



УДК 551.243

Джида-Удинский разлом (Байкальский регион): специфика внутренней структуры

А. В. Черемных (cherem@crust.irk.ru)

А. А. Бобров (alexbob@crust.irk.ru)

А. С. Черемных (acherem@crust.irk.ru)

Р. М. Зарипов (Zaripov88@yandex.ru)

А. К. Семинский (iseminskiy@mail.ru)

Аннотация. Изучена специфика внутренней структуры Джида-Удинской разломной зоны на двух масштабных уровнях: в пределах широкой (–15 км) области остаточных разрывных деформаций пород, связанных с ее формированием, и в окрестностях магистрального сместителя дизъюнктива. Поранговый структурно-парагенетический анализ позволил установить наиболее характерное сочетание дизъюнктивных дислокаций, которое включает: 1) основной сместитель – сброс с аз. пад. 140° угол 58°; 2) сброс с аз. пад. 321° угол 78°; 3) субширотный (аз. прост. 276°) левосторонний сдвиг и 4) правосторонний сдвиг с аз. прост. 24°. Вероятно, Джида-Удинский разлом активизировался в кайнозое, так как сбросы зафиксированы в слабосцементированных породах Иволгино-Удинской впадины. Кроме того, на разных этапах разлом развивался как взброс и сдвиг с левосторонней компонентой смещения. Основным сместитель дизъюнктива характеризуется резким изменением проводимости горных пород на геоэлектрическом разрезе, что наблюдается у подножья склона и, вероятно, связано со значительной мощностью обломочных образований под склоном, а также интенсивным разрушением пород висячего крыла разлома. Однако и в пределах лежащего крыла разлома, на тектоническом склоне, наблюдаются частные сместители, выраженные: областями пониженных значений удельного электрического сопротивления, максимумами градиента рельефа и аномальными значениями объемной активности радона в подпочвенном воздухе.

Ключевые слова: Западное Забайкалье, разломная зона, магистральный сместитель, поранговый анализ, масштабные уровни.

Введение

Джида-Удинский разлом расположен в Западном Забайкалье и является элементом зоны трансрегионального Джида-Витимского глубинного дизъюнктива. Последний, протяженностью около 1000 км, проходит вдоль юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы до среднего течения р. Витима [12]. Разлом прослежен геофизическими методами, в частности по наличию гравитационной ступени и резкого изменения значений магнитного поля [6, 12 и др.]. Геофизические исследования показали, что он

пересекает земную кору, разделяя тектонические блоки, отличающиеся историей геологического развития [6]. Кроме того, в зоне влияния Джида-Витимского глубинного разлома наблюдаются выходы радоновых вод (Халютинский аршан и др.), указывающие на значительную глубину проникновения дизъюнктива в земную кору.

Глубинные разломы, как правило, являются долгоживущими подвижными дислокациями земной коры. Поэтому именно разломные зоны могут служить «индикаторами» смены напряженного состояния во времени, эволюция которого отражена в остаточных деформациях горных пород в пределах области динамического влияния дизъюнктива. При этом, чем крупнее разлом, тем больше вероятность реконструировать не локальные вариации напряженного состояния, а ориентировку осей напряжений регионального поля. Джида-Удинский разлом согласно [4] образовался в раннем палеозое и в целом, является сбросом с падением сместителя на северо-запад, однако вблизи г. Улан-Удэ он характеризуется вертикальным залеганием и сдвиговым кинематическим типом с левосторонним перемещением крыльев. Левосторонняя сдвиговая компонента также отмечена для субширотного разлома, изученного к северо-востоку от г. Улан-Удэ [14]. Однако здесь разлом имеет падение к югу. Таким образом, имеется некоторая неопределенность в кинематическом типе разлома и в его элементах залегания. Так, в работе [12] отмечалось, что ширина зоны разлома составляет 20 км и, согласно геолого-геофизическим данным Н. К. Булина, в районе г. Улан-Удэ, Джида-Витимский разлом «с падением на северо-запад под углом 80° проникает до глубины 37–38 км (границы МОХО), смещает границу МОХО примерно на 2 км, при этом юго-восточный блок приподнят» [12, с. 47]. Однако исследования на основе тектонофизической интерпретации геолого-геофизических данных показали падение этого разлома к юго-востоку и позволили оценить ширину зоны разлома, которая составила ~15 км [5]. Таким образом, исследование внутренней структуры крупных дизъюнктивов, которые состоят из многочисленных разрывов меньших рангов и тектонической трещиноватости, позволяет реконструировать историю формирования глубинного разлома, а также установить особенности строения его зоны.

Задачи, поставленные нами при исследовании Джида-Удинского разлома, состояли в выяснении специфики внутренней структуры дизъюнктива на двух масштабных уровнях. Кроме того, имеются различия внутри зоны самого объекта исследования. Известно, что область разрывных остаточных деформаций горных пород – крупная разломная зона – формируется последовательно на трех стадиях, отличающихся деформационным поведением и, соответственно, особенностями внутренней структуры [9]. В результате в зоне разлома наблюдаются подзоны с особенностями ранней и поздней дизъюнктивных стадий (широкие области повышенной трещиноватости и мелких разрывов), а также стадии полного разрушения (узкая область тектонитов единого сместителя, по которой контактируют слабонарушенные блоки). Задача изучения структуры разломной зоны как широкой области развития остаточных деформаций горных пород решалась в мелком мас-

штабе, а выявление особенностей строения магистрального сместителя дизъюнктива было задачей работ на детальных участках (в крупном масштабе). Для решения каждой задачи был применен специфический комплекс методов.

Методы исследования и фактический материал

Выше отмечено, что исследования проводились в двух масштабах: мелком (региональном) и крупном (локальном). При проведении исследования применены геоморфологический, геолого-структурный и геофизический подходы.

Комплекс исследований на *региональном уровне* состоял из рекогносцировочных геоморфологических методов и экспедиционных геолого-структурных и эманационных наблюдений. Рекогносцировочные работы проведены при помощи цифровых моделей рельефа Aster GDEM2. Модели рельефа Aster GDEM2 нами выбраны в связи с тем, что они находятся в свободном доступе в сети Интернет [15], имеют достаточно хорошую детальность (пространственное разрешение 15–30 м) и пригодны для применения математических методов обработки количественной информации с географической привязкой. Используя цифровые модели рельефа для района влияния Джиды-Удинской разломной зоны, проведен линеаментный анализ территории и составлена карта градиента рельефа. Градиент рельефа вычислен на основе авторского подхода, подробно изложенного в работе [13]. Целью дистанционных геоморфологических исследований являлось изучение направлений разрывов разного порядка, их относительной активности на различных участках исследуемой разломной зоны, а также выявление участков последующих экспедиционных наблюдений.

Геолого-структурные наблюдения произведены в серии точек, расположенных вдоль простирания Джиды-Удинского разлома на отрезке от с. Каленово на юго-западе до с. Унэгтэй на северо-востоке (рис. 1). Стандартное описание геологической структуры в каждой точке сопровождалось массовым замером разрывов и трещиноватости горных пород, а также документацией специфических структурных форм (штрихи скольжения, смещения маркеров и т. п.), что позволило применить тектонофизические методы при обработке материала [7, 11].

Эманационные исследования проведены с помощью радиометра радона РРА-01М-03, обеспечивающего экспрессную оценку объемной активности радона. Измерения радона в подпочвенном воздухе проведены согласно методике, детально изложенной в работах [1, 10]. Кроме измерения объемной активности радона, в подпочвенном воздухе было проведено опробование выходов на дневную поверхность подземных вод на содержание в них радона [8]. Измерение объемной активности радона в воде произведено по стандартной методике с использованием радиометра радона РРА-01М-03 и пробоотборного устройства ПОУ-04.



Рис. 1. Схема расположения района исследования

1 – точки геолого-структурных наблюдений, 2 – пункты опробования водопровявлений и подпочвенного воздуха на объемную активность радона, 3 – детальные участки комплексного изучения, 4 – район проведения исследования, 5 – населенные пункты

Исследования локального уровня проведены в зоне Джиды-Удинского разлома на двух участках юго-восточного склона хр. Улан-Бургасы вблизи населенных пунктов Онохой-Шибирь и Хара-Шибирь (см. рис. 1). На участках по профилям поперек разломного уступа проведена элетротомография с помощью многоэлектродной электроразведочной станции «Скала 48». Применена методика измерений и обработки данных, апробированная на разломных зонах Приольхонья [3], что позволило построить геоэлектрические разрезы на глубину ~40 м. По этим же профилям было произведено измерение объемной активности радона и топографическая съемка. Объемная активность радона изучалась с помощью измерительного комплекса для мониторинга радона «КАМЕРА-01» по методике, приведенной в работе [2]. Топографическая съемка проведена с использованием GPS-приемника со встроенным высотомером. Абсолютные отметки высот позволили рассчитать градиент рельефа вдоль профилей. Геолого-структурными методами изучены обнажения горных пород в пределах профилей либо в их окрестностях.

Комплексные исследования в широкой зоне Джиды-Удинского разлома, а также в районе его основного сместителя, позволили установить специфические особенности внутренней структуры этого дизъюнктива на разных масштабных уровнях.

Результаты работ и их обсуждение

Предварительные данные о внутренней структуре дизъюнктива получены нами на основе линеаментного анализа и распределения градиента рельефа (рис. 2). Линеаментный анализ выявил преобладание дислокаций северо-восточного и северо-западного простирания (см. рис. 2А). Менее

проявлены субмеридиональные и субширотные линейные формы рельефа. Как и следовало ожидать, у юго-восточных склонов хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы отмечаются повышенные значения градиента рельефа, которые позволяют трассировать основной сместитель Джиды-Удинского дизъюнктива (см. рис. 2Б). Распределение градиента рельефа в зоне разлома и на протяжении магистрального сместителя неравномерно, что связано с особенностями строения внутренней структуры и различной интенсивностью перемещений в разломной зоне. По результатам рекогносцировочных работ намечены участки детальных исследований – уступы юго-восточного склона хр. Улан-Бургасы, имеющие линейный характер и градиент рельефа выше среднего значения.

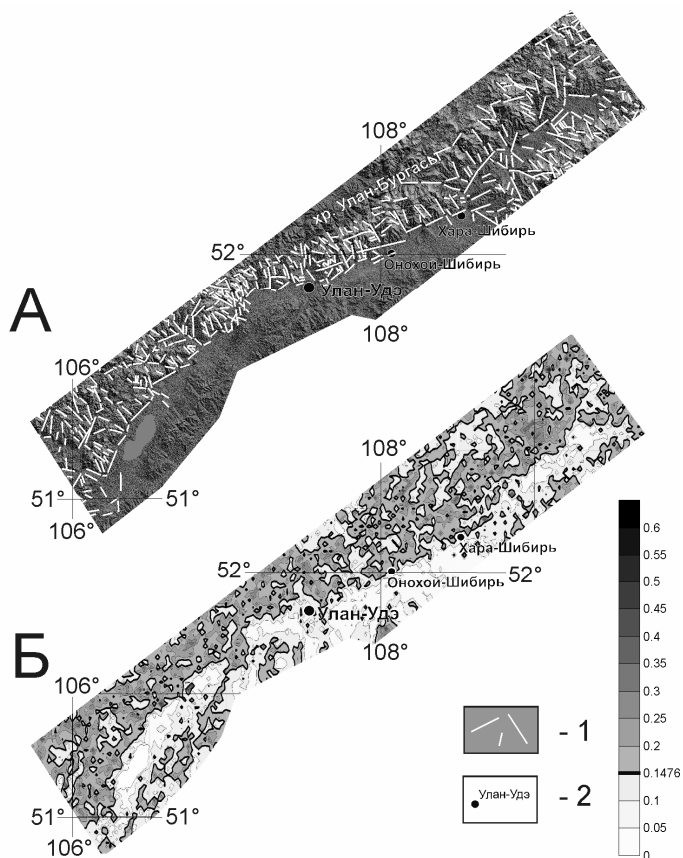


Рис. 2. Результаты обработки моделей рельефа Aster GDEM2 геоморфологическими методами

А – линеаментный анализ хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы, Б – карта распределения градиента рельефа. Жирной линией проведена изолиния среднего значения параметра.

1 – линеаменты, 2 – населенные пункты. Шкала градиентов рельефа

Структурно-парагенетический анализ разрывов и трещиноватости горных пород позволил выявить в Джидида-Удинской зоне четыре ранга дизъюнктивных дислокаций и установить наиболее характерное сочетание последних. Изучено 23 зоны скалывания четвертого (локального) уровня, систематизация которых по ориентировке установила наличие пяти направлений разрывов третьего уровня (рис. 3А). Структурно-парагенетический анализ, проведенный для разрывов третьего уровня, показал, что наиболее проявлен парагенезис (ПГ) номер VII (10 решений), соответствующий сбросу второго уровня с простиранием 50° (рис. 3Б, В). Другим распространенным парагенезисом третьего уровня является левый сдвиг с простиранием 290° (ПГ-IV), который также обеспечен 10 решениями, но с меньшим количеством реконструкций, отвечающих сместителю разлома (2 решения № 13 и № 19). В связи с чем в дальнейшем анализе рассматривается левосторонний сдвиг второго уровня запад-северо-западного простирания. Разломные зоны третьего уровня, представленные ПГ-III и ПГ-V (9 и 8 решений соответственно) являются дизъюнктивами, образующими внутреннюю структуру уже установленных зон сброса и сдвига второго уровня (см. рис. 3). Наиболее проявленные зоны второго порядка охватывают 16 из 23 решений. Дальнейший парагенетический анализ выявил еще четыре вероятных разломов второго уровня. Это сброс с ориентировкой 70° , субширотный сброс, взброс – 70° и левосторонний сдвиг с простиранием 50° . Результаты анализа показали, что в зоне Джидида-Удинского разлома широко развиты сбросы с простиранием 50 , 70 и 90° , отражающие сегментное строение дизъюнктива. Парагенезисам выявленных сбросов удовлетворяет $> 50\%$ решений о зонах скалывания четвертого уровня (см. рис. 3В). Вероятно, разлом был подновлен в кайнозой, при рифтогенезе, так как парагенезис сбросов характерен для слабосцементированных пород Иволгино-Удинской впадины. Кроме того, на разных этапах разлом развивался как взброс и сдвиг с левосторонней компонентой смещения. Таким образом, Джидида-Удинский дизъюнктив характеризуется сложной иерархической внутренней структурой и разнонаправленными перемещениями крыльев магистрального шва на разных этапах формирования разломной зоны. Наиболее проявленный парагенезис сброса с простиранием 50° включает следующие элементы: 1) основной сместитель с аз. пад. 140° угол 58° ; 2) сброс с аз. пад. 321° угол 78° ; 3) субширотный (аз. прост. 276°) левосторонний сдвиг и 4) правосторонний сдвиг с аз. прост. 24° (см. рис. 3, Г).

Исследования концентраций радона в почвенном воздухе ранее, при пересечении Джидида-Удинской разломной зоны, показали [5], что объемная активность этого газа варьирует в широких пределах от достаточно невысоких содержаний (~ 200 Бк/м³) до значительных концентраций ($\sim 148\,000$ Бк/м³). Повышенные и высокие концентрации радона в почвенном воздухе зафиксированы вблизи юго-восточного склона хр. Хамар-Дабан при переходе к Иволгинской впадине. Наибольшие из зафиксированных нами значений объемной активности радона в выходах подземных вод составили ~ 320 и ~ 270 Бк/л.

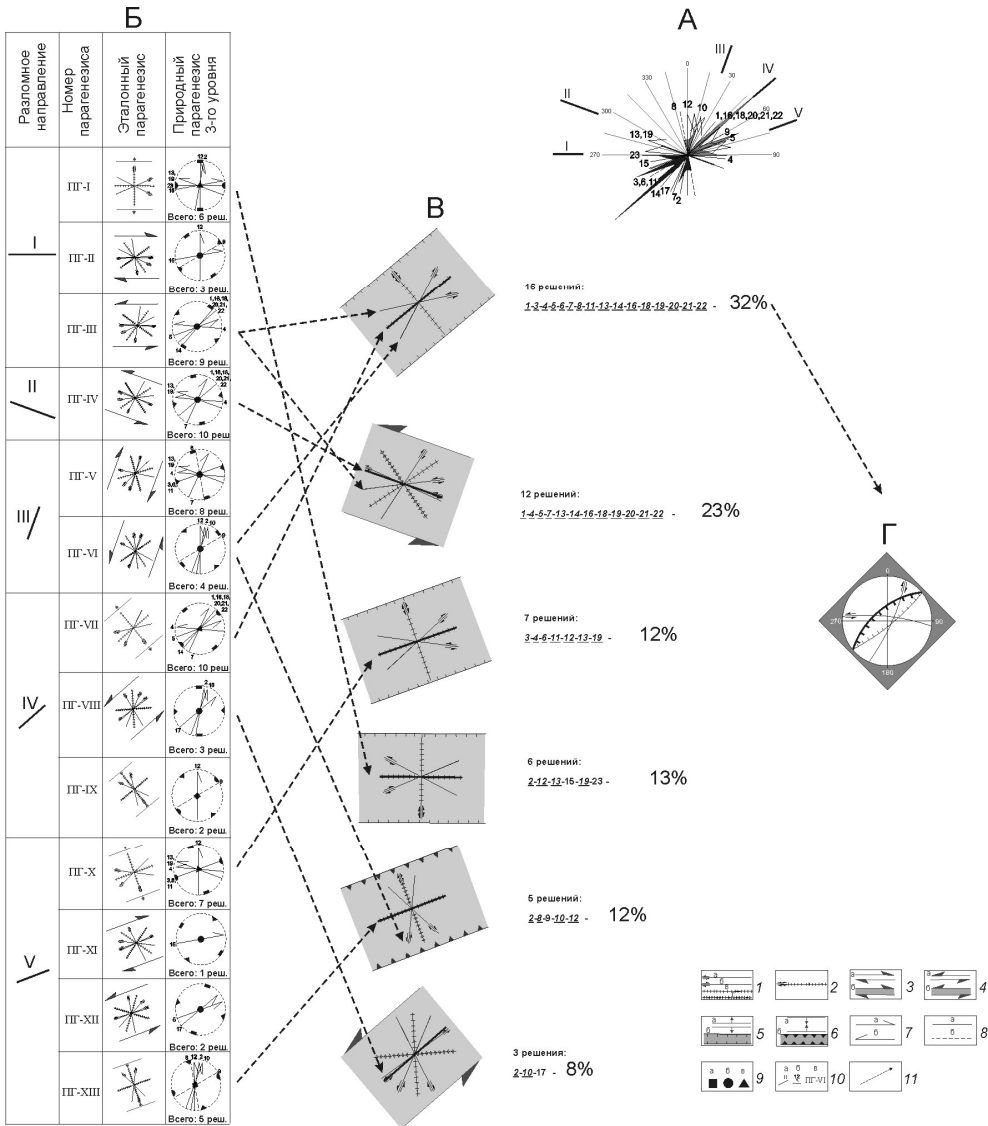


Рис. 3. Структурно-парагенетический анализ разрывов Джиды-Удинской зоны 1 – система разрывных структур с левосдвиговым (А), правосдвиговым (Б), сбросовым (В) и взбросовым (Г) перемещением крыльев; 2 – системы разрывов одинаковой ориентировки, но с разным характером перемещения крыльев; 3–6 – зоны 3-го (А) или 2-го (Б) региональных уровней иерархии: правый сдвиг (3), левый сдвиг (4), растяжения (5) или сжатия (6) земной коры; 7–8 – ориентировка и тип зоны скалывания 4-го уровня: 7 – право- (А) или лево- (Б) сдвиговая; 8 – сбросовая (А) или взбросовая (Б); 9 – выходы на верхнюю полусферу осей главных напряжений $\sigma_{рас.}$ (А), σ_2 (б) и $\sigma_{сж.}$ (В); 10 – нумерация разломных направлений (А), решений о зоне скалывания на локальном уровне (Б) и парагенезиса разрывных структур 3-го регионального уровня (В); 11 – шаги анализа (пояснения в тексте)

Однако источники наблюдались на некотором удалении (несколько километров) от тектонического уступа (основного сместителя разлома) вглубь хребтов. Объемная активность радона в подпочвенном воздухе вблизи этих источников значительно (почти на порядок) отличалась – ~18 000 и ~143 000 Бк/м³ соответственно. Подобные концентрации характерны для зон разломов Прибайкалья [10]. Нет сомнений, что изученные источники расположены в зоне Джиды-Удинского разлома, однако они выходят на поверхность не в районе магистрального сместителя дизъюнктива, а в северо-западном крыле последнего. Возможно, данное обстоятельство связано с тем, что юго-восточное (опущенное) крыло разлома, а частично и его магистральный сместитель перекрыты мелкодисперсными осадочными отложениями, которые служат экраном для выхода на дневную поверхность воды и газов. Данный факт отмечен ранее для территории дельты р. Селенги, где тонкодисперсные осадки препятствуют выходу газа на поверхность [5].

Комплексные исследования в пределах участков детальных работ позволили получить следующие результаты, характеризующие внутреннюю структуру зоны разлома вблизи его магистрального сместителя. Электротомография подтвердила сложное внутреннее строение зоны вблизи магистрального шва Джиды-Удинского разлома (рис. 4В; 5В). Основным сместителем дизъюнктива наблюдается у подножия склона и характеризуется резким изменением проводимости горных пород на геоэлектрическом разрезе, что, вероятно, связано со значительной мощностью обломочных образований под склоном и интенсивным разрушением пород висячего крыла разлома. В пределах лежащего крыла разлома, на тектоническом склоне, в кристаллических горных породах наблюдаются частные сместители, выраженные на разрезе областями пониженных сопротивлений. На фоне преобладающих частных разрывов с падением по склону наблюдаются субвертикальные структуры. Исследования объемной активности радона на детальном участке показали, что максимум аномалий радона в подпочвенном воздухе наблюдается на склоне хребта – тектоническом уступе (рис. 4А; 5А). Вероятно, эта особенность связана со значительной составляющей непроницаемых для газа продуктов выветривания (глин) в нижней части склона хребта, и лишь на склоне, где преобладает обломочный материал, а глины становятся меньше, устраняется препятствие для газовых эманаций. На фоне неплохого соответствия положения разрывов, выделенных по результатам электротомографии, с максимумами объемной активности радона наблюдаются и существенные отклонения, что говорит о более сложных взаимосвязях разломов и путей миграции газа.

Обработка данных топографической съемки показала, что градиент в пределах тектонического склона хребта распределен неравномерно и, кроме основного перегиба рельефа, у подножия склона фиксируются его локальные вариации, связанные с сопутствующими разрывами зоны главного сместителя разлома. Кроме того, в пределах склона хребта выделяется несколько участков, отличающихся средним значением градиента рельефа.

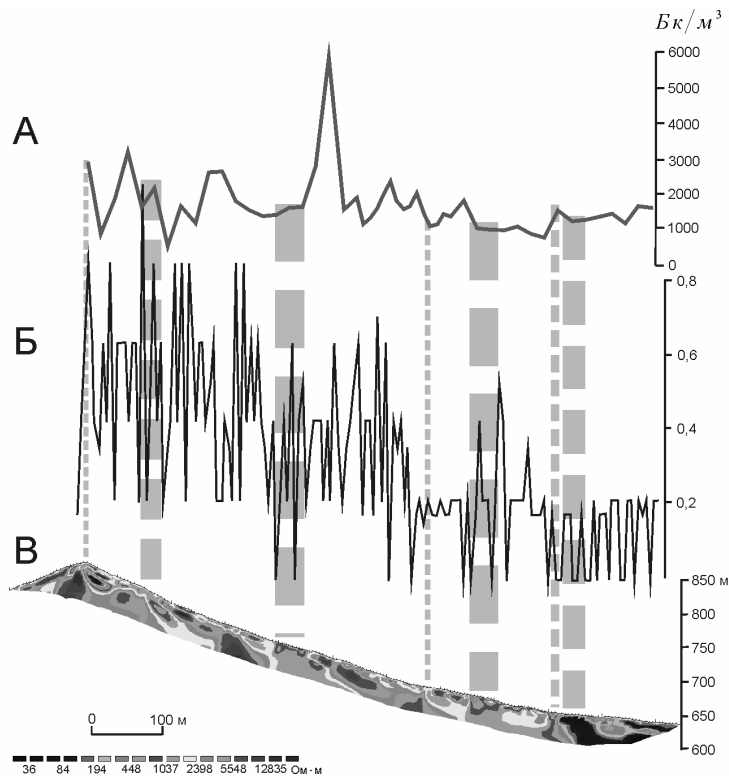


Рис. 4. Результаты комплексного изучения Джиды-Удинского разлома на участке «Онохой-Шибирь»

А – объемная активность радона, Б – градиент рельефа, В – геоэлектрический разрез. Пунктирными линиями разной толщины отмечена проекция ширины разломных зон вблизи выхода на дневную поверхность

Так, в пределах участка «Онохой-Шибирь» на графике (рис. 4Б) хорошо видны три «ступени», каждая из которых отличается более высоким средним значением градиента рельефа. Для участка «Хара-Шибирь» также отмечается «ступенчатый» характер графика (рис. 5Б). Дополнительно к элементу тектонического склона (область высокого градиента) на этом участке на графике градиента рельефа обособилась пологая область в верхней части уступа хребта (низкие значения градиента). В целом местоположение частных разрывов фиксируется высоким градиентом рельефа, однако некоторые максимумы смещены, по-видимому, из-за действия экзогенных процессов (выветривание, эрозия). Примером является ситуация, когда основной сместитель у подножия склона характеризуется низким градиентом рельефа, а непосредственно выше на склоне значения градиента повышаются (см. рис. 4).

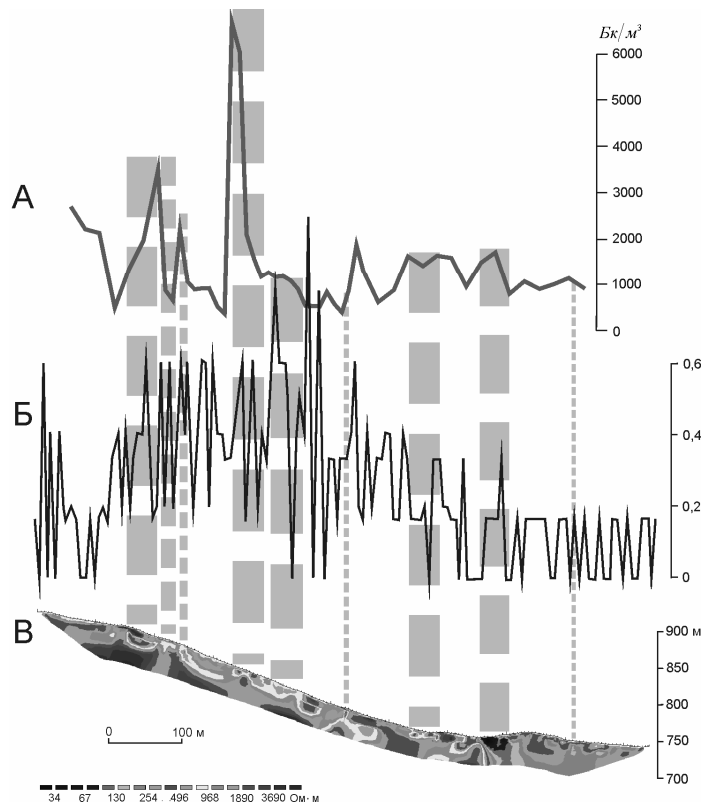


Рис. 5. Результаты исследования Джиды-Удинской разломной зоны на участке «Хара-Шибирь»

А – объемная активность радона, Б – градиент рельефа, В – геоэлектрический разрез. Пунктирными линиями разной толщины отмечена проекция ширины разломных зон вблизи выхода на дневную поверхность

Геолого-структурные наблюдения на участках детальных исследований показали, что сегмент Джиды-Удинского разлома, проходящий в окрестностях юго-восточного склона хр. Улан-Бургасы, имеет аз. пад. 140° угол $50\text{--}60^\circ$ и является сбросом. Здесь же отмечаются разрывы с аз. пад. $325\text{--}335^\circ$ угол $50\text{--}70^\circ$ также сбросового кинематического типа, но характеризующиеся меньшей мощностью зоны. Кроме того, на участке «Онохой-Шибирь» изучен левосторонний сдвиг с простиранием 290° , который, вероятно, является разрывом второго порядка по отношению к основной сбросовой разломной зоне. Сопоставление результатов геолого-структурных наблюдений в пределах локальных участков с результатами порангового парагенетического анализа, проведенного для более широкой зоны разлома, свидетельствует о подобии внутренней структуры дизъюнктива на разных масштабных уровнях. Три из четырех элементов парагенезиса зоны сброса выявлены в пределах локальных участков вблизи магистрального сместителя разлома – это собственно сместитель с падением на юго-восток, сопряженные с ним сбросы с

встречным (на северо-запад) падением и сдвиги запад-северо-западного простирания (субширотные). Отсутствующий элемент структурного парагенезиса широкой зоны Джиды-Удинского разлома – правосторонние сдвиги север-северо-восточной ориентировки, распространены в пределах сегмента разлома, проходящего у подножия хр. Хамар-Дабан в юго-западной части Иволгино-Удинской впадины. Вероятно, данные разрывы, являясь элементами структурного парагенезиса зоны разлома, более характерны для ранней дизъюнктивной стадии его развития и, соответственно, слабо проявлены вблизи главного сместителя – основной структуры стадии полного разрушения.

Выводы

1. Структурно-парагенетический анализ разрывов и трещиноватости горных пород позволил выявить в Джиды-Удинской разломной зоне четыре ранга дизъюнктивных дислокаций и установить наиболее характерное сочетание последних. В зоне разлома широко развиты сбросы с простиранием 50, 70 и 90°, отражающие сегментное строение дизъюнктива. Парагенезисам выявленных сбросов удовлетворяет > 50 % решений о зонах скалывания четвертого уровня. Наиболее проявленный парагенезис сброса с простиранием 50° включает: 1) основной сместитель с аз. пад. 140° угол 58°; 2) сброс с аз. пад. 321° угол 78°; 3) субширотный (аз. прост. 276°) левосторонний сдвиг и 4) правосторонний сдвиг с аз. прост. 24°. Вероятно, разлом был активизирован в кайнозое, при рифтогенезе, так как сбросы зафиксированы и в слабосцементированных породах Иволгино-Удинской впадины. Кроме того, на разных этапах изученный разлом развивался как взброс и сдвиг с левосторонней компонентой смещения.

2. Детальные исследования показали сложное внутреннее строение зоны в окрестностях магистрального шва разлома. Основной сместитель дизъюнктива наблюдается у подножия склона и характеризуется резким изменением проводимости горных пород на геоэлектрическом разрезе, что, вероятно, связано со значительной мощностью обломочных образований под склоном и интенсивным разрушением пород висячего крыла разлома. Однако и в пределах лежащего крыла разлома, на тектоническом склоне, наблюдаются его частные сместители, выраженные: областями пониженных сопротивлений на геоэлектрических разрезах, максимумами градиента рельефа и аномальными значениями объемной активности радона в подпочвенном воздухе.

3. Выходы на поверхность радоновых вод наблюдаются не в районе основного сместителя Джиды-Удинского дизъюнктива, а в его северо-западном крыле (на некотором удалении от тектонического уступа вглубь хребта). Возможно, данное обстоятельство связано с тем, что юго-восточное (опущенное) крыло разлома, а частично и его магистральный сместитель перекрыты мелкодисперсными осадочными отложениями, которые служат экраном для выхода на дневную поверхность подземных вод.

4. Результаты геолого-структурных наблюдений в окрестностях магистрального сместителя и в более широкой зоне разлома свидетельствуют о подобии внутренней структуры дизъюнктива на разных масштабных уровнях.

Работа выполнена при поддержке СО РАН (ОНЗ-7.6) и РФФИ (проект № 12-05-00322).

Список литературы

1. Бобров А. А. Исследование объемной активности радона в разломных зонах Приольхонья и Южного Приангарья // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о Земле Рос. акад. естеств. наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. – 2008. – Т. 32, № 6. – С. 124–129.

2. Бобров А. А. Поле радона Тажеранского массива // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: материалы Всерос. совещания и молодеж. шк. по соврем. Геодинамике. г. Иркутск, 23–29 сент. 2012 г.: в 2 т. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. – Т. 1. – С. 137–138.

3. Зарипов Р. М. Особенности применения электротомографии при исследовании разломных зон Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Трофимукские чтения – 2013: Всерос. молодеж. науч. шк. с участием иностр. ученых. 8–14 сент. 2013 г. – Новосибирск: ИНГГ, 2013. – С. 271–274.

4. Карта разломов юга Восточной Сибири. – М-б 1:1 500 000 / ред. П. М. Хренов. – Л.: ВСЕГЕИ. – 1982. – 4 л.

5. Межблоковые зоны в земной коре юга Восточной Сибири: тектонофизическая интерпретация геолого-геофизических данных / К. Ж. Семинский [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2013. – Т. 4, № 3. – С. 203–278.

6. Очиров Ц. О. Блоковая тектоника Забайкалья / Ц. О. Очиров. – Новосибирск: Наука, 1976. – 199 с.

7. Парфенов В. Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур / В. Д. Парфенов // Геотектоника. – 1984. – № 1. – С. 60–72.

8. Семинский А. К. Особенности распределения радона в подземных водах Байкальского региона / А. К. Семинский, М. А. Тугарина // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: материалы Всерос. науч.-техн. конф. с междунар. участием «Геонауки-2013: актуальные проблемы изучения недр». – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2013. – Вып. 13. – С. 133–137.

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

10. Семинский К. Ж. Радоновая активность разнотипных разломов земной коры (на примере Западного Прибайкалья и Южного Приангарья) / К. Ж. Семинский, А. А. Бобров // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 8. – С. 881–896.

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

12. Тектонические разломы Забайкалья / А. Н. Булгатов [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1978. – 112 с.

13. Черемных А. С. Особенности распределения градиента скорости изменений наклонов рельефа в сдвиговой зоне: результаты физического эксперимента //

Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе : материалы Всерос. совещ. и молодеж. шк. по соврем. геодинамике. г. Иркутск, 23–29 сент. 2012 г. : в 2 т. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2012. – Т. 1. – С. 205–208.

14. Accommodating large-scale intracontinental extension and compression in a single stress-field: A key example from the Baikal Rift System / M. Jolivet [et al.] // Gondwana Research. – 2013. – Vol. 24. – P. 918–935.

15. URL: <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp>.

Dzhida-Udinsky Fault (Baikal Region): Specificity of Internal Structure

A. V. Cheremnykh, A. A. Bobrov, A. S. Cheremnykh,
R. M. Zaripov, A. K. Seminsky

Abstract. Specificity of internal structure Dzhida-Udinsky fault zone at two scale levels was investigated: within the limits of wide area (~15 kms) of residual deformations of the rocks connected with its formation, and in vicinities of main fault plane. Structural-paragenetic analysis allowed to establish the most characteristic combination of fault dispositions which includes: 1) the main normal fault plane – dip azimuth 140° with dips of 58°; 2) the normal fault – dip azimuth 321° with dips of 78°; 3) sublatitudinal left-hand strike-slip fault – trend azimuth 276°; 4) right-hand strike-slip fault – trend azimuth 24°. Probably, the Dzhida-Udinsky fault was activating in Cenozoic, since normal faults are detected in sediments of the Ivolga-Uda basin. In addition, the fault was developing as uplift and strike-slip with the left-hand component of displacement at different stages of its development. The main fault plane is located at the foot of the slope and is characterized by an abrupt change of the rock conductivity on the geoelectric section. This is probably due to the considerable thickness of clastic formations under the slope, as well as the intense rock destruction of the hanging wall of fault. There are single faults on tectonic slope. They are expressed by low values of electrical resistivity, highs of relief gradient and volumetric activity of radon anomalies in subsoil air.

Keywords: Western Transbaikalia, fault zone, main fault plane, rank analysis, scale level.

Черемных Александр Викторович
кандидат геолого-минералогических
наук, доцент
старший научный сотрудник
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
тел.: (3952) 42–30–27

Cheremnykh Alexander Victorovich
Candidate of Science (Geology and
Mineralogy), Associate Professor,
Senior Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontova st., Irkutsk, 664033
tel.: (3952) 42–30–27

Бобров Александр Анатольевич
кандидат геолого-минералогических
наук, научный сотрудник
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
тел.: (3952) 42–30–27

Bobrov Alexander Anatolevich
Candidate of Science (Geology and
Mineralogy), Researcher
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontova st., Irkutsk, 664033
tel.: (3952) 42–30–27

Зарипов Руслан Минерафитович
аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
тел.: (3952) 42-30-27

Zaripov Ruslan Minerafitovich
Postgraduate
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontova st., Irkutsk, 664033
tel.: (3952) 42-30-27

Черемных Алексей Сергеевич
аспирант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
тел.: (3952) 42-30-27

Cheremnykh Alexei Sergeevich
Postgraduate
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontova st., Irkutsk, 664033
tel.: (3952) 42-30-27

Семинский Александр Константинович
старший лаборант
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
тел.: (3952) 42-30-27

Seminsky Alexander Konstantinovich
Senior Assistant
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontova st., Irkutsk, 664033
tel.: (3952) 42-30-27