

ные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л.: Наука, 1986. С. 98—106.

4. *Забродин В.Ю., Оноприенко В.И., Соловьев В.А.* Основные геологической картографии. Новосибирск: Наука, 1986. 200 с.

5. *Косыгин Ю.А., Кулындышев В.А.* Введение в тектоническую картографию. М.: Недра, 1981. 271 с.

6. *Красный Л.И.* Проблемы тектонической систематики. 2-е изд. М.: Недра, 1977. 175 с.

7. *Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя: (Обоснование, методика, приложение). М.: Недра, 1985. 168 с.

8. *Спижарский Т.Н.* Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.

9. *Спижарский Т.Н.* Принципы классификации геологических тел как основы геологического картирования // Актуальные вопросы геологической картографии СССР на современном этапе. Л.: Наука, 1986. С. 11—32.

10. *Хаин В.Е., Михайлов А.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 324 с.

11. *Boyer S.E., Elliott D.* Thrust systems // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1982. Vol. 66. N 9. P. 1196—1230

12. *Dahlstrom C.D.A.* Balanced cross sections // Canad. J. Earth Sci. 1969. Vol. 6, pt 1, N 4. P. 743—757.

13. *Elliott D., Johnson M.R.W.* Structural evolution in the northern part of the Moine thrust belt, Scotland // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. 1980. Vol. 71. P. 69—96.

14. *Erslev E.A.* Basement balancing of rocky mountain forland uplifts // Geology. 1986. Vol. 14, N 3. P. 259—262.

15. *Hossack J.R.* The use of balanced cross-sections in the calculation of orogenesis contraction: A review // J. Geol. Soc. 1979. Vol. 136. P. 705—711.

16. *Willson G.* Geometry of cylindrical and conical folds // Pros. Geol. Assoc. 1967. Vol. 78, pt 1. P. 179—209.

УДК 551.243

С.И. Шерман, Р.М. Лобацкая, О.Б. Гинтов, Л.А. Сим

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И АНАЛИЗА РАЗРЫВОВ ПРИ СРЕДНЕ- И КРУПНОМАСШТАБНОМ КАРТИРОВАНИИ

При любом масштабе картирования изучению разломной тектоники придается особое значение. Это вызвано структурно организующей и контролирующей ролью разломов во многих геологических процессах. Эти же обстоятельства позволили к настоящему времени накопить огромный фактический материал по различным аспектам геолого-геофизической изученности разломов. К сегодняшнему дню разработан достаточно солидный арсенал методических приемов, позволяющих решать разнообразные задачи в рамках разломной тектоники. В зависимости от масштаба исследований подход к изучению разрывных нарушений может и должен меняться.

Особенности средне- и крупномасштабного картирования таковы, что предполагают изучение разломов не как неких крупных дизъюнктивных границ, а как объемных геологических тел со специфической структурной организацией, сложным вещественным составом и зональностью во всех трех измерениях, весьма специфичной как в плане, так и в разрезе.

Так, детальное изучение разломных структур в плане показывает, что и вкрест простираения и по простираению приразломные области,

или зоны динамического влияния, имеют неоднородное строение [13]. Если проанализировать любую из характеристик, например, плотность (или длину) сопутствующих разрывов или степень динамометаморфизма, то обнаружится следующая картина: вкрест простираясь все перечисленные характеристики будут иметь максимальные значения вблизи магистрального разлома и минимальные — у границ зоны динамического влияния (рис. 1). По простирацию сопутствующие разрывы локализуются в отдельные прерывисто чередующиеся максимумы — деструктивные поля, которые объединяются отрезками магистрального разлома, практически лишенного структур оперения. Под деструктивными полями понимаются участки земной коры в зоне разлома с аномальной, в 3—4 раза превосходящей фоновую, плотностью сопутствующих разрывов. В геологическом выражении они представляют собой совокупность или системы блоков разного размера и формы. Обязательным условием выделения деструктивных полей является наличие пространственной анизотропии, обусловленной характером распределения разрывов, слагающих деструктивные поля.

В зонах молодых или подновленных разломов деструктивные поля отчетливо выражены также и геоморфологически либо в виде резко расширяющейся зоны предгорья, либо в виде резко обозначенного "клавишного" чередования относительно небольших форм рельефа, либо в виде локальных участков интенсивно расчлененного и эродированного рельефа, выделяющегося на общем более спокойном фоне.

Этот тип структурной зональности чрезвычайно устойчив и не зависит от ранга разрывного нарушения: рассматривается ли трещина, длиной не более первых метров, или локальный разлом, длиной в десятки километров, или генеральный разлом длиной в сотни километров, картина во внутриразломной полосе сохраняется неизменной. Внутренняя структурная зональность определяется положением магистрального разлома и дискретных деструктивных полей (рис. 2). Деструктивные поля возникают на самых ранних этапах заложения будущего разлома и стабильно сохраняют свое положение на протяжении всей истории его формирования. Расположение и характер сочленения деструктивных полей и магистрального разлома определяют степень асимметрии разломной зоны. Большая часть разломов имеет асимметричное строение, обусловленное смещением деструктивных полей в одно из крыльев. Чем крупнее разлом, тем выше степень его асимметрии. Существенное влияние на размещение деструктивных полей оказывает напряженно-деформированное состояние земной коры и как следствие — кинематический тип разломов. По данным полевой геологии, максимально асимметричны надвиги (все деструктивные поля здесь смещены в одно крыло), высока асимметрия у сдвигов, низка у сбросов, раздвиги — симметричны.

Одним из показателей структурной зональности является ориентировка сопутствующих разрывов в крыльях по обе стороны от магистрального разлома. Как правило, пассивные крылья характеризуются хаотической ориентировкой сопутствующих разрывов, активные — упорядоченной [12]. Экспериментальные данные также указывают на неравноценное распределение напряжений и деформаций в крыльях фор-

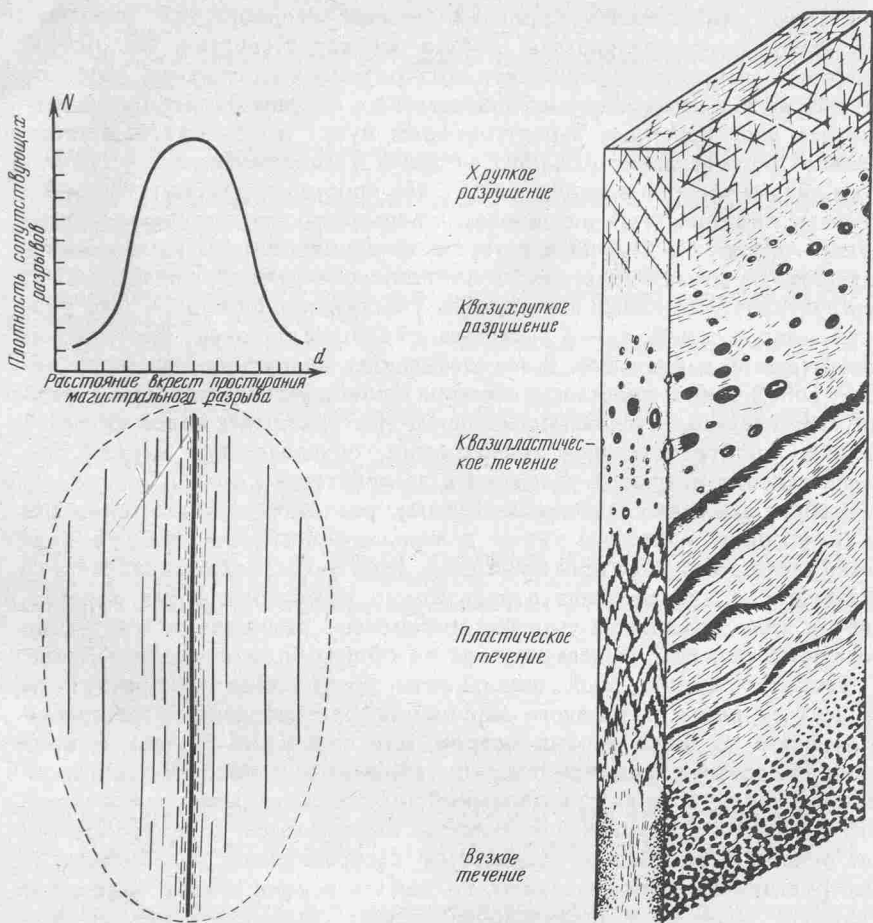


Рис. 1. Изменение плотности и размеров сопутствующих разрывов в зоне динамического влияния разлома, вк­рест его прости­рания

Рис. 2. Схема строения генерального разлома по вертикальному разрезу

мирующего разрыва [20]. Это обстоятельство следует учитывать при картировании разрывов и определении характера и направленности движений.

Еще более сложной является зональность разломов в разрезе. На рис. 2 показан вертикальный разрез генерального (глубинного) разлома и типы деформаций и разрушений по глубине его проникновения. В идеализированной модели сверху вниз сменяют друг друга зоны хрупкого, квази­хрупкого разрушения, квази­пластического, пластического и вязкого течения [23]. Границы между этими зонами постепенные, не резкие, во многом зависят от напряженно-деформированного состояния коры. В условиях сжатия или повышения температур эти границы приближаются к поверхности, в усло-

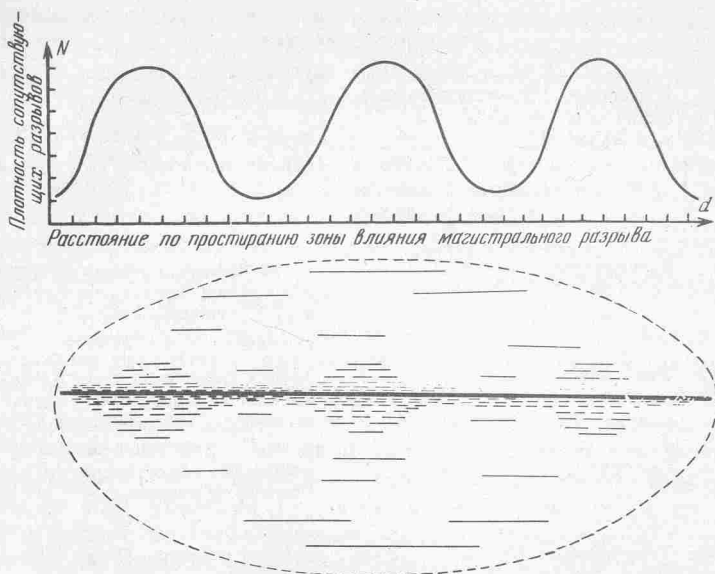


Рис. 3. Изменение плотности сопутствующих разрывов в зоне динамического влияния разлома, вдоль его простирания

виях растяжения — опускаются вниз. В табл. 1 приведены примерные глубины расположения границ для разломов разных кинематических типов, отвечающих различным условиям напряженно-деформированного состояния земной коры.

В конкретной геологической ситуации геолог имеет дело с разломами определенного возраста, разной степени активизации, а главное — с разными уровнями денудационного среза, вскрывающего разлом на различную глубину и обнажающего ту или иную зону в его вертикальном разрезе (рис. 3). Каждая из этих зон, в свою очередь, характеризуется различной внутриразломной структурой, разными типами тектонитов и нередко отличающимся вещественным составом (см. табл. 1).

Таким образом, конкретное проявление разломов любого региона определяется прежде всего их кинематическим типом, в значительной степени определяющим характер структурной зональности в плане, и глубиной денудационного среза разлома, определяющего общую геолого-структурную ситуацию. Особое значение при геологическом картировании приобретает уровень денудационного среза разлома, поскольку именно он в конечном итоге диктует выбор методов картирования конкретных разломов.

Можно выделить два принципиально отличных уровня денудационных срезов (см. рис. 3); мелкий (неглубокий) — зоны хрупкого и квазихрупкого разрушений, и глубокий — зоны квазипластического, пластического и вязкого течения.

В случае неглубокого эрозионного среза картирование сводится к фиксированию прежде всего структурных признаков и характера их

Таблица 1. Тип разрушений и деформаций по вертикальному разрезу генерального разлома

| Тип разрушений и деформаций | Идеальные физические тела подобия | Ориентировочные глубины, км | | Преобладающая внутриразломная структура | Тип тектонитов |
|-----------------------------|---|-----------------------------|-------------------------|--|---|
| | | сбросы, сдвиго-сбросы | взбросы, сдвиго-взбросы | | |
| Хрупкое разрушение | Твердое (тело Гука) | 0—5 | 0—1 | Интенсивно раздробленные породы. Закономерность трещиноватости устанавливается трудно | Какириты, брекчии |
| Квазихрупкое разрушение | Упругое (тело Кельвина) или вязкоупругое (тело Бюргера) | 5—10 | 1—2 | Хорошо выделяются главные системы трещин. Отчетливо развита система трещин, параллельная плоскости сместителя. Появляются кливаж разлома | Катаклазиты, глинка трещин, <i>R</i> -тектониты, параллельные нити сместителя |
| Квазипластическое течение | Упруговязкое (тело Масквелла) | 10—25 | 2—10 | Кливаж разлома. Плоскопараллельные текстурные. Псевдобудинажные <i>R</i> и <i>S</i> -тектониты. Рассланцевание | Милониты, филлониты |
| Пластическое течение | Пластическое (тело Сен-Венана) | 25—40 | 5—15 | Будинажные структуры. Мелкая дисгармоничная складчатость | Ультрамилониты, бласто-милониты, <i>S</i> -тектониты |
| Вязкое течение | Вязкопластическое (Бингамово тело) или вязкая жидкость (тело Ньютона) | 40 | 15 | Структуры течения | Отсутствует |

изменений. При изучении разрывных нарушений этого уровня денудационного среза разлома целесообразнее всего ориентироваться: во-первых, на определение кинетики разлома и напряженного состояния земной коры в его зоне, во-вторых, на изучение количественных параметров разломов и их структурных элементов.

Как правило, на этом уровне денудационного среза плоскость сместителя молодых разломов отчетливо выражена в рельефе либо в виде негативной формы рельефа, либо в виде спрямленных участков речных долин с крутыми бортами, либо крупным тектоническим уступом. Она может быть представлена глиной трения, полосой дробления или выполнена корой выветривания. Иногда эти признаки отсутствуют, так же как и элементы—маркеры, дающие возможность определения кинематического типа разлома. В этом случае задача определения кинематики разлома может быть успешно решена с помощью статистического анализа трещиноватости [7, 25].

Хорошо известно, что вокруг плоскости сместителя концентрируется несколько систем разрывов, сопровождающихся тремя-четырьмя системами трещин скола и отрыва. В.Н. Даниловичем [7] было установлено, что вся сопутствующая трещиноватость образует своеобразный веер или пояс трещин. Ориентировка пояса зависит от кинематики разлома. Практические приемы определения кинематического типа разлома методом, предложенным В.Н. Даниловичем, достаточно просты, если известно положение плоскости сместителя в пространстве. Если затруднено определение элементов залегания плоскости сместителя, можно воспользоваться дополнительными методами ее определения [25].

Обычно в зоне разрыва сеть оперяющих трещин представлена тремя или четырьмя системами скола и отрыва. Частота их при удалении от разрыва постепенно изменяется: происходит уменьшение зияния, трещины превращаются в латентные и, наконец, затухают при выходе из зоны влияния разрыва. Так происходит со всеми оперяющими разрыв трещинами, за исключением одной из систем трещин скола. Густота ее при удалении от разрыва резко изменяется от очень частой до редкой. Резкое изменение частоты характерно для системы трещин скола, элементы залегания которой совпадают с элементами залегания плоскости сместителя или образуют с последней небольшой острый угол. На такой особенности поведения этой системы и основан предлагаемый методический прием. Во всех случаях трещины скола, по знаку движения совпадающие с направлением смещения, будут если не параллельны, то образуют очень острый угол с направлением основной плоскости разрыва. Причем интенсивность их развития будет значительно выше по сравнению с другими системами оперяющих трещин. Теоретическое объяснение неравномерной интенсивности трещиноватости различных систем оперяющих трещин, которые мы часто фиксируем при полевых наблюдениях, вытекает из исследований М.В. Гзовского [1].

Практические приемы определения положения разлома и вектора смещения не представляют затруднений. Сферограммы, типичные для разрывов различных генетических типов, просты. Анализу подвергаются все диаграммы тектонической трещиноватости, построенные на стереографической сетке. Среди них выделяются те, на которых фиксируется поясовое расположение трещин. Как показано В.Н. Даниловичем [7], поясовое расположение трещин может возникать при диагенезе и выветривании, при остывании эффузивов, в отдельных случаях оно может быть проявлено и в складках, если в них развита продольная трещиноватость. Но наиболее четкое поясовое расположение трещин чаще всего обуславливается напряжениями, возникающими в крыльях многих крупных тектонических разрывов при движении по сместителю. Для того, чтобы отличить данный пояс трещин, обусловленный этими причинами, от других, необходимо проанализировать интенсивность или густоту систем трещин пояса. Если пояс связан с разрывом, то одна из систем трещин будет иметь различную густоту. После однозначного установления факта связи пояса трещин с разрывом необходимо построить схематический разрез соотношения

генетических типов трещин, входящих в пояс. Направление смещения можно определить по соотношению трещин отрыва и скола, а непосредственное положение сместителя будет совпадать или образовывать острый угол с максимально развитой системой сколовых трещин в месте наиболее интенсивного развития.

При некотором опыте чтения сферограмм по методу В.Н. Даниловича в сочетании с картой тектонических трещин, анализа их густоты и генетических типов геолог даже в полевых условиях при небольшой предварительной камеральной обработке сможет легко устанавливать генетические типы разрывов и однозначно определять направление смещения.

Помимо тектонической трещиноватости при изучении зон разломов, большое внимание должно уделяться линейно ориентированным структурам и мелкой внутриразломной складчатости. В согласии с В.Г. Гладковым [2] под линейно ориентированными структурными элементами следует понимать все структурные формы, созданные теми или иными тектоническими движениями и имеющими линейную ориентировку: псевдобудинажные формы, образованные из-за волочения материала при дифференцированном движении крыльев; ориентировка шарниров внутриразломных мелких складок, приобретающая по названной выше причине определенно выдержанное пространственное положение; борозды и штриховка на зеркалах скольжения; деформации галек в конгломератах и др.

Существенное значение при крупно- и среднемасштабном геологическом картировании может иметь и анализ распределения полей тектонических напряжений как при ретроспективном анализе его кинематики, так и с чисто прикладных позиций.

Вследствие реализации тектонических напряжений при смещении по разлому в его крыльях формируются тектонические сколовые трещины. Одновременно в горных породах происходит перемещение по уже имеющимся ослабленным плоскостям различного генезиса, на которых следы смещений фиксируются в виде зеркал и борозд скольжения. Таким образом, реконструкция локальных полей напряжений в крыльях разлома может производиться либо путем анализа сколовых трещин, либо следов тектонических перемещений. Методы изучения полей напряжений по сколовым сопряженным трещинам изложены в работах М.В. Гзовского, П.Н. Николаева, Г.С. Гусева и др., по комплексу тектонических перемещений — в работах О.И. Гущенко и Л.А. Сим. Каждый из методов имеет свои ограничения, требующие специального рассмотрения. Наиболее сложным при изучении полей напряжений остается вопрос о возрасте трещин и зеркал скольжения, т.е. о возрасте полей напряжений. Если по геологическим признакам доказано, что в крыльях разломов восстановлены разновозрастные локальные поля напряжений, то необходимо по ним определить ориентацию общего — регионального — поля напряжений, который, собственно, и вызвал перемещение по разлому. Метод определения общего поля по данным о локальных полях напряжений изложен в работах Л.А. Сим, П.Н. Николаева и др.

Ориентировка осей сжатия и растяжения регионального поля на-

пряжений используется для определения направления перемещения по картируемому разлому. Для этого на диаграмму с осями σ_1 и σ_3 наносится полюс разлома (R) и плоскость сместителя, установленная либо прямыми геологическими методами, либо при анализе поясного распределения трещин.

Необходимо отметить, что направление смещения по разлому в установленном региональном поле зависит не только от ориентировки осей главных нормальных напряжений, но и от вида напряженного состояния, определяемого коэффициентом Лодэ-Надаи (μ_σ). Направление перемещения и соответственно морфогенетический тип разлома устанавливаются по серии построений на круговой диаграмме по методике, изложенной в работах О.И. Гущенко [3]. Конечные результаты практически не отличаются от тех, которые получаются методами структурного анализа тектонической трещиноватости. Методические приемы О.И. Гущенко [3] представляются несколько сложными для повседневногo применения в практической полевой геологии.

Одним из главных факторов разломной тектоники, обнаруживаемых при среднемасштабном картировании, является закономерное изменение полей тектонических напряжений по простиранию разлома. Локальные поля, восстанавливаемые в отдельных точках, могут меняться в отдельных случаях без видимой причины, кроме того, при анализе отдельных локальных реконструкций слишком серьезны ошибки, неизбежные при определении направления перемещения по каждой отдельной ослабленной плоскости. При среднемасштабных исследованиях фактический материал позволяет находить общие поля напряжений для дифференцированных участков и, таким образом, уменьшать вес отдельных ошибок за счет статистики. Обнаруженные при среднемасштабном картировании разломов области растяжения на концах сдвигов (в тылу смешивающегося крыла) и во фронтальной части дугообразно изогнутых разломов с широко развитыми вторичными раздвигами чрезвычайно благоприятны для развития рудных полей гидротермального генезиса. На Приполярном Урале комплексное геологическое и тектонофизическое картирование разломов среднего масштаба дало возможность объяснить зависимость концентрации месторождений и проявлений пьезосырья (рис. 4) от разрывной тектоники района. Северный максимум месторождений приурочен к дугообразному изгибу крупнейшего продольного разлома, одновременно указанный максимум расположен во внутренней части более западного изогнутого разлома на участке концентрации максимальных касательных напряжений, которые должны приводить к обширному образованию сколовых вторичных нарушений и повышенной раздробленности пород, что также благоприятно для проникновения гидротермальных растворов. Вид напряженного состояния общего поля напряжения этого участка близок к одноосному растяжению. Западный максимум приурочен к тыльной части правого сдвига-сброса, а наиболее южный максимум представляет собой область растяжения смешанного генезиса. В западном и южном максимумах проявлений и месторождений горного хрусталя вид напряженного состояния общих полей напряжений также близок к одноосному растяжению. В принципе во внутренней части дугообразного

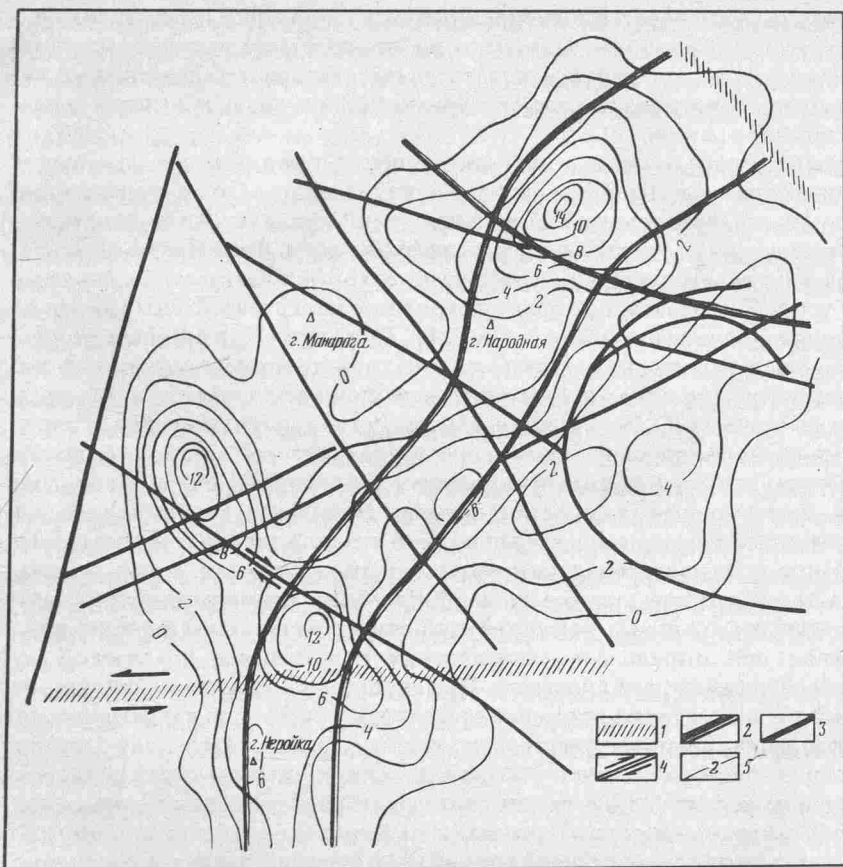


Рис. 4. Влияние разломной тектоники на распределение хрусталеносных полей (Приполярный Урал)

1—3 — разломы: 1 — трансорогенные, 2 — региональные, 3 — прочие; 4 — сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги; 5 — изолинии плотности месторождений и проявлений горного хрусталя

разлома должна быть обстановка сжатия, над которой преобладают, вероятно, условия растяжения, вызванные сдвиговыми смещениями по разломам.

Спецификой крупномасштабного картирования разрывов является его целевое назначение для поисков и разведки месторождений или для оценки инженерно-геологических условий района при строительстве гражданских сооружений. В связи с детальностью исследований принципиальное значение приобретают ориентировки осей главных нормальных напряжений и величины коэффициента Лодэ-Надаи в локальных однородно нагруженных объемах, которые определяют условия оруденения или минерализации уже в масштабах отдельных рудных столбов, гнезд и т.д. На одном из месторождений Приполярного Урала обнаружено, что гнезда горного хрусталя формируют-

ся на участках пересечения относительно крупного хрусталепоподводящего разлома с более мелкими поперечными разрывами. Из густой сети поперечных разрывов хрусталеконтролирующими оказались лишь те, в разных крыльях которых оси σ_1 и σ_3 меняли свою ориентировку практически на 90° . Кроме того, особенности реализации смещений по хрусталепоподводящему и хрусталеконтролирующему разломам ведут к вариации вида напряженного состояния (ВНС) [18], которая создает дополнительный подток растворов на стадии отмирания гидротермального процесса и благоприятствует формированию гнезд горного хрусталя уже после формирования кварцевых жил.

На месторождении [19] основное количество горного хрусталя было извлечено в южном блоке. В центральной части поля напряжений локального уровня свидетельствуют о виде напряженного состояния, близком к одноосному растяжению: на этих участках широкое развитие получили мощные кварцевые жилы, ориентированные субперпендикулярно к оси σ_1 , но гнезда горного хрусталя более бедные, чем на юге. На севере месторождения вид напряженного состояния свидетельствует об одноосном сжатии: участок наиболее беден пьезосырьем.

Направление основного смещения по разлому можно определить, произведя массовые замеры разновозрастных даек или жил с различной минерализацией. Пример использования жильных тел для определения вектора смещения приведен на рис. 5. Наличие на юго-восточном конце картируемого магистрального разлома даек диабазов, внедрившихся синхронно с главным смещением по разлому, свидетельствует о праводвиговой горизонтальной составляющей, приведшей к образованию опережающих раздвигов в зоне локального растяжения в тылу сдвига-сброса. Дайки пространственно сконцентрированы в юго-западном крыле разлома. С помощью конической палетки [3] дайки и жилы можно использовать для реконструкции палеонапряжений. Как видно на рис. 5, в конусе растяжения сконцентрировано большинство даек, мощность их, как правило, максимальная при ориентировке, близкой к субнормальной к оси растяжения (σ'_1), одновременно конус сжатия является "запретным" для даек, ось этого конуса принимается за ось палеосжатия (σ'_3).

Важной задачей, связанной с картированием разрывных нарушений мелкого эрозионного среза, является изучение количественных параметров разломов и их структурных элементов. Проведенные исследования показывают, что такие параметры, как длина разломов, их количество, расстояния между ними, ширина зон их динамического влияния, глубина проникновения, длина и ширина деструктивных полей, длина и ширина полосы тектонитов и некоторые другие, связаны между собой рядом эмпирических зависимостей [23, 11, 13]. Виды соотношений количественных параметров и эмпирические уравнения взаимосвязи между ними приведены в табл. 2. Коэффициенты пропорциональности в уравнениях могут существенно варьировать в зависимости от ранга разлома и тектонической обстановки, однако устойчивость этих связей дает повод к их широкому использованию при изучении разрывных нарушений любого региона. Особое значение

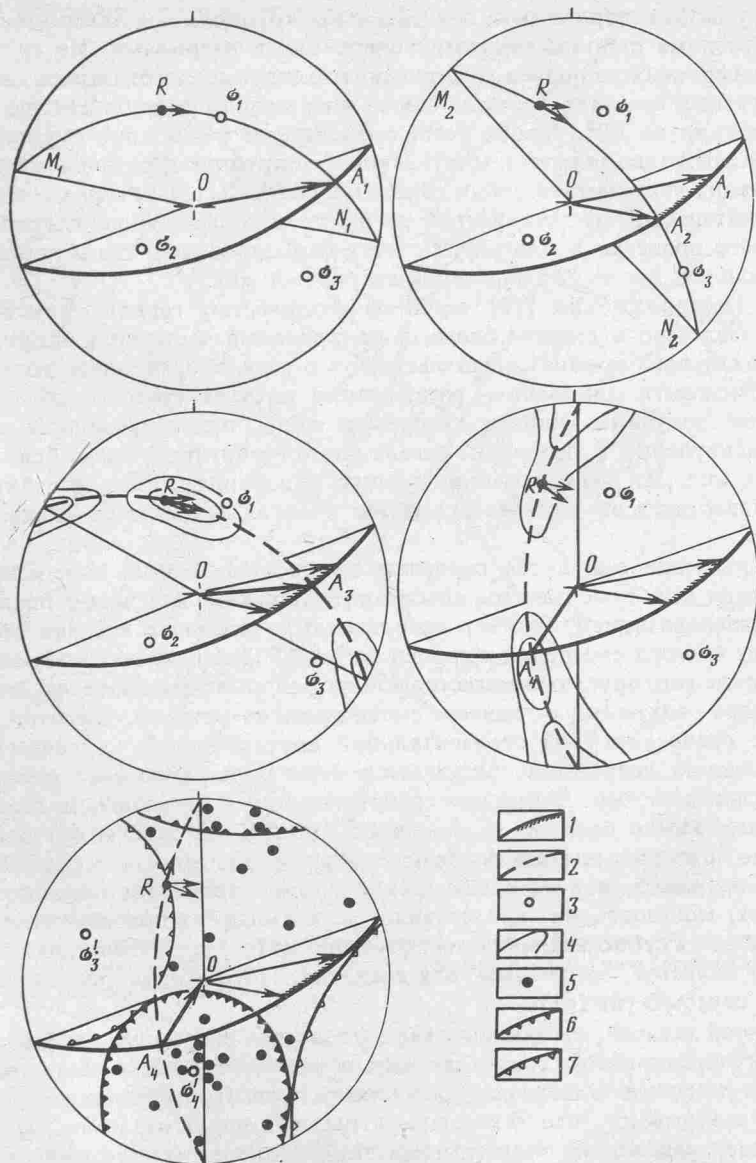


Рис. 5. Структурные диаграммы, выполненные на сетке Вульфа (верхняя полу-сфера)

1 — плоскость разлома (заштрихована область возможных перемещений при меняющемся μ_0); 2 — пояс трещиноватости; 3 — ось главных нормальных напряжений; 4 — изолинии плотности трещин; 5 — полюса даек диабазов; 6 — конус растяжения; 7 — конус сжатия

Таблица 2. Соотношения между количественными параметрами зон динамического влияния разломов (ЗДВР) и их структурных элементов

| Основные параметры | Уравнения регрессии | Ранг ЗДВР |
|--|---|--|
| Длина (L) и ширина (m) ЗДВР | $lgm = 1,06 lgL - 1,14$ $m = 0,22L + 0,95$ | Генеральный Региональный |
| Ширина ЗДВР (m) и ширина магистрального разлома ($m_{мг}$) | $m_{мг} = 0,04m + 0,22$ (км) $m_{мг} = 0,51m + 0,85$ (м) $lgm_{мг} = 0,82lgm - 0,46$ | Генеральный Локальный Трещинный |
| Длина (L) и глубина (H) ЗДВР | $H = 1,04L - 0,7$ (км) | Локальный |
| Длина разломов (L) и их количество (N) | $L = a/N^e$ | a зависит от максимальных длин разломов в выборке, e — зависит от условий разрушения и равен $\sim 0,4$ |
| Длина разломов (L) и расстояния между ними (M) | $M = \kappa L^c$ | κ и c зависят от тектонических условий: для рифтовых зон $\kappa = 0,3-0,4$, $c = 0,8-0,95$, для Евразии $\kappa = 4,5$, $c = 0,4$ |
| Длина разломов (L) и амплитуда смещений (a) | $a = \kappa L^e$ | $\kappa = 0,01-0,08$; $e = 0,8-1,2$ |
| Длина ЗДВР (L) и ширина деструктивных полей ($m_{дп}$) | $lgm_{дп} = 0,61lgL + 0,8$ | Генеральный и региональный |
| Длина ЗДВР (L) и длина деструктивных полей ($l_{дп}$) | $l_{дп} = 0,13L + 50,9$ (км) | Генеральный и региональный |
| Длина ($l_{дп}$) и ширина ($m_{дп}$) деструктивных полей | $m_{дп} = 0,3l_{дп} + 18,0$ (км) | Генеральный и региональный |
| Длина сопутствующих разрывов (l) и их расстояния до магистрального разлома (d) | $l = 2,1d + c$ (км) $l = 1,5d + c$ (км) Значение c зависит от степени активности разлома в кайнозое разлома (d) | Генеральный Региональный |

изучение количественных параметров разломов приобретает при картировании регионов со слабой обнаженностью и недостаточной геолого-геофизической изученностью.

Несколько иного подхода требует изучение разрывных нарушений глубокого уровня эрозионного среза. Причем если процессы хрупкого или квазихрупкого разрушения детально изучены на примере приповерхностных частей фанерозойских разломов, то процессы, происходящие в условиях высоких температур и давлений, получили освещение достаточно недавно и изучены пока еще фрагментарно [4—6, 8, 14, 15].

Если нет наложенных в последующие этапы развития разломов подвижек, то глубокие эрозионные срезы картируются степенью развития дислокационного метаморфизма. Из общих сведений о поведении вещества горных пород в условиях высоких давлений и температур

Таблица 3. Глубинные уровни дислокационного метаморфизма, по В.И. Казанскому [8] с дополнениями

| Уровень дислокационного метаморфизма | Характер деформации | Характеристика тектоников (уровни) | Дополнительные агенты метаморфизма | Устойчивые минеральные ассоциации тектонитов | Тип тектонитов (по кварцу) | Генетические типы разломов | Вероятная глубина образований, км |
|--------------------------------------|---|---|---|---|---|------------------------------------|-----------------------------------|
| I | Дробление, растрескивание (куериты) | "Сухие" зоны брекчирования и трещиноватости | Поверхностные воды | Новые минералы почти не образуются | Отсутствует | Сбросы, раздвиги, взбросы, надвиги | 1-5 1-2 до 1 |
| II | Дробление, катаклаз, перетирание на плоскостях скольжения | Дизъюнктивные нарушения с тектоническими глинками | Поверхностные воды глубокой циркуляции при участии низкотемпературных гидротермальных растворов | Гидрослоды, глинистые минералы, карбонаты, кварц, антраколит | R-тектониты, S-тектониты на плоскостях скольжения | Сбросы, раздвиги, сбросы, надвиги | 5-10 2-5 1-2 1-2 |
| III | Катаклаз, миклонизация, перекристаллизация | Зоны эпидиолитовых и миклонитовых катаклазитов | Среднетемпературные гидротермальные растворы | Эпидиолит, хлорит, альбит, кварц, карбонаты | R- и S-тектониты | Сбросы, раздвиги, сбросы, надвиги | 10-15 5-7 2-7 2-5 |
| IV | Расплавление и перекристаллизация | Зоны биотит-амфиболовых бластомилонитов и бласто-катаклазитов | Высокотемпературные гидротермальные растворы | Биотит, роговая обманка, микроклин, олигоклаз, кварц | S-тектониты | Сбросы, раздвиги, сбросы, надвиги | 15-20 7-15 7-10 5-8 |
| V | Планическое течение | Зоны будинажа и гранитных иньекций | Гранитные расплавы | Биотит, роговая обманка, пироксен, микроклин, плагиоклаз, кварц | Отсутствует | Сбросы, раздвиги, взбросы | 20 15 10 |

земных недр нетрудно предположить, что структуры волочения, псевдодубинажные формы и приразломная складчатость могут образовываться на глубинах, превышающих в общем случае 5—7 км. Из работы В.И. Казанского [8] можно получить геологические критерии оценки глубин формирования дислокационных структур (табл. 3). В таблицу введены поправки, связанные с морфогенетическим типом разломов и механизмами их формирования. Хотя точную вертикальную привязку уровней дать трудно, приведенная относительная систематизация вносит четкое полуколичественное районирование вертикальной зональности. О.Б. Гинтов и В.М. Исая [4, 5] выделили пять глубинных уровней разрывообразования. Денудационный срез на Украинском кристаллическом щите служит одним из представительных примеров изучения глубоких (нижних) зон разломов. Как правило, такие разломы имеют докембрийский возраст заложения. Анализ физико-механических условий разломообразования на примере Украинского щита показал, что докембрийские разломы этого региона сформировались на III и IV глубинных уровнях, для которых характерно развитие динамометаморфических парагенезисов альмандин-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций — динамометаморфической полосчатости (линейный кварц и слюды), бластомилонитов, псевдотахилитов, катаклазитов, милонитов и ультрамилонитов. Все данные свидетельствуют о значительной пластической деформации горных пород, широком развитии структур течения. Вместе с тем структурные парагенезисы коррелируются с таковыми из разломов более высоких уровней.

Исследование глубинных срезов разломов, которые практически всегда характеризуются косым смещением крыльев, показало, что морфокинематический анализ должен базироваться на объемной тектонофизической модели зоны скальвания, которая отражает угловые отношения плоскостей вторичных структур в пространстве. Разработанный О.Б. Гинтовым и В.М. Исаем метод тектонофизического анализа разломов, основывающийся на объемной модели зоны скальвания и использования базисных частей структур второго порядка, получил название метода усредненных характеристик [4—6]. Он позволяет определить вектор движения и относительное смещение крыльев разрывной структуры. Речь идет о первоначально глубоких уровнях земной коры или даже верхней (литосферной) части мантии, где смещение по разломной зоне происходит в результате течения вещества. Границей между двумя смещающимися блоками является низковязкий слой мощностью от первых метров до сотен метров. Здесь нет резких границ, а следовательно, и хорошо выраженных маркеров. Предлагаемые методы, изложенные подробно в упоминавшихся выше работах, помогают решить важную практическую задачу — оценить векторы подвижек в условиях больших денудационных срезов при детальном картировании докембрийских разломов.

Существенным дополнением изучения разломов глубокого уровня денудационного среза являются данные глубокого и сверхглубокого бурения и геофизических исследований. Именно они дали возможность ряду исследователей проследить существенное изменение ориентировки плоскостей сместителей на глубину [10, 21, 22]. Как отмечает В.И. Ша-

ров, выполаживание и переход разрывов в субгоризонтальное положение происходит на уровне кровли инверсионного слоя (в модели Н.И. Павленковой), а сам инверсионный слой имеет единую генетическую природу, связанную с изменением типа разрушения горных пород с глубиной. По справедливому мнению упомянутых исследователей, разрушение горных пород вблизи свободной поверхности при малых давлениях (условия, близкие к двухосному напряженно-деформированному состоянию) начинается с образования трещин отрыва. С ростом всестороннего давления (условия, близкие к трехосному напряженному состоянию) отрыв становится невозможным. Разрушение происходит там, где достигается предел прочности на скалывание. Сами трещины скола имеют уже другие углы падения (согласно положениям теории Мора), а с ростом всестороннего давления и сил трения между бортами в полосе около магистрального разлома создается множество мелких трещин, мощность зоны возрастает по объему, создавая область разуплотнения с высокой проницаемостью и пористостью.

Необходимо отметить, что как изучение строения разломов на глубину, так и определение изменения их ориентировки с глубиной является одним из перспективных направлений в области разломной тектонике. Успешное решение вопросов, связанных с этим направлением исследований, позволит более обоснованно говорить о характере тектонической расслоенности земной коры и литосферы в целом, о природе этой расслоенности, более определенно подходить к решению прикладных задач, непосредственно связанных со строением и развитием разломных зон.

В настоящее время и при крупномасштабном картировании широко используются дистанционные методы. Отношение к ним не однозначное. Многие ставят вопрос о необходимости проверки их результатов на местности. Широкое развитие космогеологического картирования поставило перед геологами задачу о разделении подновленных и залеченных разломов, выраженных в рельефе. Значительное число исследователей считает разломы, дешифрируемые на аэрофото- и космических снимках, активизированными в новейший этап вследствие их отражения в современном рельефе. Проверка этого предположения комплексом специальных методов свидетельствует о недостоверности такого предположения, например, существуют залеченные докайнозойские разломы, прекрасно отражающиеся и в рельефе, и на снимках.

Как уже отмечалось, тип перемещения по разлому устанавливается по анализу поясного распределения трещин в его крыльях, если нет прямых геологических данных. Изучение новейшего напряженного состояния позволяет однозначно определить соответствие этого типа перемещения новейшему полю напряжений. При изучении напряженного состояния неотектонического этапа выделяются: подновленные разломы со смещением, совпадающие с линией перемещения, рассчитанной графически при анализе трещиноватости, для таких разломов можно определить точное направление перемещения в последнюю фазу активизации; подновленные разломы с типом перемещения, не совпадающим с древним, на диаграммах трещиноватости в таких случаях,

помимо основного пояса, связанного с древним перемещением, выделяется менее ярко выраженное поясное распределение трещин — смещение рассчитанное путем использования этого пояса, не противоречит ориентации новейшего поля напряжений; залеченные разломы с перемещениями, противоречащими новейшему напряженному состоянию.

В отдельных случаях природа линеаментов, отдешифрованных на аэрофото- и космических снимках, не находит геологического подтверждения из-за плохой изученности территории, а на платформенных участках — из-за большой мощности отложений чехла, сквозь которые "просвечиваются" разломы фундамента. Одним из способов подтверждения отдешифрованных разломов является изменение в разных крыльях ориентации полей напряжений локального уровня. В этом случае одно из главных нормальных напряжений стремится занять положение, перпендикулярное простиранию разлома, а два других — параллельное. На концах разломов наблюдается смена наименования осей главных нормальных напряжений [16]. Последнее свойство полей напряжений в зонах разломов играет весьма существенную роль при картировании разломов в целях прогнозирования мест локализации полезных ископаемых.

Заканчивая краткий обзор современного состояния вопросов картирования разрывных структур, необходимо акцентировать внимание на принципиальных вопросах методики.

1. На начальных этапах картирования необходима приближенная оценка уровня денудационного среза для выбора методов анализа структур, позволяющих определять строение разлома и его кинематический тип и вектор смещения.

2. Оценка области активного динамического влияния и положение района картирования в общей структуре зоны.

3. Анализ структуры и определение вектора смещения соответственно выбранному методу.

4. Анализ количественных параметров разрывов.

5. Оценка структурно-контролирующей роли разрывов конкретной группы в геолого-геофизических процессах.

6. Ретроспективная прогнозная оценка в развитии разлома.

Картирование по такой методике будет удовлетворять двум основным требованиям: давать количественные характеристики разрывов и возможность их использования для взаимосвязи с другими геолого-геофизическими параметрами с применением современной вычислительной техники, соответствовать современным геотектоническим концепциям образования разломов континентальной литосферы — результата разрушения сложного по реологии тела в соответствии с законами механики разрушения в сложных напряженных состояниях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария. М.: Наука, 1963. 544 с.
2. Гладков В.Г. О структурных формах проявления разрывных нарушений // Докл. АН СССР. 1967. Т. 172, № 5. С. 1145—1148.
3. Гуценко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при рекон-

рукции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 3—12.

4. Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. журн. 1984. Т. 6, N 3. С. 3—10.

5. Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Там же. N 4. С. 3—14.

6. Гинтов О.Б., Исай В.М. Методы морфокинематического анализа разломов // Там же. 1986. Т. 3, N 4. С. 53—61.

7. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, 1961. 47 с.

8. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 230 с.

9. Корчемзин В.А. Геологическая структура и поля напряжений в связи с эволюцией эндогенных режимов Донбасса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 43 с.

10. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.

11. Лобацкая Р.М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 112—128.

12. Лобацкая Р.М. Зоны динамического влияния разломов по анализу сопутствующих разрывов // Геология и геофизика. 1983. N 6. С. 53—61.

13. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.

14. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 135 с.

15. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 168 с.

16. Сим Л.А. Выявление новейших разломов в условиях слабообнаженных районов (на примере зоны сочленения Мезенской синеклизы и Среднего Тимана): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980, с. 24.

17. Сим Л.А. Определение регионального поля напряжений по данным о локальных полях напряжений на отдельных участках // Изв. вузов. Геология и разведка. 1982а. N 4. С. 35—40.

18. Сим Л.А. Изменение вида напряженного состояния горных пород как признак хрусталеносности (на примере Приполярного Урала) // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Новосибирск, 1982б. С. 120—121.

19. Сим Л.А., Мозженко О.А., Козлов А.В., Иванов Н.Н. Связь полей напряжений и хрусталеносности г. Гранитной (Приполярный Урал) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. N 7. С. 15—20.

20. Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. 1986. N 10. С. 9—18.

21. Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. N 4. С. 19—30.

22. Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, N 2. С. 412—416.

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

24. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

25. Шерман С.И., Плешанов С.П. Определение вектора смещений крыльев региональных разломов по анализу поясов трещиноватости: Информ. сб. ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1975. С. 14—19.

26. Чекунов А.В., Соллоуб В.Б., Гинтов О.Б. и др. Сейсмотектонофизическая модель литосферы // Геофиз. журн., 1987. Т. 9, N 6. С. 51—63.