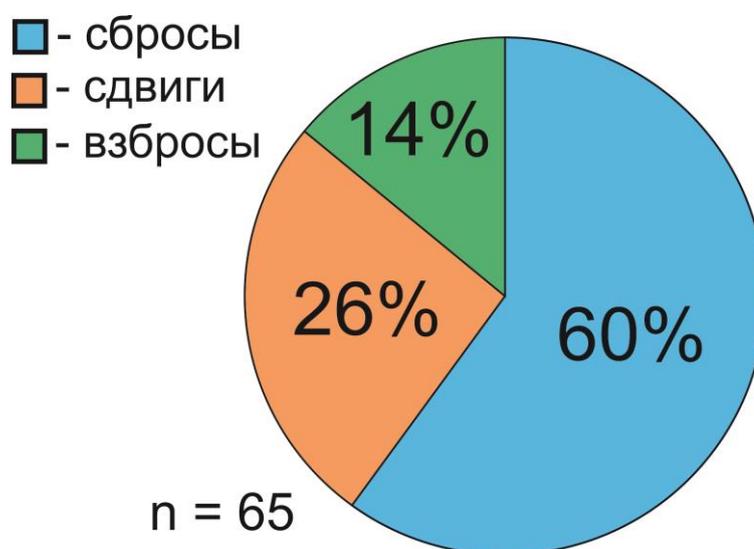


Рис. 49. Соотношение локальных сдвигов, соответствующих разнотипным парагенезам регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Проведенный статистический анализ локальных разрывов в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья показал иерархическую соподчиненность локальных сбросов, взбросов и сдвигов в разных региональных динамических обстановках. Данных о локальных разрывах и соответствующих им стресс-тензорах в изученных разломных зонах достаточно для определения относительного возраста тектонических напряжений регионального уровня иерархии, чему и посвящён следующий раздел.

## **4.2. Относительный возраст региональных тектонических напряжений**

В предыдущей главе были определены оси разновозрастных тектонических напряжений регионального уровня иерархии для изученных разломных зон Прибайкалья и Забайкалья, что позволило провести корреляцию региональных тектонических напряжений, характерных для изучаемой территории на разных временных интервалах, с основными этапами формирования тектонических структур региона (рис. 50).

Наиболее ранний этап СЗ-ЮВ сжатия (аккреционно-коллизийный ~ С2 - О1) зафиксирован в разломных зонах Прибайкалья (рисунок 51, а). На этом этапе сформировалась структура Ольхонского террейна. Этап сжатия установлен во многих других разломных зонах Прибайкалья [Семинский, 2003; Семинский и др., 2005; Семинский, Черемных, 2011; Черемных, 2015; Саньков и др., 2017; Cheremnykh et al., 2020 и др.]. Данное сжатие было реконструировано в Предбайкальской разломной зоне в породах раннего палеозоя (см. рис. 42), а также в протерозойских породах в пределах Приморской и Ангаро-Бугульдейской разломных зон.

В Западном Забайкалье с нижней юры до нижнего мела были зафиксированы 5 разновозрастных региональных динамических обстановок:

- региональное сжатие (~ J<sub>1</sub>) СЗ-ЮВ направления (рис. 51, б) и образование первоначальной сети разломов в Западном Забайкалье, связанное с закрытием Монголо-Охотского океана и началом коллизии в регионе 200–180 млн. лет назад [Delvaux et al., 1995; Arzhannikova et al., 2020, 2022; Sorokin et al., 2020; Wang et al., 2022]. Данное сжатие было реконструировано в Тугнуй-Кондинской, Чикой-Ингодинской разломных зонах, в породах позднего палеозоя (см. рис. 42);

- правостороннее смещение (~ J<sub>1-2</sub>) по зонам Тугнуй-Кондинского и Чикой-Ингодинского разломов (рис. 51, в), выявленное в породах позднего

палеозоя (см. рис. 42), вероятно, связано коллизией, сопровождающейся поднятием этой территории [Delvaux et al., 1995; Arzhannikova et al., 2020]. Данная динамическая обстановка могла иметь аналогичные условия формирования как в ранее рассмотренном этапе закрытия Палеоазиатского океана [Федоровский, 1995], когда коллизия Ольхонского террейна на поздних стадиях была косая, что выразилось в сдвиговых перемещениях крыльев краевого шва Сибирского кратона (Приморская разломная зона);



Рис. 50. Корреляция относительного возраста реконструированных тектонических напряжений регионального уровня иерархии и основных этапов формирования тектонических структур региона, установленных в ходе предшествовавших исследований [Delvaux et al., 1995, 1997; Складов и др., 1997; Федоровский, 1995, 1997, 2010; San'kov et al., 1997; Гладков и др., 2000; Ярмолюк, Иванов, 2000; Мац и др., 2001; Парфеев и др.,

2002; Лунина и др., 2002, 2009; Лухнев и др., 2003; Черемных, 2005, 2010, 2015; Парфеевец, Саньков, 2006; Семинский, Черемных, 2010, 2011, 2015; Семинский и др., 2012; Мац, 2015; Бурзунова, 2015. 2022; Arzhannikova et al., 2020; Аржанникова, 2020; Cheremnykh et al., 2020; Акулов и др., 2020; Sorokin et al., 2020; Wang et al., 2022; Ашурков, 2022; Буслов и др., 2023; Черемных, Декабрёв, 2023; и др.].

- региональное растяжение ( $\sim J_2$ ) СЗ-ЮВ ориентировки [Delvaux et al., 1995; Лунина и др., 2009; Arzhannikova et al., 2020] установлено по остаточным деформациям в Тугнуй-Кондинской разломной зоне (см. рис. 42 и 51, г). Данное растяжение в Западном Забайкалье, вероятно, было связано с началом формирования ичетуйской свиты;

- региональное сжатие ( $\sim J_3$ ) СЗ-ЮВ, реконструированное в Тугнуй-Кондинской разломной зоне (рис. 51, д) в отложениях ичетуйской свиты позднеюрского возраста, сложенной вулканитами (см. рис. 42), подтверждается представлениями об ослаблении растяжения в поздней юре, которое отразилось в смене морских осадков континентальными, а затем – в эпизоде сжатия и эрозии [Delvaux et al., 1995; Arzhannikova et al., 2020]. Вероятно данная динамическая обстановка, выявленная в разломных зонах Западного Забайкалья, синхронна формированию Ангаро-Селенгинской надвиговой системы [Гладков и др., 2000; Акулов и др., 2020], связана с одновременным закрытием Монголо-Охотского океана [Arzhannikova et al., 2022]. Последнее полностью завершилось 165-155 млн лет назад и, вероятно, отразилось в разломной зоне Черского (разрывные деформации палеозойских пород улан-бургасского метаморфического комплекса);

- региональное растяжение ( $\sim K_1$ ) СЗ-ЮВ ориентировки [Delvaux et al., 1995; Arzhannikova et al., 2020; Буслов и др., 2023] установлено по остаточным деформациям нижнемеловых отложений хилокской свиты в пределах одноименной разломной зоны и ичетуйской свиты в Тугнуй-Кондинской разломной зоне (см. рис. 42 и 51, е). Ранний мел ознаменовался формированием впадин Забайкалья, и комплексов метаморфический ядер

(блоков) разделяющих разломные зоны Западного Забайкалья [Скляр и др., 1997; Буслов и др., 2023]. Данное растяжение в Западном Забайкалье, вероятно, действовало с начала мела по начало кайнозоя [Лунина и др., 2009], что также подтверждают разновозрастные излияния базальтов в Забайкалье [Ярмолук, Иванов, 2000].

В Приморской и Ангаро-Бугульдейской разломных зонах (Прибайкалье) удалось выделить ( $\sim P_3 - N_2^1$ ?) левосдвиговый этап в протерозойских породах (см. рис. 42). Данный этап ранее охарактеризован в работах [Delvaux et al., 1997; Леви и др., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеев и др., 2002; Мац, 2015 и др.]. Байкальский рифт при этом развивался в условиях сдвиговых напряжений с ориентировкой оси сжатия в меридиональном и оси растяжения в широтном направлении (рис. 51, ж). Отсутствие сдвигового этапа тектонических напряжений регионального уровня в зоне разлома Черского при наших построениях может быть обусловлено несколькими причинами. Весьма вероятно, что на временной интервал регионального сдвига ( $\sim P_3 - N_2^1$ ?) осадки танхойской и осиновской свит ещё не прошли стадию литификации, а деформации обводненных мелко- и среднеобломочных отложений, по-видимому, носили пластический характер. Кроме того, исследования напряженно-деформированного состояния в зонах разломов Центрального Прибайкалья показали [Черемных, 2015; Cheremnykh et al., 2020], что сдвиговый этап носил избирательный характер и мог не затронуть эту часть зоны разлома Черского. Последнее, возможно, связано со стадией формирования и ориентировкой конкретного разлома. Отсутствие левосдвигового этапа в Предбайкальском горном прогибе можно объяснить аналогичными причинами.

В зоне разлома Черского в породах, возраст которых оценивается как олигоцен-ранний плиоцен (танхойская и осиновская свиты) выявлено ( $\sim N_2^2$ ) меридиональное растяжение (см. рис. 42). Деформации отложений кайнозойского возраста в зоне разлома Черского (танхойская тектоническая

ступень), связаны с формированием двух направлений сбросов и соответствующих им растягивающих напряжений с СЗ-ЮВ и субмеридиональной ориентировкой оси растяжения [Семинский, Черемных, 2011]. Проведенное исследование показало, что региональное поле растяжения с субмеридиональной ориентировкой главной оси относительно более раннее, так как широко распространено в породах олигоцена-раннего плиоцена, а поле растяжения СЗ-ЮВ направления – позднее, так как реконструировано для всех групп пород, включая четвертичные галечники [Черемных, Декабрёв, 2023].

Субмеридиональному растяжению удовлетворяет правый сдвиг крыльев Предбайкальской разломной зоны, парагенез которой выявлен в неогеновых отложениях баяндайской свиты (см. рис. 42), что говорит о формировании данного сдвига в позднем неогене. Таким образом, что субмеридиональное растяжение, характерное для зоны разлома Черского, было синхронно со сдвигом в Предбайкальском прогибе. Обе динамические обстановки реконструированы в породах миоцен-плиоценового возраста и удовлетворяют полю меридионального растяжения регионального уровня иерархии. Пока неясно была ли данная динамическая обстановка характерна для всей БРС или затронула лишь некоторые её сегменты? Подобное ССВ-ЮЮЗ растяжение в зоне Ольхонского разлома было рассмотрено Ю.П. Бурзуновой [2015; 2022], где автор соотносил эту обстановку с этапом проторифта (поздний миоцен-ранний плиоцен, раннеорогенный этап), исходя из ориентировки предполагаемых векторов смещений блоков [Delvaux et al., 1997]. В работе [Парфеев, Саньков, 2006] был отмечен кратковременный эпизод между раннекайнозойским и позднекайнозойским этапами развития БРС, связанный с изменением режима деформирования земной коры и переориентировкой главных осей напряжений, выделяемый в краевых частях БРС. Установленное субмеридиональное растяжение (рис. 51, з), возраст которого был оценен как позднеплиоценовый [Черемных, Декабрёв, 2023],

можно рассматривать как переходную фазу между сдвиговым полем напряжений в раннем кайнозое и сбросовым – в позднем кайнозое.

Во всех изученных разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья установлено СЗ-ЮВ растяжение (см. рис. 42, 51, и), которое характерно для четвертичного времени (Q). Данный отрезок времени охарактеризован множеством тектонофизических реконструкций по разрывным нарушениям [Шерман, Днепровский, 1989; Delvaux et al., 1997; San'kov et al., 1997; Парфеевец и др., 2002; Лунина и др., 2002; Черемных, 2005, 2010, 2015; Семинский, Черемных, 2011; Семинский, и др., 2012; и др.]. Растяжение вкрест центральной части юго-западного сегмента Предбайкальского предгорного прогиба также подтверждается данными GPS-измерений [Лухнев и др., 2003; Ашурков, 2022]. В Предбайкальской разломной зоне анализ геолого-структурных данных эоплейстоценовых отложений манзурской свиты и голоценовых отложений, а также четвертичных отложений Танхойской тектонической ступени выявил парагенез сброса северо-восточного простирания. Из этого следует, что данная динамическая обстановка действует с ~ 2,5 млн. лет по настоящее время. Абсолютный возраст спелеотем, нарушенных разрывами и трещинами в пещере Охотничьей датируется ~ 450 тыс. лет [Vaks et al., 2013], что свидетельствует о неизменности обстановки СЗ-ЮВ растяжения с этого времени. Все реконструкции регионального поля тектонических напряжений в разломных зонах Западного Забайкалья по четвертичным осадкам также удовлетворяют северо-западному растяжению (см. рис. 42, 51, и).

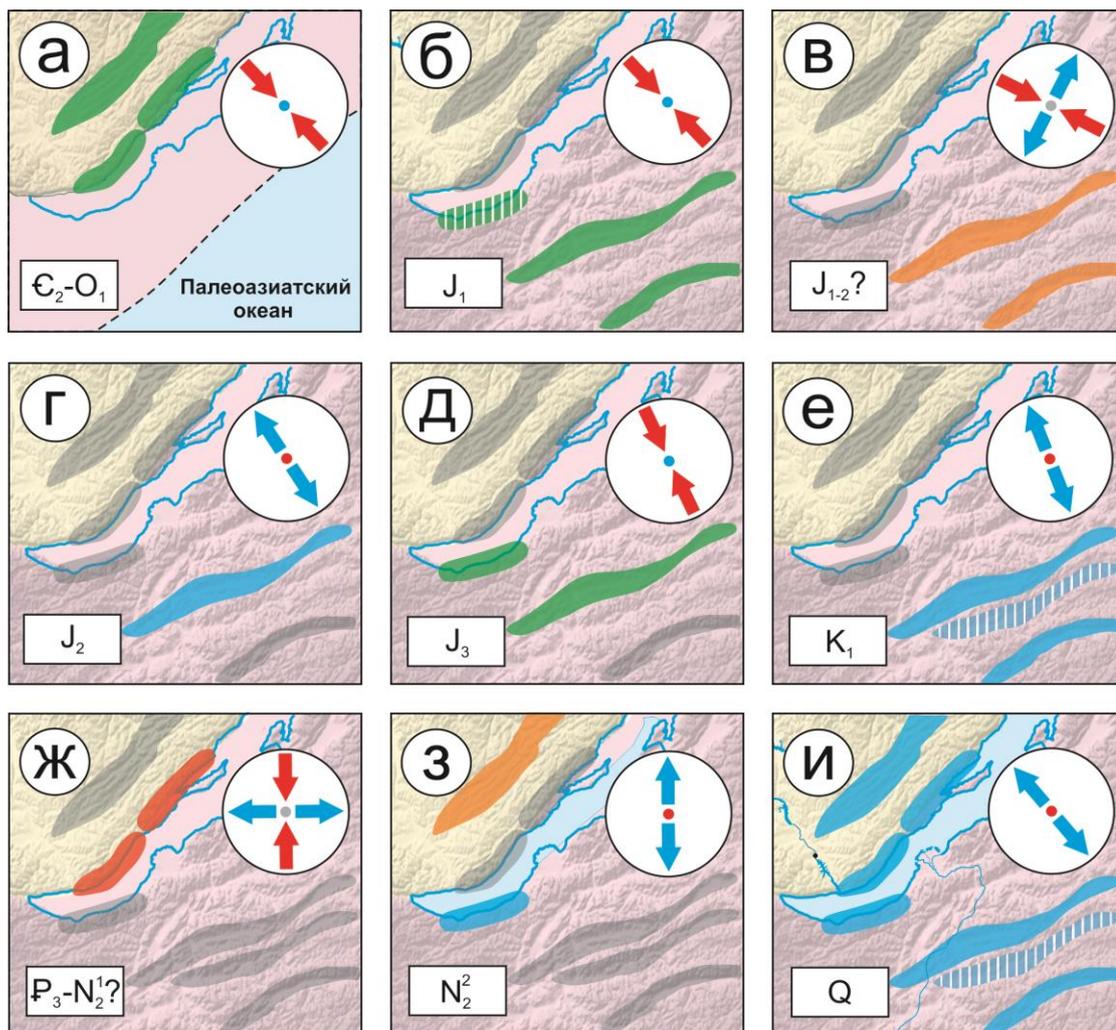


Рис. 51. Модель активизации изученных разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья под действием региональных тектонических напряжений.

Цветом отмечена кинематика разломных зон: синий – сбросы, зеленый – взбросы, красный – левый сдвиг, оранжевый – правый сдвиг, серый – нет данных. Штриховкой обозначены зоны, где было не достаточно локальных решений для проведения рангового анализа, но локальные разрывы в этих зонах удовлетворяют региональным обстановкам, установленных для тех же временных интервалов.

### 4.3. Выводы по главе 4

1. Установлено, что большинство локальных разрывов – 71% удовлетворяют парагенезам сбросов региональных уровней иерархии. Позднекайнозойскому (Q) СЗ-ЮВ растяжению принадлежит 50% от общего числа локальных решений, удовлетворяющих сбросовым парагенезам регионального уровня иерархии.

2. Для разломных зон Прибайкалья установлен тренд уменьшения количества локальных реконструкций стресс-тензоров соответствующих более ранним динамическим обстановкам регионального уровня. Данную статистическую закономерность можно использовать для определения последовательности деформаций, связанных с изменением тектонических напряжений во времени.

3. Локальные сдвиги характерны для различных динамических обстановок регионального уровня в пределах изученных разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья и составляют значительную долю структурных парагенезов разломных зон сбросов (38%), сдвигов (95%) и взбросов (43%). В парагенезах сбросов и взбросов региональных уровней иерархии локальные сдвиги составляют 38-43%, что показывает их значимую роль в развитии региональных динамических обстановок сжатия и растяжения. В целом локальные сдвиги соответствуют: обстановкам регионального растяжения – 60%, регионального сдвига – 26%, регионального сжатия – 14%.

4. Всего в пределах разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья начиная от палеозоя было реконструировано 9 разновозрастных обстановок воздействия региональных тектонических напряжений (см. рис. 42 и 51), которые соответствуют известным этапам тектонического развития региона:

1) Обстановка ( $\sim E_2-O_1$ ) СЗ-ЮВ сжатия реконструирована в Предбайкальской, Приморской и Ангаро-Бугульдейской разломных зонах (Прибайкалье);

2) Обстановка ( $\sim J_1$ ) СЗ-ЮВ сжатия реконструирована в Тугнуй-Кондинской и Чикой-Ингодинской разломных зонах (Западное Забайкалье);

3) Обстановка правостороннего сдвига ( $\sim J_{1-2}$ ) с СЗ-ЮВ простиранием оси сжатия и ЮЗ-СВ ориентировкой оси растяжения – в Тугнуй-Кондинской и Чикой-Ингодинской разломных зонах (Западное Забайкалье);

4) Обстановка ( $\sim J_2$ ) СЗ-ЮВ растяжения реконструирована в Тугнуй-Кондинской разломной зоне (Западное Забайкалье);

5) Обстановка ( $\sim J_3$ ) СЗ-ЮВ сжатия реконструирована в Тугнуй-Кондинской разломной зоне (Западное Забайкалье) и в зоне разлома Черского (Прибайкалье);

6) Обстановка ( $\sim K_1$ ) СЗ-ЮВ растяжения реконструирована в Тугнуй-Кондинской, Хилокской и Чикой-Ингодинской разломных зонах (Западное Забайкалье);

7) Обстановка левостороннего сдвига ( $\sim P_3 - N_2^1?$ ) с субмеридиональным простиранием оси сжатия и широтной ориентировкой оси растяжения реконструирована в Приморской и Ангаро-Бугульдейской разломных зонах (Прибайкалье);

8) Обстановка ( $\sim N_2^2$ ) меридионального растяжения реконструирована Предбайкальской разломной зоне и зоне разлома Черского (Прибайкалье);

9) Обстановка (Q) СЗ-ЮВ растяжения реконструирована в Предбайкальской, Приморской, Ангаро-Бугульдейской, Тугнуй-Кондинской, Хилокской, Чикой-Ингодинской и зоне разлома Черского (Прибайкалье и Западном Забайкалье).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для семи крупных разломных зон Прибайкалья и Западного Забайкалья на основе метода спецкартирования проведена оценка морфогенеза разноранговых разрывных нарушений, составляющих их внутреннюю структуру, с верификацией полученных решений различными тектонофизическими методами. В 104 точках геолого-структурных наблюдений получено 140 реконструкций стресс-тензоров (локальных решений). Из них 74 – в Западном Забайкалье, а 66 – в Прибайкалье. Для регионов исследования определена иерархия тектонических напряжений и их относительный возраст. Для изученных разломных зон проведен ранговый анализ, который позволил установить иерархию в строении разрывной сети, представленную локальными, субрегиональными и региональными тектоническими нарушениями. Наиболее наглядно три уровня разрывов и тектонических напряжений удалось продемонстрировать на примере Приморской, Ангаро-Бугульдейской, Тугнуй-Кондинской разломных зон и зоны разлома Черского.

На основе анализа разрывных сетей в разновозрастных породах семи изученных разломных зон установлен относительный возраст тектонических напряжений регионального уровня, соответствующих отдельным этапам структурообразования. Предложена эволюционная модель формирования и реактивации разломных зон, которая не противоречит представлениям предшественников и представляет последовательность из девяти региональных динамических обстановок, имевших место в истории тектонического развития земной коры Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Реконструкции иерархии и возраста тектонических напряжений в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья являются основой для составления геодинамических моделей развития региона на разных временных интервалах геологической истории. Практическая значимость

полученных результатов определяется возможностью использования закономерностей напряженного-деформированного состояния породных массивов Прибайкалья и Западного Забайкалья для решения вопросов структурного контроля оруденения или оценки устойчивости горных выработок, используемых для разведки и эксплуатации месторождений минерального сырья открытым или подземным способами.

## Список терминов

*Геодинамическая обстановка* – условия образования геодинамических комплексов. Различают геодинамические обстановки зон спрединга, субдукции, коллизии литосферных плит, внутриплитные океанические и континентальные обстановки (в числе последних – обстановка континентального рифтогенеза), обстановки пассивных и активных континентальных окраин, островодужные обстановки и т.д. [Геологический словарь, 2010].

*Деформация (тектонофиз.)* – изменение взаимного расположения частиц твердого тела или участка горных пород, происходящее без нарушения непрерывности (разрушения) и приводящее к изменению формы и размеров тела или его частей и к возникновению напряжений [Геологический словарь, 2010].

*Деформация остаточная* – часть возникшей в процессе нагружения среды ее деформации, которая остается после снятия нагрузки и завершения деформации упругого последействия [Геологический словарь, 2010]. В данной работе рассматриваются только хрупкие деформации, приводящие к потере горными породами внутренней связности – разрушению или разрыву под действием скалывающих или растягивающих напряжений. Породы разрушается по трещинам, субперпендикулярным к наименьшему сжимающему (или наибольшему растягивающему) напряжению. В геологических объектах проявляется в виде трещин, разрывов и пр.

*Динамическая обстановка* – условия формирования разломной зоны. Определяется исходя из пространственных соотношений осей главных нормальных напряжений и систем или групп локальных разломов (разрывов 2-го порядка) в зоне регионального разлома (1-й порядок) [Семинский, 2014].

*Напряжение* – (1) мера внутренних сил, возникающих в деформируемом теле [Геологический словарь, 2010]; (2) величина силы, действующей на единицу площади [Ребецкий, 2007].

*Напряженное состояние* – состояние изучаемого участка земной коры, характеризуемое положением главных осей напряжений (деформаций) и определяющее стресс-режим его деформирования [Геологический словарь, 2010]. Охарактеризовать напряженное состояние можно по ориентировке осей главных нормальных напряжений, обозначаемых в данной работе индексами:  $\sigma_1$  - ось максимального сжатия;  $\sigma_2$  - промежуточная ось;  $\sigma_3$  – ось минимального сжатия (растяжения).

*Неотектонический (новейший) этап* – последний этап геологической истории, в течение которого сформировались основные черты современного рельефа Земли [Геологический словарь, 2010].

*Область динамического влияния разлома (ОДВР)* – часть окружающего разрыв пространства, на котором фиксируются следы остаточных (пластических или разрывных) и упругих деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему. В плане это эллипсовидная площадь, на которой региональное поле напряжений, обусловившее появление разлома, изменяется вследствие образования последнего и связанных с ним дислокаций. В строении ОДВР выделяются приразломная часть, в которой проявляются остаточные деформации, и окружающая ее область с измененным напряженным состоянием [Шерман С.И. и др., 1983].

*Повторные (наложенные) деформации* – неоднократные тектонические деформации участков земной коры, когда образуются наложенные структурные формы [Геологический словарь, 2010].

*Поле напряжений* – совокупность данных о параметрах тензора напряжений (аналогично определяется и поле деформаций в соответствии с параметрами тензора деформаций) для множества расположенных рядом

элементарных объемов деформируемой среды, образующих изучаемый участок массива горных пород [Геологический словарь, 2010].

*Разлом* – крупная дизъюнктивная дислокация земной коры. Термин используется в случае, когда остаются неясными морфология, амплитуда и кинематика разрывного смещения [Геологический словарь, 2010].

*Разломная зона* – (1) согласно тектонофизической трактовке, представляет не только полосу распространения тектонитов магистрального сместителя (разрыв 1го порядка), но и существенно больший по размерам объем горных пород, в котором имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации. [Семинский, 2003, 2012]; (2) доступный для изучения на земной поверхности срез области динамического влияния разлома [Семинский, 2003].

*Разрыв* – в тектонофизике и в структурной геологии – деформация разрушения горных пород. К его результатам относятся все структурные проявления разрывной тектоники, включая как разрывные нарушения со смещением, так и разрывные структуры без видимого смещения: трещиноватость в широком понимании, трещины отдельности и пр. дизъюнктивы [Геологический словарь, 2010].

*Современные напряжения* – одно из проявлений современной тектоники: обусловленные упругой деформацией горных пород напряжения, действующие в земной коре в настоящее время (т.е. устанавливаемые инструментальными методами) [Геологический словарь, 2010].

*Структурный парагенез* – совокупность систем разрывов (2-го порядка), образовавшихся в одной динамической обстановке (поле напряжений 1-го порядка) и составляющих в плане единый линейно вытянутый участок коры [Семинский, 2014].

*Тектогенез* – обобщающий термин для всей совокупности тектонических движений и деформаций, ведущих к существенному изменению структуры литосферы и рельефа земной поверхности, а также для

порождающих эти явления процессов глубинной дифференциации вещества Земли [Геологический словарь, 2010].

*Тектонические напряжения* – напряжения с масштабом осреднения от первых м до десятков км и более, действующие в массивах горных пород и ответственные за формирование тектонических структур земной коры и литосферы с линейными размерами от первых м до тысяч км. [Гзовский М.В., 1954]. Тектоническая структура определенного размера или типа обязана своим возникновением тектоническому полю напряжений соответствующего ранга [Геологический словарь, 2010], в данной работе - локальному, субрегиональному и региональному.

*Тензор напряжений (стресс-тензор)* – тензор, характеризующий напряженное состояние в точке. Компонентами стресс-тензора являются нормальные и касательные напряжения, действующие на трех взаимно ортогональных площадках в точке среды [Геологический словарь, 2010].

*Трещина* – небольшого размера разрыв в горной породе, относительное перемещение по которому либо не видимо, либо имеет незначительную величину. Поскольку возможность распознавания факта смещения зависит от размера последнего и от применения методов наблюдения разной точности, грань между разрывом и трещиной достаточно условна [Геологический словарь, 2010]. В данной работе трещины рассматриваются как разрывы без видимых смещений.

## Список литературы

1. Айтматов И.Т. Напряженное состояние скальных массивов горных пород верхней части земной коры в сейсмоактивных районах Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана // Геомеханические и динамические проявления горного давления на рудниках Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1981. С. 3–20.
2. Айтматов И.Т. Концепция о естественное напряженно-деформированном состоянии породных массивов в мобильных горно-складчатых областях // Напряженное состояние и удароопасность массивов горных пород на рудных месторождениях Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1983. С. 3–31.
3. Айтматов И.Т. Геомеханика рудных месторождений Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1987. – 246 с.
4. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии // Отв. ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 297 с.
5. Акулов Н.И., Мельников А.И., Акулова В.В., Рубцова М.Н., Штельмах С.И. Ангаро-Селенгинский чешуйчато-вверный надвиг // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61, № 1. – С. 3–18. – DOI 10.15372/GiG2019125.
6. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. – 102 с.
7. Аль Хамуд А., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Трегуб Т.Ф., Рубцова М.Н., Коломиец В.Л., Будаев Р.Ц., Хассан А., Волков М.А. Опрокинутая эоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная толща на южном берегу оз. Байкал и ее неотектоническое значение. Геодинамика и тектонофизика. 2021. – Т.12. – №1. – С. 139–156. – <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0518>.

8. Аржанникова А.В., Гофман Л.Е. Проявление неотектоники в зоне влияния Приморского разлома // Геология и геофизика, 2000. – Т.41. – №6. – С. 811–818.
9. Аржанникова А.В., Фролов А.О., Аржанников С.Г., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Жоливе М., Рубцова М.Н., Дорожко А.Л. О корреляции юрских отложений Иркутского бассейна и юго-западного Забайкалья по данным палеоботанических и геохронологических исследований // Геология и геофизика, 2018. – Т. 59. – № 6. – С. 773–791.
10. Аржанникова, А. В. Морфоструктурная эволюция Прибайкалья и Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое: специальность 25.00.03 "Геотектоника и геодинамика": диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук / Аржанникова Анастасия Валентиновна, 2021. – 410 с.
11. Арсентьев В.П. Ред. Геологическая карта. М-48-IV. Масштаб 1:200000. 2006.
12. Атлас пещер России. / гл. ред. Шелепин А.Л.; чл. редкол.: Вахрушев Б.А., Гунько А.А., Гусев А.С., Прохоренко А.И., Самохин Г.В., Филиппов А.Г., Цурихин Е.А. Русское географическое общество, Российский союз спелеологов. М., 2019. – 768 с. : ил., карты.
13. Ашурков С.В. Деформации южной части Сибирской платформы по данным GPS-измерений // Геодинамика и тектонофизика, 2022. – Т.13. – №1. – 0628. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0628>
14. Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. – 207 с.
15. Буслов М.М., Травин А.В., Бишаев Ю.А., Скляр Е.В. Тектонотермальная эволюция Заганского комплекса метаморфического ядра Забайкалья: результат постколлизиионного разрушения Монголо-Охотского орогена в мелу-палеоцене // Геодинамика и тектонофизика, 2023. – Т.14. – №4. – 0708. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-4-0708>

16. Бурзунова, Ю.П. Углы между сопряженными системами приразломных трещин в идеализированных и природных парагенезисах, формирующихся в различных динамических обстановках // Литосфера, 2011. – № 2. – С. 94–110.

17. Бурзунова, Ю.П. Структурно-парагенетический анализ сложных трещинных сетей на примере участка Тажеран (Прибайкалье) / Ю. П. Бурзунова // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, 2014. – Т. 9. – С. 28–41.

18. Бурзунова Ю.П. Разломные зоны Тажеранского массива сиенитов (Западное Прибайкалье) по результатам структурно парагенетического анализа трещиноватости // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2015.– № 1. – С. 58–67.

19. Бурзунова Ю.П. Трещины горных пород вблизи разломов: особенности применения структурно-парагенетического анализа // Геодинамика и тектонофизика, 2017. – Т.8. – №3. – С. 673–693. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0312>

20. Бурзунова Ю.П. Реконструкция тектонических напряжений различными методами анализа трещиноватости (на примере зоны Морского разлома в Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2022. – Т.63. – № 8. – С. 1118–1134. <https://DOI: 10.15372/GiG2021167>

21. Вадковский В.Н., Захаров В.С., Электронное учебное пособие «Динамические процессы в геологии: первое знакомство с нелинейными системами», 2001, <https://studylib.ru/doc/517607/dinamicheskie-processy-v-geologii--pervoe-znakomstvo>

22. Викулин, А. В. Нелинейность-фрактальность или ригидность-энергонасыщенность: какие категории ближе геологии? (Отзыв на статью Н.В. Короновского, А.А. Наймарка "Методы динамической геологии на

критическом рубеже применимости") // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле, 2013. – Т.21. – №1. – С. 163–168.

23. Вотях О.А. Структурные элементы Земли.- Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 216 с.

24. Волкова, В.С., Кузьмина, О.Б. Флора, растительность и климат среднего кайнофита (палеоцен-эоцен) Сибири (по палинологическим данным) // Геология и геофизика, 2005. – Т. 46 – № 8. – С. 844–855.

25. Геологический словарь. В трех томах: издание третье, переработанное и дополненное / Гл. ред. Петров. О.В. – С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2010.

26. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536с.

27. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз, 1954. – № 5. – С. 29–36.

28. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: «Феникс», 2005. – 572 с.

29. Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В. Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика, 2000. – Т.41. – №2. – С. 220–226.

30. Гладков А.С., Лунина О.В. Трещины в позднекайнозойских отложениях: новые возможности для структурного анализа // ДАН, 2004. – Т. 398. – № 6. – С. 1–4.

31. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика, 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 571–588.

32. Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 3–42.

33. Голенецкий С.И. Землетрясения юга Сибирской платформы по инструментальным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология, 2001. – № 6. – С. 68–77.
34. Гордиенко И.В., Климук В.С., Иванов В.Г., Посохов В.Ф. Новые данные о составе и возрасте бимодальной вулканической серии Тугнуйской рифтогенной впадины (Забайкалье) // Доклады Академии наук, 1997. – Т.352. – № 6. – С. 799.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации (2009), N-48 (Иркутск), Масштаб 1:1000000. Авторы: Галимова Т.Ф., Пермяков С.А., Боброский В.Т., Бормоткина Л.А., Пашкова А.Г. Ред. Макарьев Л.Б. С-Пб. ВСЕГЕИ.
36. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2022 года. Выпуск 91: Уголь. Том VIII. Дальневосточный федеральный округ. // ФГБУ «Росгеолфонд», 2022.
37. Данилович В.Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Труды Восточно-Сибирского геологического управления. Иркутск, ОГИЗ, 1941. – Вып. 29. – 87 с.
38. Данилович В.Н. О процессе надвига и дифференциальном градиенте движения // Труды Иркутского университета. Иркутск, 1951. – Вып. 2. – С. 76–83.
39. Данилович В.Н. Метод поясов при исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями // Иркутск: ИПИ, 1961. – 48 с.
40. Декабрёв И.К., Черемных А.В. Роль разрывов в формировании пещеры Охотничьей (Центральное Прибайкалье). Геодинамика и тектонофизика, 2023. – Т.14. – №3. – С. 1–16. – 0704. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-3-0704>
41. Динник А.Н. О давлении горных пород и расчете крепи круглой шахты // Инженерный работник, 1926. – № 3. – С. 1–12.

42. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48. – №1. – С. 96–108.
43. Дублянский В.Н., Андрейчук В.Н. Спелеология (терминология, связи с другими науками, классификация полостей). – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. – 35 с.
44. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. – 196 с.
45. Замараев С.М., Адаменко О.М., Рязанов Г.В. Кульчицкий А.А., Адаменко Р.С., Викентьева Н.М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. – 134 с.
46. Захаров В.С. Анализ характеристик самоподобия сейсмичности и систем активных разломов Евразии // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2011. – № 6. – С. 10–17.
47. Захаров В.С., Вадковский В.Н. Аккреционная тектоника и фрактальные характеристики террейнов // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле, 2013. – Т.21. – №1. – С. 122–131.
48. Зоненшайн Л.П., Казьмин В.Г., Кузьмин М.И. Новые данные по истории Байкала: результаты наблюдений с подводных обитаемых аппаратов // Геотектоника, 1995. – № 3. – С. 46–58.
49. Ключевский А.В., Демьянович В.М., Джурик В.И. Иерархия сильных землетрясений Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, 2009. – Т. 50. – № 3. – С. 279–288.
50. Ключевский А.В. Параметры очагов сильных землетрясений Прибайкалья: представительность, структура и основные закономерности. Литосфера, 2014. – Т.3. – С. 112–124.
51. Короновский Н.В., Наймарк А.А. Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости // Вестник Камчатской

региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле, 2013. – Т.21. – № 1. – С. 152–162.

52. Короновский Н.В., Наймарк А.А. Структурные парагенезы в дискретной геологической среде // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, 2013. – № 1. – С. 3–10.

53. Кузьмин М.И., Ярмолук В.В. Горообразующие процессы и вариации климата в истории Земли // Геология и геофизика, 2006. – Т. 47. – № 1. – С. 7–25.

54. Леви К.Г., Аржанникова А.В., Буддо В.Ю., Кириллов П.Г., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Ружич В.В., Саньков В.А. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр, 1997. – № 1. – С. 10–20.

55. Левина Е.А., Семинский К.Ж., Мирошниченко А.И., Гладков А.С. (2017) Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2017615651 «Structure».

56. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Зайцев А.К. К вопросу о давлении в тоннелях // Доклады Тоннельной комиссии при Инженерном совете Министерства путей сообщения. Петроград, 1915. – С. 1–34.

57. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Введение в геологию // Научное химико-техническое издательство. Научно-технический отдел В.С.Н.Х. Петроград, 1923. – 320 с.

58. Лескова, Е.В., Еманов А.А. Иерархические свойства поля тектонических напряжений в очаговой области Чуйского землетрясения 2003 года // Геология и геофизика, 2013. – Т. 54. – № 1. – С. 113–123.

59. Лескова, Е.В., Еманов А.А. Некоторые свойства иерархической модели напряженного состояния эпицентральной области Чуйского землетрясения 2003 г // Физика Земли, 2014. – № 3. – С. 92–102. – DOI 10.7868/S0002333714030053.

60. Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. – 196 с.
61. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003. – Т. 44. – № 5. – С. 391–406.
62. Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика, 2002. – Т. 43. – № 5. – С. 446–455.
63. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта // Геология и геофизика, 2004. – Т.45. –№10. – С. 1235–1247.
64. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника, 2009. – №1. – С. 78–96.
65. Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во Гео, 2009. – 316 с.
66. Лунина, О.В. , Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Тектоническое строение, напряженное состояние и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтовых впадин Прибайкалья // Геотектоника, 2010. – № 3. – С. 40–67.
67. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии. Геодинамика и тектонофизика, 2016. – Т.7. – №3. – С. 407–434. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>
68. Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Новые данные о современных

тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // ДАН, 2003. – Т. 389. – № 1. – С. 100–103.

69. Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника, 2015. – № 5. – С. 62–77.

70. Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. Комплексы метаморфических ядер Забайкалья: Обзор. Геодинамика и тектонофизика, 2011. – Т.2. – № 2. – С. 95–125. <https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-2-0036>.

71. Марков Г.А. Тектонические напряжения и горные давления в рудниках Хибинского массива. Л.: Наука. Ленинград. Отд, 1977. – 211 с.

72. Маслов В., Лавров М. Материалы к геологии истока реки Ангары // Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1933. – Вып. 298. – 44 с.

73. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М.. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.

74. Мац В.Д., Ефимова И.М. Палеогеографический сценарий позднего мела – кайнозоя центральной части Байкальского региона. Геодинамика и тектонофизика, 2011. – Т.2. – № 2. – С. 175–193.

75. Мац В.Д. Байкальский рифт: Плиоцен (Миоцен) – Четвертичный эпизод или продукт длительного развития с позднего мела под воздействием различных тектонических факторов. Обзор представлений. Геодинамика и тектонофизика, 2015 – Т.6. – №4. – С. 467–490. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0190>

76. Методы теоретической геологии. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978. – 335 с.

77. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. // Геология и геофизика, 1998. – №11.

78. Мельникова В.И., Гилева Н.А., Курушин Р.А., Масальский О.К., Шлаевская Н.С. Выделение условных районов для ежегодных обзоров сейсмичности региона Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1997 году : Сборник научных трудов. – Обнинск: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая служба Российской академии наук, 2003. – С. 107–117.

79. Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сейсмостектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Доклады РАН, 2007. – Т. 416. – № 4. – С. 543–545.

80. Михеева Е.А. Возрастные границы, корреляция, источники и области сноса юрских отложений Иркутского бассейна. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. – 16с.

81. Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Фролов А.О., Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Черкашина Т.Ю., Иванов А.В. Смена источников сноса Иркутского угольного бассейна в течение ранней и средней юры по геохимическим и Sm-Nd изотопным данным // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2017. – Т.25. – №4. – С.3–25.

82. Михеева Е.А., Демонтерова Е.И., Хубанов В.Б., Иванов А.В., Аржанникова А.В., Аржанников С.Г., Блинов А.В. Возраст угленакопления в Иркутском бассейне по данным датирования акцессорных цирконов из тонштейна Азейского месторождения (LA-ICP-MS) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2020. – Т. 65. – №3. – С. 420–433.

83. Мишарина Л. А. Напряжения в земной коре в рифтовых зонах // – М. : Наука, 1967.– 136 с.
84. Мишарина Л. А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. – М. : Наука, 1972. – С. 161–171.
85. Муди Дж.Д., Хилл. М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Иностранная литература, 1960. – С. 265–333.
86. Невский В.А. Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. – 224 с.
87. Николаев П.Н., Лебедева О.А. Напряженное состояние и механизм деформации земной коры района строительства Ингури ГЭС (Западный Кавказ) // Изв. вузов. Геология и разведка, 1977. – № 12. – С. 85–93.
88. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка, 1977. – № 12. – С. 103–116.
89. Николаев П.Н. Системный подход в анализе и картировании полей тектонических напряжений // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Материалы Всесоюз, школы-семинара, Апатиты, 20-22 мая 1980 г. - Апатиты, 1982. – С. 18–34.
90. Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А., [и др.] Выявление и прогноз опасных разрывных тектонических смещений при инженерных изысканиях для строительства // Инженерная геология, 1992. – № 2. – С. 17–32.
91. Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения

горного массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. – С. 120–135.

92. Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В. Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // Тихоокеанская геология, 2002. – Т. 21. – № 1. – С. 14–28.

93. Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы // отв. Ред. К.Г. Леви; Ин-т земной коры СО РАН. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. – 151 с.

94. Пейве А.В., Кропоткин П.Н. Новый подход к изучению напряжений в земной коре // Напряженное состояние земной коры. М.: Наука, 1973. – С. 5–11.

95. Протодьяконов М.М. Давление горных пород и рудничное крепление. М.: ГНТИ, 1931. – Ч.1. – 104 с.

96. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: Наука, 1987. – С. 173–235.

97. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. – 164 с.

98. Ребецкий Ю.Л. Напряженно-деформированное состояние и механические свойства природных массивов по данным о механизмах очагов землетрясений и структурно-кинематическим характеристикам трещин: Автореф. дис.... д.ф.-м.н. М., ОИФЗ, 2003. – 45 с.

99. Ребецкий, Ю. Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов / Ю. Л. Ребецкий. – М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. – 406 с.

100. Ребецкий, Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре

внутриплитовых областей // Проблемы тектонофизики: К сорокалетию создания М.В.Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2008. – С. 431–466.

101. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы / отв. редактор Ю.Г. Леонов; Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. – Москва: Издательство ГЕОС, 2017. – 234 с.

102. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В., Сим Л.А. Проблема интерпретации результатов тектонофизической реконструкции палеонапряжений и возможные пути ее решения // Геология и геофизика, 2019. – Т. 60. – № 6. – С. 860–880.

103. Ребецкий Ю.Л., Добрынина А.А., Саньков В.А., Современное напряженное состояние и геодинамика Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика, 2023. – Т. 64. – № 1. – С. 87–111.

104. Ружич В.В. О динамике тектонического развития Прибайкалья в кайнозой // Геология и геофизика, 1972. – Т.148. – № 4. – С. 122–126.

105. Ружич В.В. Физико-механические условия формирования зеркал скольжения в зонах разломов // Геология и геофизика, 1988. – № 11.

106. Радзиминович Н.А. Механизмы очагов землетрясений юга Байкальского региона и северной Монголии. Геодинамика и тектонофизика, 2021. – Т.12. – № 4. – С. 902–908. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0562>

107. Радзиминович Н.А. Фокальные механизмы землетрясений несбросового типа в Южно-Байкальской впадине. Геология и геофизика, 2024; DOI 10.15372/GiG2024116.

108. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М., Наука, 1987. – 101 с.

109. Саньков В.А., Добрынина А.А., Современное разломообразование в земной коре Байкальской рифтовой системы по

данным о механизмах очагов землетрясений // Доклады РАН, 2015. – Т. 465. – № 3. – С. 347–352.

110. Саньков В.А., Парфеевец А.В., Мирошниченко А.И., Бызов Л.М., Лебедева М.А., Саньков А.В., Добрынина А.А., Коваленко С.Н. Позднекайнозойское разломообразование и напряженное состояние юго-восточной части Сибирской платформы. Геодинамика и тектонофизика, 2017. – Т.8. – № 1. – С. 81–105. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0233

111. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН: Гео, 2003. – 244 с.

112. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу приразломных хаотических сетей трещин // Доклады Академии наук, 2005. – Т.404. – № 4. – С. 514–517.

113. Семинский К.Ж., Бурзунова Ю.П. Новый подход к анализу хаотической трещиноватости вблизи разломных сместителей // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48. – № 3. – С. 330–343.

114. Семинский К.Ж., Гладков А. С., Вахромеев А. Г. [и др.] Разломы и сейсмичность юга Сибирской платформы: особенности проявления на разных масштабных уровнях // Литосфера, 2008. – № 4. – С. 3–21.

115. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа. Геология и геофизика, 2011. – Т. 52. – № 3. – С. 450–469.

116. Семинский К.Ж., Черемных А.В. Трещинные сети и напряженное состояние кайнозойских осадков Байкальского рифта: новые возможности структурно-парагенетического анализа // Геология и геофизика, 2011. – Т. 52. – № 3. – С. 450–469.

117. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Бурзунова

Ю.П. Межблоковые зоны северо-западного плеча Байкальского рифта: результаты комплексных геолого-геофизических исследований по профилю пос. Баяндай - м. Крестовский. Геология и геофизика, 2012. – Т.53. – № 2. – С. 250–269.

118. Семинский К.Ж., Кожевников Н.О., Черемных А.В., Поспеева Е.В., Бобров А.А., Оленченко В.В., Тугарина М.А., Потапов В.В., Зарипов Р.М., Черемных А.С. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных // Геодинамика и тектонофизика, 2013. – Т.4. – № 3. – С. 203–278.

119. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: Теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика, 2014. – Т.5. – № 2. – С. 445–467. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136>

120. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 2: Основные этапы и перспективы // Геодинамика и тектонофизика, 2015. – Т.6. – № 1. – С. 1–43. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-1-0170>.

121. Складов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. – 229 с.

122. Сковитина, Т.М., Федоровский В.С. Раннепалеозойские коллизионные структуры в современном рельефе Ольхонского региона (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика, 2007. – Т. 48. – № 9. – С. 903–915.

123. Солоненко В. П. Палеосейсмогеология // Известия Академии наук СССР. Физика Земли. – М.: Наука, 1973. – № 9. – С. 9–16.

124. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Кузьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое

районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993. – С. 113–122.

125. Солоненко, А.В. О симметрии поля напряжений в земной коре Байкальского рифта // Доклады Академии наук, 1993. – Т. 328. – № 6. – С. 674–677.

126. Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика, 2008. – Т. 49. – № 8. – С. 805–818.

127. Сухоруков В.П., Травин А.В., Федоровский В.С., Юдин Д.С. Возраст сдвиговых деформаций в Ольхонском регионе (Западное Прибайкалье) по данным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования // Геология и геофизика, 2005. – Т. 46. – № 5. – С. 579–583.

128. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. – 154 с.

129. Сим Л.А., Маринин А.В., Брянцева Г.В., Гордеев Н.А. Результаты изучения тектонических напряжений в регионах Северной Евразии // Геодинамика и тектонофизика, 2018, Т.9. – № 3. – С. 771–800.

130. Талиев С.Д., Бадардинов А.А., Условия накопления плейстоценовых отложений Южного Байкала / Геология и геофизика, 1933. – № 10-11. – С. 37–51

131. Тверитинова Т.Ю. Проблема возраста трещиноватости в разновозрастных структурно вещественных комплексах // Ломоносовские Чтения; под ред. Н. Х. Розова. – Москва, 2021. – С. 10–13.

132. Тетяев М.М. К геологии Западного Прибайкалья // Материалы по общей и прикладной геологии. М., Геолкомитет, 1916. – Вып. 2. – 56 с.

133. Тетяев М.М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Труды ЦНИГРИ. М., 1934. – Вып. 2. – 73 с.

134. Тетяев М.М. Сибирская экскурсия: Восточная Сибирь. Геологический разрез по р. Ангара между Иркутом и Байкалом. Труды XVII Междунар. геол. конгресса. М., 1937. – 103 с.

135. Тектонические разломы Забайкалья // Отв. Ред. В.В. Волков. – Новосибирск: Изд-во «Наука», 1978.– 297 с.

136. Турчанинов И.А. Состояние и основные направления исследований полей напряжений в скальных породах // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Матер. Всес. школы-семинара в Апатитах 20—22 мая 1980. Апатиты, 1982. – С. 5–9.

137. Умурзаков Р.А. О реконструкции палеотектонических напряжений отдельных этапов альпийской истории Западного Тянь-Шаня // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов: Материалы 5-го международного симпозиума (19–24 июня 2011 г.). Бишкек: НС РАН, 2012. – Т.1. – С. 127–133.

138. Умурзаков, Р.А. О состоянии проблемы изучения и методике реконструкции палеотектонических напряжений земной коры отдельных этапов геологической истории // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле : Материалы докладов Всероссийской конференции с международным участием, Москва, 03–08 октября 2016 года. Том 2. – Москва: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2016. – С. 605–611.

139. Умурзаков Р.А. Деформационные режимы и палеотектонические напряжения низшего ранга западной части Тянь-Шаня в мезозое – кайнозое. Геодинамика и тектонофизика, 2023. – Т.14. – №1. – 0687. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0687>

140. Файнштейн Г.Х. Палеогеография юры Иркутского амфитеатра в связи с ее экзогенной рудоносностью / Материалы по геологии и полезным

ископаемым Сибирской платформы (Файнштейн Г.Х. - отв. ред.). М.: Недра, 1971. – С. 55–68.

141. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995. – № 3. – С. 3–22.

142. Федоровский В.С., Скляр Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М., Сдвиговой тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010. – Т. 51. – № 5. – С. 682–700.

143. Федоровский, В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010. – Т.1. – № 4. – С. 331–418.

144. Хренов П.М. Ангарский аркогенный надвиг // Геология Прибайкалья (путеводитель геологической экскурсии XII сессии Международной ассоциации по изучению глубинных зон земной коры). Иркутск, 1969. – С. 78–85.

145. Хренов П.М. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Ред. П.М. Хренов. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.

146. Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппенизации рельефа. Статья 1. Палеогеография и вулканизм // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1996 а. – Т.71. – Вып. 1. – С. 14–25.

147. Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенеппенизации рельефа. Статья 2. Накопление силицитов и

гидротермальная деятельность // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1996 б. – Т.71. – Вып. 3. – С. 31–41.

148. Черемных А.В. Региональные разломы, блоки и напряженное состояние верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система) // Известия вузов. Геология и разведка, 2005. – № 5. – С. 10–17.

149. Черемных А.В. Внутренняя структура разломных зон Приольхонья и эволюция напряженного состояния верхней коры Байкальского рифта. Геодинамика и тектонофизика, 2010. – Т.1. – № 3. – С. 273–284. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-3-0021>

150. Черемных А.В. Поля напряжений в зоне Приморского сброса (Байкальский рифт) // Литосфера, 2011. – №1. – С. 135–142.

151. Черемных А.В., Бобров А.А., Черемных А.С., Зарипов Р.М., Семинский А.К. Джида-Удинский разлом (Байкальский регион): специфика внутренней структуры // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле», 2014. – Т.8. – С. 145–158.

152. Черемных А.В. Разломы Центрального Прибайкалья: результаты структурно-парагенетического анализа // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География, 2015. – Вып. 2. – С. 59–72.

153. Черемных А.В. Парагенезы разрывов в крупных разломных зонах Западного Забайкалья // Геодинамика и тектонофизика, 2018. – Т.9. – № 3. – С. 889–908. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0375>

154. Черемных А.В., Декабрёв И.К. Разрывные нарушения Предбайкальского прогиба (Сибирская платформа): результаты структурно-парагенетического анализа // Литосфера, 2022. – Т.22. – №6. – С. 783–795. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-783-795>

155. Черемных А.В., Декабрёв И.К. Тектонические напряжения в зоне разлома Черского (Байкальская рифтовая система) // Геодинамика и

тектонофизика, 2023. – Т.14. – №5. – С. 902–908. <https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0722>

156. Черемных А.В., Бобров А.А., Декабрёв И.К., Черемных А.С., Гридин Г.А., Павлов Д.В., Юрьев А.А. Кайнозойский грабен в зоне краевого шва Сибирского кратона: специфика напряжений // Геодинамика и тектонофизика. – 2025. – Т.16. – № 5. – 0845. doi:10.5800/GT-2025-16-5-0845

157. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. – 240 с.

158. Шерман С.И. О новом типе карт тектонической трещиноватости // Геотектоника, 1966. – № 3. – С. 141–143.

159. Шерман С.И. Картирование разрывных смещений рудных полей по изменению интенсивности тектонической трещиноватости / Эндогенное оруденение Прибайкалья. М.: Наука, 1969. – С. 152–156.

160. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.

161. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) / Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.

162. Шерман С.И., Лепи К.Г., Ружич В.В. и др. Геология и сейсмичность зоны БАМ: Неотектоника / Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 207 с.

163. Шерман С.И., Днепровский Ю. И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения / Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 158 с.

164. Шерман С.И., Гладков А.С., Шишкина Л.П. Фрактальная характеристика дискретности земной коры Байкальской рифтовой зоны по тектоническим и сейсмическим данным // Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. – Петропавловск-Камчатский, 1999. – 118 с.

165. Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М., Наука, 1990. – 190 с.

166. Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника, 2000. – № 2. – С. 43–64.
167. Ahorner L. Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe // Tectonophysics, 1975. – V.29. – № 14. – P. 233–249.
168. Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data // Journal of Structural Geology, 1989. – V.11. – P. 37–50.
169. Angelier J. Inversion of the field data in fault tectonics to obtain the regional stress III, a new rapid direct inversion method by analytical means // Geophysical Journal International, 1990. – V.103. – P. 363–376.
170. Arzhannikova, A.V., Demonterova, E.I., Jolivet M., Arzhannikov, S.G., Mikheeva, E.A., Ivanov, A.V., Khubanov, V.B., Pavlova, L.A. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: Evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol–Okhotsk collision to widespread rifting // Geoscience Frontiers, 2020. – V.11. – №5. – P. 1695–1709. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.12.012>
171. Arzhannikova, A.V., Demonterova, E.I., Jolivet, M., Mikheeva, E.A., Ivanov, A.V., Arzhannikov, S.G., Khubanov, V.B., Kamenetsky, V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geoscience Frontiers, 2021.
172. Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geoscience Frontiers, 2022. – V. 13. – № 1. – 101254.
173. Bergerat F., Angelier J., Andreasson Per-G. Evolution of paleostress fields and brittle deformation of the Tornquist Zone in Scania (Sweden) during

Permo-Mesozoic and Cenozoic times // *Tectonophysics*, 2007. – V. 444. – P. 93–110.

174. Burzunova Yu.P., Rock fractures near faults: specific features of structural-paragenetic analysis. // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2017. – V.8. – №3. – P. 673–693. doi:10.5800/GT-2017-8-3-0312.

175. Cheremnykh A.V., Burzunova Yu.P., Dekabryov I.K. Hierarchic features of stress field in the Baikal region: Case study of the Buguldeika Fault Junction // *Journal of Geodynamics*, 2020. – V. 141–142. – 101797. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101797>

176. Cheremnykh A.V., Dekabryov I.K. The fault and stress patterns of Western Transbaikalia // *Journal of Geodynamics*, 2023. – V.155 – 101959. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2022.101959>

177. 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. – 282. – P. 1–38.

178. Delvaux, D., The TENSOR programm for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems. *Terra Abstr.*, Abstr. suppl. *Terra Nova*, 1993. – V.5. – P. 216.

179. Delvaux, D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part I: Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // *Tectonophysics*, 1995. – V.252. – №1. – P. 61–101.

180. Delvaux, D., Sperner, B., Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* // *Geological Society London Special Publications*, 2003. – V.212. – P.75–100.

181. Demonterova, E.I., Ivanov, A.V., Mikheeva, E.A., Arzhannikova, A.V., Frolov, A.O., Arzhannikov, S.G., Bryanskiy, N.V., Pavlova, L.A. Early to

Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm-Nd and U-Pb provenance study // *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 2017. – V. 188. – №8. – P.1-2.

182. Donskaya, V., Windley, B.F., Mazukabzov, A.M., Kröner, A., Sklyarov, E.V., Gladkochub, D.P., Ponomarchuk, V.A., Badarch, G., Reichow, M.K., Hegner, E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // *Journal of the Geological Society*, 2008. – V.165. – P. 405–421

183. Fedorovsky V.S., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Khromykh S.V., Mazukabzov A.M., Mekhonoshin A.S., Sklyarov E.V., Sukhorukov V.P., Vladimirov A.G., Volkova N.I., Yudin D.S. The Ol'khon collision system (Baikal region) // *Structural and tectonic correlation across the Central Asia orogenic collage: northeastern segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480) / Ed. E.V. Sklyarov. Irkutsk, Print. IEC SB RAS, 2005. – P. 5–76.*

184. Gephart J.W., Forsyth D.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // *J. Geophys. Res.*, 1984, – V. 89. – № B11. – P. 9305–9320.

185. *International handbook of earthquake and engineering seismology / Eds. W.H.K. Lee, H. Kanamori, P. C. Jennings, C. Kisslinger. Amsterdam, Boston, New York, Tokyo /Academic Press, 2002. – Part A. – 934 p.*

186. Jean-Claude Hippolyte, Françoise Bergerat, M.B. Gordon, Olivier Bellier, Nicolas Espurt. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, 2012. – V. 581. – P.144-162. 10.1016/j.tecto.2012.01.012.

187. Jolivet M., Arzhannikov S., Chauvet A., Arzhannikova A., Vassallo R., Kulagina N., Akulova V. Accomodating large-scale intracontinental extension

and compression in a single stress-field: a key example from the Baikal Rift System // *Gondwana Res*, 2013. – V.24 – №3–4. – P. 918–935.

188. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*, 1992. – V. 208. – P. 273–286.

189. Logatchev, N.A., Florensov, N.A., The Baikal system of rift valleys. *Tectonophysics*, 1978. – V.45. – №1–2. – P. 1–15.

190. Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A. Geometry of the fault zone of the 2003 Ms = 7.5 Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // *Tectonophysics*, 2008, – V. 453. – P. 276–294.

191. Martinson G.G., Paleogene stage of evolution of the largest lacustrine basins of Northeastern Asia and of continental deposits of nonmarine mollusks // *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*, 1998. – V.39 – №3. – P. 279–286.

192. Mats V.D. Mats The structure and development of the Baikal rift depression // *Earth Sci. Rev.*, 1993. – V. 34 – P. 81–118.

193. Mats, V.D., Lobatskaya, R.M., Khlystov, O.M., Evolution of faults in continental rifts: morphotectonic evidence from the south-western termination of the North Baikal basin. *Earth Science Frontiers*, 2007. – V.14. – №1. – P. 207–219.

194. McCalpin, James P.; Nelson, Alan R. Chapter 1 Introduction to Paleoseismology (англ.) // *International Geophysics*. – 2009. – V. 95. – P. 1–27.

195. Melnikova, V.I., Radziminovich, N.A., Parameters of seismotectonic deformation of the Earth's crust in the Baikal rift zone based on seismological data. *Dokl. Earth Sci*, 2007. – V. 416. – №7. – P. 1137–1139.

196. Melnikova, V.I., Seredkina, A.I., Radziminovich, Y.B., Melnikov, A.I., Gilyova, N.A., The February 1, 2011 Mw 4.7 earthquake: Evidence of local extension in Western Transbaikalia (Eastern Siberia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017. – V.135. – P. 110–121. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.031>.

197. Melnikova, V.I., Serechkina, A.I., Radziminovich, Y.B., Melnikov, A.I., Gilyova, N.A., Tubanov, Ts.A., The Zagan earthquake of February 1, 2011, in the low-seismoactive zone of Western Transbaikalia: observations and analysis. *Seismic Instruments*, 2016. – V.52 – №4. – P. 290–300. <https://doi.org/10.3103/S0747923916040058>.

198. Petit C., Déverchère J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D., Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics*, 1996. – V.15 – №6. – P. 1171–1191. <https://doi.org/10.1029/96TC00624>.

199. Radziminovich, Y.B., The earthquake of October 9, 1864 in Western Transbaikalia. *Journal of Volcanology and Seismology*, 2014. – V.8. – №5. – P. 314–321. <https://doi.org/10.1134/S0742046314050078>

200. Rebetsky, Yu.L., Sycheva, N.A., Kuchay, O.A., Tatevossian, R.E. Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the Central Asia. *Tectonophysics*, 2012. – V. 581. – P. 114–131.

201. 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.* 1997. – V. 21. – № 2. – P. 435–455.

202. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol – Okhotsk Ocean: constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // *Gondwana Research*, 2020. – V. 81. – P. 58–78.

203. Tectonic stresses in the Alpine-Mediterranean Region: Proceeding of the Symposium held in Vienna, Austria, September, 1979. – 255 p.

204. Vaks A., Gutareva O.S., Breitenbach S.F.M., Avirmed E., Mason A.J., Thomas A.L., Osinzev A.V., Kononov A.M., Henderson G.M. Speleothems Reveal 500,000-Year History of Siberian Permafrost // *Science*, 2013. – V. 340. – № 6129. – P. 183-186. DOI: 10.1126/science.1228729.

205. Voigth B., St Pierre B.H.P. Stress history and rock stress // Third Congr. Int. Soc. Rock Mechanics. Denver. Proc, 1974. –V.2. – P. 580–582.

206. Wallace, R.E. Structure of a portion of the San Andreas fault in southern California // Geol. Soc. America Bull, 1949. – V.60. – P. 781–806.

207. Wang T., Tong Y., Xiao W., Guo L., Windley B.F., Donskaya T., Li S., Tserendash N., Zhang J. Rollback, scissor-like closure of the Mongol-Okhotsk ocean and formation of an orocline: magmatic migration based on a large archive of age data // National Science Review, 2022. – V. 9. – nwab210.

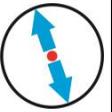
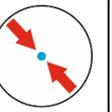
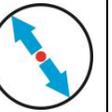
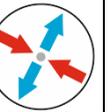
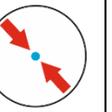
Приложение 1. Количество локальных сбросов, сдвигов и взбросов в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья

Разломная зона	Кинематический тип локальных решений				
	Сдвиги		Сбросы	Взбросы	Всего
	ПС	ЛС			
<b>Прибайкалье</b>					
Предбайкальская	13	3	3	4	23
Приморская	2	2	8	2	14
Ангаро-Бугульдейская	2	1	7	-	10
Черского	4	2	12	1	19
Всего для Прибайкалья:	21 (32%)	8 (12%)	30 (45%)	7 (11%)	66
<b>Западное Забайкалье</b>					
Тугнуй-Кондинская	8	5	12	4	29
Хилокская	3	9	6	1	19
Чикой-Ингодинская	9	2	10	5	26
Всего для Западного Забайкалья:	20 (27%)	16 (22%)	28 (38%)	10 (13%)	74
<b>Всего</b>	<b>41 (63%)</b>	<b>24 (37%)</b>	<b>58 (41%)</b>	<b>17 (12%)</b>	<b>140</b>
	<b>65 (47%)</b>				

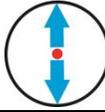
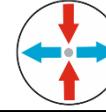
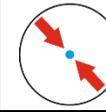
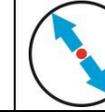
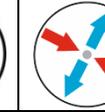
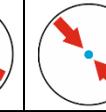
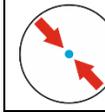
Приложение 2. Количество локальных реконструкций стресс-тензоров в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья, установленных в разновозрастных породах.

Разломная зона	Количество локальных решений в породах					
	KZ			MZ	PZ	Всего
	Q	N <sub>1</sub>	Всего KZ			
<b>Прибайкалье</b>						
Предбайкальская	3	8	11	-	12	23
Приморская	-	-	-	-	14	14
Ангаро-Бугульдейская	-	-	-	-	10	10
Черского	4	9	13	-	6	19
Всего для Прибайкалья:	7 (11%)	17 (26%)	24 (37%)	-	42 (84%)	66
<b>Западное Забайкалье</b>						
Тугнуй-Кондинская	4	-	4	9	16	29
Хилокская	3	-	3	9	7	19
Чикой-Ингодинская	7	-	7	2	17	26
Всего для Западного Забайкалья:	14 (19%)	-	14 (19%)	20 (27%)	40 (54%)	74
<b>Всего</b>	<b>21 (15%) KZ (55%)</b>	<b>17 (12%) KZ (45%)</b>	<b>38 (27%)</b>	<b>20 (14%)</b>	<b>82 (59%)</b>	<b>140</b>

Приложение 3. Количество локальных разнотипных реконструкций стресс-тензоров принадлежащих разновозрастным региональным динамическим обстановкам, реконструированным в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Разломная зона	Разновозрастные региональные динамические обстановки											
	KZ			Всего KZ	MZ					Всего MZ	PZ	Всего
												
	Q	$N_2^2$	$P_3 - N_2^1$	$K_1$	$J_3$	$J_2$	$J_{1-2}$	$J_1$	$E_2 - O_1$			
<b>Прибайкалье</b>												
Предбайкальская	9	8*	-	17	-	-	-	-	-	-	6	23
Приморская	10	-	2	12	-	-	-	-	-	-	2	14
Ангаро-Бугульдейская	10	-	*	10	-	-	-	-	-	-	-	10
Черского	14	4	-	18	-	1	-	-	-	1	-	19
Всего для Прибайкалья:	43 (65%)	12 (18%)	2 (3%)	57 (86%)	-	1 (1.5%)	-	-	-	1	8 (12.5%)	66
<b>Западное Забайкалье</b>												
Тугнуй-Кондинская	3	-	-	3	7	3	8	3	5	26	-	29
Хилокская	3	-	-	3	16	-	-	-	-	16	-	19
Чикой-Ингодинская	5	-	-	5	11	-	-	6	4	21	-	26
Всего для Западного Забайкалья:	11 (15%)	-	-	11 (15%)	34 (54%)	3 (5%)	8 (13%)	9 (14%)	9 (14%)	63 (85%)	-	74
<b>Всего</b>	<b>54 (39%)</b>	<b>12 (9%)</b>	<b>2 (2%)</b>	<b>68 (49%)</b>	<b>34 (24%)</b>	<b>4 (3%)</b>	<b>8 (5.5%)</b>	<b>9 (6%)</b>	<b>9(6%)</b>	<b>64 (45.5%)</b>	<b>8 (5.5%)</b>	<b>140</b>
	<b>KZ (79%)</b>	<b>KZ (18%)</b>	<b>KZ (3%)</b>		<b>MZ (53%)</b>	<b>MZ (6%)</b>	<b>MZ (13%)</b>	<b>MZ (14%)</b>	<b>MZ (14%)</b>			

Приложение 4. Количество локальных сбросов, сдвигов и взбросов, принадлежащих разновозрастным региональным динамическим обстановкам, реконструированным в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Локальные решения	Разновозрастные региональные динамические обстановки											Всего
	KZ			Всего KZ	MZ					Всего MZ	PZ	
												
	Q	$N_2^2$	$P_3 - N_2^1$	$K_1$	$J_3$	$J_2$	$J_{1-2}$	$J_1$	$E_2 - O_1$			
Сбросы	30 (55%)	3 (25%)	-	33	18 (53%)	-	7 (88%)	-	-	25	-	58 (41%)
Правые сдвиги	12 (22%)	8* (67%)	-	20	7 (21%)	1 (33.3%)	1 (12%)	8 (89%)	1 (10%)	18	3 (38%)	41 (30%)
Левые сдвиги	10 (19%)	-	2	12	8 (23%)	1 (33.3%)	-	-	3 (30%)	12	-	24 (17%)
Взбросы	2 (4%)	1 (8%)	-	3	1 (3%)	2 (33.3%)	-	1 (11%)	5 (60%)	9	5 (62%)	17 (12%)
Всего	<b>54</b> <b>(39%)</b>	<b>12</b> <b>(9%)</b>	<b>2 (2%)</b>	<b>68</b>	<b>34</b> <b>(24%)</b>	<b>4 (3%)</b>	<b>8</b> <b>(5.5%)</b>	<b>9 (6%)</b>	<b>9 (6%)</b>	<b>64</b>	<b>8</b> <b>(5.5%)</b>	<b>140</b>
	<b>KZ</b> <b>(79%)</b>	<b>KZ</b> <b>(18%)</b>	<b>KZ</b> <b>(3%)</b>		<b>MZ</b> <b>(53%)</b>	<b>MZ</b> <b>(6%)</b>	<b>MZ</b> <b>(13%)</b>	<b>MZ</b> <b>(14%)</b>	<b>MZ</b> <b>(14%)</b>			

Приложение 5. Количество разнотипных локальных решений, удовлетворяющих парагенезам регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Разломная зона	Парагенезы регионального уровня иерархии			
	Сбросы	Сдвиги	Взбросы	Всего
<b>Прибайкалье</b>				
Предбайкальская	9	8*	6	23
Приморская	10	2	2	14
Ангаро-Бугульдейская	10	-	-	10
Черского	18	-	1	19
Всего для Прибайкалья:	47 (71%)	10 (15%)	9 (14%)	66
<b>Западное Забайкалье</b>				
Тугнуй-Кондинская	18	3	8	29
Хилокская	19	-	-	19
Чикой-Ингодинская	16	6	4	26
Всего для Западного Забайкалья:	53 (72%)	9 (12%)	12 (16%)	74
<b>Всего</b>	<b>100 (71%)</b>	<b>19 (14%)</b>	<b>21 (15%)</b>	<b>140</b>

Приложение 6. Количество разнотипных локальных реконструкций стресс-тензоров, соответствующих разновозрастным парагенезам сбросов регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Разломная зона	Разновозрастные обстановки регионального растяжения				Всего
	KZ		MZ		
					
	Q	$N_2^2$	$K_1$	$J_2$	
<b>Прибайкалье</b>					
Предбайкальская	9	8*	-	-	17
Приморская	10	-	-	-	10
Ангаро-Бугульдейская	10	-	-	-	10
Черского	14	4	-	-	18
Всего для Прибайкалья:	43 (78%)	12 (22%)	-	-	55
<b>Западное Забайкалье</b>					
Тугнуй-Кондинская	3	-	7	8	18
Хилокская	3	-	16	-	19
Чикой-Ингодинская	5	-	11	-	16
Всего для Западного Забайкалья:	11 (21%)	-	34 (64%)	8 (15%)	53
<b>Всего</b>	<b>54 (50%) KZ (82%)</b>	<b>12 (11%) KZ (18%)</b>	<b>34 (32%)</b>	<b>8 (7%)</b>	<b>108</b>

Приложение 7. Количество разнотипных локальных решений, соответствующих разновозрастным парагенезам сбросов, сдвигов и взбросов регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Локальные решения	Парагенезы регионального уровня иерархии						
	Сбросы		Сдвиги		Взбросы		Всего
Сбросы	58 (58%)		-		-		58
Правые сдвиги	20 (20%)	38	16 (85%)	18	5 (24%)	9	41
Левые сдвиги	18 (18%)	(38%)	2 (10%)	(95%)	4 (19%)	(43%)	24
Взбросы	4 (4%)		1 (5%)		12 (57%)		17
<b>Всего</b>	<b>100 (71%)</b>		<b>19 (14%)</b>		<b>21 (15%)</b>		<b>140</b>

Приложение 8. Количество локальных сдвигов, соответствующих разнотипным парагенезам регионального уровня иерархии в разломных зонах Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Разломная зона	Парагенезы регионального уровня иерархии			
	Сбросы	Сдвиги	Взбросы	Всего
<b>Прибайкалье</b>				
Предбайкальская	6	7	3	16
Приморская	2	2	-	4
Ангаро-Бугульдейская	3	-	-	3
Черского	6	-	-	6
Всего для Прибайкалья:	17 (59%)	9 (31%)	3 (10%)	29
<b>Западное Забайкалье</b>				
Тугнуй-Кондинская	6	2	5	13
Хилокская	12	-	-	12
Чикой-Ингодинская	4	6	1	11
Всего для Западного Забайкалья:	22 (61%)	8 (22%)	6 (17%)	36
<b>Всего</b>	<b>39 (60%)</b>	<b>17 (26%)</b>	<b>9 (14%)</b>	<b>65</b>