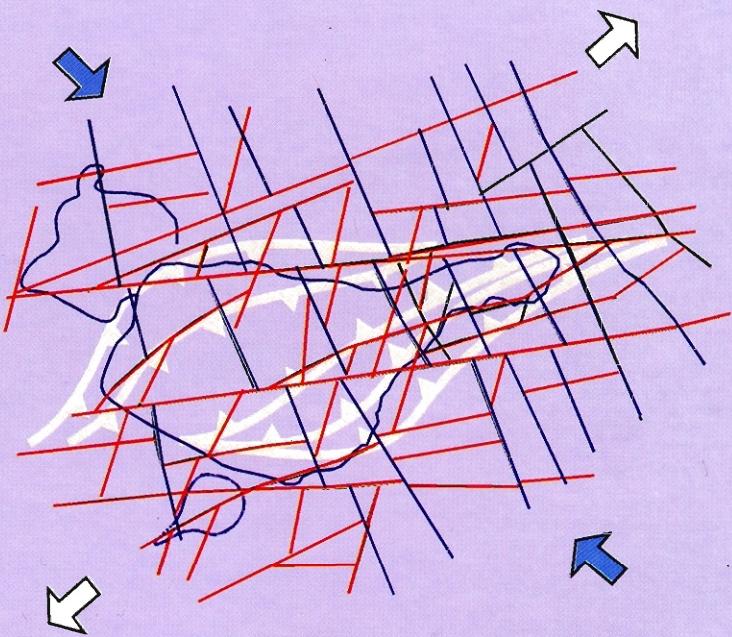




## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ



научный мир

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

АКЦИОНЕРНАЯ КОМПАНИЯ «АЛРОСА» (ЗАО)  
ЯКУТСКОЕ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЕ  
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ (ЯНИГП) ЦНИГРИ

АВТОНОМНАЯ НЕКОММЕРЧЕСКАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ  
«МЕЖДУНАРОДНЫЙ ИНСТИТУТ ТЕКТОНОФИЗИКИ» (АНО «МИТЕК»)

**А.С. Гладков, С.А. Борняков,  
А.В. Манаков, В.А. Матросов**

## **ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ**

МЕТОДИЧЕСКОЕ ПОСОБИЕ

Ответственные редакторы

доктор геолого-минералогических наук, профессор *Н.Н. Зинчук*  
доктор геолого-минералогических наук, профессор *С.И. Шерман*

Москва  
Научный мир  
2008

УДК 551.243 + 552.323.6

ББК 26.324

Г 52

**Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А.** Тектонофизические исследования при алмазоисковых работах. Методическое пособие. – М.: Научный мир, 2008. – 175 с. 16 стр. цв. рис.

**ISBN 978-5-91522-008-8**

В книге обобщается первый опыт комплексных тектонофизических исследований в пределах Якутской алмазоносной провинции, направленных на выяснение структурных факторов контроля пространственной локализации кимберлитовых тел. В основу исследований положены тектонофизические и геофизические методы, некоторые из которых носят оригинальный характер и впервые адаптированы для платформенной территории, что придает работе методическую направленность. Оригинальный полевой структурно-геологический материал, собранный авторами в пределах Далдыно-Алакитского и Мало-Ботубинского кимберлитовых районов по единой методологии, лег в основу построения разномасштабных разломно-блоковых схем и общей для них геодинамической модели.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, работающих в области алмазоисковой геологии. Кроме того, она будет полезна для широкого круга специалистов, обеспечивающих безаварийность производственных работ на месторождениях алмаза и осуществляющих выбор мест для захоронения экологически опасных отходов.

### Р е ц е н з е н т ы

кандидат геолого-минералогических наук *С.И. Костровицкий*  
доктор физико-математических наук *Ю.Л. Ребецкий*

Публикуется при финансовой поддержке Акционерной компании «АЛРОСА»

На обложке карьер и схема разломов алмазоносной  
кимберлитовой трубки Юбилейной

**ISBN 978-5-91522-008-8**

© Коллектив авторов, 2008

© ИЗК СО РАН, 2008

© АК «АЛРОСА», 2008

© АНО «МИТЕК», 2008

© Научный мир, 2008

## **ВВЕДЕНИЕ**

Наращивание промышленных запасов алмазоносного кимберлитового сырья для горнодобывающих предприятий АК «АЛИРОСА» ЗАО в пределах Якутской алмазоносной провинции в обозримом будущем будет осуществляться, прежде всего, за счет открытия новых месторождений. Результаты поисковых работ двух последних десятилетий дают возможность констатировать, что ресурс относительно благоприятных для обнаружения рентабельных алмазоносных кимберлитовых тел практически исчерпан. Приповерхностная локализация и контрастные геофизические характеристики этой категории кимберлитовых тел позволяли проводить их диагностику с помощью обычно используемых геолого-геофизических методов.

В настоящее время дальнейшие поисковые перспективы связываются с площадями, перекрытыми траппами. Их специфические петрофизические свойства резко снижают информативность традиционного прогнозно-поискового комплекса, что диктует необходимость его модернизации. Нужна не только адаптация существующих методов к новым геологическим условиям, но и дополнительные методические нововведения, позволяющие расширить существующий перечень поисковых критериев и признаков.

Одной из важных составляющих этого комплекса, по мнению авторов, должны стать тектонофизические исследования, обеспечивающие экономически эффективное структурно-тектоническое направление прогноза алмазоносных кимберлитовых тел. Это направление до последних лет оставалось невостребованым при прогнозных построениях. Причиной подобного положения является слабая изученность предполагаемых кимберлитовмещающих структур, и прежде всего – разломов. В данном случае речь идет не о способах выделения и картирования разрывных структур различного масштабного ранга на территории Якутской алмазоносной провинции, что успешно делается на базе современных дистанционных и геофизических методов. Потенциальные возможности этих методов не позволяют получить ответы на ряд важных вопросов, например таких, как: каково внутреннее строение выделенных разломных зон, каковы геодинамические условия, последовательность и этапность формирования составляющих

это внутреннее строение разноранговых структурных элементов, с какими из этих элементов связаны кимберлитовые поля и отдельные трубы. Без ответа на перечисленные и другие вопросы невозможно решить проблему структурного контроля пространственной локализации кимберлитов. Ответы на эти вопросы, как показывает имеющийся опыт, могут быть получены с помощью тектонофизики.

**Тектонофизика** представляет собой раздел тектоники, изучающий физические условия возникновения тектонических деформаций (складок, разрывов и пр.) в слоях горных пород [Гзовский, 1975]. Термин тектонофизика введен советскими геологами [Белоусов, Гзовский, 1954]. В своих построениях применительно к деформациям, возникающим в структурно-неоднородной земной коре, тектонофизика опирается на известные закономерности физики и механики разрушения твердых тел. Конечная цель любого тектонофизического исследования – выяснение генезиса наблюдаемых тектонических структур через восстановление и анализ обусловивших их формирование полей напряжений. Практическая значимость тектонофизики определяется тем, что она, расширяя и углубляя наши представления о механизме образования комплекса частных тектонических структур, в конечном счете, позволяет обоснованно расшифровывать общие закономерности строения и эволюции земной коры и литосферы в целом.

С 2001 г. ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА» ЗАО, Институт земной коры СО РАН и Автономная некоммерческая организация «Международный институт тектонофизики» (АНО «МИТЕК») проводят совместные тектонофизические исследования по изучению разломно-блокового строения кимберлитовых районов Якутской алмазоносной провинции. Полученные результаты показали высокую эффективность интеграции тектонофизических методов с геофизическими и другими методами, специально ориентированными на изучение внутреннего строения и динамики развития разломных зон. С учетом новизны и прикладной значимости этих результатов, представленных главным образом в отдельных отчетах разных лет, было решено сделать их достоянием широкого круга специалистов через монографическую публикацию в виде настоящего методического пособия. В нем рассматривается содержание тектонофизических и геофизических методов, примеры их использования и полученные результаты. Показаны возможности и пути комплексирования результатов тектонофизических и геофизических исследований для целей прогноза и поиска алмазоносных кимберлитовых тел в разломных зонах Сибирской платформы.

В основу методического пособия положен оригинальный фактический материал по разрывным нарушениям, собранный авторами в пределах Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского кимберлитовых районов за шесть полевых сезонов. Проведение большого объема полевых работ было бы невозможным без всесторонней поддержки и помощи широкого круга как руководителей, так и рядовых сотрудников ЯНИГП ЦНИГРИ (Герасимчук А.В., Гарат М.Н., Ротман А.Я., Новопашин В.Н.), Института Якутнипроалмаз (Коноваленко В.Я.), Амакинской геологоразведочной экспедиции (Мишенин С.Г., Константинов К.М., Прокопьев

С.А., Салихов Р.Ф.), Айхальского ГОКа (Маковчук И.В., Карпенко М.А., Пушин С.В., Шрайнер А.А.), Нюрбинского ГОКа (Банзерук В.И.), участковых геологов рудника “Айхал” (Яковлев А.П., Фролов В.А.), а также карьеров “Юбилейный” (Усольцева Ф.М., Яковлева Л.А., Супрунов М.А.), “Комсомольский” (Мухоплев В.И.). Всем им авторы выражают свою благодарность.

Авторы признательны сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН К.Ж. Семинскому, О.В. Луниной, А.В. Черемных и И.А. Потехиной за участие в полевых работах и обсуждении полученных результатов, а также Н.Г. Балуковой за помощь в работе над рукописью.

Особо авторы благодарят профессора С.И. Шермана, основателя и создателя Сибирской тектонофизической школы, и профессора Н.Н. Зинчука, долгое время возглавлявшего ЯНИГП ЦНИГРИ. Именно они инициировали комплексные тектонофизические исследования в Якутской алмазоносной провинции, активно способствовали их развитию, а также поддержали идею подготовки настоящего методического пособия, взяв на себя труд ответственных редакторов.

## ГЛАВА 1

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ, ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПОНЯТИЙНАЯ БАЗА

Основными объектами исследований, рассматриваемыми в данном методическом пособии, являются разноранговые разрывные дислокации (нарушения) земной коры. Под ними понимается деформация пластов горных пород с нарушением их сплошности, возникающая в случае превышения предела прочности пород под тектоническими напряжениями [Короновский, Якушева, 1991]. Различают следующие виды разрывов: *сдвиг*, образующийся вследствие горизонтального смещения крыльев по вертикальному или наклонному дизъюнктиву (рис. 1.1); *раздвиг* – результат раздвижения крыльев в стороны; *брос* – разрыв, висячее крыло которого смещено вниз (рис. 1.1); *взброс* – разрыв, который образован при смещении висячего крыла вверх (см. рис. 1.1) [Белоусов, 1971]. Напомним, что массивы разобщённых при этом горных пород образуют крылья. В случае наклонного разрыва различают лежачее крыло, подстилающее разрыв, и висячее крыло, покрывающее разрыв.

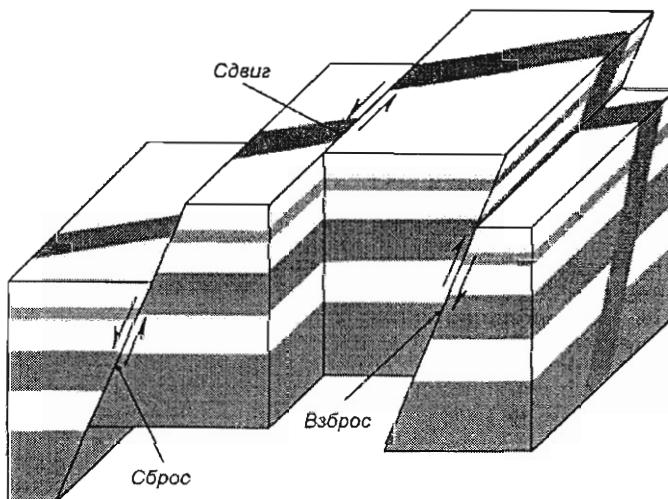


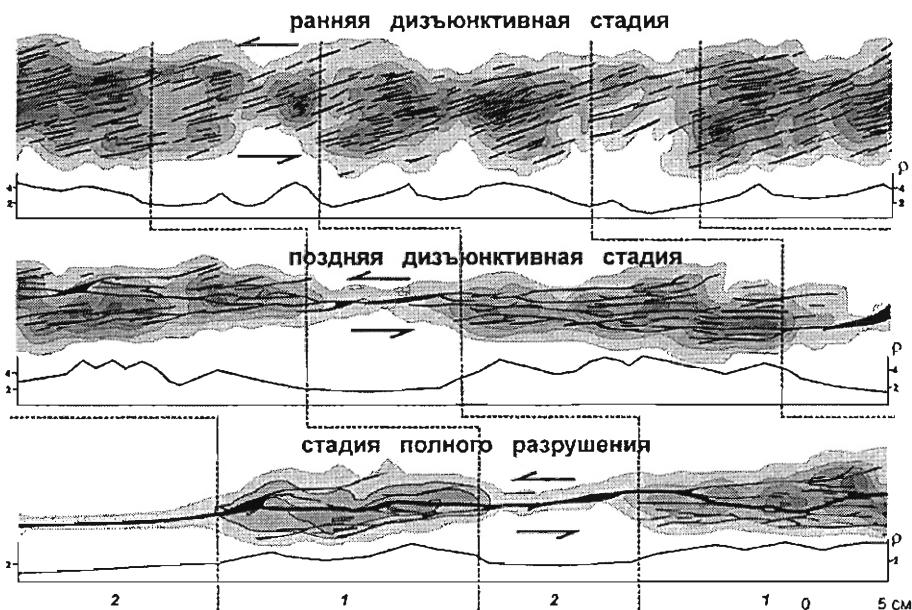
Рис. 1.1. Виды разрывов в зависимости от смещений крыльев [Белоусов, 1971].

Традиционно тектонические разрывы разделяют на разломы и трещины. Заметим, что трактовка понятия *трещина* различается у разных авторов. В одном случае под трещинами понимаются любые разрывы, не имеющие существенного перемещения крыльев друг относительно друга [Белоусов, 1971]. В тектонофизических построениях чаще используется другой подход, основанный, прежде всего, на масштабных характеристиках разрывов. При этом под трещинами понимаются поверхности механического разрушения в горной породе, размеры которых варьируются в пределах 0.1–100.0 м, а амплитуда смещения – 0.1–100.0 мм, более крупные разрывные нарушения классифицируются как разломы [Семинский, 2003].

Подобная точка зрения отражена и в существующих определениях термина *разлом*: “*P.* – крупная дизьюнктивная дислокация земной коры, распространяющаяся на большую глубину и имеющая значительную длину и ширину. *P.* обычно происходит между разнородными тектоническими структурами и развивается длительное время, в течение которого подвижки то усиливаются, то ослабевают...” [Геологический словарь, том 2, стр. 166]. Помимо масштабного фактора, данное определение подчеркивает еще две важнейших характеристики разломов, имеющих определяющее значение для дальнейших тектонофизических реконструкций. Во-первых, это параметр времени, длительность которого указывает на постепенный характер накопления тектонических деформаций, приводящих к появлению и развитию разломных структур. Во-вторых, параметр ширины, который свидетельствует о том, что понятие *разлом* не ограничивается линией сместителя, а генетически связанные с формированием разлома пластические и разрывные деформации охватывают значительные объемы горных пород. С учетом того факта, что термин *разлом* часто используется в литературе для того, чтобы подчеркнуть дизьюнктивный характер границ между геологическими толщами и понимается как раз в “линейном” смысле, были введены понятия *разломная зона* или *зона динамического влияния разлома*. Под ними понимается: “...область деформирования, связанная с формированием разлома и движениями по нему, в пределах которой породы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, рассланцевание, формирование разломов оперения), реологическим (изменения физических свойств с глубиной или в связи с длительностью развития разлома), петрографическим (метаморфизм разных стадий), структурным (сгущение разрывов оперения, приразломная складчатость, будинаж) изменениям...” [Шерман и др., 1991, стр. 53].

Эволюция любой разломной зоны, независимо от ранга, характеризуется определенной последовательностью появления и развития пластических и разрывных деформаций [Гзовский, 1975; Рац, Чернышев, 1970; Шерман и др., 1983, 1991; Семинский, 1991]. На момент заложения зоны в ее пределах формируются пликативные структуры, а в дальнейшем – преимущественно разрывные. Их развитие происходит путем прорастания и соединения мелких дизьюнктивов, появившихся на начальных временных отрезках разрываобразования, в более крупные. Последние, в свою очередь, в дальнейшем также соединяются друг с другом и уве-

личиваются в размерах до тех пор, пока их слияние не приведет к формированию в центральной части зоны единого сместителя – так называемого *магистрального разрыва* [Шерман и др., 1983; Семинский, 2003], который полностью рассекает деформируемый объем. Магистральный разрыв представляет собой зону тектонитов, традиционно ассоциируемую с понятием разлом. Однако ширина ее значительно меньше, чем у области проявления разрывов, предшествующих формированию единого сместителя (рис. 1.2). Все разрывы, сформированные в этой области до появления магистрального сместителя, называются *опережающими* [Семинский, 2003]. Дальнейшие смещения вдоль магистрального разрыва за счет сил трения приводят к формированию *оперяющих* разрывов, которые, согласно современным представлениям, имеют подчиненное значение в структуре разломной зоны [Семинский, 2003]. Кроме того, в разломной зоне существует группа дизъюнктивов, формирование которых определяется кинематической необходимостью для осуществления перемещений по опережающим и оперяющим нарушениям, а также возникновением гравитационных эффектов по краям приподнятых блоков. Подобные разрывы получили название *сопутствующие* [Семинский, 2003]. По своим масштабным характеристикам, структурой первого порядка в разломной зоне является магистральный сместитель, а более мелкие опережающие, оперяющие и сопутствующие представляют разрывы второго порядка.



**Рис. 1.2.** Структурные схемы разрывов, графики и карты распределения их плотности ( $\rho$ ) в изолиниях, соответствующие главным стадиям развития левосдвиговой разломной зоны в упруго-пластичной модели [Семинский и др., 2005]. Пунктирные линии разделяют участки (1 и 2) разного структурного развития. Изолиниями показаны области с количеством разрывов в единице площади, равным 1, 2, 3, 4, 5 и 6.

На основе преимущественно результатов экспериментов весь процесс формирования разломной зоны разделяют на четыре стадии [Шерман и др., 1991; Семинский, 1991]: *пликативную, раннюю дизьюнктивную, позднюю дизьюнктивную и стадию полного разрушения*. Первая из них характеризуется тем, что в реализации общей амплитуды смещения по разломной зоне принимает участие только пластическая составляющая. Три остальных отражают различные этапы становления разрывной структуры. Границами между стадиями являются моменты структурных перестроек, которые отражаются как в качественном состоянии разрывной сети в пределах развивающейся зоны, так и в ее количественных параметрах (рис. 1.2). Качественными критериями для разделения стадий являются: появление первых разрывов на поверхности зоны (пликативная – ранняя дизьюнктивная), появление сегментов будущего магистрального разрыва (ранняя дизьюнктивная – поздняя дизьюнктивная) и появление единого магистрального смесятеля (поздняя дизьюнктивная – стадия полного разрушения) [Шерман и др., 1991]. При этом от стадии к стадии последовательно уменьшается количество “работающих” (активных) разрывов и возрастает их длина, а также суммарная амплитуда смещений. Соответственно ширина разломной зоны, определяемая наличием действующий (активных) дизьюнктивов, так же существенно уменьшается и на конечной стадии немногим превышает размеры зоны тектонитов магистрального разрыва (см. рис. 1.2). Смещения по мелким разрывам, сформированным на начальных стадиях, по мере развития зоны прекращаются, и разрывы переходят в латентное состояние. Однако они остаются деформационными элементами, определяющими пониженнюю прочность и проницаемость горных пород в разломной зоне, причем при смене действующего поля тектонических напряжений такие дизьюнктивы в большинстве случаев вновь активизируются.

Совокупность пликативных и дизьюнктивных нарушений, возникающих в процессе эволюции разлома, называется *внутренней структурой* разломной зоны. Закономерности ее пространственной организации определяются существованием *структурных парагенезисов*, представляющих собой сочетания разрывных и складчатых структур второго порядка, “...образовавшихся в одной динамической обстановке и составляющих в плане единые, чаще всего линейно вытянутые зоны...” [Семинский и др., 2005, стр. 10]. Полный универсальный парагенезис разрывов второго порядка включает перечисленные выше группы опережающих, оперяющих и сопутствующих дизьюнктивов (рис. 1.3).

Ориентировка и кинематические характеристики каждой из групп разрывов парагенезиса напрямую зависят от того, при каком тектоническом режиме – сдвига (оси растяжения ( $\sigma_1$ ) и сжатия ( $\sigma_3$ ) – субгоризонтальны, а промежуточная ( $\sigma_2$ ) – субвертикальна), сжатия ( $\sigma_3$  и  $\sigma_2$  – субгоризонтальны, а  $\sigma_1$  – субвертикальна) или растяжения ( $\sigma_2$  и  $\sigma_1$  – субгоризонтальны, а  $\sigma_3$  – субвертикальна) – развивается разломная зона. Иными словами, речь идет о формировании разломных зон сдвигового, надвигового или сбросового типов. Особенности проявления во времени и

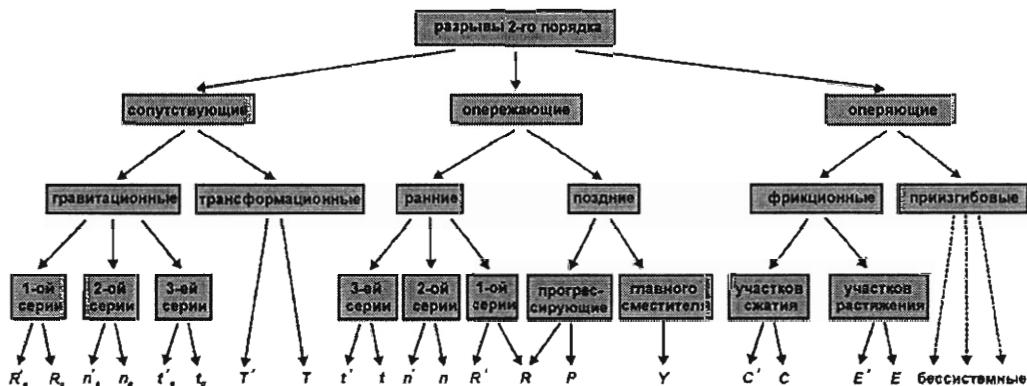


Рис. 1.3. Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в разломных зонах континентальной литосферы [Семинский, 2003].

пространстве разрывов внутренней структуры для каждой из этих зон приведены на рисунках 1.4–1.6.

Ведущая роль в организации внутренней структуры разломных зон, безусловно, принадлежит опережающим разрывам. Для ранних и поздних этапов ее развития характерны различные наборы опережающих разрывов, что объясняется эволюцией напряженного состояния в процессе структурообразования [Семинский, 2003]. В первую очередь формируются опережающие сколы 1-й ( $R'$ ,  $R$ ), 2-й ( $n'$ ,  $n$ ) и 3-й ( $t'$ ,  $t$ ) серий. Формирование разрывов 2 и 3-й серий связывается с явлением переиндексации осей главных нормальных напряжений в условиях напряженного состояния, близкого к осесимметрическому [Семинский, 2003]. При этом наиболее благоприятные условия складываются для образования в разломной зоне сколов  $R'$ - и  $R$ -типов, в меньшей степени –  $t'$ - и  $t$ -типов и наиболее редко – для  $n'$ - и  $n$ -типов (см. рис. 1.4–1.6). Сколы 1-й серии по морфогенетическому типу соответствуют характеру движения по разломной зоне в целом, причем одна из сопряженных систем разрывов является синтетической, а другая – антитетической. Сколы 2-й серии в зонах сдвига ориентируются под углом к общему простиранию и представлены системами сбросов с противоположным падением. В зонах растяжения это косо ориентированные к общему простиранию системы ( $X$ -образных) сдвигов, а в зонах сжатия – поперечные взбросы (надвиги) двух систем, характеризующихся противоположным падением. Сколы 3-й серии в зонах сдвига ориентируются под углом к общему простиранию и представлены системами взбросов (надвигов) с противоположным падением. В зонах сжатия это косо ориентированные к общему простиранию системы ( $X$ -образных) сдвигов, а в зонах растяжения – поперечные сбросы двух систем, характеризующиеся разнонаправленным падением.

По мере развития зоны, перемещения по располагающимся рядом кулисообразным разрывам  $R$ -типа создают повышенные напряжения на их окончаниях, которые приводят к разрывообразованию, направленному на сочленение взаимо-

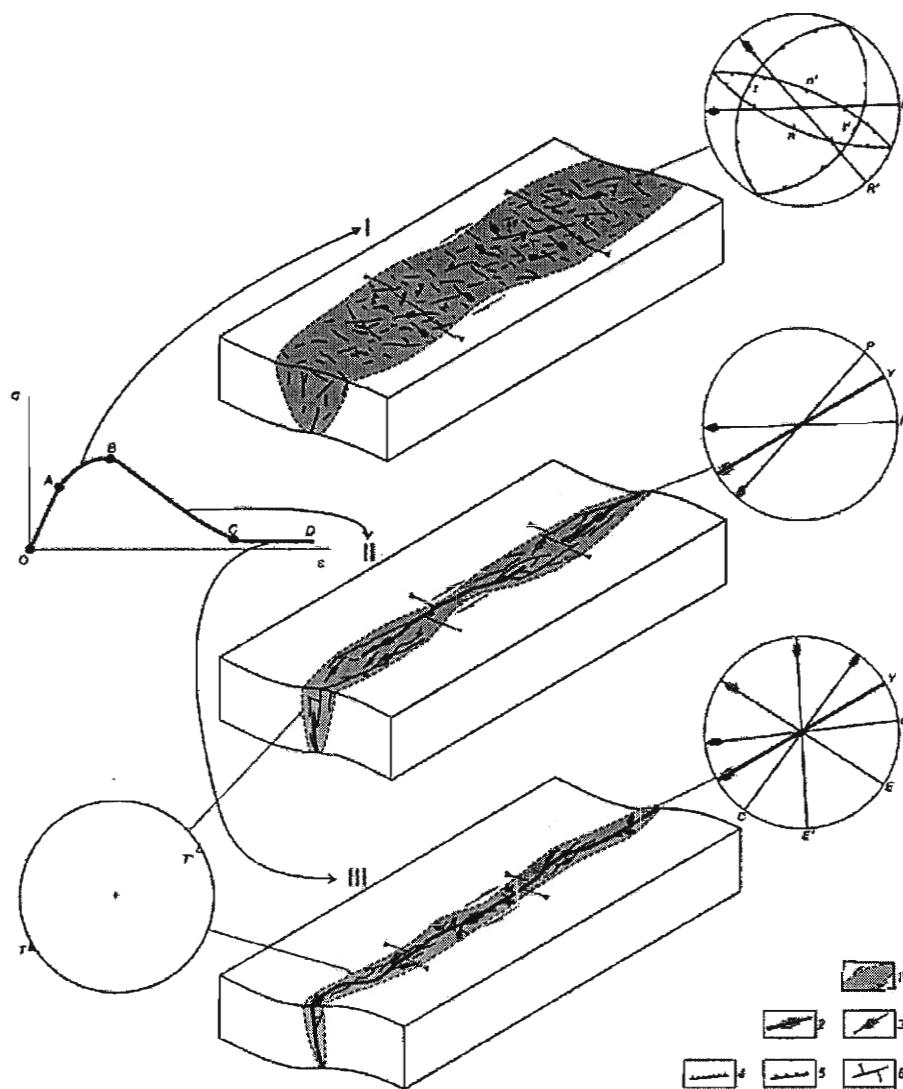
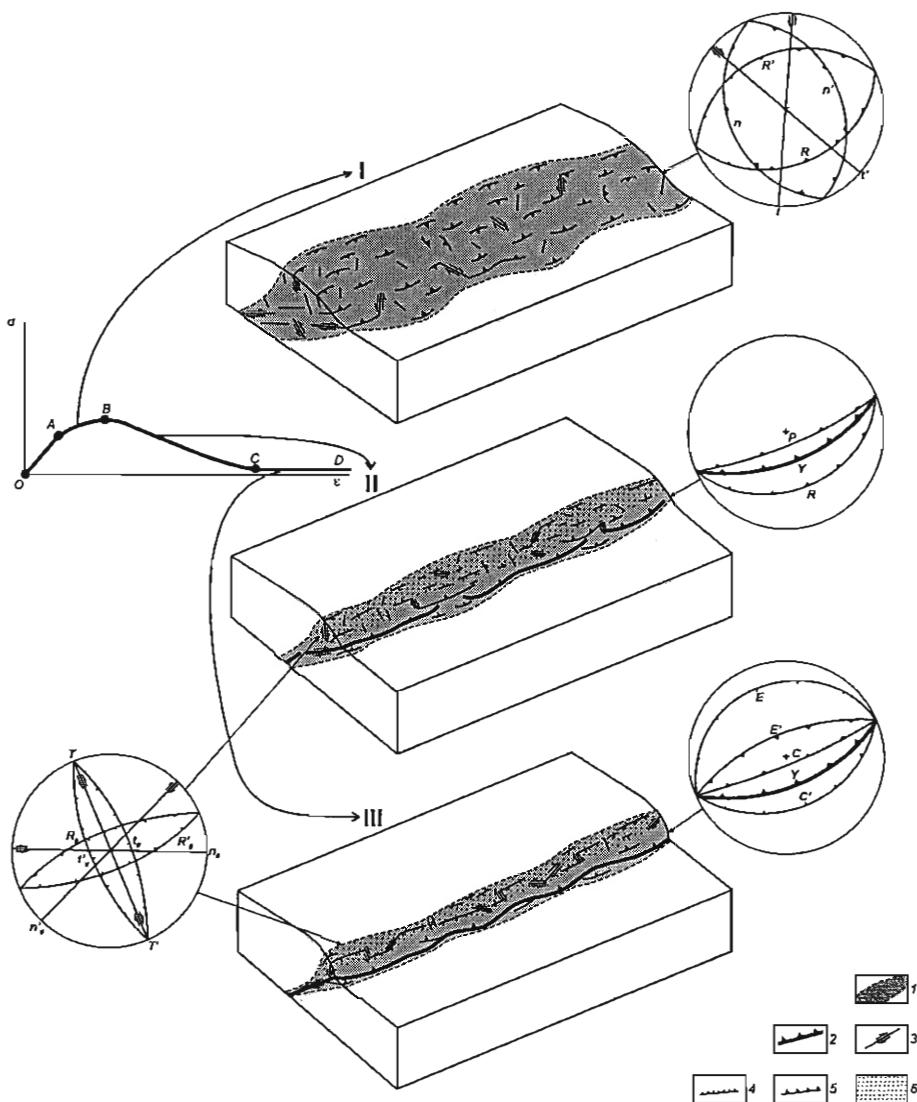


Рис. 1.4. Круговые (верхняя полусфера) и блок-диаграммы, представляющие системы разрывов, которые развиваются на главных стадиях разломообразования, составляя в совокупности полный парагенезис нарушений 2-го порядка для правосдвиговой разломной зоны [Семинский и др., 2005].

Принципиальные схемы внутренней структуры сдвиговой зоны, показанные на блок-диаграммах, соответствуют трем главным дизъюнктивным стадиям ее развития (I – ранняя, II – поздняя, III – стадия полного разрушения) и трем характерным отрезкам кривой «нагрузка ( $\sigma$ ) – деформация ( $\epsilon$ )»: AB – упрочнение; BC – ослабление; CD – разрушение. Индексы, обозначающие системы разрывов 2-го порядка, даны в соответствии с рис. 1.3.

1 – границы разломной зоны и направления перемещений ее крыльев; 2 – магистральный сместьель и его наиболее крупные сегменты; 3–5 – разрывы 2-го порядка сдвигового (3), сбросового (4) и взбросового или надвигового (5) типов; 6 – смещение репера по разрыву.



**Рис. 1.5.** Круговые (верхняя полусфера) и блок-диаграммы, представляющие системы разрывов, которые развиваются на главных стадиях разломообразования, составляя в совокупности полный парагенезис нарушений 2-го порядка для надвиговой разломной зоны.

Принципиальные схемы внутренней структуры надвиговой зоны, показанные на блок-диаграммах, соответствуют трем главным дислокативным стадиям ее развития (I – ранняя, II – поздняя, III – стадия полного разрушения) и трем характерным отрезкам кривой «нагрузка ( $\sigma$ ) – деформация ( $\epsilon$ )»:  $AB$  – упрочнение;  $BC$  – ослабление;  $CD$  – разрушение. Индексы, обозначающие системы разрывов 2-го порядка, даны в соответствии с рис. 1.3.

1 – границы разломной зоны; 2 – магистральный смеcтитель и его наиболее крупные сегменты; 3 – разрывы 2-го порядка сдвигового (3), сбросового (4) и взбросового или надвигового (5) типов; 6 – полоса распространения сопутствующих гравитационных разрывов.

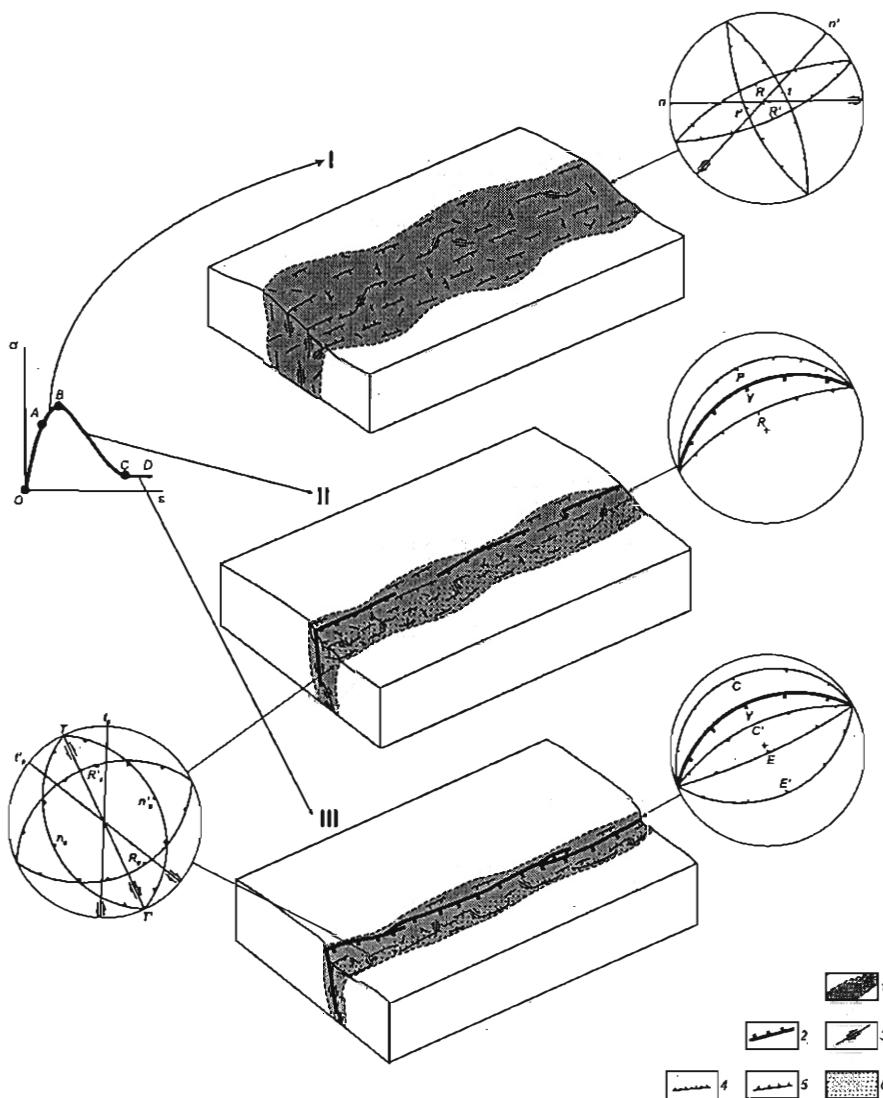


Рис. 1.6. Круговые (верхняя полусфера) и блок-диаграммы, представляющие системы разрывов, которые развиваются на главных стадиях разломообразования, составляя в совокупности полный парагенезис нарушений 2-го порядка для сбросовой разломной зоны.

Принципиальные схемы внутренней структуры сбросовой зоны, показанные на блок-диаграммах, соответствуют трем главным дислоктивным стадиям ее развития (I – ранняя, II – поздняя, III – стадия полного разрушения) и трем характерным отрезкам кривой «нагрузка ( $\sigma$ ) – деформация ( $\epsilon$ )»:  $AB$  – упрочнение;  $BC$  – ослабление;  $CD$  – разрушение. Индексы, обозначающие системы разрывов 2-го порядка, даны в соответствии с рис. 1.3.

1 – границы разломной зоны; 2 – магистральный смеcтитель и его наиболее крупные сегменты; 3–5 – разрывы 2-го порядка сдвигового (3), сбросового (4) и взбросового или надвигового (5) типов; 6 – полоса распространения сопутствующих гравитационных разрывов.

действующих разрывных нарушений. Опережающие разрывы 2-го порядка, развивающиеся в подобных областях сочленения, представлены прогрессирующими  $P$ -сколами и, реже, –  $Y$ -сколами главного смеcителя. Как  $P$ -, так и  $Y$ -сколы по кинематическому типу соответствуют общему характеру движений в разломной зоне (см. рис. 1.4–1.6): в зонах сжатия – это надвиги и взбросы, в зонах растяжения – сбросы, в зонах левого сдвига – левосторонние сдвиги, в зонах правого сдвига – правосторонние сдвиги. При этом в зависимости от особенностей напряженного состояния в отдельных участках области сочленения, формирующиеся разрывы характеризуются широким спектром ориентировок, крайними членами которого являются  $R$ - и  $P$ -сколы ранних этапов формирования внутренней структуры. Наиболее сложным напряженным состоянием, а следовательно, и разнообразием разрывных систем 2-го и, особенно, более высоких порядков характеризуются дуплексы, как области сочленения, ось которых ориентирована под значительным углом по отношению к вектору движения в разломной зоне. Сложное, хотя и в меньшей степени, строение свойственно и областям сочленения с параллельными вектору движения продольными осями (зоны аккомодации), образующимся в связи с эшелонированностью отдельных смеcителей, когда последние не могут соединиться путем простойстыковки прорастающих окончаний.

Одновременно с опережающими, развивается группа сопутствующих нарушений второго порядка (см. рис. 1.3). Формирование разрывов трансформационного типа ( $T'$  и  $T$ ) обусловлено кинематической необходимостью для осуществления движений по опережающим и оперяющим дизъюнктивам. Трансформационные разрывы у надвигов, взбросов и сбросов субвертикальны и по морфогенетическому типу относятся к правым и левым сдвигам, тогда как у сдвигов они субгоризонтальны и представлены послойными срывами (см. рис. 1.4–1.6). Разрывы данного типа являются непременным элементом любых разломных зон на поздних этапах развития и наиболее легко развиваются, наследуя древние структурные или вещественные неоднородности. Кроме того, для разломных зон сжатия и растяжения возможно проявление особой группы сопутствующих нарушений, имеющих гравитационное происхождение. Это преимущественно продольные разрывы со знаком движения, противоположным по отношению к направлению перемещения по разломной зоне в целом (то есть сбросы в зонах сжатия, взбросы и надвиги в зонах растяжения).

Появление магистрального смеcителя (см. рис. 1.2) вызывает развитие разрывов, которые относятся к группе оперяющих (см. рис. 1.3, 1.4–1.6) [Семинский, 2003]. Они практически не играют значимой роли в структурообразовании, поскольку чаще всего в этом качестве выступают активизированные опережающие дизъюнктивы, образованные на ранних стадиях. Среди оперяющих выделяют (см. рис. 1.3) приизгибовые (возникающие у неровностей поверхности смеcителя) и фрикционные (образующиеся за счет трения смещаемых блоков). Расположение и ориентировка первых из них целиком зависят от размеров и формы изгибов магистрального смеcителя, и поэтому приизгибовые разрывы не образуют четких

систем. Вторые (фрикционные) обычно представлены сопряженными системами разрывов, расположеными под разными углами к магистральному смеcтителю (см. рис. 1.3):  $C'$  и  $C$  – на участках сжатия;  $E'$  и  $E$  – на участках растяжения. В сдвиговых зонах – это правые и левые сдвиги, косо ориентированные к плоскости магистрального смеcтителя (см. рис. 1.4), а в зонах сжатия и растяжения – это надвиги, взбросы и сбросы, простирание которых субпараллельно направлению смеcтителя (см. рис. 1.5–1.6).

В природных разломных зонах редко проявляется полный спектр разрывов универсального парагенезиса. Прежде всего, это зависит от интенсивности и длительности действия поля тектонических напряжений, т.е. развитие разлома в той или иной геодинамической обстановке может остановиться на одной из ранних стадий, и, соответственно, из парагенезиса “выпадет” часть разрывов, характерных для заключительных этапов. Кроме того, важную роль играет степень осесимметричности напряженного состояния [Семинский, 2003], а также реология и анизотропность деформируемых пород. Эти факторы определяют, например, наличие в разломной зоне сколов 2-й и (или) 3-й серий. В то же время даже отсутствие некоторых членов парагенезиса никоим образом не снижает его значимости для структурных и тектонофизических построений, поскольку основной ряд опережающих сколов 1-й серии и сопутствующие трансформационные разрывы являются обязательным элементом любой разломной зоны. Поэтому при проведении анализа они являются своеобразной основой, которая дополняется данными об особенностях развития других возможных систем парагенезиса (см. рис. 1.3). Это позволяет, опираясь на известные закономерности их формирования [Семинский, 2003; Семинский и др., 2005], рассматривать происхождение приразломных сетей у конкретных смеcтителей, восстанавливать поля тектонических напряжений и прогнозировать участки усложнения и упрощения внутренней структуры разломных зон.

Отдельно следует остановиться на ранговых характеристиках разломных структур. Традиционно на основе параметра длины разломы разделяются на локальные, региональные и генеральные [Шерман и др., 1977]. В ряде классификаций наиболее крупные разломы имеют дробное деление, например генеральные и глобальные [Лобацкая, 1984] или глубинные и сверхглубинные [Вотах, 1979]. Такой дискретный подход к разделению разломных структур оправдывает себя при площадном изучении разломных сетей и блоковых структур. Однако при рассмотрении внутреннего строения разломных зон возможны разнообразные ситуации, когда структуры одного и того же ранга (по упомянутым выше шкалам) относятся к различным порядкам. Например, при протяженности магистрального смеcтителя в десятки километров опережающие нарушения могут достигать длины от первых до десяти километров, т.е. и те и другие являются локальными. Поэтому для характеристики разрывов внутренней структуры разломных зон чаще используется понятие порядок (см. рис. 1.3) [Семинский и др., 2005]. Кроме того, при описании конкретных разломных зон возможна разработка и использование

временных ранговых классификаций, с учетом параметров длины и ширины реальных разрывов парагенезисов.

Таким образом, тектонофизический подход определяет разломную зону как объемное геологическое тело, характеризующееся определенной внутренней структурой, развитие которой происходит стадийно. При этом в природе, в силу смены геодинамической обстановки, сценарий развития разлома может изменяться, прерываясь на любой из стадий (либо прекращаться, либо возобновляться, но уже с другой кинематикой). Подобные закономерности имеют ключевое значение для территории Якутской алмазоносной провинции, расположенной на Сибирской платформе. Это связано с тем, что особенности проявления разломов на различных структурных этажах платформы заметно отличаются. Наиболее зрелые их формы, соответствующие стадии магистрального сместителя, развиты преимущественно в фундаменте, длительность и интенсивность деформирования которого (на доплатформенном этапе) существенно превышают таковые для пород платформенного чехла. Разломы в пределах чехла связаны с платформенным этапом развития, для которого, по сравнению с доплатформенным, характерна низкая тектоническая активность. В основном их формирование происходит в результате движений по сместителям в фундаменте. Результаты наших работ [Семинский и др., 2001; Гладков и др., 2005], а также многочисленные публикации других авторов свидетельствуют, что подавляющее большинство разломов в платформенном чехле (особенно в верхних его слоях) не имеют единых (магистральных) сместителей. Они, как правило, представлены широкими зонами проявления локальных разрывных нарушений и тектонической трециноватости, т.е. в своем развитии не проходят дальше ранней или поздней дизъюнктивных стадий. При этом простирация разрывных нарушений второго порядка в разломной зоне платформенного чехла часто не совпадают с направлением сместителя в фундаменте (особенно это характерно для сдвиговых разломов). В случае смены действующего поля напряжений и, соответственно, кинематики смещений по разломам фундамента, в зонах чехла формируется новый парагенезис разрывных деформаций, который накладывается на разрывы предыдущего этапа и отчасти их затушевывает. В результате верхняя часть платформенного чехла разбита хаотичной, на первый взгляд, сетью разнонаправленных разрывных нарушений. Основная цель прогнозных и поисковых построений – выявление среди этой сети тех структурных элементов, которые контролируют размещение соответственно кимберлитовых тел, кустов и полей. При этом необходимо учитывать упомянутые выше особенности строения и развития разломных зон в приповерхностных условиях (верхние слои платформенного чехла) и на глубине (фундамент и низы чехла). Использование тектонофизического подхода позволяет рассматривать разноранговые кимберлитоконтролирующие разрывные дислокации, проявленные на разных структурных этажах Сибирской платформы, как элементы внутренней структуры крупных разломных зон и с успехом решать проблему структурного контроля не только на глобальном и региональном, но и на локальном уровне.

## **ГЛАВА 2**

### **МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗЛОМНЫХ ЗОН**

Для реализации тектонофизического подхода необходимо располагать необходимыми данными, позволяющими картировать разломные зоны в фундаменте и платформенном чехле, восстанавливать поля тектонических напряжений, определяющие кинематику и внутреннее строение разломных зон на различных этапах их развития и активизации, и, в конечном счете, выявлять структуры и/или их ансамбли, контролирующие размещение кимберлитовых тел. Сбор, обработка и анализ таких данных осуществляются при помощи различных методов. Прежде всего, это методы геофизики и структурного дешифрирования, традиционно используемые для картирования разноранговых разрывных структур в фундаменте и чехле Сибирской платформы. Однако ведущая роль при постановке тектонофизических исследований, конечно же, отводится собственно тектонофизическим методам. Среди последних выделяют полевые и экспериментальные. В арсенале первых из них имеются современные приемы картирования и выделения разломных зон на дневной поверхности, определения их кинематического типа и восстановления полей тектонических напряжений. Вторая группа методов дает возможность проверки полученных результатов при помощи физического или математического моделирования.

#### **2.1. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ**

Методы геофизики находят широкое применение в изучении разрывной тектоники. Особенность их роль возрастает на плохо обнаженных участках, которые недоступны для геологических наблюдений. Дополнительное преимущество заключается в том, что геологические исследования проводятся в дискретных точках, а геофизические измерения обычно выполнены в площадном варианте, что позволяет увереннее трассировать разломы между точками наблюдений. Особенностью геофизических методов является то, что они не напрямую изучают геологические объекты, а только фиксируют их отражение в геофизических полях. В условиях хорошей геологической изученности почти всегда устанавливается соответствие между геологическими признаками разломов и их отображением в геофизических полях. Поэтому геофизические методы выделения и изучения

разрывной тектоники необходимо использовать в комплексе с геолого-структурными. Однако нередко возникают ситуации, когда приходится привлекать аномалии геофизических полей, геологическая природа которых неизвестна. В качестве примера можно привести такие важные признаки разломных структур, как линейность, выявляемая при интерпретации потенциальных полей, или повышенная вертикальная раздробленность по сейсмическим данным. Использование данных признаков не требует обязательного знания геологической природы аномалий. Их можно выделять как самостоятельные индикационные признаки разломов, особенно при дефиците геологической информации на начальной стадии исследования территории. При этом необходимо учитывать фрагментарность – одно из свойств разломов, приобретаемое в процессах разновозрастной активизации. Она приводит к изменению геофизических характеристик разлома на его протяжении, иногда направления отдельных отрезков. Не все разрывы отчетливо выделяются в физических полях. Ранг разломов, которым ограничивается их картирование, определяется детальностью изучения. На современной стадии исследования этой проблемы не найдено однозначного соответствия между масштабом съемки и порядком выделяемых разломов. Данная задача решается субъективно для конкретных геологических ситуаций. Так же поступают и при определении глубинности тектонических нарушений. Важную роль здесь играют методы изучения территории, количественные способы интерпретации, моделирование геологического строения.

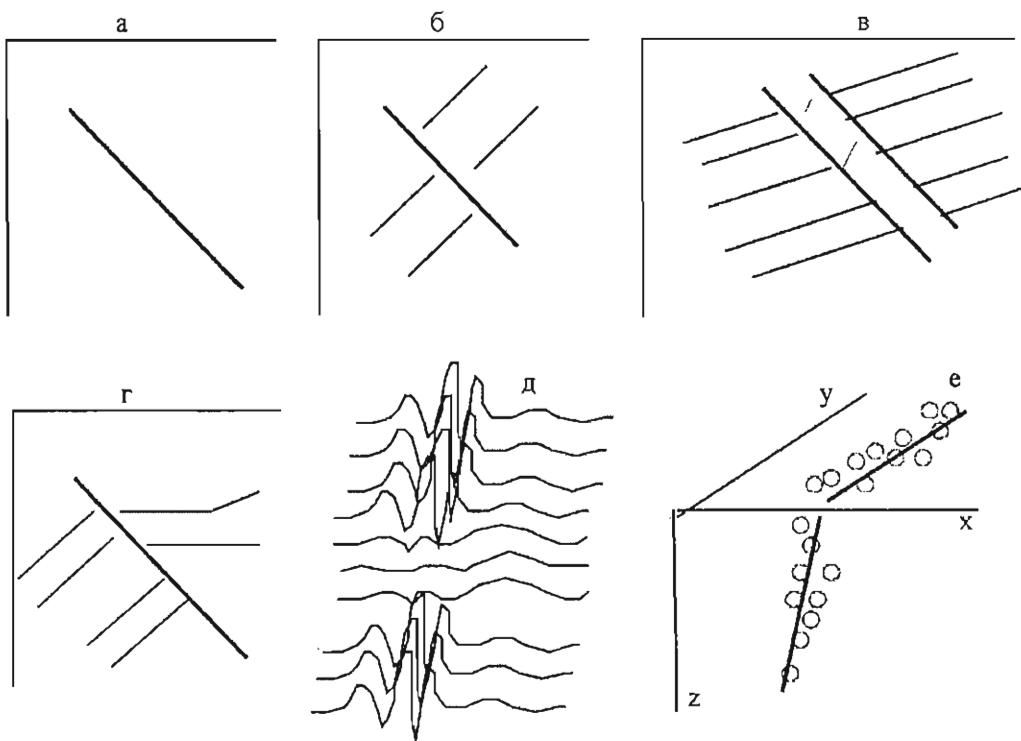
Хотя информацию о разрывной тектонике позволяют получать все геофизические методы, наиболее информативными и поэтому широко используемыми для практических целей являются сейсморазведка, магнитометрия, гравиразведка, электроразведка и геофизические исследования скважин (ГИС).

### 2.1.1. СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Сейсморазведка является эффективным средством изучения слоистой и блоковой структуры геологического пространства на любых глубинах. При помощи данного метода можно определять геометрические и физические параметры исследуемых объектов, проводить анализ динамических характеристик регистрируемых волн, позволяющих судить о поглощающих свойствах среды. Для изучения глубоких уровней земной коры применяются профильные глубинные сейсмозондирования (ГСЗ, ОГТ-ГСЗ, КМПВ, МОВЗ) по редкой сети, позволяющие фиксировать по смещению опорных границ, скачкам скорости, дифракционным явлениям проявления разломной тектоники на уровне мантии и низов кристаллической коры. Платформенный чехол и верх кристаллической коры изучаются сейсмическими исследованиями ОГТ, которыми в настоящее время в профильном варианте охвачена практически вся территория древних платформ России, перспективная на выявление месторождений алмазов. Решение двумерной задачи

чи по каждому профилю и последующее рассмотрение всей системы профилей позволяют выявить и проследить дизъюнктивные нарушения, которые представляют собой, в первом приближении, плоскость толщины, вытянутую в определенном направлении. Согласно Н.Н. Пузыреву [1997], существуют шесть (рис. 2.1) основных способов решения этой задачи: 1) прямая регистрация упругих волн, образующихся на поверхности сбрасывателя; 2) прослеживание волн со стороны приподнятого и опущенного крыльев, связанных с одной или с несколькими сейсмическими границами; 3) потеря корреляции или уменьшение количества границ на сейсмических разрезах в относительно узкой полосе; 4) изменение облика сейсмического разреза по обе стороны от разлома; 5) резкое уменьшение амплитуд в узкой полосе на сейсмограммах отраженных волн; 6) сгущение очагов землетрясений в узкой полосе.

Первый способ реализуется довольно редко и только методом отраженных волн. Иногда удается зафиксировать отражения от листрических разломов в верхних частях кристаллической коры. В осадочной толще только в очень редких



**Рис. 2.1.** Схема типов дизъюнктивных нарушений, картируемых сейсморазведкой (по [Пузырев, 1997]).

а – отражение от плоскости разлома; б – распознавание границ на приподнятом и опущенном крыльях; в – потеря корреляции в зоне разлома; г – изменение облика отраженной волны; д – уменьшение амплитуды отраженной волны; е – сгущение очагов землетрясений.

случаях удаётся зарегистрировать фрагментарные отражения от поверхностей магистральных смеcителей разломов, поскольку, как указывалось выше, вероятность их формирования в осадочных образованиях весьма мала.

Наиболее распространен второй способ, который и используется при изучении осадочного чехла, где, как правило, отмечается большое количество границ разделя. Выделение проводится по смещению одного или нескольких отражающих горизонтов во вмещающей среде. Обычно для этого используются легкораспознаваемые опорные горизонты на временном разрезе. Если фиксируется только один опорный горизонт, определяется наличие разлома и амплитуда его смещения. При наличии нескольких горизонтов можно определить угол падения разлома. Помимо временного сдвига сейсмических границ на разрезе, для выявления разрыва могут быть привлечены сведения по регистрации дифрагированных волн. В качестве примера можно привести результаты, полученные Ботубинской ГРЭ по выявлению малоамплитудных разломов высокочастотной сейсморазведкой на участке Мирнинского кимберлитового поля (рис. 2.2). На временных разрезах по разрывам и смещению отражений, фазовым сдвигам и переходам удалось выделить нарушения с вертикальными смещениями порядка десяти метров там, где раньше наблюдался пликативный характер дислокаций.

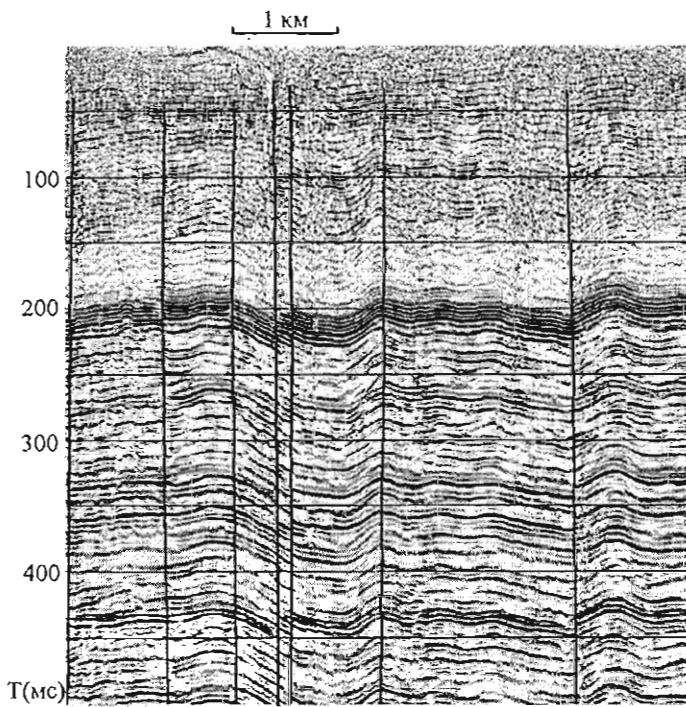


Рис. 2.2. Выделение малоамплитудных нарушений высокочастотной сейсморазведкой (Мало-Ботубинский алмазоносный район).

При третьем способе используется фиксирование разлома на временном разрезе по признаку уменьшения количества сейсмических границ в определенной области. Надежность выделения возрастает при наличии некоторых дополнительных признаков, например быстрого изменения наклонов и ориентации отражающих горизонтов в пространстве. Нередко зона разлома, фиксируемая по данному признаку, становится достаточно широкой. Обычно это связывается с наличием нескольких субпараллельных границ, расположенных достаточно близко друг к другу. При такой ситуации не всегда удается выделить единичные нарушения и наблюданную аномалию трактуют как некоторую сложную разломную зону. На рисунке 2.3 приведен фрагмент временного разреза через Верхне-Иреляхский грабен, расположенный на северо-западном фланге Мирнинского кимберлитового поля. Он представлен широкой (около 4 км) зоной, состоящей из многочисленных субпараллельных разрывов и смещений опорных горизонтов суммарной вертикальной амплитудой порядка 150–170 метров. Отмечается выпадение из разреза отдельных отражающих горизонтов и изменение их ориентировки.

При четвертом способе изменение облика разреза может быть связано с разломом очень большой амплитуды, когда по обе стороны от плоскости сбрасыва-

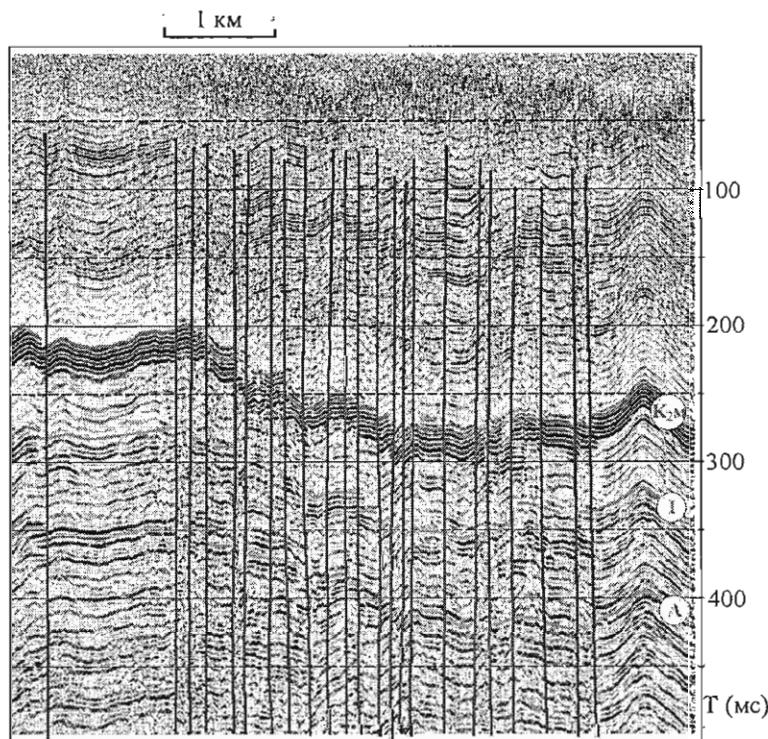
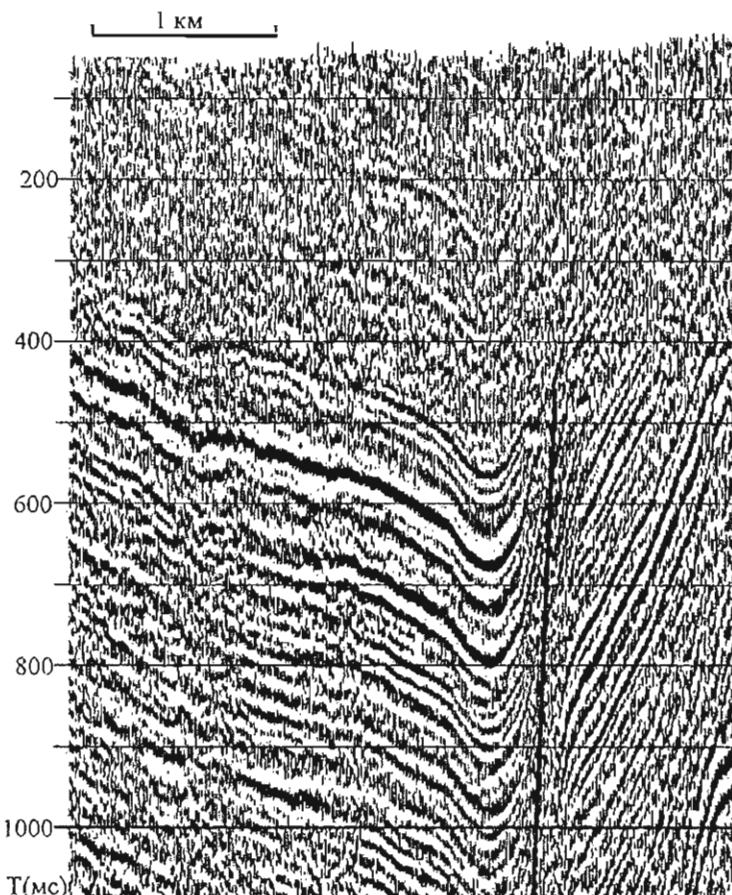


Рис. 2.3. Фрагмент временного разреза через Верхне-Иреляхский грабен.

теля резко изменяется геологическая обстановка, или с широкой разломной зоной (узлом пересечения разломов). Это проявляется в изменении количества отражающих либо преломляющих горизонтов, углов их наклона. Например, блоки осадочной толщи в районе Предпатомского нагорья смяты в складки и в различной степени дислоцированы (рис. 2.4). В местах сочленения часто происходит разрыв сплошности и возникает разлом, который отчетливо фиксируется по данным сейсморазведки. Амплитуду его в таких случаях определить затруднительно.

Пятый способ направлен на выявление малоамплитудных зон разломов, которые фиксируются по динамическим аномалиям на сейсмограммах отраженных волн. На временных разрезах они проявляются в виде узких полос резкого уменьшения уровня колебаний, связанного почти с синхронным наложением отраженных волн, примыкающих к разлому и дифрагированных с обратным знаком вступлений [Пузырев, 1997].



**Рис. 2.4.** Фрагмент временного разреза через тектоническое сочленение двух блоков различной степени дислоцированности.

О наличии крупных тектонических границ в толще земной коры можно судить также на основе карты распределения эпицентров землетрясений, которые, как правило, соответствуют интенсивным современным тектоническим движениям.

В качестве дополнительного критерия обнаружения разломов часто используется эффект дифракции. Выделяя дифрагированные волны, образующиеся на угловых областях примыкания нормальных сейсмических горизонтов к зоне разломов, можно приблизенно найти положение плоскости разрыва. Часто разлом проходит по границе двух блоков с различными упругими характеристиками и на преломляющей поверхности фиксируется резким изменением граничной скорости. На стыке блоков также могут наблюдаться оси синфазности дифрагированных волн с быстрым уменьшением амплитуд при удалении от границы разлома [Пузырев, 1997]. Иногда, как и при анализе потенциальных полей, разрывные нарушения удается проследить по резким азимутальным несогласиям, устанавливаемым при построении структурных или скоростных карт.

Следует отдавать отчет, что выше приведена идеализированная типизация способов выделения разрывных нарушений. Реальные ситуации оказываются намного сложнее. Чаще всего происходит наложение различных типов проявления разломов друг на друга. Об этом свидетельствуют практические примеры.

На рисунке 2.5 приведены фрагменты временного разреза, полученные при обработке данных высокочастотной сейсморазведки, по субширотному профилю 28, проходящему через Мирнинское кимберлитовое поле и пересекающему разломы Виллюйско-Мархинской системы (данные Ботубинской ГРЭ). Зона Западного разлома имеет облик грабен-синклинали с суммарной амплитудой смещения 100–150 м и шириной около 2 км (см. рис. 2.5, а). Западный борт осложнен небольшими сбросами, восточный – более плавный. Отмечается также уменьшение амплитуды отражений, затрудняется прослеживание некоторых горизонтов, наблюдаются явления дифракции. Вдоль оси структуры протягивается дайка долеритов, которая в волновом поле отмечается потерей корреляции отражающих горизонтов, увеличением скорости и осью дефракции. На временных разрезах Западный разлом имеет характерный устойчивый облик и уверенно прослеживается по площади.

Сближенные зоны Центрального и Параллельного разломов (см. рис. 2.5, б) также представляют собой сложно построенные грабенообразные структуры. В волновом поле они выражаются широкими зонами множественных разрывов, сопровождаемых разнонаправленными смещениями различной амплитуды, уменьшением амплитуды отражений и выпадением из разреза отдельных горизонтов. Наличие даечных тел долеритов подчеркивается субвертикальными зонами полной потери корреляции отражающих границ и интенсивными явлениями дифракции. Зоны разломов разделены горстом шириной 300–1000 м. Многочисленные сбросы проявлены ближе к центру грабенов, смещения по ним лежат в пределах десятков метров, а наиболее крупный протягивается вдоль оси Центрального грабена. В целом наблюдается общее погружение слоев в восточном направлении.

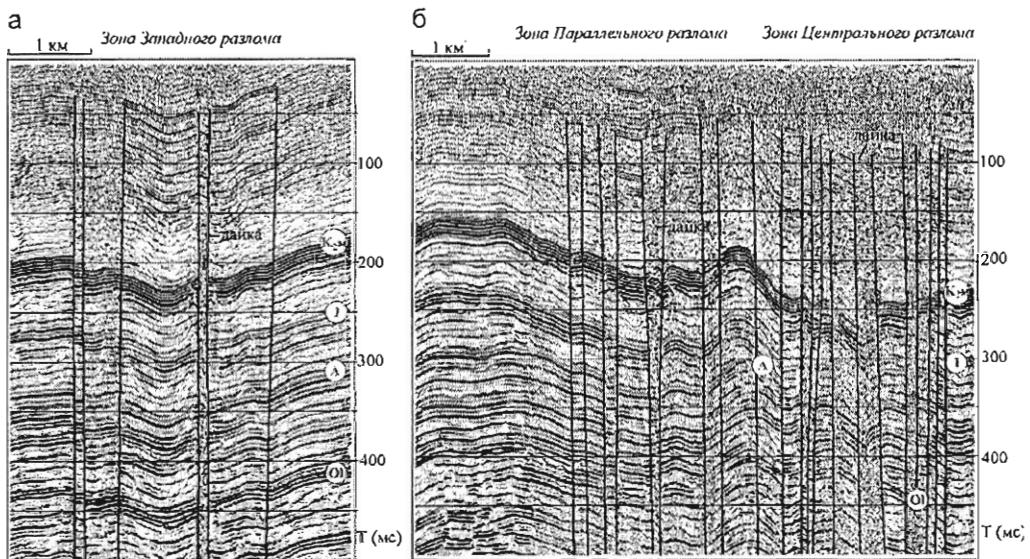


Рис. 2.5. Фрагменты временного разреза по профилю 28, пересекающему Мирнинское кимберлитовое поле (по данным БГРЭ).

Из приведенных примеров видно, что каждый из разломов имеет свои специфические особенности и благодаря этому может распознаваться на разрозненных профилях и трассироваться по площади. Однако, кроме этого, в высокочастотном волновом поле выделяется большое количество малоамплитудных нарушений, которые проявляются либо разрывами осей корреляции без каких-либо смещений, либо фазовыми переходами. Проследить такие разломы по площади при расстоянии между профилями от 2 до 6 км можно только с некоторой долей условности, учитывая при этом все имеющиеся геолого-геофизические данные.

### 2.1.2. КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ РАЗЛОМОВ В МАГНИТНОМ И ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЯХ

Исторически сложилось, что магниторазведка и гравиразведка являются наиболее распространенными методами исследования геологического пространства. Практически вся территория алмазоносных провинций изучена магнитной съемкой масштабов 1:50000–1:10000 и гравитационной съемкой масштабов 1:200000–1:50000, а перспективные районы – в более крупных масштабах. Традиционно эти данные используются для картирования разрывной тектоники. В основе выделения разломов лежит принцип линейности, который хорошо проявляется на картах потенциальных полей [Тяпкин, 1986]. Наибольшее распространение для выявления узких линейных структур, соответствующих разрывам, получили три группы признаков (рис. 2.6):

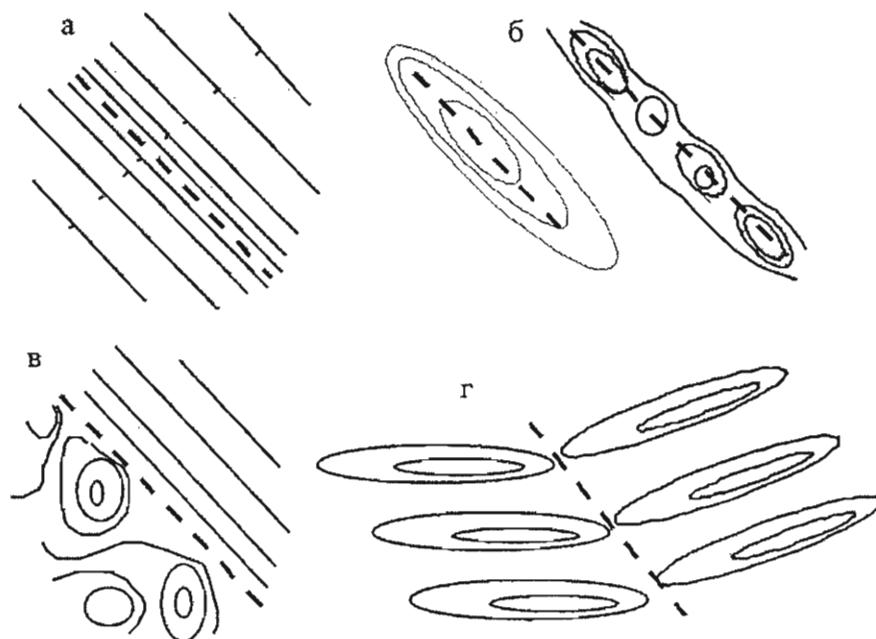
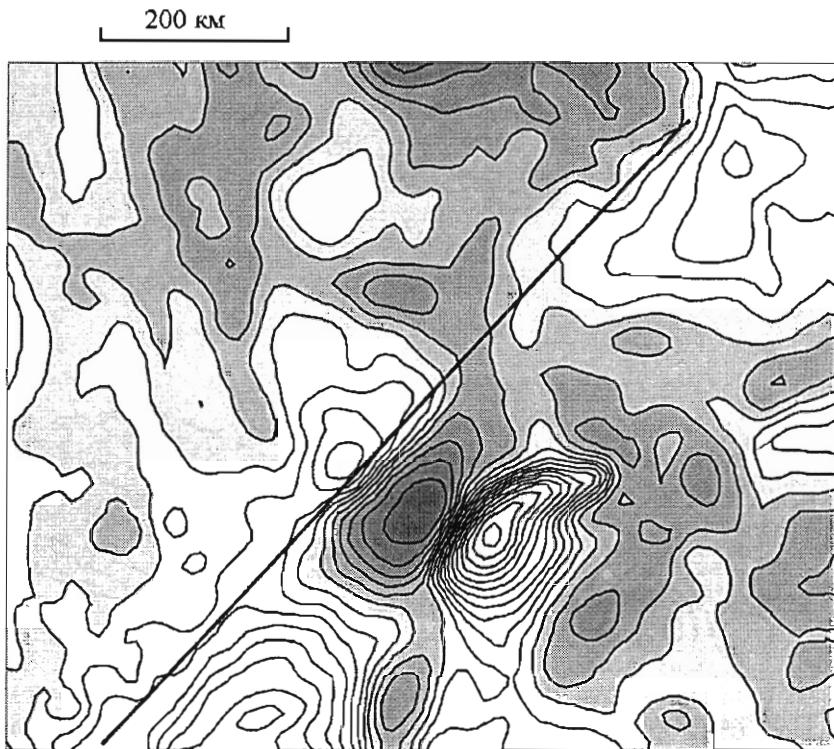


Рис. 2.6. Признаки разломных структур в геофизических полях (по [Тяпкин, 1986]).

- 1) протяженные ступени (зоны повышенных градиентов) в уровнях магнитного и гравитационного полей;
- 2) линейные локальные аномалии (цепочки локальных аномалий) магнитного и гравитационного полей;
- 3) линейные нарушения регулярного поведения изоаномал магнитного и гравитационного полей или линейные границы областей с разным рисунком изолиний этих полей.

Первая группа признаков – линейные отрезки повышенных градиентов полей – соответствует контактам пород с различными физическими свойствами (петрографический состав, степень метаморфизма) или одной аномальной толще, залегающей на различных гипсометрических уровнях. Кроме того, ступени могут разграничивать блоки с разным уровнем эрозионного среза. С помощью геофизики устанавливается наличие разрыва и его местоположение, определяемое по относительному перемещению блоков. Геологическая природа и история формирования разлома устанавливаются геологическими методами, а в последующем, с накоплением опыта, можно использовать принцип аналогий. На рисунке 2.7 интенсивными гравитационными ступенями разделяются между собой Сунтарское поднятие, Кемпендейская и Йгыаттинская впадины. Поднятие характеризуется положительным гравитационным полем, а впадины – минимумами. Вертикальные смещения блоков составляют несколько километров, кроме того,



**Рис. 2.7.** Изолинии гравитационного поля на участке сочленения Акитканской тектонической зоны со структурами Якутской кимберлитовой провинции.

они различаются уровнем эрозионного среза. На другой иллюстрации (рис. 2.8) мы видим, как гравитационной ступенью ограничивается силл долеритов внутри терригенной толщи. Часто, чтобы подчеркнуть местоположение разрыва, применяют трансформации поля в его градиенты. Для оценки параметров уступа (амплитуды, угла наклона, разницы в физических свойствах) существуют способы количественной интерпретации данных [Логачев, Захаров, 1973; Успенский, 1968].

Вторая группа признаков – линейные магнитные и гравитационные аномалии (или цепочки локальных аномалий) – обычно вызвана объектами, локализованными в пределах разломных структур. Чаще всего данные образования представлены магматическими породами основного или ультраосновного состава (дайками, штоками), использовавшими разлом как ослабленную зону для своего становления. По отношению к вмещающим платформенным образованиям они характеризуются, как правило, повышенными магнитными и плотностными характеристиками и создают положительные аномалии (рис. 2.8, 2.9). Амплитуда аномалий определяется соотношением физических свойств и глубиной залегания магматических тел. В алмазоносных районах она составляет десятки–сотни наутесла и первые десятые доли миллигаль.

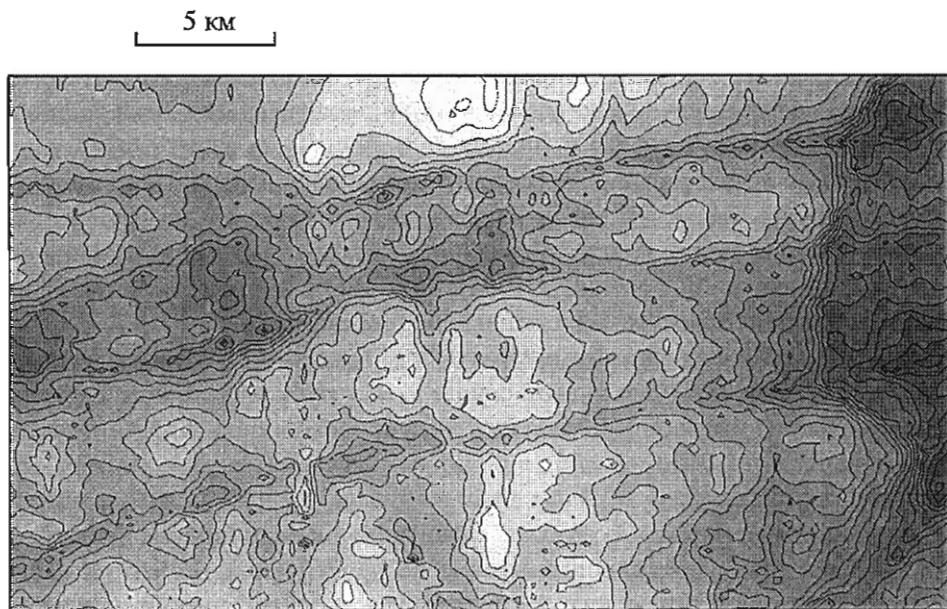


Рис. 2.8. Фрагмент гравитационного поля на участке разломов, залеченных дайками долеритов.

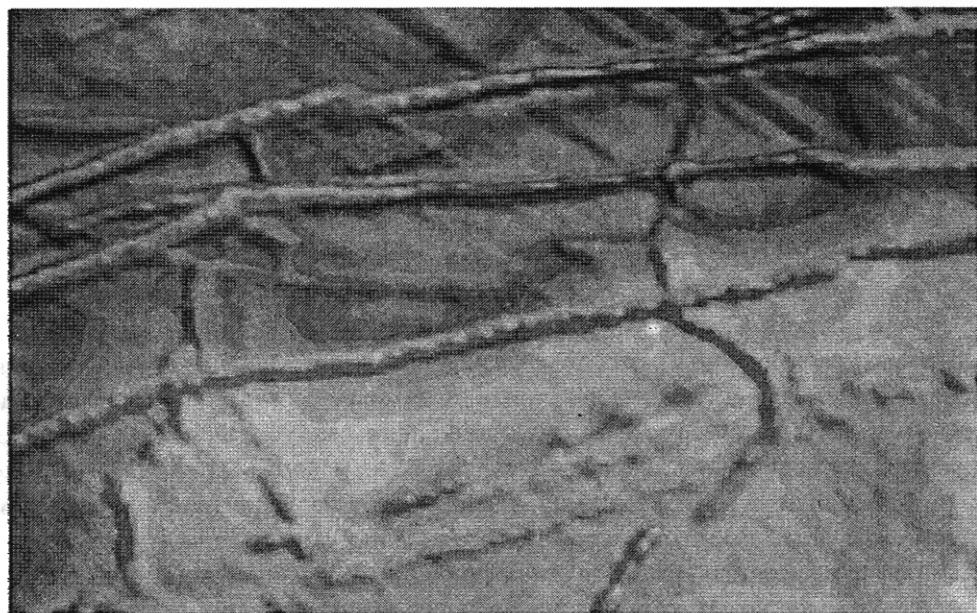


Рис. 2.9. Выделение разломов, залеченных дайками долеритов, по магнитному полю.

Серьезной помехой для прослеживания линейных аномалий служат более поздние по времени внедрения траппы, которые и определяют характер локальных потенциальных полей территории. Процессы метаморфизма и метасоматоза, связанные с формированием разломов или их активизацией, также приводят к изменению намагниченности и плотности пород. Чаще всего происходит их уменьшение, но в некоторых случаях это правило нарушается. Например, в зонах регressiveного метаморфизма на Анабарском щите происходит довольно значительное разуплотнение кристаллических пород с одновременным привносом магнитных минералов [Строение..., 1986]. Знак аномалий определяется направленностью и интенсивностью наложенных процессов.

В осадочных толщах разломные зоны иногда также могут служить участками разгрузки флюидов, вод и т.д. В этом случае может происходить незначительное увеличение намагниченности и меняться электропроводность. Более существенные изменения в платформенном чехле происходят в результате динамических воздействий в зонах разломов. Чаще всего в этом случае происходит дезинтеграция, разуплотнение пород и возникает гравитационный минимум. Часто форма аномалии имеет дифференцированный вид по простирианию, в связи с неоднородностью разломной структуры, состоящей из зон повышенной и пониженной плотности. Такие явления могут также обусловливаться льдистостью и растяжением, если разлом находится на территории вечномерзлых пород. Имеют место и совмещенные аномалии. Например, сочленение двух блоков разной плотности по зоне разлома, состоящей из нескольких участков плотных и раздробленных пород, будет фиксироваться линейной гравитационной ступенью, осложненной локальными минимумами. При проведении интерпретации необходимо учитывать тот факт, что при незначительных смещениях пород по зонам тектонических нарушений, небольшой плотностной дифференциации между толщами и малых мощностях зон дробления над разрывными нарушениями наблюдаются сравнительно слабоинтенсивные аномалии. Для усиления аномального эффекта широко применяются различные трансформации полей (выделение локальной составляющей, анизотропные преобразования).

Третья группа признаков – линейные нарушения регулярного поведения изоаномал магнитного и гравитационного полей или линейные границы областей с разным рисунком изолиний этих полей – наиболее неопределенна при выделении разломов. Этим нарушениям морфологии поля могут отвечать как стратиграфические контакты двух соприкасающихся разнородных толщ, так и тектонические, приводящие к нарушению корреляции структурных планов [Тяпкин, 1986]. Чаще эти признаки используются на стадии региональных исследований при изучении структуры кристаллического основания. Уже давно установлено, что простижение пород фундамента соответствует простирианию геофизических аномалий. Резкое изменение рисунка изоаномал указывает на наличие тектонической границы между блоками. На рисунке 2.7 мы видим, как преимущественно северо-западное простижение аномалий, свойственное фундаменту Якутской кимберлитовой

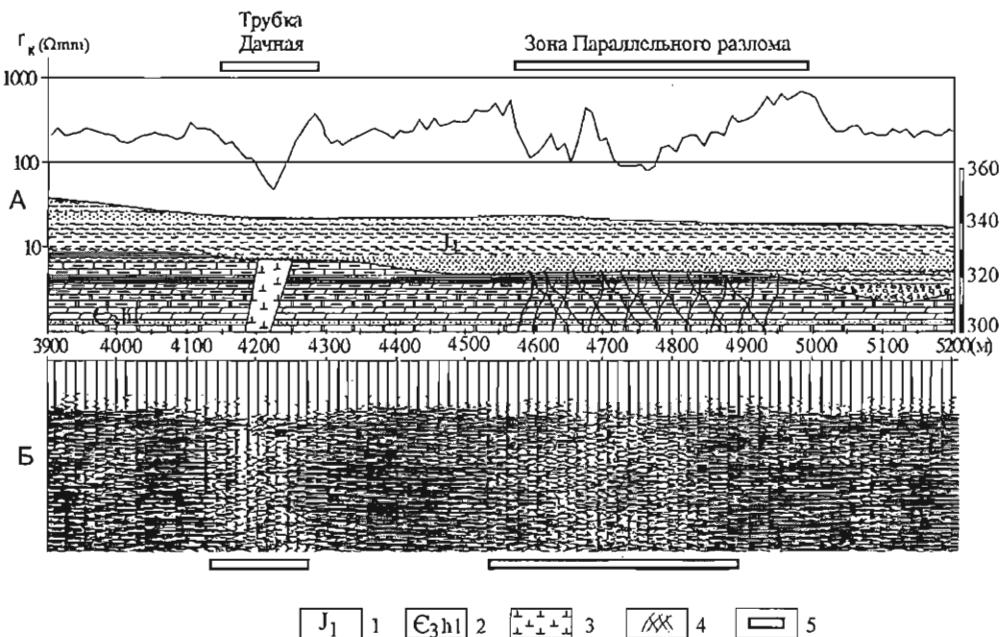
провинции, сменяется на северо-восточное, проявленное в Акитканской тектонической зоне. Особенности строения блоков фундамента лучше подчеркиваются морфологией магнитных полей, нежели гравитационных. Это обусловлено более существенной дифференциацией магнитных характеристик по сравнению с плотностными, свойством самих измеряемых функций (производная и потенциал) и детальностью изучения. В большинстве случаев о наличии тектонического контакта между блоками свидетельствует не только различие рисунка изоаномал, но и появление зоны повышенного градиента.

### 2.1.3. ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКА

Электроразведочные методы в комплексе алмазопоисковых работ применяются с начала 60-х годов. При проведении работ на открытых площадях или перекрытых мезозойскими и верхнепалеозойскими терригенными отложениями мощностью до 20 м обычно используются методы электропрофилирования. При увеличении мощности покрышки и для изучения более глубоких частей разреза применяют методы зондирования (метод переходных процессов – ЗМПП и магнитотеллурический – МТЗ). В качестве упрощенной модели разлома можно представить такую ситуацию: однородное плохо проводящее нижнее полупространство, разделенное вертикальной проводящей пластиной (зоной трещиноватости или обводненности) и перекрытое проводящим чехлом. В данном случае разлом будет фиксироваться зоной проводимости или понижением электрического сопротивления. На рисунке 2.10 показано, как по данным сейсморазведки МОГТ и электропрофилирования с незаземленными установками на частоте 625 Гц картируется зона Параллельного разлома в районе кимберлитовой трубки Дачной. Вмещающая толща представлена терригенно-карбонатными образованиями верхнего кембрия сопротивлением 1000–1200 Ом·м. Перекрывающие четвертичные и юрские отложения имеют сопротивление 300–500 Ом·м. Зона разлома выделяется понижением сопротивлений до 150 Ом·м на фоне 400 Ом·м.

Другой пример показывает, как аудиомагнитотеллурические зондирования, выполненные по профилю 28 через Мирнинское кимберлитовое поле, позволили построить геоэлектрический разрез глубиной до 2 км (рис. 2.11). Западный разлом, расположенный в центральной части профиля, выделяется субвертикальной зоной проводимости шириной 400 м. Разлом разделяет блоки осадочного чехла, различающиеся уровнем сопротивления. Блок, расположенный западнее разлома, отличается большей проводимостью верхней части разреза, что обусловлено обводненностью чарской свиты нижнего кембрия. В пределах его меняется и поведение изоом [Матросов, Глушков, 2004].

Основные критерии выделения разрывных структур по данным электроразведки на геоэлектрических разрезах или картах изолиний проводимости (сопротивления) остаются такими же, как и в других методах [Рязанцев, 2001]. Это уз-



**Рис. 2.10.** Геологический разрез по профилю с данными электропрофилирования (А) и сейсморазведки ОГТ (Б).

1 – юрская система, нижний отдел, юлегирская и оруктахская свиты, нерасчленённые, алевролиты, аргиллиты, углистые глины с включениями гальки, гравия, щебня, пески с прослоями галечников; 2 – кембрийская система, верхний отдел, холомохская свита, доломиты алевритовые и песчанистые, алевролиты доломитовые с прослоями песчаников, аргиллитов, мергелей; 3 – кимберлиты; 4 – зона Параллельного разлома; 5 – контуры аномалий, отвечающих кимберлитовому телу и зоне разлома, по данным электроразведки и сейсморазведки ОГТ.

кие линейные аномалии, зоны резких градиентов, изменение характера изолиний по разные стороны разлома.

В отдельных случаях наблюдается более сложная картина. Так, например, разломы, залеченные дайками долеритов в районе Накынского кимберлитового поля, по данным АМТЗ характеризуются сочетанием субвертикальных проводящих зон по краям и высокоомной в центральной части разлома.

Существует еще одно обстоятельство, которое позволяет картировать разломы. На территории Якутской алмазоносной провинции широко распространены межмерзлотные захороненные водоносные горизонты. Вследствие высокой минерализации, воды этих горизонтов отличаются аномально низким удельным электрическим сопротивлением, что при относительно небольшой глубине (200–300 м) залегания кровли водоносов делает их прекрасным репером для индуктивной электроразведки. Разрывные нарушения в данных ЗМПП отмечаются субвертикальными узкими поднятиями кровли водоносного горизонта.

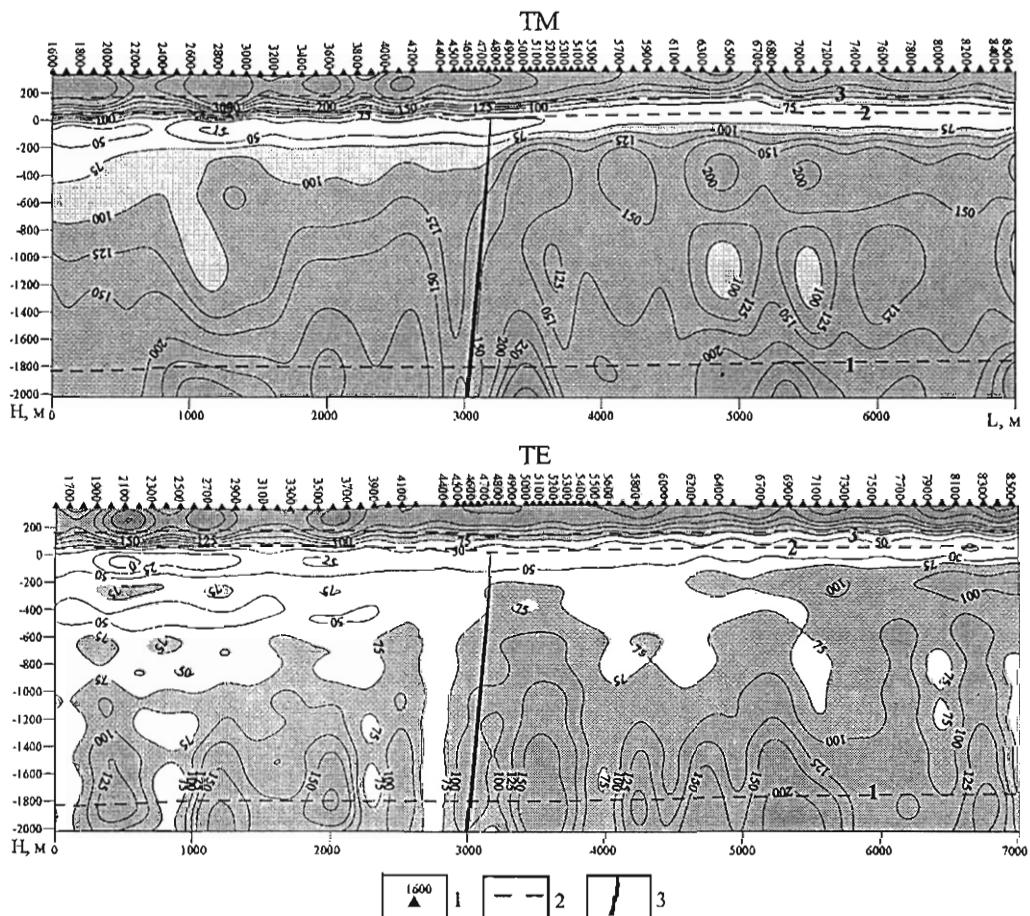


Рис. 2.11. Геоэлектрические разрезы поперечной (ТМ) и продольной (ТЕ) составляющих магнитотеллурического поля. АМТЗ по профилю 28.

1 – точка зондирования АМТЗ и её номер; 2 – геологические границы; 3 – дайка Западного разлома.

## 2.1.4. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СКВАЖИН

Для выделения разрывной тектоники на поисковых участках также используется плотная сеть (200–500 м) поисково-картировочных скважин с каротажем. Наиболее удобны для анализа структуры данные о положении подошвы холмовохской свиты верхнего кембрия, которая уверенно идентифицируется как по геологическим наблюдениям, так и по геофизическим исследованиям скважин и имеет относительно небольшую глубину залегания. Выдержанность литологического состава и мощностей отдельных пачек терригенно-карбонатных пород по площади, наличие в них маломощных прослоев доломитов и мергелей, контрастно выделяющихся на кривых гамма-каротажа, позволяют уверенно опознавать их на каротажных диаграммах. Прослои карбонатных пород (известковистые пес-

чаники, доломиты, известняки) выделяются в разрезах скважин пониженными характеристиками общей радиоактивности на уровне 2–5 мкР/час, в то время как для глинистых разностей карбонатов она составляет 6–8 мкР/час. Алевролитам, мергелям присущи более высокие значения – в пределах 10–13 мкР/час. Это дает возможность рассчитать абсолютную отметку границы картируемой свиты даже в том случае, если скважина не достигла глубины залегания интересующей нас части разреза. Углубка при бурении в породы нижнего палеозоя от 30 до 50 метров позволяет довольно уверенно решить эту задачу. Полученные данные используются при построении как геолого-геофизических разрезов, так и погоризонтных структурных планов, на которых четко прослеживаются разрывные нарушения.

В качестве примера можно привести разломы Виллюйско-Мархинской системы, контролирующие размещение кимберлитов Мирнинского поля (рис. 2.12). В структуре нижнепалеозойской толщи они отмечаются вытянутыми в субмеридиональном направлении зонами повышенной радиоактивности.

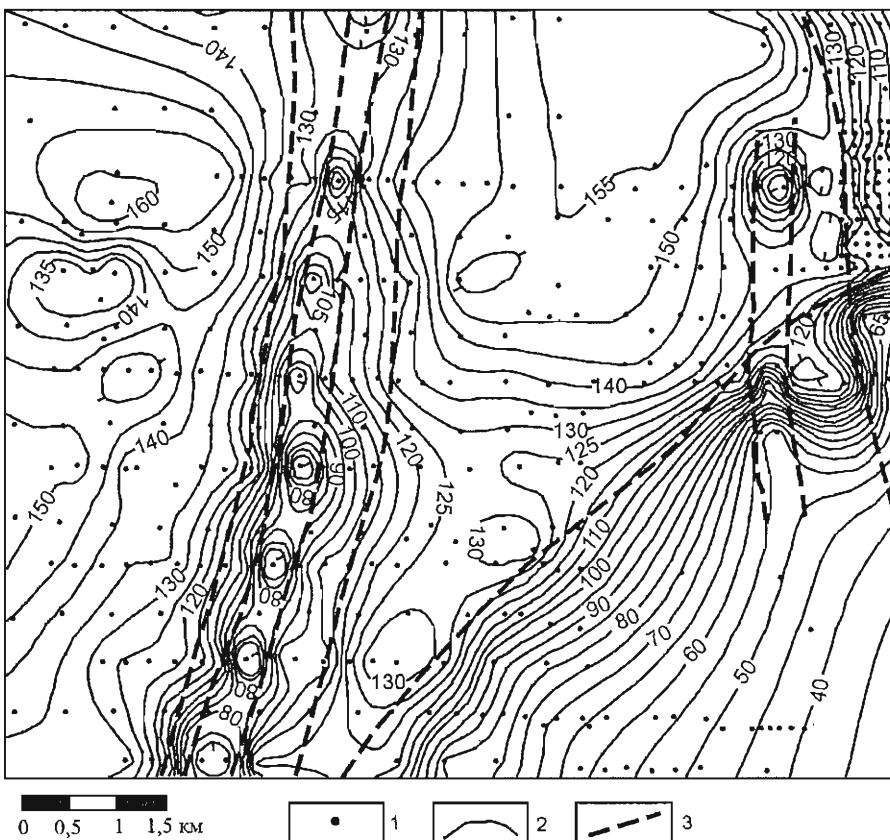
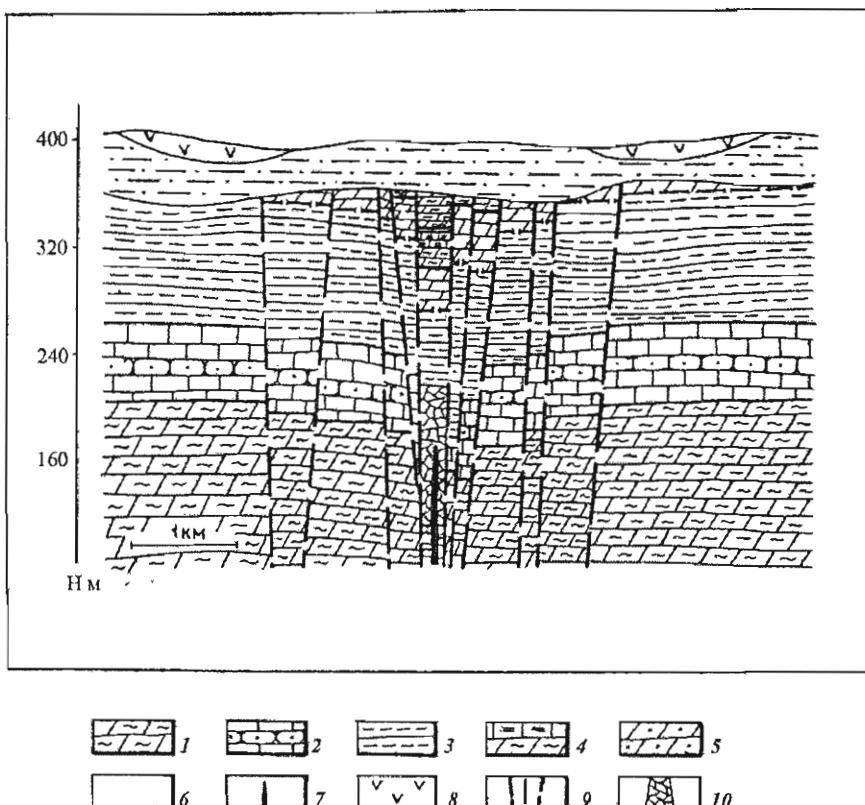


Рис. 2.12. Выделение разрывных нарушений по данным ГИС.

1 – скважины с ГИС; 2 – изолинии кровли мирнинской свиты среднего кембрия; 3 – разрывные нарушения по данным ГИС.

нальном направлении цепочками грабенообразных прогибов шириной до 2–4 км и амплитудой до 30–40 м. Грабены образованы серией мелких разрывных нарушений, субпараллельных осевой зоне [Горев и др., 1994]. В собственно осевой части крупных прогибов наблюдаются узкие желоба шириной 200–400 м и амплитудой до 30–50 м, к которым обычно приурочены дайки среднепалеозойских долеритов (рис. 2.13).

В отдельных случаях разломы, разделяющие блоки с различным уровнем эрозионного среза, могут выделяться ступенями (флексурными перегибами) в структуре картируемой толщи (см. рис. 2.12).



**Рис. 2.13.** Строение зоны Западного разлома по материалам ГИС [Горев и др., 1994]. 1–5 – терригенно-карбонатные отложения среднего-верхнего кембрия и нижнего ордовика (1 – мириинская свита, холомолохская свита; 2 – нижняя; 3 – средняя; 4 – верхняя части); 5 – отложения ордовика; 6 – терригенные образования перми; 7 – дайки среднепалеозойских долеритов; 8 – силлы раннемезозойских долеритов; 9 – разломы; 10 – зона брекчирования.

Завершая обзор геофизических методов, необходимо отметить, что они с успехом применяются на протяжении более полувека для картирования и изучения кимберлитоконтролирующих разломных зон Якутской алмазоносной провинции.

## 2.2. СТРУКТУРНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ

Структурное дешифрирование представляет собой метод изучения мегатреции новатости линеаментов, под которыми понимается совокупность всех линейных элементов рельефа и растительного покрова, отражающих всевозможные дисъюнктивные нарушения [Гольбрайх и др., 1968]. Исходными материалами для него служат как топографические карты, так и материалы аэро- и космосъемок различных типов и масштабов. Структурное дешифрирование заключается, во-первых, в распознавании на анализируемых материалах ландшафтных особенностей местности, свидетельствующих о наличии тектонических нарушений, и, во-вторых, в определении параметров этих нарушений. Дешифрирование дает возможность установить практически все разрывные (и складчатые) структуры, ландшафтные индикаторы которых являются достаточно четкими и имеют размежевы, позволяющие опознать их в рассматриваемом масштабе.

Выделение линеаментов, соответствующих разрывам различного ранга, может производится на основе геоморфологических, гидрогеологических, почвенно-геоботанических и комплексных признаков [Методическое руководство, 1978]. *Геоморфологические* признаки включают в себя следующие линейные объекты:

– гряды (аккумуляционные и денудационные). Образуются в рельефе в случае приуроченности к разрывному нарушению пород, являющихся более устойчивыми к процессам денудации по сравнению с вмещающими (дайка, жила, минерализованная брекчия дробления);

– уступы. Проявляются вдоль разрывного нарушения в тех случаях, когда по разрыву происходят или имели место в недалеком прошлом вертикальные тектонические подвижки, обусловившие расположение контактирующих блоков на разных гипсометрических уровнях, или же когда по дисъюнктиву соприкасаются породы, резко отличающиеся по своей устойчивости к процессам денудации;

– понижения (западины, карстовые воронки, потяжини, рвы). Нередко образуются вдоль разлома за счет выноса рыхлого материала из зоны дробления, а также растворения или суффозионной просадки в зоне усиленного водообмена, связанной с разрывным нарушением. В районе развития многолетней мерзлоты направление трещин в полигональных грунтах может отражать трещиноватость коренных пород;

– спрямленные участки и коленообразные изгибы долин постоянных и временных водотоков. Являются одним из ведущих индикаторов разрывных нарушений в закрытых районах;

– цепочки вулканических (грязевых и шлаковых) конусов. Часто маркируют

разрывные нарушения, перекрытые рыхлыми отложениями или лавовыми потоками и не выделяющиеся по другим признакам и полевым наблюдениям.

*Гидрогеологические* признаки позволяют распознавать дизьюнктивы по линейному выстраиванию проявлений подземных вод. Они представлены на земной поверхности цепочками источников, которые образуются в результате разгрузки подземных вод вдоль линии выхода разрывного нарушения и хорошо выделяются на аэро- и космоснимках. В районах развития многолетней мерзлоты источники приводят к образованию наледей, которые уверенно опознаются на снимках даже после полного стаивания льда, поскольку в их пределах русло водотока разделяется на множество рукавов, резко сужаясь выше и ниже по течению.

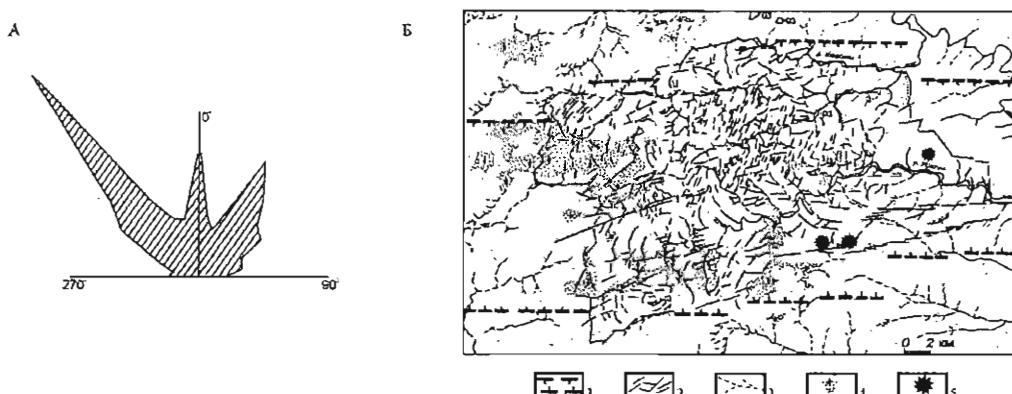
*Почвенно-геоботанические* признаки отражают изменения почвенного или растительного покрова непосредственно в разломных зонах или поблизости от них.

Почвенные полосы над разрывными нарушениями в районах, лишенных сплошного растительного покрова, нередко хорошо выделяются на аэрофотоснимках по тону фотоизображения, тогда как при наземных наблюдениях многие из них незаметны. Изменения в составе почвенного покрова, влияющие на спектрально-отражательную способность, объясняются наличием минерализации, подтоком грунтовых вод или фильтрацией поверхностных.

Растительные полосы, подобно почвенным, являются одним из важнейших индикаторов разрывных нарушений. К ним, например, относятся гряды и мочажины в болотах, являющиеся индикаторами разрывов, а иногда расположенные параллельно одной из систем трещиноватости коренных пород.

*Комплексные* признаки дают возможность фиксировать разрывы по различию ландшафтных обстановок в крыльях или в разломной зоне. Например, изменение элементов ландшафта (рельеф, рисунок гидросети, густота и состав растительности, почвенного покрова и т.д.) по разные стороны от линейной границы обычно обусловлено соприкосновением по разрыву толщ, различающихся по составу и физико-механическим свойствам. Даже при небольших различиях свойств пород контактирующих блоков индикаторами разрывных нарушений могут служить линейные границы болот, лесных массивов, растительных ассоциаций, берегов озер, золовых образований и других природных объектов. По комплексным признакам возможно также выделение разломных зон, характеризующихся значительной шириной на местности. При этом наблюдается смена ландшафтных особенностей в пределах линейной зоны по отношению к слабо нарушенным блокам в крыльях разлома.

Наиболее полное использование комплексных признаков возможно при анализе космических материалов, которые приобретают все большее значение для поисково-прогнозных построений. Детальная характеристика видов космических съемок, способов их интерпретации и анализа, а также примеры выделения перспективных площадей изложены в монографии, являющейся своеобразным руководством для геологов-практиков [Серокуров и др., 2001].



**Рис. 2.14.** Варианты анализа линейных элементов рельефа Мало-Ботубинского района. А – диаграмма мегатрециноватости Мало-Ботубинского района и сопредельной с юго-востока территории [Борис, Францессон, 1992]; Б – вариант интерпретации результатов дешифрирования космических снимков (Ботубинская рудоконтролирующая структура на алмазы). 1 – условные границы зоны трещиноватости, проходящей через Ботубинское кимберлитовое поле; 2 – разрывные структуры в пределах грабенообразной структуры; 3 – русла временных водотоков; 4 – заболоченные участки; 5 – кимберлитовые трубы [Фомин, 1992].

Обладая рядом очевидных преимуществ (возможность построения схем линеаментов, отражающих основные особенности строения разрывной сети для любой территории независимо от ее обнаженности и наличия данных наземных работ), методы структурного дешифрирования имеют ряд ограничений и не лишены определенных недостатков. Прежде всего, необходимо четко соблюдать принцип соответствия масштабов. Известно, что на крупномасштабных материалах лучше выделяются разрывы меньшей протяженности, вплоть до трещин. В свою очередь, дизъюнктивы значительной длины легче распознаются на топокартах и аэро-фотоснимках мелкого масштаба. Поэтому для трассирования региональных структур необходимо использовать материалы в масштабе не более 1:500000, а для характеристики их внутреннего строения – более крупномасштабные схемы. К недостаткам перечисленных методических приемов следует отнести отсутствие четких критериев разделения разрывных линеаментов и линеаментов, имеющих другую природу, а также фактор субъективизма. Полученные схемы и результаты их интерпретаций для одной и той же территории могут существенно различаться у разных авторов (рис. 2.14). Для исключения влияния последнего фактора рекомендуется выполнять повторное дешифрирование разными исполнителями.

### 2.3. ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Различают полевые и экспериментальные тектонофизические методы. Первые направлены на непосредственное изучение и характеристику природных объектов – разломных зон. Они предназначены для решения целого ряда задач, от собственно картирования зон разрывных нарушений до установления геодинамических условий и механизмов их формирования. Успех их применения всецело зависит от качества исходной информации, собранной при проведении полевых работ. Поэтому, прежде чем перейти к характеристике собственно методических приемов, необходимо остановиться на требованиях к организации тектонофизических полевых наблюдений, разработанных в лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН на основе опыта многолетних исследований в районах, характеризующихся различными геодинамическими обстановками.

Основным требованием при полевых исследованиях вне зависимости от масштаба изучаемого объекта (в нашем случае – кимберлитовое поле в целом или конкретное кимберлитовое тело) является использование единого подхода к сбору исходной информации. Он предусматривает необходимость выполнения на каждой из точек комплекса однотипных тектонофизических и структурно-геологических наблюдений. Для этого рекомендуется следующий порядок действий [Семинский, 1994]. Прежде всего, после привязки точки на плане определяются основные системы трещин, проявленных на описываемом участке, и измеряются элементы их залегания. Желательно, кроме ориентировки трещин, документировать особенности их взаимоотношений, обращая при этом особое внимание на места сочленения разрывов различных систем друг с другом. На следующем шаге проводится изучение дизъюнктивных структур более крупного по отношению к трещинам масштаба, т.е. локальных разрывных нарушений (если таковые присутствуют в обнажении). Они документируются с указанием элементов залегания, особенностей вещественного и структурного заполнения, типа контактов с вмещающей средой, морфологии смесятелей, а также обязательной фиксацией всех тех количественных параметров, которые можно определить в каждом конкретном случае (видимая мощность, амплитуда смещения, расстояние между смесятелями, если их несколько, и другие). Затем производится массовый замер элементов залегания трещин. Для этого измеряются все трещины в пределах произвольно выбранной документируемой площадки с обязательным указанием их генетической разновидности (сколовая или отрывная). Общее количество измеряемых трещин может варьироваться от станции к станции в зависимости от сложности ситуации и размера обнажения. Опыт работ показывает, что оптимальным количеством для статистического анализа является 100 трещин, а минимальное их количество должно быть не менее 30. При этом для некоторых из них необходимы специальные наблюдения, связанные с наличием признаков перемещения блоков горных пород по поверхности трещины. В этом случае документируются

ориентировки штрихов (или борозд) и дается описание самой поверхности скольжения (морфология, распределение заполнителя по плоскости и т.д.), а также определяется (если это было возможно) знак смещения по трещине.

Важным моментом является измерение количественных характеристик трещинной сети. Фиксируются параметры отдельных трещин (длина, зияние, амплитуда смещения и другие характеристики). Кроме того, производятся оценки густоты (количество трещин на 1 пог. м) или плотности (количество трещин на 1 м<sup>2</sup> изучаемой площадки) трещиноватости. Данные параметры могут быть как измерены непосредственно на стенке (или площадке) обнажения с помощью мерной ленты или круга площадью 1 м<sup>2</sup>, так и сняты впоследствии с цифровых фотоизображений при камеральной обработке. Замеры густоты для каждой из систем присутствующих в обнажении трещин в дальнейшем позволяют рассчитать показатель объемной плотности (количество трещин соответствующего ранга на выбранную единицу объема – 1 м<sup>3</sup> или 10 м<sup>3</sup>) по формуле [Методика изучения..., 1969]:

$$P = \sum_{i=1}^n \Gamma_i \quad (2.1)$$

где  $n$  – количество зафиксированных в точке наблюдения систем трещин,  $\Gamma_i$  – густота каждой системы, или линейная плотность, измеряемая количеством трещин на единицу расстояния нормали к их плоскостям.

Помимо дизъюнктивных структур, обязательно приводится описание (в случае наличия) таких широко известных структурных форм, как складки, будины, линейность и т.д.

Практика показала, что использование данного подхода к организации работ позволяет собрать информацию, достаточную для реализации каждого из полевых тектонофизических методов, которые рассматриваются ниже. Кроме того, ее систематизация в различных видах электронных таблиц и баз данных позволяет во многих случаях существенно автоматизировать процессы обработки и визуализации, используя для этой цели различные программные продукты.

В зависимости от решаемых задач полевые методы могут быть условно разделены на две группы. Первая из них направлена главным образом на картирование и выделение разломных зон. К ней следует отнести изучение количественных параметров разрывных и трещинных сетей, а также метод картирования разломных зон на основе анализа тройственных парагенезисов трещин. Вторая объединяет специализированные методы парагенетического анализа, изучения полей тектонических напряжений, кинематики и механизмов формирования разломов.

### **2.3.1. ИЗУЧЕНИЕ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ РАЗРЫВНЫХ СЕТЕЙ**

Зоны разломов представляют собой участки повышенной (по сравнению с окружающим их пространством) раздробленностью земной коры. Общим ее

выражением является увеличение количества трещин различных систем (т.е. их плотности на единицу площади или объема) по мере приближения к сместителю разлома со стороны крыльев [Рац, Чернышев, 1970; Чернышев, 1983]. Соответственно, построение карт или схем распределения плотности (объемной плотности) трещиноватости (мегатрещиноватости, разрывных нарушений) позволяет выделять линейные участки с повышенными значениями и интерпретировать их как разломные зоны.

При этом следует учитывать тот факт, что картина распределения сопутствующих разрывов и трещиноватости в пределах разломной зоны [Шерман и др., 1991] (рис. 2.15) характеризуется неравномерностью, что определяет существование продольной и поперечной вариаций плотности. Поэтому на картах плотности разломы часто подчеркиваются цепочками максимумов (рис. 2.16). Данный метод весьма прост для практического применения и позволяет использовать как собственно полевые замеры, так и информацию, снятую со схем разломов и линеаментов, которые были построены с помощью методов геофизики и структурного дешифрирования. В первом случае (полевые замеры параметров в точках наблюдения с известными координатами) получаемого материала достаточно для построения схем их распределения на изученной площади, например с помощью программы Surfer (рис. 2.16). Во втором же (на основе анализа карт линеаментов, мегатрещиноватости или разломов) требуется выполнение ряда дополнительных операций по выбору формы, размера и вида (скользящая или стационарная) элементарной ячейки и подсчета плотности разрывов, т.е. создания матрицы для последующего построения карты в изолиниях [Шерман, Лобацкая, 1981].

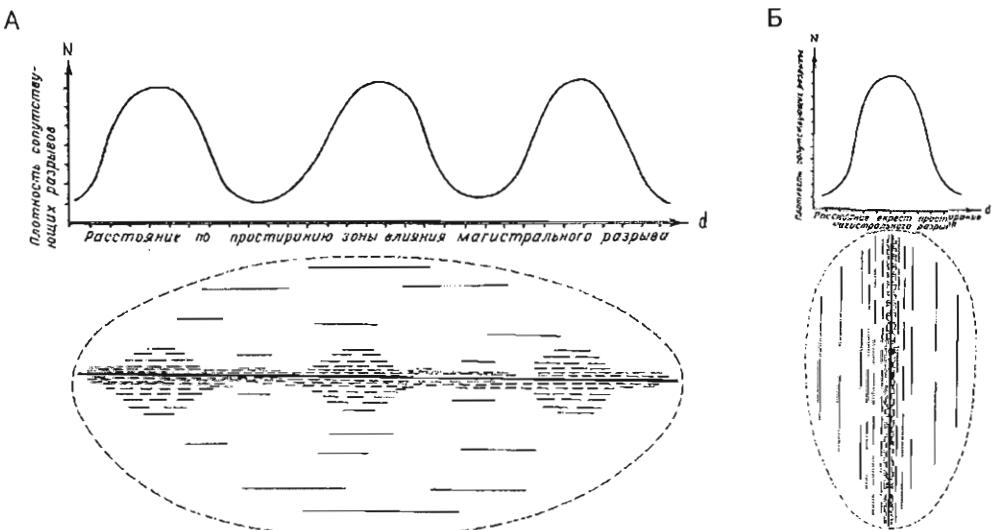
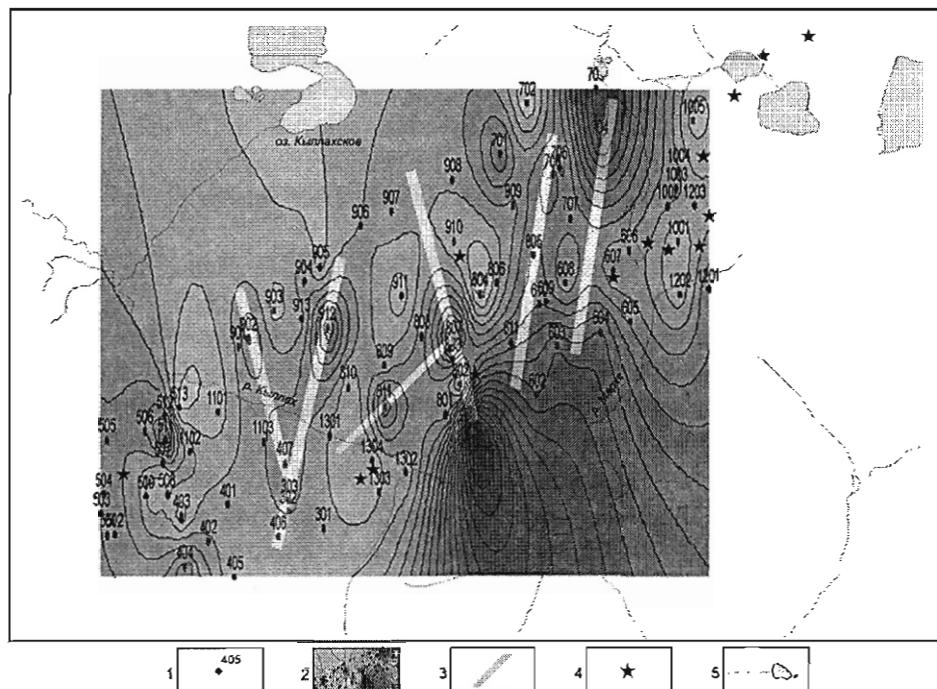


Рис. 2.15. Характер распределения сопутствующих разрывов по простианию (А) и вкrest простириания (Б) зоны динамического влияния разлома. Внизу изображено принципиальное строение зоны в плане и разрезе соответственно (по [Шерман и др., 1991]).



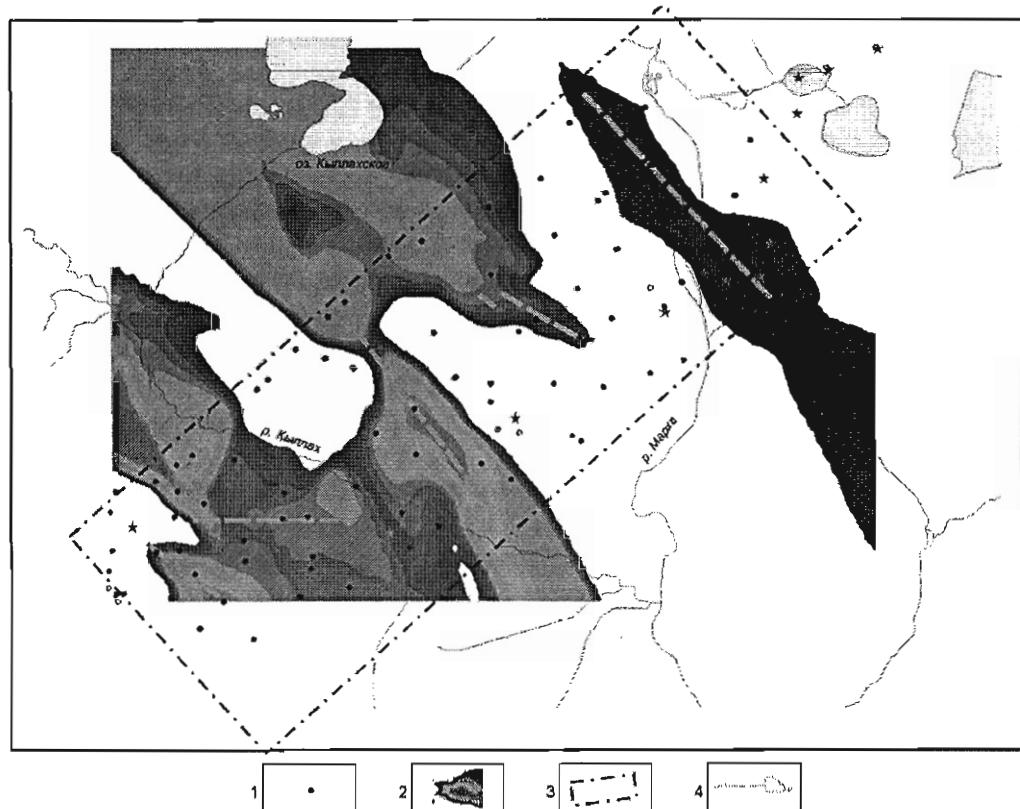
**Рис. 2.16.** Изолинии показателя объемной плотности трещин ( $\text{тр}/\text{м}^3$ ) для площади участка «Полигон»

1 – точки наблюдений и их номера; 2 – изолинии объемной плотности; 3 – предполагаемые разломы; 4 – кимберлитовые трубы; 5 – печная сеть.

Кроме того, по известной закономерности, свидетельствующей, что самой многочисленной является система трещин, субпараллельная к простиранию магистрального смесятеля [Шерман, Днепровский, 1989], возможно использование для выявления разломных зон параметра густоты (количество трещин на единицу длины). В этом случае обязательно необходимо предварительное рассмотрение и дифференциация дизъюнктивов по направлениям. Последняя выполняется с помощью роз-диаграмм, на которых выделяются преимущественные ориентировки разрывных нарушений и трещинных систем для изучаемых территорий. Дальнейший анализ производится путем построения карт изолиний густоты только для тех направлений разрывов (трещин), которые отражаются максимумами на розах-диаграммах. Зоны разломов на таких схемах также отражаются в виде полос и цепочек максимумов. Задача существенно упрощается, если основные направления разломов для изучаемой территории известны (по геофизическим данным, результатам прямых наблюдений и пр.). В этом случае из совокупности разрывов (трещин), зафиксированных в точках наблюдений или снятых с геологических карт, в анализ включаются только те, чьи простирания близки к ориентировкам выявляемых разломов.

Тот факт, что в отличие от параметра плотности, при расчете которого используется суммарное количество разрывов всех направлений, густота определяется для дизъюнктивов примерно одного простириания, дает основание использовать при построении карт алгоритмы, учитывающие наличие анизотропии анализируемого объекта (в данном случае значительное превышение длины разлома над его шириной). Подобный алгоритм (Directional Weighting) реализован в программном комплексе RockWork, что делает его более удобным при создании моделей распределения параметра густоты для того или иного направления системы трещин. Получаемые с его помощью картины распределения изолиний (рис. 2.17) имеют более “разломный” облик, чем схемы, построенные с помощью программы Surfer.

При интерпретации материалов, полученных в результате анализа густоты разрывов (трещин), необходимо учитывать возможные случаи, когда наиболее проявленными в разломной зоне оказываются системы трещин, направление ко-



**Рис. 2.17.** Распределение параметра густоты трещиноватости системы простирианием 310–320° для площади участка “Полигон”.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения 0.75–3.5 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.

торых не совпадает с ориентировкой сместителя, т.е. секущие или поперечные (например,  $R'$ -сколы в сдвиговой зоне) по отношению к ней дизъюнктивы. Это типичные ситуации для ранних стадий развития разломных зон или для участков изгиба сместителя. Поэтому отдельные отрезки зон разломов определенного направления могут отражаться на картах густоты систем, которые занимают поперечное положение по отношению к магистральному сместителю. Соответствие таких отрезков разломным зонам хорошо видно при комплексном рассмотрении результатов на единой карте, где отражены линии разломов, выявленных на каждой из частных схем.

В целом, можно отметить, что приемы выделения разломных зон на основе анализа количественных параметров сети разрывов прости в понимании и использовании, не требуют специальных навыков и квалификации при сборе исходной информации и потому доступны каждому грамотному геологу.

### **2.3.2. АНАЛИЗ ТРОЙСТВЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ ТРЕЩИН**

Теоретические основы данного метода детально рассмотрены в серии работ [Семинский, Гладков, 1991; Семинский, 1994, 2003], в которых было показано, что в горных породах, подвергнутых воздействию внешних сил тектонического и нетектонического происхождения, наибольшее развитие получает парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем трещин. Участки распространения одноориентированных троек-систем трещин указывают на единство напряженно-деформированного состояния пород, а анализ их строения и распределения в пространстве позволяет сделать заключение о типе трещинообразующих процессов как для областей со слабыми проявлениями деформаций (контракция, диагенез, регмагнез и т.д.), так и в более сложных структурных ситуациях (складко- и разломообразование).

В разломных зонах тройственный парагенезис образуется, как правило, двумя опережающими сколами первой серии ( $R$ - и  $R'$ -сколы) и сопутствующими разрывами трансформационного типа ( $T$ - и  $T'$ -разрывы). В зависимости от генетического типа разломной зоны (сдвиг, сброс, взброс) системы, образующие тройственный парагенезис, характеризуются различными особенностями проявления (рис. 2.18). Первые две из них, являющиеся классической сопряженной парой сколов, в зонах сброса и взброса занимают положение, параллельное линии магистрального сместителя с падением навстречу друг другу. В зонах сдвига это две системы вертикальных разрывов, одна из которых также совпадает по направлению с ориентировкой сместителя. Та из этих двух систем трещин, которая отражается на диаграмме максимумом большей интенсивности, называется *главной*, а другая – *второстепенной*. Третья система, входящая в парагенезис, называется *дополнительной*. Она характеризуется двойственной (сколово-отрывной) природой и занимает поперечное к первым двум расположение.

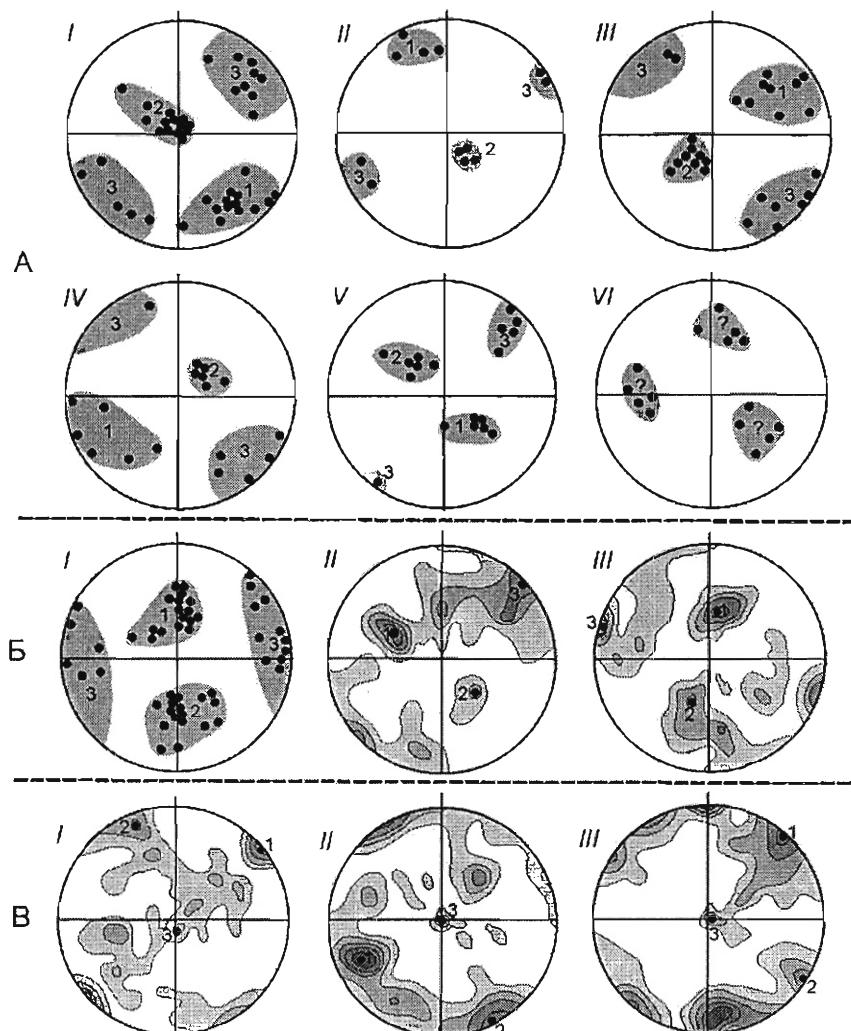
Таким образом, разломные зоны представляют собой линейно вытянутые участки распространения одноориентированных троек систем. Положение систем, образующих тройку в пространстве, напрямую зависит от генетического типа разлома. Эти положения легли в основу комплексной методики выделения разломных зон на земной поверхности путем детального изучения и анализа трещиноватости, названной авторами *спецкартирование* [Семинский, 1994, 2003]. Анализ тройственных парагенезисов трещин выполняется на первом, главном, этапе спецкартирования. Необходимыми данными для его проведения являются массовые замеры элементов залегания трещин, выполняемые в каждой точке наблюдения. Собственно анализ включает в себя ряд операций.

Обработка полевых материалов начинается с построения по известной методике [Михайлов, 1984; Николя, 1992] круговых диаграмм трещиноватости для каждой точки наблюдения. При этом рекомендуется рассчитывать изолинии на диаграммах в процентах, что обеспечивает возможность сравнения абсолютных значений плотностей полюсов трещин в максимумах с диаграммами, построенных по различному числу замеров. По этой же причине для подсчета плотности при построении всех диаграмм необходимо использовать одинаковую величину окна палетки, так как изменение данного параметра существенно влияет на рисунок изолиний. Как показывает наш опыт, при количестве замеров от 30 до 100 удобно пользоваться величиной окна с радиусом в  $10^\circ$ .

Далее проводится выделение тройственных парагенезисов на каждой из диаграмм, причем отклонения от прямого угла между некоторыми системами разрывов в связи с вариациями угла скальвания могут достигать  $20^\circ$ . Количество троек-систем трещин в одном коренном выходе зависит от сложности структурной ситуации и варьируется от нуля до 10–12. Пример такого выделения для одной из точек в Алакит-Мархинском районе приведен на рис. 2.19. Для всех выявленных тройственных парагенезисов рассчитывается показатель интенсивности ( $I$ ) их проявления на структурной диаграмме, который следует вычислять по формуле:  $I = i_{\max} (i_{\text{ср}} + i_{\min}) / (i_{\max} + i_{\text{ср}} + i_{\min})$ , где  $i_{\max}$ ,  $i_{\text{ср}}$ ,  $i_{\min}$  – величины максимумов, соответствующих первой (наиболее интенсивной), второй (средней) и третьей (наименее интенсивной) системам трещин, образующим тройку.

Совокупность выявленных для изучаемой площади структурных парагенезисов в последующем делится на группы в соответствии с ориентацией в пространстве. Любая дополнительная информация о направлениях и внутреннем строении разломов на изучаемой территории может послужить для задания эталонных троек-систем, на соответствие которым и проверяются парагенезисы, зафиксированные в каждой из точек. В противном случае рекомендуется другая, хорошо опробованная нами схема сортировки троек, слагающаяся из ряда операций, суть которых состоит в последовательном увеличении детальности формирования групп [Семинский, 2003; Семинский и др., 2005].

Прежде всего, анализу подвергаются структурные парагенезисы из исходного массива, характеризующиеся наибольшей распространенностью на изучаемой



**Рис. 2.18.** Диаграммы, отражающие нарушенность горных пород в зонах влияния сброса (А), надвига (Б) и сдвига (В) тремя примерно перпендикулярными направлениями трещин [Семинский, 2003].

AI-VI, BI – сводные диаграммы распределения максимумов трещиноватости (черные кружки), которые соответствуют главной (1), второстепенной (2) и дополнительной (3) системам в тройках, ориентированных в пространстве различным образом. BII-III, BI-III – круговые диаграммы трещиноватости (верхняя полусфера; 100 замеров; уровни изолиний 2–4–...–10 %).

площади. Выделенные для каждой диаграммы тройки с наибольшими показателями интенсивности составляют массив для первичной группировки, объем которого значительно меньше исходного. Он разбивается на группы структурных парагенезисов, имеющих близкие ориентировки в пространстве. Для них отстраиваются отдельные мини-диаграммы распределения плотностей точек,

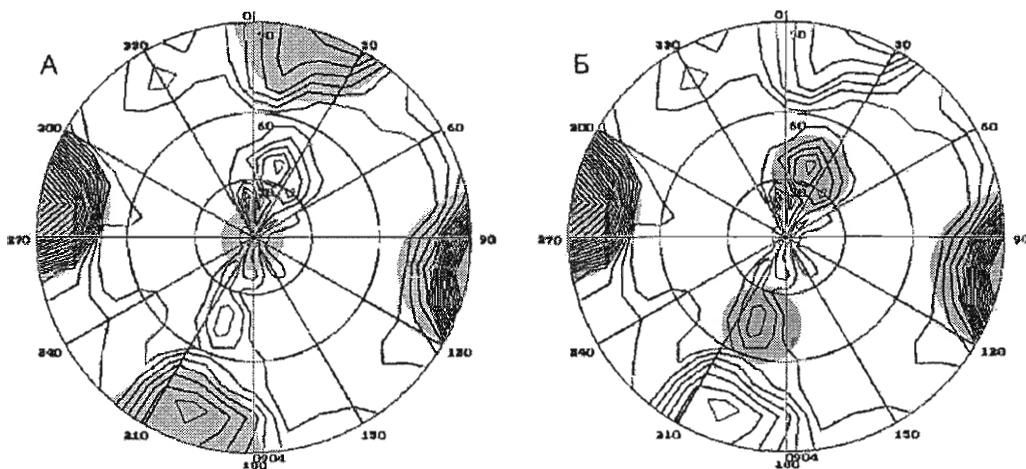


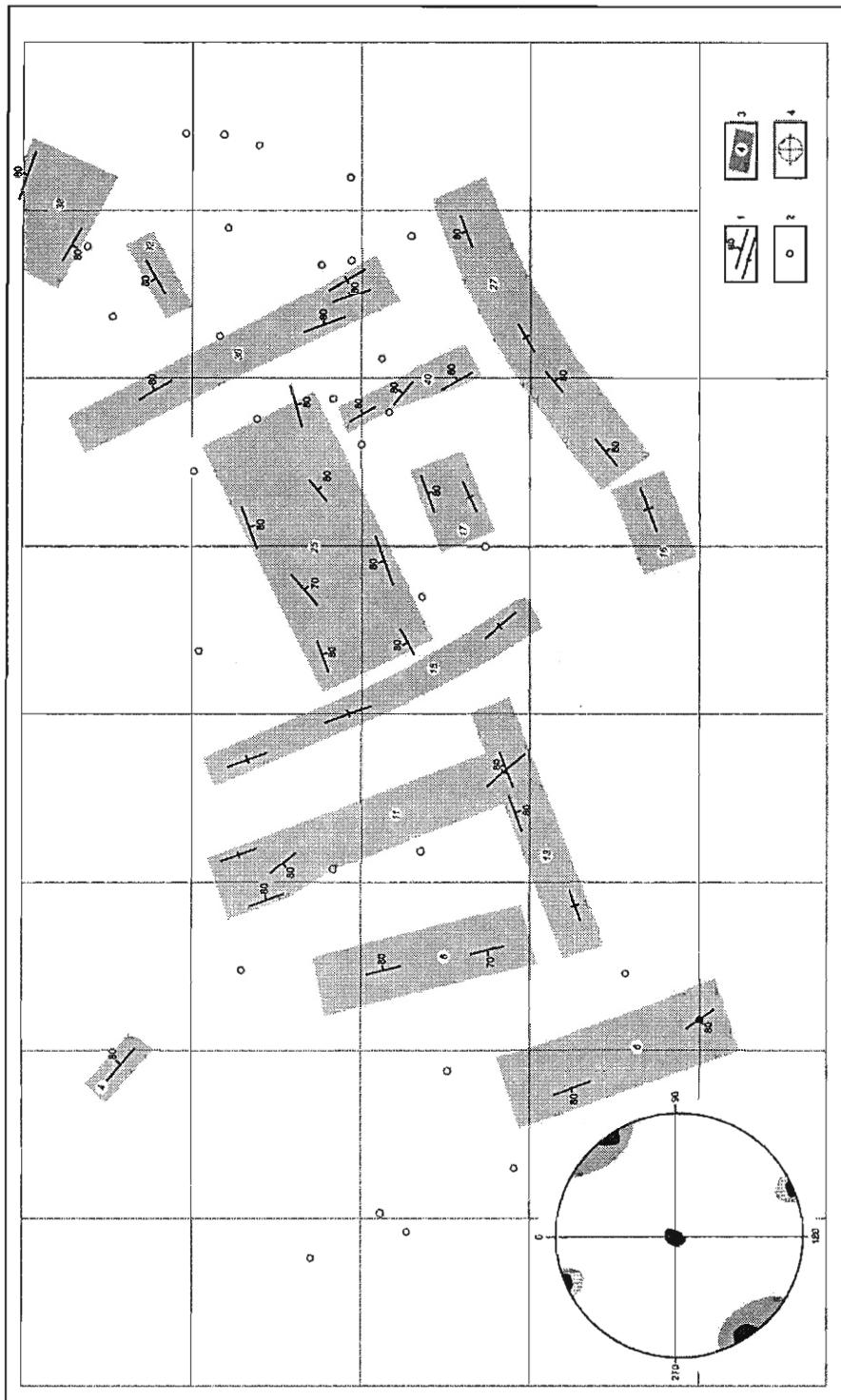
Рис. 2.19. Пример выделения тройственных парагенезисов на диаграмме массового замера трещин.

Алакит-Мархинский район, участок Структурный, т.н. 0904. Диаграмма построена по 96 замерам, окно осреднения  $10^\circ$ , шаг изолиний 0.5–1.5–2.5...18.5%. А – тройка систем-трещин сдвигового типа; Б – тройка систем-трещин взбросового типа.

на которых каждой из составляющих тройку системе трещин соответствует свой максимум. Координаты всех трех максимумов представляют данную группу однориентированных парагенезисов и являются эталонным типом для дальнейшей сортировки.

Далее каждая тройка исходного массива сравнивается с выделенными после первичной группировки эталонными типами и, за небольшим исключением, попадает в одну из соответствующих им групп. При этом отклонение систем трещин от их средних положений не должно превышать определенного значения (величины окна), зависящего от детальности проводимых исследований. Наши наблюдения показали, что окно с радиусом в  $20-25^\circ$  представляется оптимальным для большинства изученных регионов с площадью  $500-1000 \text{ км}^2$ .

Следующий шаг предусматривает построение карт встречаемости в породах изучаемого участка структурных троек-систем трещин, относящихся к каждой из выделенных групп. Линейно вытянутые участки распространения одноориентированных троек-систем трещин, представленные на этих картах сериями близко расположенных станций массового замера, интерпретируются по методике как разломные зоны (например, рис. 2.20). О присутствии в коренном выходе структурного парагенезиса определенного типа свидетельствует поставленный в месте его расположения традиционный знак, соответствующий элементам залегания главной системы трещин в тройке. Эта система определяет простирание зоны и почти во всех сближенных точках наблюдения господствует над двумя другими системами тройки по интенсивности максимума на круговой диаграмме.



Возможна автоматизация создания подобных схем. Для этого используется показатель интенсивности троек-систем анализируемого типа. В программах Surfer и/или RockWorks строятся карты распределения данного параметра, на которых разломные зоны отражаются линейными максимумами, а также их цепочками (рис. 2.21). Данный вид представления весьма нагляден и позволяет выделить и оценить ширину зоны влияния разлома, а также охарактеризовать строение его центральной части.

Определение динамической обстановки формирования разломов проводится по ряду факторов. Наиболее просто отличаются (по ориентировке в пространстве трещинных парагенезисов) сдвиги от взбросов и сбросов. Напомним, что у сдвиговых разломов главная и второстепенная системы вертикальны, а дополнительная – горизонтальна. У взбросов и сбросов вертикальной является дополнительная система, а две другие имеют разные наклоны к горизонту. Разделение разломных зон, формирующихся в условиях сжатия или растяжения (с учетом похожего характера структурных рисунков тройственных парагенезисов), производится путем дополнительного анализа их внутреннего строения.

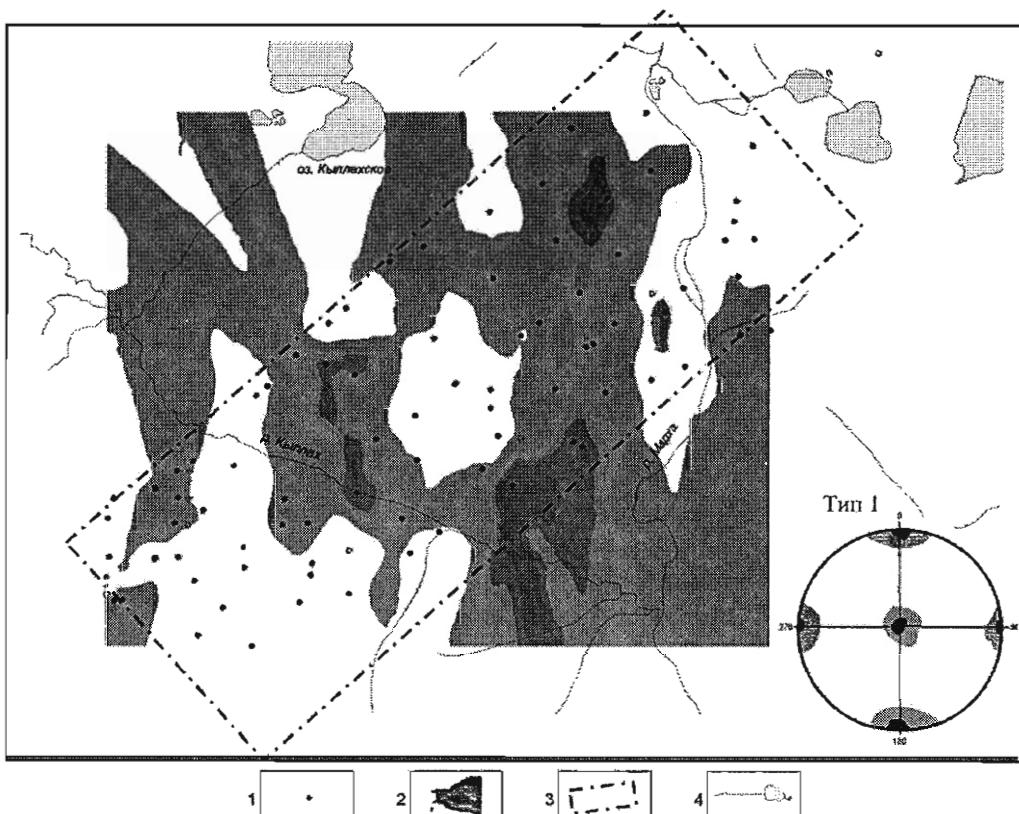
Установлено, что зоны, образовавшиеся при сжатии или растяжении земной коры в продольном направлении, разделены на две неодинаковые по размерам подзоны, отличающиеся по положению в пространстве главной системы трещин структурного парагенезиса [Семинский, 2003]. При этом в зонах сжатия трещины главной системы в разных подзонах характеризуются общим падением от периферии к центру, тогда как в зонах растяжения наблюдается обратная картина. Эти выявленные эмпирическим путем закономерности позволяют отличить друг от друга разломы сжатия и растяжения по положению в пространстве главной системы трещин, нанесенному на карты встречаемости структурных парагенезисов разных типов.

Итак, анализ тройственных парагенезисов систем трещин позволяет получить важную информацию о структуре изучаемой территории. В платформенных условиях спецкартирование, основываясь на установленных парагенетических закономерностях строения приразломных трещинных сетей, служит источником данных о разломах даже при отсутствии привычных геологических доказательств их существования (зон дробления, милонитизации и т.д.) в том или ином коренном выходе. При этом определяются, во-первых, местоположение и

---

**Рис. 2.20.** Карта встречаемости троек-систем трещин типа 2, распределение которых на участке рудника Айхал позволяет выделить зоны трещиноватости, связанные с разрывными нарушениями северо-западной и северо-восточной ориентировок.

1 – точка наблюдения, характеризующаяся присутствием тройственного парагенезиса рассматриваемого на карте типа, для которого показаны элементы залегания главной системы трещин; 2 – точка наблюдения, характеризующаяся отсутствием тройственного парагенезиса рассматриваемого на карте типа; 3 – зона распространения одноориентированного трещинного парагенезиса; 4 – круговая диаграмма, иллюстрирующая принципиальное положение трех взаимно перпендикулярных систем трещин, которые составляют парагенезис типа 2.



**Рис. 2.21.** Схема интенсивности проявления троек-систем трещин типа 1 на участке “Полигон” для выделения разломных зон субмеридиональной ориентировки. 1 – точки наблюдений; 2 – изолинии интенсивности троек-систем (значения 4.3–6.8%); 3 – границы участка, 4 – гидросеть. На нижней врезке – круговая диаграмма, иллюстрирующая принципиальное положение трех взаимно перпендикулярных систем трещин, составляющих парагенезис первого типа.

границы разломных зон, во-вторых, условия их образования (сдвиг, сжатие, растяжение) и, в-третьих, некоторые особенности внутреннего строения. Однако в практическом использовании данный метод требует дополнительных временных затрат при сборе фактического материала (на производство массовых замеров) и его обработке, а также наличия у исполнителей определенных навыков проведения структурных наблюдений.

Как указывалось выше, для ускорения процесса обработки количественных данных в рамках спецкартирования рекомендуется использование компьютеров, поскольку его основные операции достаточно просты для автоматизации. Что же касается стадии сбора фактического материала, то ее времязатратность может быть значительно снижена при выполнении работ специалистом, получившим необходимый опыт (на специальных курсах) проведения массовых замеров. В этом

случае время замера 100 трещин не превышает 20 мин. Кроме того, для ряда коренных выходов с достаточно простой сетью трещин массивный замер, отнимающий при документации каждой точки наблюдения большую часть времени, может быть заменен измерением ориентации главных направлений разрывов. При этом особое внимание следует уделять поиску взаимно перпендикулярных систем трещин и определению их густоты. Однако этот вариант проведения работ требует высокой квалификации исполнителя, и к нему следует прибегать как можно реже.

Результаты первого этапа спецкартирования (анализ тройственных парагенезисов) представляют собой вполне законченные исследования и поэтому могут использоваться в дальнейших построениях обосновленно. Однако максимальная эффективность достигается при их совмещении с работами традиционного типа по доизучению и прослеживанию выделенных разломных структур, а также с дополнительными исследованиями, характеризующими различные этапы их формирования. Данные работы выполняются на втором этапе спецкартирования [Семинский, 1994, 2003].

Кроме тройственных структурных парагенезисов, анализ которых составляет основу спецкартирования, в природе встречаются и другие характерные сочетания трещинных систем (пояса, пирамиды, конусы и др.), а также так называемые “хаотические” трещинные сети, являющиеся следствием особых напряженно-деформированных состояний земной коры. Установленные закономерности их происхождения послужили основанием для создания методических приемов структурно-парагенетического анализа, которые представлены ниже и рекомендуются в качестве дополнительных для реализации в рамках второго этапа спецкартирования.

### 2.3.3. АНАЛИЗ “ХАОТИЧЕСКИХ” ТРЕЩИННЫХ СЕТЕЙ

Данный метод представляет собой разновидность парагенетического анализа. Он позволяет выделять в пределах изучаемой территории участки с определенной структурой трещинной сети, которая, несмотря на внешне хаотический вид, является закономерным результатом формирования разломной зоны. Результаты выполненных ранее исследований [Семинский, 2003] свидетельствуют, что подобное “хаотическое” строение трещинной сети является следствием наложения полей напряжений, последовательно возникавших в данном месте при разломообразовании. Эти разновидности полей 2-го порядка связаны с переиндексацией осей главных нормальных напряжений в ходе формирования внутренней структуры разломной зоны, причем каждому полю соответствует определенным образом ориентированный парагенезис из трех примерно перпендикулярных систем опережающих трещин, главная и второстепенная из которых являются парой сколов 1-й ( $R$  и  $R'$ ), 2-й ( $n$  и  $n'$ ) и 3-й ( $t$  и  $t'$ ) серий.

Поскольку поля напряжений 2-го порядка могут иметь место в разломной зоне в разных сочетаниях, отдельные участки в ее пределах характеризуются трещинными сетями разной степени сложности: от троек-систем трещин до хаотической сети, образованной наложением 3, 4 и более тройственных парагенезисов. Самые распространенные в природе сочетания представлены в плоскостях и полюсах разрывов на рисунке 2.22 и соответствуют сетям, имеющим место в зонах взброса с углом падения  $55^\circ$ , надвига с углом падения  $15^\circ$ , сброса с углом падения  $35^\circ$ , сброса с углом падения  $75^\circ$ , а также правого и левого субвертикальных сдвигов.

Исходной информацией для анализа являются диаграммы массовых замеров трещин, соответствующие точкам наблюдения, которые располагаются в пределах разломных зон, выделенных на первом этапе спецкартирования. Их строение вручную или с применением компьютера сравнивается с эталонными распределениями максимумов полюсов трещин, представленными на рисунке 2.22 или составленными дополнительно для разломных зон, отличающихся типом и пространственной ориентировкой. В пределах разломных зон на основе сопоставления выделяются участки со сходной структурой трещинной сети, возникшей под влиянием серии полей напряжений 2-го порядка, аналогичным образом сменявших друг друга в ходе процесса разломообразования.

Пример подобного анализа, выполненного в одной из точек наблюдения в пределах участка Структурный в Алакит-Мархинском поле, приведен на рисунке 2.23. Очевидно, что большинство максимумов на диаграмме удовлетворительно совпадает с теоретическим положением полюсов трещин, возникающих при сдвиговых смещениях по субвертикальному субширотному разрыву первого порядка. Можно утверждать, что большая часть систем трещин на данном участке сформирована в результате наложения двух парагенезисов разрывов второго порядка. Один из них соответствует правому (см. рис. 2.23, А), другой – левому (см. рис. 2.23, Б) сдвигу.

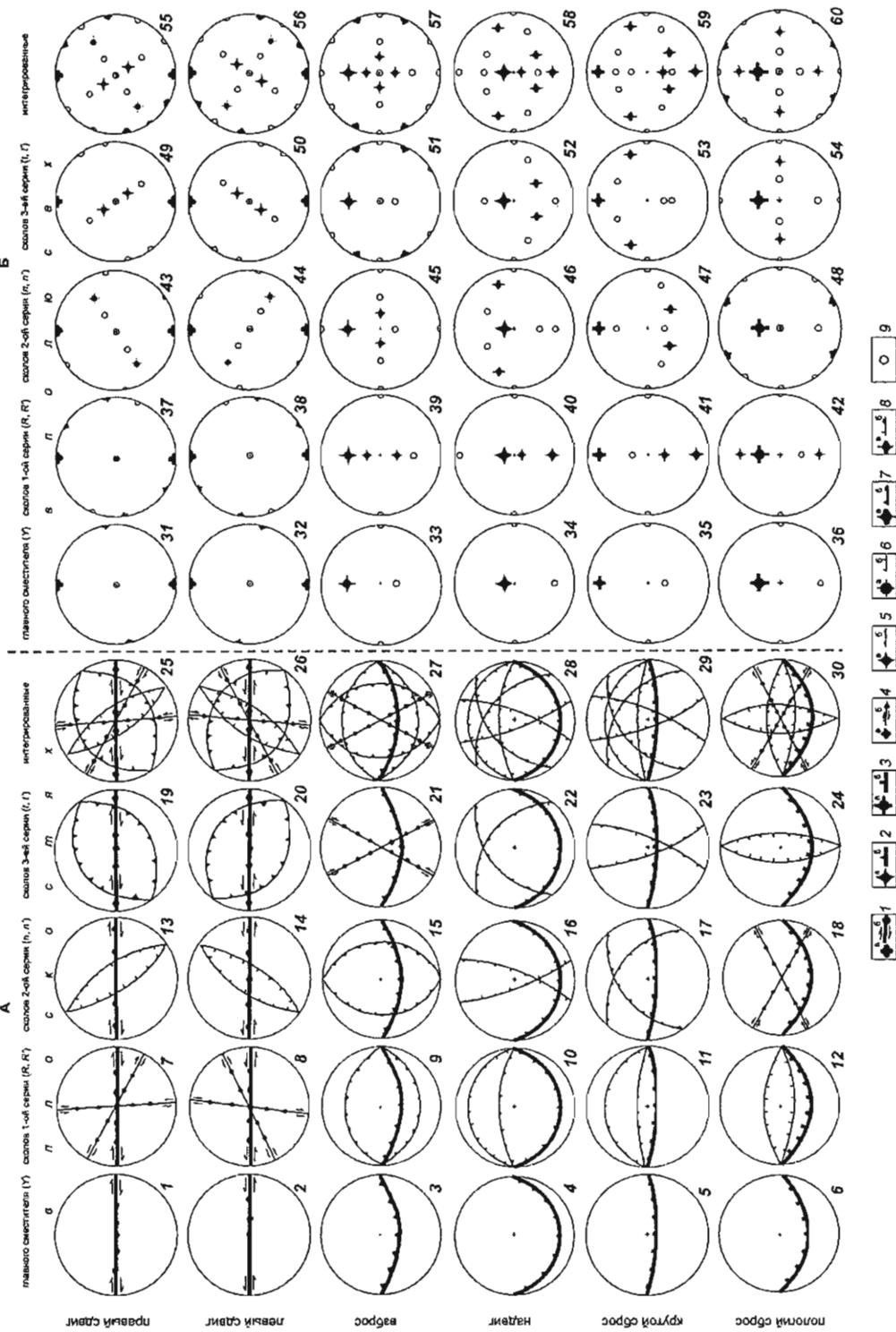
Таким образом, итогом анализа “хаотических” трещинных сетей является информация о морфогенетическом типе разломной зоны, а также наиболее важных особенностях ее внутреннего строения (участках пересечения и сочленения раз-

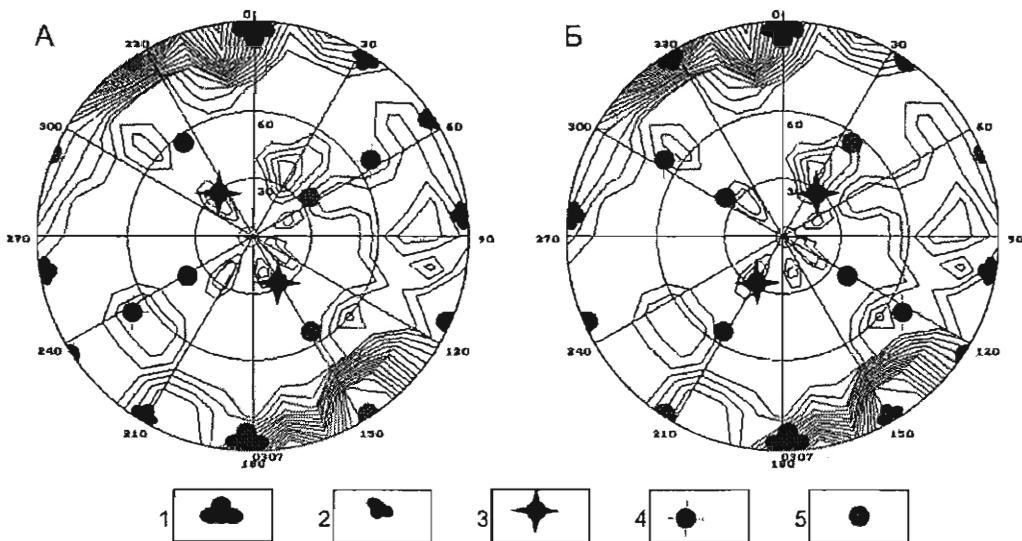
---

**Рис. 2.22.** Эталонные парагенезисы разрывов 2-го порядка и соответствующие им троек-систем трещин, имеющие место в зонах взброса, надвига, крутого и пологого сбросов, левого и правого сдвигов [Семинский, 2003].

Парагенезисы представлены на круговых диаграммах (верхняя полусфера; сетка Вульфа) в полюсах и плоскостях для наиболее распространенного в природе случая транспрессивного скальвания (угол между сместителем разлома и осью  $\sigma_1$  –  $55^\circ$ ; угол скальвания –  $30^\circ$ ), что позволяет использовать их для интерпретации массовых замеров хаотических трещинных сетей. 1 – полюса (а) и плоскости (б) главного сдвигового сместителя 1-го порядка; 2 – полюса (а) и плоскости (б) главного надвигового (взбросового) сместителя 1-го порядка; 3 – полюса (а) и плоскости (б) главного сбросового сместителя 1-го порядка; 4 – полюса (а) и плоскости (б) сдвигов 2-го порядка; 5 – полюса (а) и плоскости (б) надвигов (взбросов) 2-го порядка; 6 – полюса (а) и плоскости (б) сбросов 2-го порядка; 7 – полюса (а) и плоскости (б) взбросо-сдвигов 2-го порядка; 8 – полюса (а) и плоскости (б) сбросо-сдвигов 2-го порядка; 9 – положение второстепенной и (или) дополнительной систем парагенезиса.

## ПАРАГЕНЕЗИСЫ





**Рис. 2.23.** Пример анализа трещинной сети в т.н. 0307 (Алакит-Мархинское поле) на основе эталонных парагенезисов разрывов 2-го порядка и соответствующих им троек-систем трещин (см. пояснения в тексте).

Диаграмма трещиноватости построена по результатам 112 замеров трещин, изолинии проведены через 0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5, 3,0..., 7,5 %. А – парагенезис разрывов 2-го порядка в зоне субширотного правого сдвига; Б – парагенезис разрывов 2-го порядка в зоне субширотного левого сдвига.

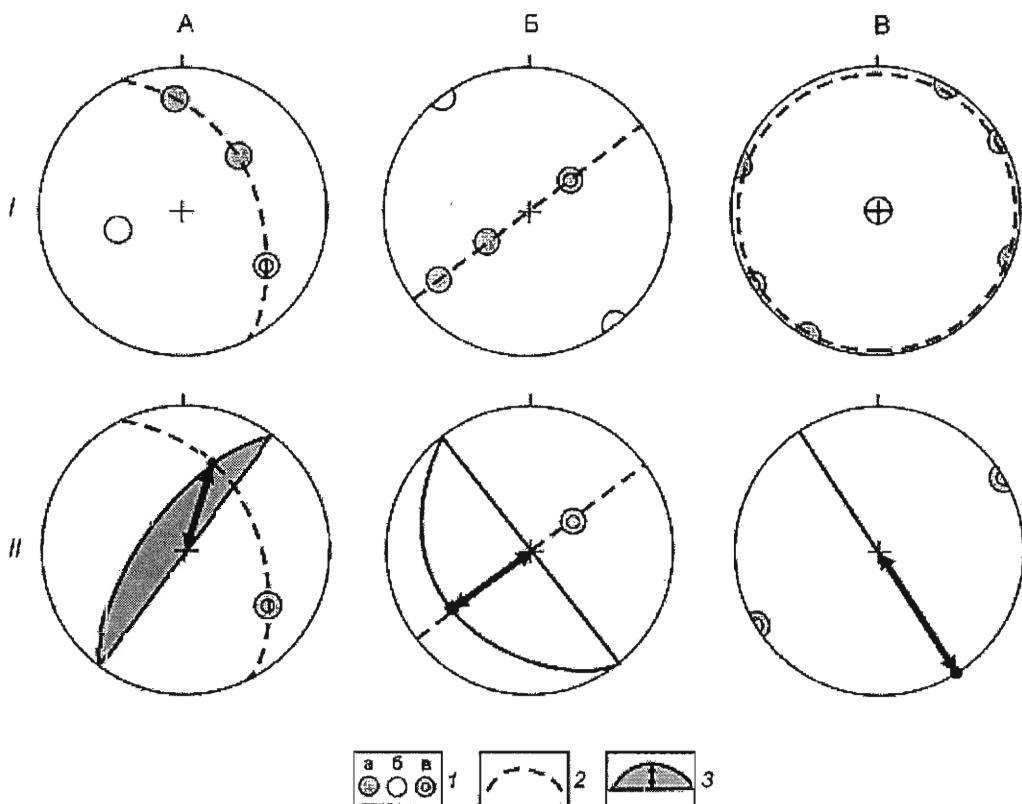
Полюса: 1 – главного сдвигового смеcителя 1-го порядка, 2 – сдвигов 2-го порядка, 3 – надвигов (взбросов) 2-го порядка, 4 – сбросов 2-го порядка, 5 – положение второстепенной и (или) дополнительной систем.

рывов) и временного развития (эволюция локальных полей напряжений), причем на отдельных участках возможно практически полностью устанавливать происхождение всех составляющих приразломной трещинной сети.

### 2.3.4. АНАЛИЗ ПОЯСОВ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Метод анализа структурных парагенезисов, называемых поясами трещиноватости, используется для определения линий смещения по разломным поверхностям, а в современных модификациях также дает возможность для восстановления кинематики движений разломных крыльев. Под поясом трещиноватости понимается совокупность из нескольких (не менее трех) плоскостей разрывов, линии пересечения которых параллельны или совпадают [Данилович, 1961]. Ориентировка таких линий называется осью пояса. На диаграмме пояс представляет собой цепочку из трех и более максимумов полюсов трещин (и иногда образуемых ими “шлейф”), располагающихся по дуге большого круга (дуга пояса). Причиной формирования поясов является разворот части формирующихся или активизи-

рованных трещин под влиянием пластической составляющей деформации. Ось пояса (ось вращения) совпадает с промежуточной осью главных нормальных напряжений, а линия, соединяющая центр диаграммы с точкой пересечения пояса и проекции плоскости разлома, представляет собой линию тектонического транспорта [Данилович, 1961]. Расположение пояса на диаграмме зависит от морфогенетического типа разрывного нарушения. При сдвиговых движениях по смещителю максимумы, образующие пояс, расположены по периферии большого круга, а ось пояса локализуется в центре диаграммы (рис. 2.24, В). В случае взбросовых (надвиговых) или сбросовых смещений линия пояса проходит через центр диаграммы, при положении оси на ее периферии (рис. 2.24, Б). Все остальные случаи отвечают промежуточным типам перемещений: сбросо- и взбросо-сдвигам или сдвиго-сбросам (взбросам) (рис. 2.24, А).

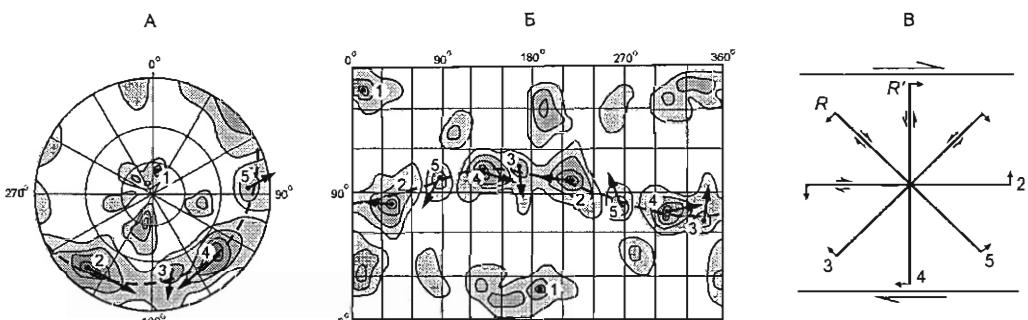


**Рис. 2.24.** Выделение пояса (I) и решение о положении линии скольжения (II) по методу В.Н. Даниловича для разломов разного морфогенетического типа: левый взбросо-сдвиг или правый сбросо-сдвиг (А); взброс или сброс (Б); правый или левый сдвиг (В).  
1 – положение на круговой диаграмме составляющих пояса максимумов (а), а также максимумов, соответствующих оси пояса (б) и плоскости разлома (в); 2 – положение пояса; 3 – положение плоскости разлома и линии скольжения с возможными вариантами направления движения.

Таким образом, основным назначением классического варианта метода поясов является определение линии тектонического транспорта и в некоторых случаях – восстановление поля напряжений. В настоящее время используется его модернизированный вариант [Гладков, Семинский, 1999; Семинский и др., 2005], предполагающий, что на построенных по замерам в одном коренном выходе диаграммах трещиноватости могут фиксироваться пояса, которые по происхождению относятся к двум разным типам.

Пояса первого типа формируются там, где структурный парагенезис представлен двумя и более разновидностями нарушений 2-го порядка, причем каждое из этих направлений разрывов на более низком иерархическом уровне, в свою очередь, сопровождается образованием еще как минимум двух систем сопряженных трещин. Рисунок 2.25 иллюстрирует наиболее распространенную ситуацию, когда сочетание двух троек-систем трещин отражается на круговой диаграмме в виде четкого пояса из четырех максимумов. При этом одна пара сопряженных сколов фиксирует возникновение трещин в зонах разрывов  $R$ -типа, а вторая –  $R'$ -типа. Кроме того, образуется интенсивный полюсовый максимум, так как трещины третьей (дополнительной) системы от каждого из парагенезисов имеют одинаковое положение в пространстве. Кроме представленного примера, возникновение таких составных поясов в обобщенном виде показано на рисунке 2.22, который отражает достаточно часто встречающиеся в природе ситуации.

Пояса второго типа – классические вращательные пояса трещиноватости, исследованные В.Н. Даниловичем [1961]. Дополнение предложенных им построений анализом формы максимумов, слагающих пояса, позволяет, во-первых, опре-



**Рис. 2.25.** Круговая (А) и прямоугольная (Б) структурные диаграммы (50 замеров; уровни изолиний 0.5–2.5–...–6.5 %), иллюстрирующие строение в одном из коренных выходов пояса трещиноватости первого типа, а также схема (В) специфики образования (на примере данной точки наблюдения) подобных поясов при сочетании троек-систем трещин, одна из которых связана с возникновением в сдвиговой зоне  $R'$ -сколов (максимумы 4, 2, 1), а вторая –  $R$ -сколов (максимумы 5, 3, 1).

Пунктиром показана дуга пояса, односторонними стрелками – направления движения блоков по разрывам 2-го порядка и зоне в целом, а двусторонними – направления преимущественного разброса в образующих пояса максимумах.

делить принадлежность исследуемого пояса к одному из описанных выше типов и, во-вторых, при определенных условиях восстанавливать не только линию, но и направление перемещения блоков по смесяителю. Анализ основан на том, что максимумы, как правило, удлинены вдоль линии пояса, то есть характеризуются наличием преимущественных разбросов полюсов трещин, которые особенно отчетливо проявляются на прямоугольных диаграммах. При этом направления асимметрии разбросов различны у поясов разного типа. Первые, как составленные из сопряженных направлений трещиноватости, в соответствии с исследованиями П.Н. Николаева [1977, 1992], имеют попарно противоположные разбросы у максимумов, отстоящих друг от друга примерно на  $90^\circ$  (см. рис. 2.25). Вторые характеризуются однонаправленными разбросами (рис. 2.26), поскольку здесь разворот части трещин, формирующихся на более ранних этапах, проявляется в существенно иных условиях, когда действие пластической компоненты определяет одинаковое направление вращения для систем трещин, развивающихся в зоне разлома. В этом случае направление преимущественных разбросов совпадает с направлением смещения по разлому.

Таким образом, анализ поясов трещиноватости рекомендуется как дополнительный метод исследования разломов при спецкартировании. Он состоит в выделении поясов на диаграммах, изучении разбросов у максимумов, разделении поясов на типы и последующей раздельной обработке. Пояса первого типа анализируются на базе методики М.В. Гзовского с итоговой информацией о поле напряжений и закономерностях эволюции опережающих разрывов, составляющих разломную зону. Пояса второго типа, образованные оперяющими трещинами, служат основой для реализации метода В.Н. Даниловича с восстановлением

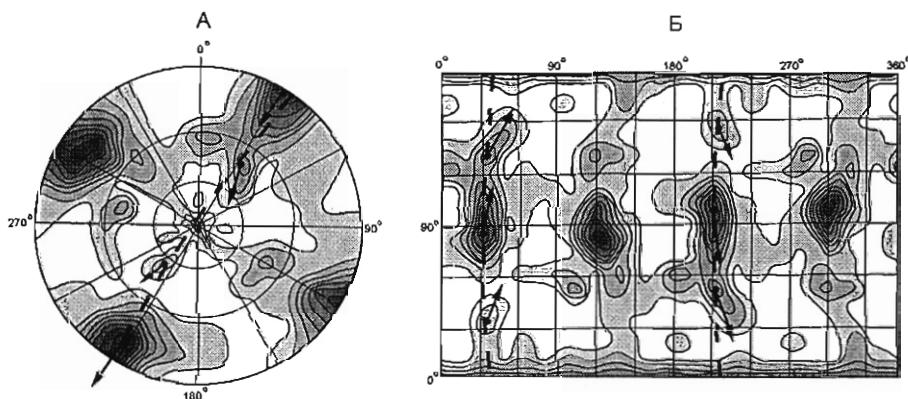
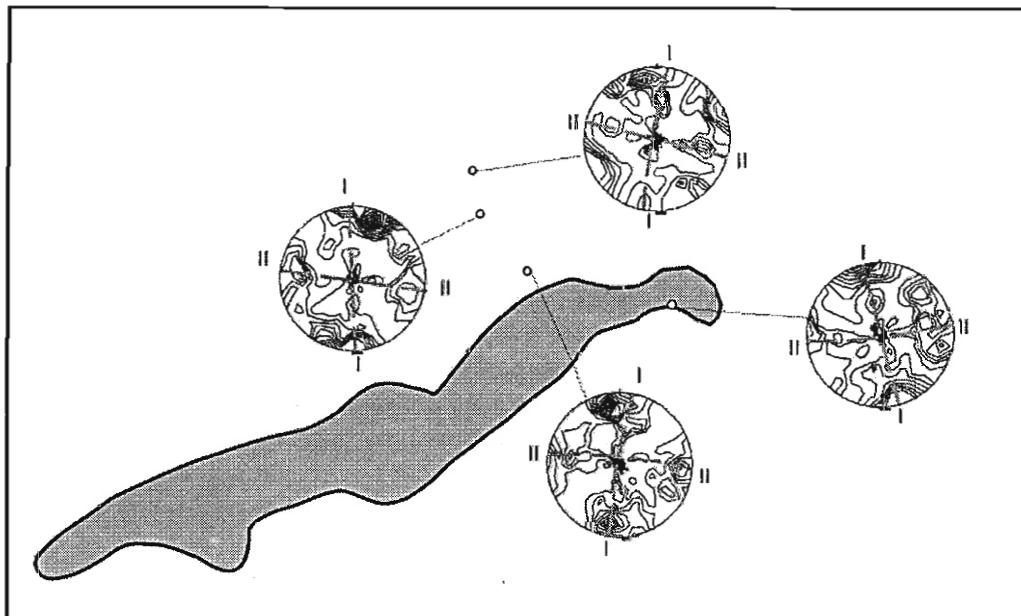


Рис. 2.26. Круговая (А) и прямоугольная (Б) структурные диаграммы (100 замеров; уровни изолиний 0.5–1.5–...–8.5%), иллюстрирующие строение в одном из коренных выходов пояса трещиноватости второго типа вблизи зоны пологого смесяителя в юрских отложениях г. Иркутска.

Пунктиром показана линия пояса, стрелками – направления вращения трещин в зоне смесяителя и направления преимущественного разброса в образующих пояс максимумах.



**Рис. 2.27.** Два вида поясов трещиноватости на диаграммах массовых замеров у северо-восточного окончания рудного тела (рудник Айхал), свидетельствующие о перемещениях в северном (I) и восточном (II) направлениях.

линии скольжения по смеcителю. Поскольку в последнем случае однона правленный разброс совпадает с направлением тектонического транспорта вещества в разломной зоне, завершающим этапом анализа является реконструкция этого направления скольжения путем несложных графических построений (рис. 2.27).

Модернизированный метод поясов использовался в комплексе с другими методами при спецкартировании на территории Алакит-Мархинского и Мало-Ботуобинского районов, причем информация о направлениях скольжения по поверхностям послойных срывов и пологих надвигов имела определяющее значение для выявления достаточно сложного стиля деформаций пород осадочного чехла.

### 2.3.5. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Это методы реконструкции положения осей главных нормальных напряжений на основе детального изучения тектонической трещиноватости. В их основе лежат положения механики разрушения твердых тел, которые предполагают, что под действием относительно однородного напряженного состояния формируются две сопряженные системы трещин [Гзовский, 1975; Twiss, Moores, 1992].

В 60–70-е годы прошлого столетия М.В. Гзовский сформулировал полевые признаки, позволяющие выделять сопряженные трещины, и предложил графический метод восстановления осей напряжений [Гзовский, 1975]. Согласно ему сопряженность сколовых разрывов двух различных направлений "...может устанавливаться по их слиянию, взаимопересечению, противоположности направлений смещения, постоянству угла между ними при общем изменении их ориентировки, аналогичной распространенности и связи со структурой района, аналогичному и одновозрастному минеральному заполнению..." [Гзовский, 1975, стр. 114]. Графические построения выполняются с использованием сетки Вульфа. При этом для условий хрупкой деформации линия пересечения двух сопряженных плоскостей скльивания совпадает с направлением действия промежуточного вектора напряжений ( $\sigma_2$ ), ось главного сжимающего напряжения ( $\sigma_1$ ) – с направлением биссектрисы острого угла между трещинами, ось главного растягивающего напряжения ( $\sigma_3$ ) – с направлением биссектрисы тупого угла (рис. 2.28). В условиях пластической деформации с направлением биссектрисы острого угла будет совпадать ось главного растягивающего напряжения, тогда как с ориентировкой биссектрисы тупого – ось главного сжимающего.

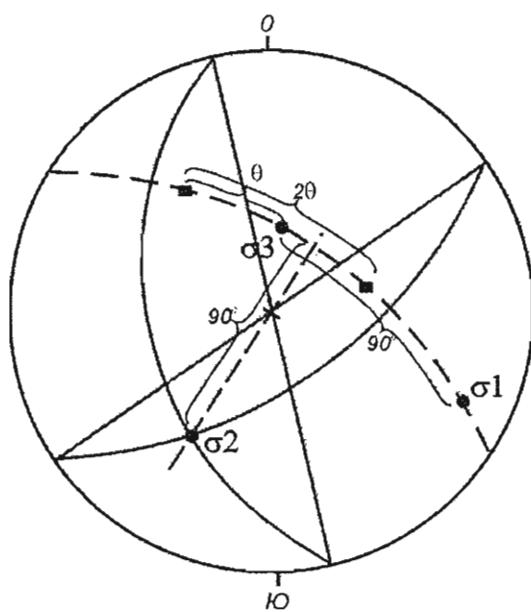
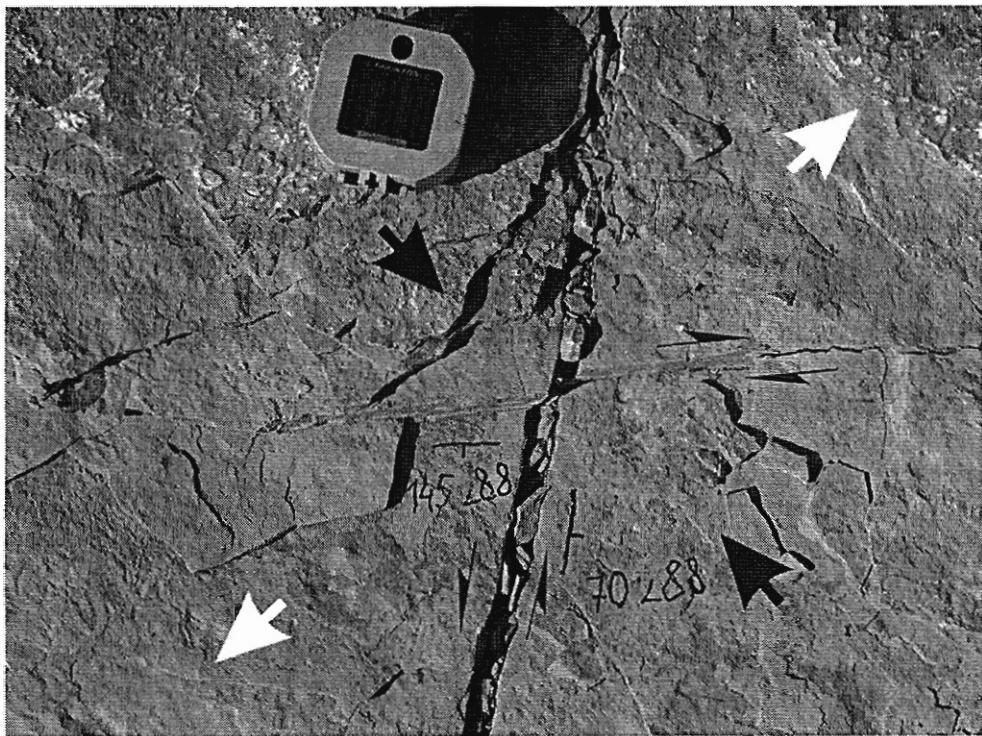


Рис. 2.28. Схема реконструкции осей главных нормальных напряжений на основании сопряженных трещин при помощи стереографической сетки. Квадраты – полюса поверхностей разрывов; кружки – точки выхода осей главных напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ ;  $\theta$  – угол сдвига.

Метод надежен и прост в использовании, однако существенным его недостатком является сложность выделения сопряженных трещин. Исходя из признаков, перечисленных М.В. Гзовским, достаточно однозначно устанавливаются сопряженные пары по противоположности направления смещения (например, рис. 2.29). Все остальные критерии неоднозначны и, как правило, при полевых исследованиях имеют вспомогательный характер.

Для устранения этого недостатка, П.Н. Николаев разработал статистический метод выделения сопряженных пар трещин [Николаев, 1977, 1992]. Он позволяет выделять сопряженные системы сколов путем анализа диаграмм массовых замеров трещин (рис. 2.30). Доказано, что развитие сколовых разрывов часто сопровождается формированием закономерного разброса в их ориентации [Николаев, 1992]. Разбросы со-



**Рис. 2.29.** Выделение сопряженной пары трещин по признаку противоположности смещений (р. Оленек).

Стрелками показано: маленькими – направления перемещения крыльев трещин, большими черными – направление действия оси сжатия, большими белыми – направление оси растяжения.

пряженных систем трещин противоположны друг другу. Их направление связано с расположением главных нормальных осей напряжений и не поддается влиянию неоднородностей. Важно отметить, что трещины растяжения не формируют закономерного разброса. Механизм формирования направленного разброса в ориентировке сколов объясняется комплексным влиянием. Так, распространение каждой новой трещины вызывает перераспределение величин напряжений и, следовательно, изменяет обстановку, в которой следующая новая трещина развивается. В течение развития сопряженных сколов угол скола изменяется в зависимости от всестороннего давления и общего уменьшения величин напряжений в деформируемом объеме горных пород. Результирующий разброс в ориентировке сопряженных систем трещин направлен из сектора сжатия в сектор растяжения. Таким образом, согласно методу П.Н. Николаева сопряженные системы сколов на диаграммах массового замера трещиноватости могут быть выделены при одновременном выполнении трех главных условий: 1) разбросы у максимумов направлены в противоположные стороны; 2) максимумы лежат примерно на дуге большого круга; 3) угол скальвания между максимумами составляет не менее  $30^\circ$ .

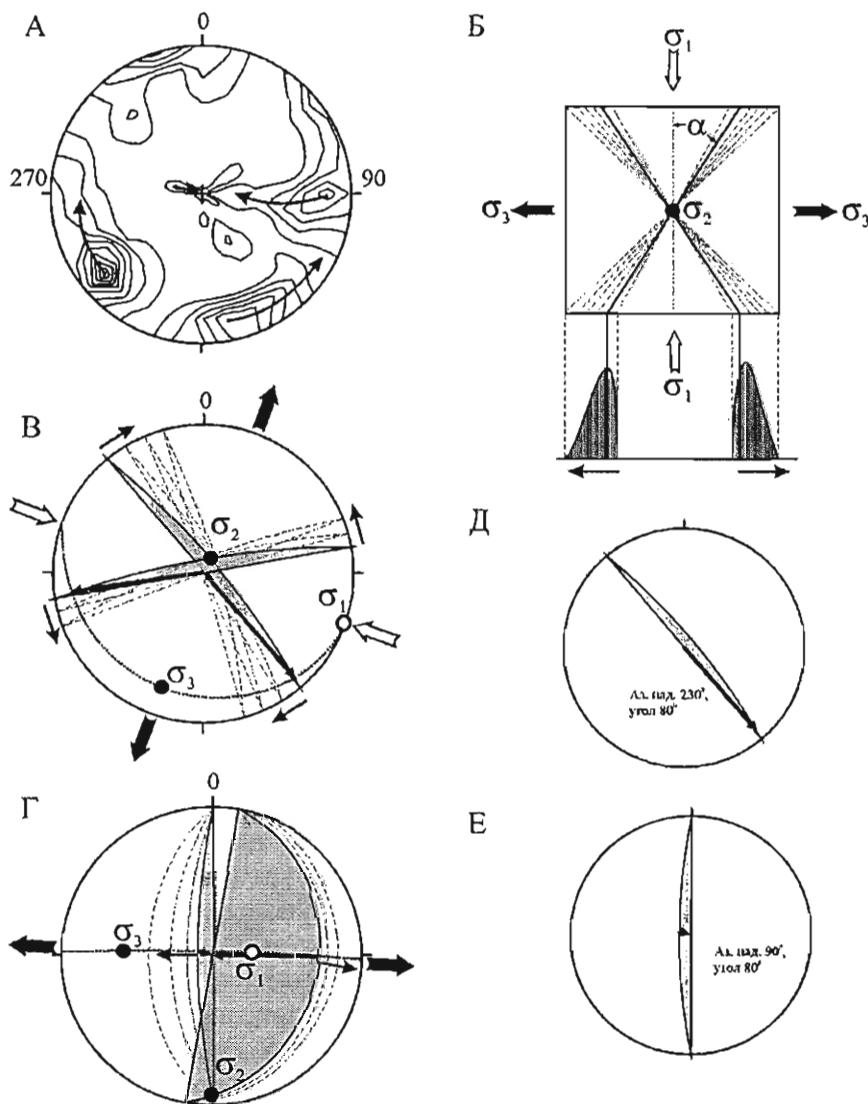
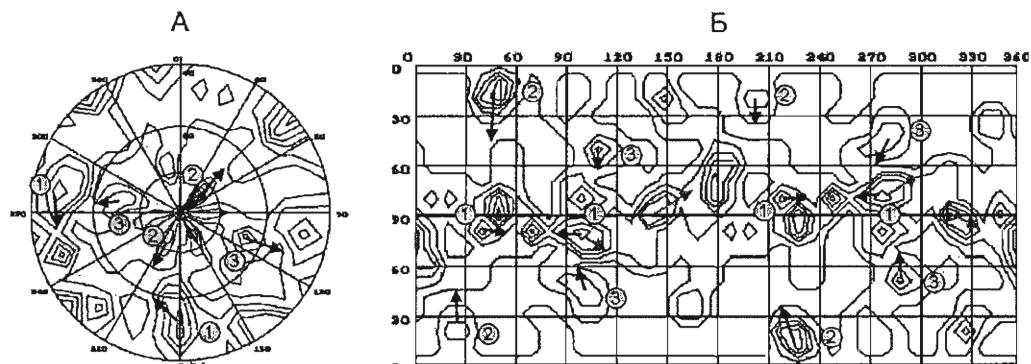


Рис. 2.30. Пример выделения сопряженных систем трещин (по методу П.Н. Николаева), реконструкции осей главных нормальных напряжений и кинематики смещений по разрывам (проекция верхней полусфера). А – диаграмма трещиноватости. Стрелки показывают направление преобладающего разброса в максимумах трещиноватости, указывающего на сопряженность систем по методу П.Н. Николаева [1992]. Количество замеров 100, размер окна 10. Изолинии проведены через 0.5, 2.5, 4.5, 6.5% и более; Б – схема развития разброса трещин, показанных пунктиром, под воздействием сжатия ( $\sigma_1$ ) и растяжения ( $\sigma_3$ ), по П.Н. Николаеву [1992]; В, Г – диаграммы ориентировок векторов главных нормальных напряжений с установленными направлениями смещений по сопряженным трещинам (показаны стрелками внутри сколовых плоскостей).  $\sigma_1$  – ось сжатия,  $\sigma_2$  – промежуточная ось,  $\sigma_3$  – ось растяжения; Д, Е – итоговые представления диаграмм с решениями о кинематическом типе разломов. Стрелки внутри сколовых плоскостей показывают направления смещений.

А – диаграмма трещиноватости. Стрелки показывают направление преобладающего разброса в максимумах трещиноватости, указывающего на сопряженность систем по методу П.Н. Николаева [1992]. Количество замеров 100, размер окна 10. Изолинии проведены через 0.5, 2.5, 4.5, 6.5% и более; Б – схема развития разброса трещин, показанных пунктиром, под воздействием сжатия ( $\sigma_1$ ) и растяжения ( $\sigma_3$ ), по П.Н. Николаеву [1992]; В, Г – диаграммы ориентировок векторов главных нормальных напряжений с установленными направлениями смещений по сопряженным трещинам (показаны стрелками внутри сколовых плоскостей).  $\sigma_1$  – ось сжатия,  $\sigma_2$  – промежуточная ось,  $\sigma_3$  – ось растяжения; Д, Е – итоговые представления диаграмм с решениями о кинематическом типе разломов. Стрелки внутри сколовых плоскостей показывают направления смещений.



**Рис. 2.31.** Диаграммы массового замера трещин и результаты анализа разбросов у максимумов. Т.н. 0705. Карьер трубки Нюрбинской.

А, Б – круговая (А) и прямоугольная (Б) диаграммы массового замера трещин. 75 трещин, проекция на верхнюю полусферу, шаг изолиний 1 % (начальная изолиния – 0.5 %); Стрелками показано направление разбросов у максимумов систем трещин (по [Николаев, 1977]).

Методика определения сопряженных пар трещин formalизована до простых графических операций, причем для ее применения рекомендуется использование как круговых, так и прямоугольных проекций диаграмм трещиноватости. На последних у максимумов лучше отражаются разбросы, направленные от периферии к центру диаграмм (рис. 2.31). После выделения сопряженных пар дальнейшие построения выполняются по методу М.В. Гзовского.

Как указывалось выше, для определения сопряженных пар можно успешно использовать различные приемы парагенетического анализа, что существенно обогащает арсенал методов восстановления полей тектонических напряжений. Кроме охарактеризованных методик, для анализа участков, в пределах которых зафиксировано большое количество трещин со следами перемещения (зеркалами, бороздами и штрихами скольжения), возможно использование кинематических методов реконструкции полей тектонических напряжений (например, [Гущенко, 1982; Ребецкий, 2007]). Однако опыт работ на платформенных территориях свидетельствует, что подобные следы достаточно редки и не имеют массового распространения, поэтому в данном пособии мы не будем останавливаться на их детальной характеристике.

### 2.3.6. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА СИСТЕМ РАЗЛОМОВ

Данные методы дают возможность количественно охарактеризовать организацию разломной сети в целом и, соответственно, существенно дополнить результаты спецкартирования, при котором используются такие параметры, как плотность разрывов (объемная, площадная, линейная, по направлениям и т. п.) или интенсивность проявления троек-систем трещин ( $I$ ), отражающие лишь частные,

хотя несомненно важные, особенности трещинной сети. В основе предлагаемых методов лежит синергетическая трактовка эволюционной динамики внутриразломных систем разрывов. Согласно ей структурная эволюция области активного динамического влияния крупного разлома представляет собой нелинейный синергетический процесс последовательной смены трех стадий или трех структурных уровней, с характерными для каждого из них системами разрывных нарушений и механизмами деформаций [Шерман и др., 1983; Борняков и др., 2004 и др.]. Принимая систему разрывов в рамках отдельного структурного уровня за фазу, её перестройку при смене уровней следует рассматривать как структурный фазовый переход. Определяющая роль при фазовых переходах в открытых неравновесных динамических системах принадлежит процессам самоорганизации, порождающим особый класс упорядоченных пространственно временных диссипативных структур [Пригожин, Кондепуди, 2002]. Аналогичные по значимости и назначению структуры с особым неустойчивым динамическим состоянием возникают в локальных объемах области активного динамического влияния крупного разлома при самоорганизации участвующих в его внутреннем строении систем разнородовых и разновозрастных разрывных нарушений. Следуя И.В. Пригожину, мы называем их “разрывные диссипативные структуры (РДС)”. В целом, под РДС понимается пространственно обособленный объем области активного динамического влияния разлома, в котором системы разрывных нарушений находятся в особом динамическом состоянии (состоянии самоорганизации), обладают пространственной упорядоченностью и автоколебательным режимом функционирования. В масштабе геологического времени РДС являются короткоживущими, их возникновение указывает на то, что охваченные самоорганизацией системы разрывов находятся в критическом, переходном состоянии своей эволюции. Они исчерпали возможность развития в рамках существующего структурного уровня, и в условиях прогрессирующей деформации их перестройка и переход в новое фазовое состояние неизбежны. Согласованное, кооперативное поведение систем разрывов в РДС обеспечивает аккумуляцию высоких напряжений и особый автоколебательный динамический режим в её пространственных границах. В силу особой динамики функционирования РДС не только осуществляют пространственный контроль магматических, флюидных, сейсмических и других систем, но и определяют направленность протекающих в них термодинамических и химических процессов. Не является, на наш взгляд, исключением и процесс становления кимберлитовых тел. В этой связи определение их пространственной локализации через диагностику РДС имеет важное значение для совершенствования технологии прогнозных построений.

На базе результатов физического моделирования процессов формирования зон сдвига и растяжения установлено, что критериями выделения РДС могут быть фрактальная размерность ( $D$ ) и информационная энтропия ( $S_{inf}$ ) участвующих в её внутреннем строении систем разрывов [Борняков и др., 2003, 2004; Борняков, Шерман, 2000]. Установлено, что РДС в модельном варианте зон разломов

в большинстве случаев пространственно совмещены с участками, характеризующимися высокими значениями  $D$  и  $S_{inf}$ . Эта экспериментально установленная тенденция может быть использована для прогноза пространственной локализации РДС в натурных условиях. Выполнив фрактальный анализ и анализ информационной энтропии систем разрывных нарушений в зоне разлома, можно оконтурить области максимальных значений  $D$  и  $S_{inf}$  и тем самым выделить области потенциально возможного существования РДС, т.е. участков, перспективных на обнаружение алмазоносных кимберлитовых тел.

В последние 10–15 лет фрактальная размерность широко используется в разломной тектонике как мера самоподобия разломных систем. В отдельных случаях она нашла применение при решении более сложных задач, связанных с оценкой степени деформации горных пород, прогнозом сульфидной рудоносности и тектоническим районированием [Горянинов, Иванюк, 2001; Вознесенский, 2002; Шерман и др., 2001]. Информационная энтропия пока широко не используется в тектонических исследованиях. Известны лишь частные примеры её использования для прогноза землетрясений, оценки устойчивости массивов, типизации золоторудных месторождений, оконтуривания зон разломов и прогноза алмазоносности кимберлитов по геохимическим данным [Акопян, 1995; Вознесенский, 2002; Козаченко, 1983; Василенко и др., 2001; Алехин, 2002].

**Фрактал и методика расчета фрактальной размерности.** Согласно определению фрактал – это некоторое множество с нецелочисленной размерностью, в котором частное, в каком-то смысле, подобно общему [Mandelbrot, 1982]. Важным свойством фракталов является их иерархичность, т.е. способность повторяться в разных масштабах пространства и времени, что в современной литературе принято называть самоподобием или скейлингом. С геометрической точки зрения фрактальная размерность является показателем того, насколько плотно конкретные линии заполняют плоскость или пространство. Так, фрактальная размерность прямой линии равна единице, а закрашенный квадрат имеет размерность два. Следовательно, сеть разрывных нарушений имеет размерность больше единицы, но меньше двух.

В нашем случае при построениях каждый отдельно взятый разлом или его прямолинейный участок представлялся двумя парами чисел – координатами начала и конца. Расчёт проводился по общей методике – методом подсчёта квадратов. Выбранное окно (квадрат) расчёта представлялось в виде массива с разбиением от  $2 \times 2$  до  $1024 \times 1024$  “пикселей”, при этом последовательность разбиения на каждом шаге увеличивалась в 2 раза. При каждом разбиении вёлся подсчёт нарушенных и ненарушенных “пикселей”. Нарушенным считался “пиксель”, если в него попадало разрывное нарушение. Окно, в котором определялась фрактальная размерность, заданным шагом проходило по всей площади [Матросов и др. 2004].

Алгоритмы вычисления фрактальной размерности опираются на соотношение:

$$\log N(\varepsilon) = \log c - d \log \varepsilon, \quad (2.2)$$

где  $c$  – константа,  $N(\varepsilon)$  – число квадратов со стороной  $\varepsilon$ , необходимых для покрытия фрактала,  $d$  – размерность фрактала.

График зависимости  $\log N(\varepsilon)$  от  $\log \varepsilon$  – прямая с угловым коэффициентом  $d$ . Для определения неизвестных параметров  $c$  и необходимо оценить  $N(\varepsilon)$  для нескольких значений  $\varepsilon$ . Если использовать клетки только двух размеров  $\varepsilon_1$  и  $\varepsilon_2$ , то неизвестные  $c$  и  $d$  можно определить из системы уравнений:

$$\log N(\varepsilon_1) = \log c - d \log \varepsilon_1 \quad (2.3)$$

$$\log N(\varepsilon_2) = \log c - d \log \varepsilon_2 . \quad (2.4)$$

Тем не менее, с учетом того, что величины  $N(\varepsilon)$  могут быть найдены лишь приближенно, имеет смысл оценить  $N(\varepsilon)$  для большего числа различных значений  $\varepsilon$ . В этом случае мы получим переопределенную систему уравнений (число уравнений больше числа неизвестных), которая, скорее всего, не будет иметь точного решения. Стандартный прием в подобной ситуации заключается в том, чтобы найти значения  $\log c$  и  $d$ , минимизирующие сумму квадратов отклонений.

**Приближение по методу наименьших квадратов.** Рассмотрим задачу об интерполяции точек  $(\xi_i, n_i)$ ,  $i=1, \dots, n$  прямой линией. Положим  $y_i = b + m\xi_i$ . Прямая  $y = b + mx$  называется наилучшим приближением к  $\eta(\xi)$  по методу наименьших квадратов, если сумма квадратов отклонений  $y_i - \eta_i$  минимальна. Иначе говоря, мы ищем значения  $b$  и  $m$ , при которых функция:

$$E = \sum_{i=1}^n (y_i - \eta_i)^2 = \sum_{i=1}^n (b + m\xi_i - \eta_i)^2 \quad (2.5)$$

достигает минимума. Значения этих параметров найдутся решением системы уравнений:

$$\frac{\partial E}{\partial b} = 0, \quad \frac{\partial E}{\partial m} = 0 . \quad (2.6)$$

**Информационная энтропия и методика её расчета.** В общем смысле информационная энтропия является мерой неопределенности информации о состоянии эволюционирующей системы (с вероятностью  $p_c$ ), относящейся к статистическому распределению, и изменяется от нуля до некоторого однозначно не определенного максимума. Она обращается в нуль, когда одна из  $p_c$  равна единице, а все остальные равны нулю. В этом случае результат эксперимента может быть предсказан точно и неопределенность в информации отсутствует. И наоборот, информационная энтропия принимает максимальное значение, когда вероятность всех состояний одинакова. Этот предельный случай обладает максимальной неопределенностью и содержит минимальное количество информации о результатах эксперимента

Зоны разломов имеют неоднородное внутреннее строение, проявляющееся в чередовании как по простиранию, так и вкрест простирания участков с разной

степенью нарушенности горных пород системами разрывов. Традиционно степень нарушенности оценивают через густоту или плотность разрывных нарушений [Шерман, 1977 и др.]. По отношению к ним информационная энтропия, в совокупности с вышеотмеченной фрактальной размерностью, является более информативным параметром, поскольку отражает не только насыщенность анализируемой площади разрывными нарушениями, но и характер пространственного распределения.

Информационная энтропия ( $S_{inf}$ ) рассчитывается по уравнению [Вентцель, Овчаров, 2000]:

$$S_{inf} = -\sum_1^n p_i \times \lg p_i , \quad (2.7)$$

где  $p_i$  – вероятность, определяемая из отношения суммарной длины разломов в окне ( $\Sigma l_i$ ) к их суммарной длине в общей выборке данных в пределах направления ( $\Sigma L$ ),  $n$  – количество заданных интервалов направлений.

Расчет информационной энтропии производился в следующей последовательности. Вычисляется суммарная длина всех разломов заданной площади. Обозначим её за  $L$ . Далее вычисляются суммы длин разломов, имеющих направление от  $180^\circ$  до  $120^\circ$ , от  $120^\circ$  до  $60^\circ$  и от  $60^\circ$  до  $0^\circ$  (в последнем случае “0” – не включен). Обозначим их соответственно  $L_{180}, L_{120}, L_{60}$ . То же самое проделаем для разломов заданного окна расчёта и обозначим суммы длин как  $I_{180}, I_{120}, I_{60}$ .

Теперь вычислим информационную энтропию по следующей формуле:

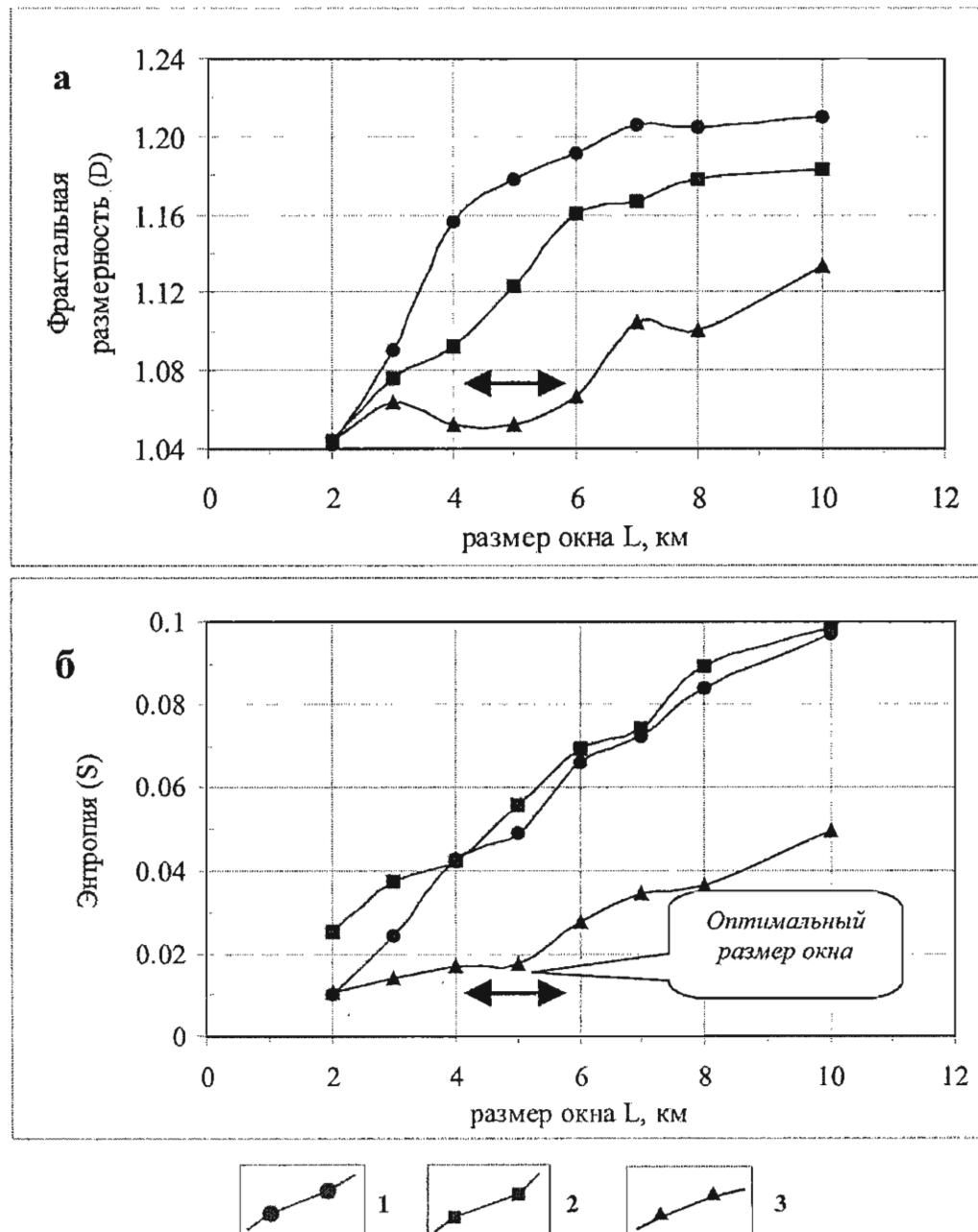
$$S_{inf} = -\left( \frac{I_{180}}{L} \ln \left( \frac{I_{180}}{L} \right) + \frac{I_{120}}{L} \ln \left( \frac{I_{120}}{L} \right) + \frac{I_{60}}{L} \ln \left( \frac{I_{60}}{L} \right) \right). \quad (2.8)$$

**Обоснование выбора размера окна расчёта.** Параметр окна расчёта обобщающих показателей сети разрывных нарушений выбирается эмпирическим путём. Из геологических данных известно, что ширина зоны влияния разлома примерно равна мощности осадочного чехла. Ряд исследователей, изучающих разрывную тектонику, приводят уравнения связи между длиной разлома и шириной зоны его влияния. С.И. Шерман предлагает использовать следующую формулу, полученную на основе расчёта уравнения регрессии [Шерман, 1992]:

$$m \leq 0.22 \times L^{0.95} \pm 0.62, \quad (2.9)$$

где  $m$  – ширина зоны влияния разлома,  $L$  – длина разлома.

Основываясь на той или иной методике, можно оценить начальный размер стороны окна, который равен удвоенной величине мощности осадочного чехла (зоне влияния разлома) и составляет 4 км. Для дальнейшего уточнения искомого параметра была построена зависимость: размер стороны окна – значение информационной энтропии и фрактальной размерности (рис. 2.32). При последовательном росте размеров стороны окна палетки происходит нелинейное увеличение



**Рис. 2.32.** Зависимость величины фрактальной размерности (а) и информационной энтропии (б) от размера «окна» расчёта. Мало-Ботуобинский алмазоносный район.  
Участки расчёта: 1 – зона Западного разлома (трубки Интернациональная, имени 23-го съезда КПСС, Амакинская), 2 – зона Параллельного разлома (трубка Мир), 3 – площадь вне зон влияния основных разломов (фон).

интенсивности фрактальной размерности ( $D$ ) и информационной энтропии ( $S_{inf}$ ) как в зонах известных разломов (Западного, Параллельного), так и вне зоны их влияния. На отрезке от 4 до 6 км наблюдается смена связи  $D$  и  $S_{inf}$  с прямой на обратную, что можно трактовать как границу зоны динамического влияния разлома и тем самым определить искомый размер окна расчёта.

Как уже отмечалось выше, согласно опыту экспериментальных и полевых исследований, более нарушенным участкам зон разломов с более сложным устройством разрывных систем соответствуют большие значения информационной энтропии и фрактальной размерности.

Итак, фрактальный анализ и определение информационной энтропии представляют собой универсальный математический инструмент, позволяющий охарактеризовать количественно не только геологические структуры (или их составляющие), но и большинство природных форм и процессов. Их достоинство состоит в возможности описывать одним числом как простые, так и сложные структуры, что значительно упрощает их сравнение.

### 2.3.7. МЕТОДЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

При изучении разломов физическое моделирование является вспомогательным, дополняющим традиционные геолого-структурные методы. Процесс формирования разлома в природных условиях, в зависимости от его размеров, может длиться от нескольких тысяч до десятков миллионов лет. Все доступные для обследования обнажения в зоне разлома для наблюдателя предстают как набор статических и часто случайных (из-за хаотичной обнаженности геологического субстрата) структурных картин. При сопоставлении многочисленных фрагментов строения разломных зон, находящихся на разных стадиях своей структурной эволюции, сложно составить представления о динамике их развития. Физическое моделирование, проведенное с соблюдением условий подобия, представляет для геологии единственную возможность проследить эволюционную динамику изучаемого процесса, выявить общие закономерности его развития с выделением стадий и характерных для них структур, определить влияющие на него факторы и оценить направленность их действия.

Метод физического моделирования развивался поэтапно. На начальном этапе (вторая половина XIX века – середина сороковых годов XX века) эксперименты по моделированию процессов формирования складок и разрывов, выполненные Х. Кеделем, А. Фаврэ, А. Добрэ, Б. Виллисом, Э. Рейером, Г. Клоосом, В. Риделем и др., носили чисто качественный, иллюстративный характер. Это было обусловлено отсутствием теоретической основы моделирования и слабой изученностью физико-механических свойств горных пород и эквивалентных материалов. Экспериментаторы для моделирования одноименных тектонических процессов использовали набор материалов с резко различными физическими свойствами, при

этом ошибочно пригодность используемого модельного материала нередко определялась степенью геометрического подобия форм на моделях и в природном аналоге. Тем не менее, эти первые эксперименты сыграли положительную роль в развитии взглядов на механизм образования тектонических структур и положили начало использованию физического моделирования при решении структурно-тектонических проблем.

В нашей стране системное использование физического моделирования тектонических структур началось с середины сороковых годов, с организации В.В. Белоусовым лаборатории экспериментальной тектоники в отделе геотектоники Института теоретической геофизики (ныне ОИФЗ РАН). С приходом в 1950 году в эту лабораторию М.В. Гзовского начинается новый этап в развитии физического моделирования как метода исследования. Им проведен математический анализ уравнений механики, описывающих процессы деформации структурированных сред, и предложены основные уравнения подобия, составившие теоретическую основу физического моделирования. Посредством этих уравнений оценивались механические свойства эквивалентных материалов. Разработанные М.В. Гзовским специальные приборы и методические вопросы позволили изучить реологические свойства ряда материалов и рекомендовать их для использования при моделировании. Всё это вместе взятое вывело физическое моделирование на качественно новый уровень, что способствовало его более широкому использованию при выяснении механизмов образования деформационных структур литосферы. С конца 60-х годов оно прочно вошло в методический арсенал тектонических исследований.

В последующие два десятилетия физическое моделирование получило широкое распространение. Отличительной чертой этого времени является планомерный и коллективный характер проведения экспериментальных исследований. С распадом СССР и наступившим экономическим кризисом экспериментальные исследования в республиках постсоветского пространства были существенно сокращены. В России в последнее десятилетие они проводятся лишь в тектонофизических лабораториях МГУ и ИЗК СО РАН. Отличительными особенностями современного физического моделирования являются более широкие возможности по подбору эквивалентных материалов и инструментальной регистрации результатов экспериментов.

По своим задачам и содержанию физическое моделирование можно разделить на четыре основных типа:

- 1) моделирование простых структур с целью выяснения связи между способом деформирования и образующимися тектоническими формами, изучения соотношения размеров структур и др.;
- 2) моделирование сложных структур с целью выяснения механизма их образования, динамики развития и возможности прогноза эволюции формирования комплекса тектонических структур;
- 3) моделирование простых тектонических процессов с целью установления

связи между развитием отдельных структур и генетически связанных с ними процессов;

4) моделирование сложных тектонических процессов с целью изучения связей между развитием комплекса тектонических структур и генетически связанных с ними процессов (моделирование тектонического режима).

При разработке проблемы структурного контроля алмазоносных кимберлитовых тел нами проводится физическое моделирование на уровне первых трех типов.

**Условия подобия, модельные материалы и техника проведения экспериментов.** Физическое моделирование процессов формирования тектонических структур, в том числе и деструктивных зон литосферы, должно выполняться с соблюдением пяти основных принципов, вытекающих один из другого и взаимно дополняющих друг друга: принципа подобия моделей природным объектам, принципа селективности, принципа сепарации, принципа аппроксимации, принципа статистической обоснованности результатов [Гзовский, 1975].

Существует два принципиально отличающихся подхода к реализации первого принципа, наиболее важного из всех перечисленных. Сторонники первого из них считают достаточным достижение подобия модели и её природного аналога на качественном уровне, тогда как сторонники второго подхода убеждены в том, что такое подобие должно осуществляться на количественной основе. Второй подход разработан М.В. Гзовским на комплексной основе с учетом ранее имеющегося опыта использования условий подобия при моделировании тектонических (Г. Кенинсберг, Е.Н. Люстих, О. Морат, М. Хубберт, Б.Л. Шнеерсон) и физических процессов (А.А. Глухман, В.Л. Кирпичев, М.В. Кирпичев, Л.С. Эйгенсон и др.). Позднее предпринимались неоднократные попытки его совершенствования (А.А. Бабичев, А.И. Шеменда, С.И. Шерман и др.).

Физическое моделирование процессов формирования зон разломов проводилось авторами с соблюдением условий подобия. Литосфера при длительно действующих на неё нагрузках проявляет упруговязкопластичные свойства, что необходимо учитывать при выборе эквивалентного материала. В рамках эксперимента сопоставимые реологические свойства имеют водные пасты глин. В качестве модельного материала использована водная паста монтмориллонитовой глины. Границы условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия:

$$\eta / \rho g L T = \text{const}, \quad (2.10)$$

где  $\eta$  – вязкость, Па·с;  $\rho$  – плотность, кг/м<sup>3</sup>;  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;  $L$  – линейные размеры, м;  $T$  – время, с. Правомерность использования данного критерия-комплекса обсуждалась работах А.А. Бабичева, М.В. Гзовского, А.И. Шеменды, С.И. Шермана. Уравнение 2.10 позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. Так, при моделировании крупномасштабных тектонических процессов в фунда-

менте платформы средним значениям вязкости слагающих его пород  $10^{20-22}$  Па·с, плотности  $2.7 \cdot 10^4$  н/м<sup>3</sup>, толщине  $(60-100) \cdot 10^4$  м литосферы и продолжительности формирования зон крупных разломов 10–100 млн. лет соответствуют средние значения вязкости  $10^{4-6}$  Па·с, плотности  $2.0 \cdot 10^4$  н/м<sup>3</sup> и толщины  $(6-10) \cdot 10^{-2}$  м модели и продолжительности моделируемого процесса 10–100 минут. Из принятых значений параметров, определяющих подобие процессов разломообразования в природных и экспериментальных условиях, масштабные коэффициенты вязкости  $C_v$ , плотности  $C_p$ , линейных размеров  $C_l$  и времени  $C_t$  составляют  $\sim 10^{16}$ ,  $\sim 1$ ,  $\sim 10^6$ ,  $\sim 10^{11}$  соответственно. При полученных масштабных коэффициентах  $C_l$  и  $C_t$  1 мм на модели соответствует 1 км в её природном аналоге, а 1 минута эксперимента эквивалентна 1 млн. лет природного процесса.

При моделировании менее масштабных процессов разломообразования в осадочном чехле, мощность которого составляет первые километры, принимаются другие масштабные коэффициенты, при которых 1 мм на модели соответствует 100 м в природе ( $C_L = 10^5$ ), а 1 минута опыта – 100 тыс. лет ( $C_t = 10^{10}$ ).

В следующей главе приводятся результаты применения физического моделирования при изучении кимберлитоконтролирующих разломов Сибирской платформы. Использованное в приведенных далее примерах *экспериментальное оборудование* включало в себя приборы определения вязкости модельного материала и установку “Разлом” (рис. 2.33).

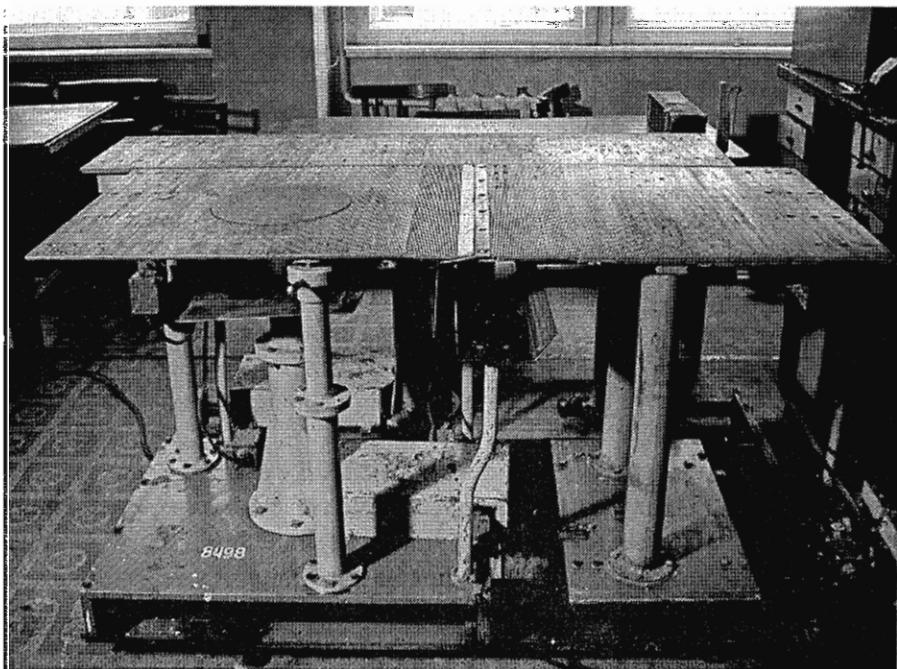


Рис. 2.33. Установка “Разлом” для физического моделирования процессов разломообразования.

Эта установка, имеющая площадь рабочего стола  $1.5 \times 1.0$  м, позволяет воспроизводить в моделях процессы формирования зон разломов при разных способах нагружения моделей.

При моделировании использовалась стандартная процедура подготовки и проведения экспериментов. Модельный материал после инструментального контроля вязкости ровным слоем размещался на рабочей поверхности экспериментальной установки и деформировался. Развивающийся в модели процесс разломообразования детально фотографировался цифровым фотоаппаратом через выбранный временной интервал. Полученные фотоматериалы составляли основу для построения необходимых структурных схем, с которых впоследствии снималась качественная и количественная информация с дальнейшей её обработкой и анализом.

**Объекты физического моделирования.** Основным объектом моделирования являлся процесс формирования разрывных структур в осадочном чехле Сибирской платформы в результате смещений блоков фундамента вдоль крупных разломных смеcителей (глубинных разломов). В простом варианте «фундамент» был представлен двумя блоками, в более сложном – системой из нескольких взаимодействующих блоков. При этом в одном случае количество и морфология блоков задавались изначально, в другом – блочная структура фундамента формировалась естественным путем. В последнем случае в экспериментах сначала деформировался слой модели, имитирующий фундамент до момента развития в нем хорошо выраженной блочной структуры, после чего на него закладывался второй слой, имитирующий осадочный чехол, и деформационный процесс возобновлялся. При этом за счет горизонтального смещения блоков над их границами в “чехле” закладывались и формировались сопряженные сдвиговые зоны.

Возникающие при этом структуры, согласно классификации, предложенной в [Шерман и др., 1983, 1991], соответствуют двум типам сдвиговых зон, формирующихся при разных способах приложения нагрузки. Первый тип образуется при деформации среза (рис. 2.34, А), второй тип – при деформации тангенциального сжатия (рис. 2.34, Б). При этом в областях динамического влияния самих сдвиговых зон в первом случае реализуется деформации простого сдвига, во втором случае – деформация чистого сдвига (рис. 2.35). Следует отметить, что первый из них распространен главным образом в пределах осадочного чехла, второй характерен для фундамента.

Кроме того, были воспроизведены более сложные схемы формирования зон в платформенном чехле, подразумевающие наличие нескольких этапов движения блоков в фундаменте со сменой направления их перемещений. В таких экспериментах деформирование модели проводилось в два этапа. На первом этапе задавались движения блоков “фундамента” (или их системы), при которых разделяющие их зоны разломов функционировали с одной кинематикой. На втором этапе, равном по длительности первому, после реверса перемещения системы блоков “фундамента” сменялись на прямо противоположные. В результате двухэтапного

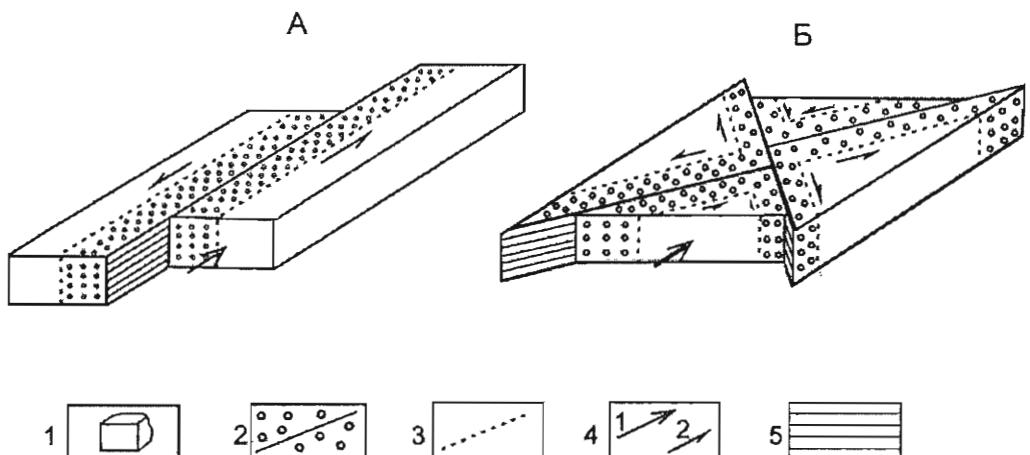


Рис. 2.34. Два типа сдвиговых зон, формирующихся при разных механизмах деформации. 1 – деформируемый объем; 2 – сдвиговая зона и 3 – её границы; 4 – направления действия нагрузки (1) и смещения крыльев сдвиговой зоны (2); 5 – плоскость магистрального смеcителя.

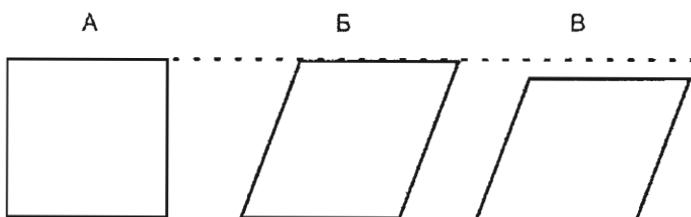


Рис. 2.35. Деформация исходного объема (А) по типу простого (Б) и чистого (В) сдвига.

разнонаправленного деформирования модели в “чехле” над “глубинными разломами фундамента” формировались сдвиговые зоны, внутреннее строение которых представлено разновременными и разноориентированными структурными парагенезисами разрывов R- и R'-типов. Полученные экспериментальные данные сопоставлялись со строением реальных разломных зон в платформенном чехле и установленной полевыми тектонофизическими методами последовательностью в смене кинематики движений по ним.

## *ГЛАВА 3*

# *РЕЗУЛЬТАТЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ*

Необходимо признать, что до настоящего времени нет единой четкой концепции, устанавливающей связь кимберлитового магматизма и разломных структур с учетом особенностей проявления последних на различных структурных этажах Сибирской платформы. Наиболее очевидным признается факт контроля кимберлитового магматизма зонами глубинных разломов, которые достаточно уверенно выделяются в фундаменте методами геофизики и характеризуются значительной протяженностью и шириной. Практически все известные кимберлитовые районы приурочены к подобным зонам или узлам их пересечения [Мокшанцев и др., 1974, 1976]. При переходе на следующие масштабные уровни – кимберлитового поля, куста кимберлитовых трубок и единичных кимберлитовых тел – связь с разломными структурами становится все менее “определенной” [Милашев, 1984]. Это происходит потому, что с увеличением масштаба все большее значение для контроля кимберлитового магматизма приобретают структуры платформенного чехла и, в конечном счете, его приповерхностных слоев. Однако именно разрывная тектоника осадочного чехла в большинстве случаев оказывается наименее охарактеризованной. Такое положение дел является следствием, с одной стороны, недостатка необходимой информации, а с другой – определенных пробелов в ее интерпретации. Характерная для платформенных условий слабая обнаженность не позволяет применять традиционные методы структурного картирования. Геофизические методы также пока не обеспечивают достаточную разрешающую способность для детального картирования дизъюнктивов в верхней части чехла. Для тех же районов, где все же было проведено среднемасштабное структурное картирование [Потуроев, 1975], не удалось разработать модель, увязывающую особенности строения и развития разрывной сети в верхней части платформенного чехла с закономерностями размещения известных кимберлитовых трубок. Причиной подобных неудач во многом стал упрощенный подход, при котором

под разломом подразумевалась только линия сместителя, выраженного обязательным набором соответствующих тектонитов (катахлазиты, брекчии дробления, милониты и пр.) и на отдельных участках сопровождающегося более мелкими разрывами оперения. Кроме того, в ряде моделей формирование разрывной сети в близповерхностных условиях рассматривалось вне связи со структурами более глубоких горизонтов (нижней части платформенного чехла и фундамента) [Сарсадских, 1968; Турский, 1969; Лелюх и др., 1989; Владимиров и др., 1984; Брахфогель, 1984; Ваганов, 2000], что также приводило к результатам, которые не имели практического подтверждения. Все это отразилось в парадоксальном заключении о том, что "...роль "поверхностной геологии" в познании тектонического строения кимберлитовых провинций с мощным осадочным чехлом фактически весьма ограничена..." [Дукардт, Борис, 2000, стр. 153].

Вместе с тем, все эти годы в распоряжении исследователей были идеальные объекты, на которых возможно решение многих вопросов и построение моделей локального структурного контроля, а именно – участки разведенных месторождений, в той или иной мере вскрытые горными выработками. В их пределах доступными для наблюдений очень часто являются не только вмещающие и перекрывающие породы, но и собственно кимберлитовые тела. Постановка на этих участках специализированных тектонофизических и геолого-структурных исследований позволила на качественно новом уровне показать, что разломно-блоковая тектоника играет существенную роль в пространственном размещении кимберлитовых тел начиная с локального уровня.

### **3.1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФАКТОРЫ ЛОКАЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ**

В своих исследованиях мы рассматривали участки локализации алмазоносных трубок в качестве эталонных объектов, отражающих основные закономерности строения кимберлитоконтролирующих разломных структур, а также тех элементов их внутреннего строения, которые непосредственно вмещают рудные тела. Подобные работы проведены для трех алмазоносных районов: Мало-Ботубинского, Средне-Мархинского и Алакит-Мархинского. Наиболее представительные данные, характеризующие разрывную тектонику и трещиноватость, были собраны в пределах действующих карьеров (трубы Дачная, Юбилейная, Комсомольская и Нюрбинская) и рудника Айхал. В значительно меньшей степени (по три точки наблюдения) были охарактеризованы карьеры трубок Мир и Таежная. Первый из них отработан и малодоступен для наблюдений, а второй (пройденный для отбора технологической пробы) заполнен водой.

В пределах каждой из действующих выработок, на разных горизонтах от поверхности создавалась сеть точек, в каждой из которых выполнялись тектонофизи-

зические наблюдения по схеме, представленной в главе 2. При этом удалось достичь высокой степени детальности (расстояния между точками колебались от 15 до 150 м по горизонтали и от 5 до 45 м по вертикали). Подобная организация сети позволяла в дальнейшем строить не только двумерные, но и объемные модели, характеризующие различные элементы и параметры разрывной сети на участках локализации кимберлитовых тел.

Анализ собранного фактического материала начинается с характеристики особенностей проявления во вмещающих породах основных объектов изучения – разрывных нарушений и трещин, определяющих структуру изученных месторождений. По углам наклона к горизонту все разрывы традиционно подразделялись на три группы: 1) субвертикальные (углы наклона 60–90°), 2) наклонные (30–59°), 3) субгоризонтальные нарушения (углы наклона менее 29°). Выполненные исследования показали, что ведущую роль в тектоническом строении всех изученных участков играют дизъюнктивы первой и третьей групп.

Субвертикальные нарушения прослеживались как во вмещающих породах, так и в кимберлитовых трубках, а также на их контактах. Чаще всего они представлены зонами сгущения субпараллельных крупных трещин (фиг. 1–3, вклейка) или зонами дробления и брекчирования пород (фиг. 4–6, вклейка). Реже их строение определяют серии X-образных сколовых трещин (фиг. 7, вклейка) и мелких зонок милонитизации и рассланцевания. Приведенные формы проявления зон разрывных нарушений характерны для большинства типов пород, вскрытых карьерами. Исключение составляют мергели, в которых субвертикальные нарушения и трещины практически не видны из-за своеобразного мелкого “шелушения” пород (фиг. 8, 9, вклейка). Из других особенностей строения, задокументированных в различных карьерах зон разрывных нарушений, следует отметить кулисообразное расположение составляющих их крупных трещин.

Субгоризонтальные разрывные нарушения представляют собой зоны межслоевого скольжения и деформаций вещества мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, углы падения которых близки к горизонтальным (от одного до десяти градусов). Как правило, они приурочены к границам слоев разной компетентности и очень часто к прослоям, насыщенным органическими включениями. По внешнему виду в одних случаях – это зоны рассланцевания (фиг. 10 А, вклейка) или дробления (фиг. 10, Б, вклейка) пород, в других – зоны милонитизации (фиг. 11, вклейка). Обращает на себя внимание широкое развитие субгоризонтальных разрывов в кимберлитовых телах (фиг. 12, вклейка). Местами густые системы субгоризонтальных разрывов придают кимберлитам вид “нормальных слоистых толщ” (например, на верхних горизонтах трубы Юбилейной).

Наклонные дизъюнктивы встречаются реже и, как правило, характеризуются меньшими масштабами по сравнению с разрывами упомянутых выше групп. Большая часть их наблюдается вблизи земной поверхности, где имеет место вы полаживание крутопадающих или выкручивание послойных сместителей. Однако отдельные наклонные нарушения характеризуются значительной длиной и,

как будет показано ниже, играют значимую роль на пострудных этапах развития разрывной сети.

Особо следует остановиться на характере взаимодействия субвертикальных и субгоризонтальных разрывов (фиг. 13, 14, вклейка). Систематизация собранных данных показывает, что все зафиксированные в точках наблюдения особенности взаимоотношений указанных групп разрывов могут быть описаны следующими основными вариантами:

- 1) смещение субгоризонтальных нарушений крутопадающими разрывами (см. фиг. 13, А, вклейка);
- 2) смещение крутопадающих разрывов послойными нарушениями (см. фиг. 13, Б, вклейка));
- 3) взаимное смещение субвертикальных и субгоризонтальных зон (см. фиг. 13, В, вклейка);
- 4) выкручивание пологой зоны на участке взаимодействия с крутопадающим нарушением (субвертикальный дизъюнктив играет роль своеобразного экрана, препятствующего смещениям по пологой зоне);
- 5) сочетание варианта 4 с одним из первых трех.

Собранные данные указывают на то, что формирование и активизация разломно-блоковой структуры в пределах изученных карьеров происходили путем развития и взаимодействия локальных субгоризонтальных и субвертикальных разрывных нарушений. При этом роль движений по субгоризонтальным смесителям и зонам весьма существенна. Можно предполагать, что на определенных этапах развития разломно-блоковой структуры возникали значительные горизонтальные сжимающие напряжения, реализация которых происходила путем межслоевого скольжения и внутрислоевого течения пород. В пользу реальности подобного предположения свидетельствует скучивание пластичных пород, проявляющееся в виде образования локальных складок перед субвертикальными нарушениями и зонами дробления (рис. 3.1). В общих чертах такая ситуация повторяет вариант 4 взаимоотношений субвертикальных и субгоризонтальных разрывных зон, с той лишь разницей, что вместо выкручивания поверхности послойного нарушения в области сочленения образуются складки.

Приведенные примеры уже на общем уровне иллюстрируют, что основные элементы разрывной структуры на участках локализации кимберлитовых трубок, расположенных в различных районах и полях, практически идентичны. Это позволяет предположить, что формирование кимберлитовых тел в пределах полей, разнесенных в пространстве (и, отчасти, во времени) происходило в сходной геодинамической обстановке, когда кимберлитоконтролирующие функции были присущи разломам одного генетического типа. При этом возможно, что ориентировки таких разломов различались.

Дальнейшие шаги тектонофизического анализа включали ряд последовательных операций по построению схем разломно-блокового строения для каждого из изученных участков, восстановлению полей тектонических напряжений, эле-

ментов парагенетического анализа, что позволило охарактеризовать строение разломных зон и, в конечном итоге, разработать модели формирования кимберлитовмещающих структур. При этом количество исходных данных в каждом из случаев существенно варьировалось – от нескольких точек до полноценной объемной сети наблюдений, что во многом определяло специфику построений. Для первого случая в качестве примера ниже рассматривается участок локализации трубки Таежной (Мало-Ботубинский район), а для второго – трубки Комсомольской.

**Трубка Таежная.** Известно [Харьков и др., 1998], что трубка расположена в зоне Западного разлома субмеридионального простирания. В настоящее время карьер, пройденный для отбора технологической пробы, затоплен и для наблюдений доступны лишь отдельные отрезки его верхних бортов. В их пределах наблюдаются выходы крутопадающих разрывных нарушений северо-северо-восточного (аз. пад.  $280\text{--}300^\circ \angle 80\text{--}88^\circ$ , местами до противоположного), востоко-северо-восточного (аз. пад.  $155\text{--}170^\circ \angle 80^\circ$ ), а также северо-северо-западного (аз. пад.  $60^\circ \angle 80^\circ$ ) направлений. Первые две группы представлены зонами повышенной трещиноватости мощностью до 10 м и более. Масштаб северо-северо-западных нарушений скромнее – это зоны трещиноватости мощностью не более первых десятков сантиметров – первых метров. Наряду с субвертикальными дизъюнкциями, значительную роль в структуре вмещающих трубку толщ играют субгори-

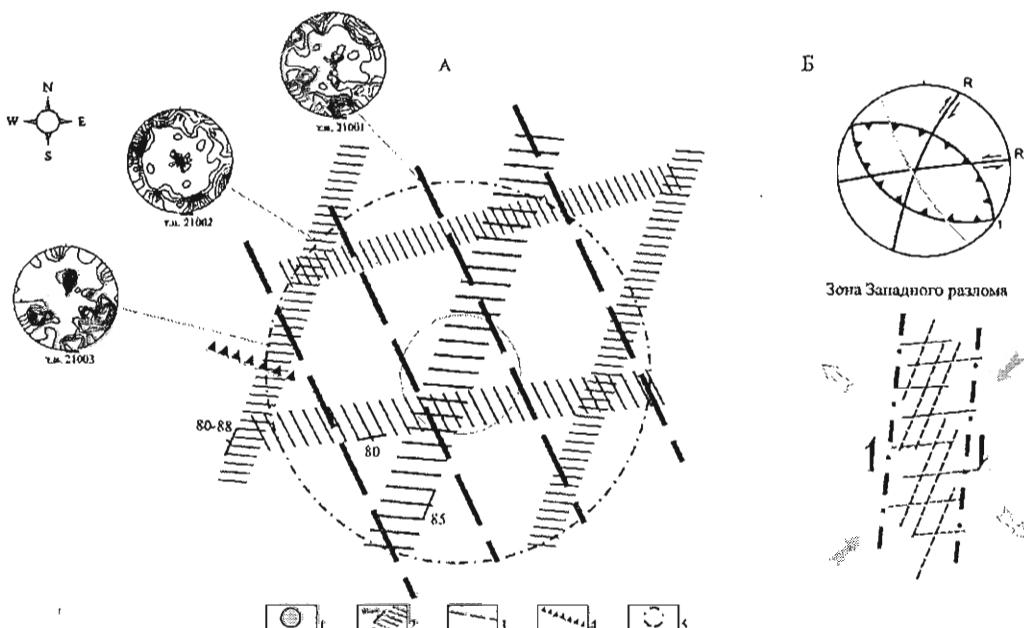


Рис. 3.1. Схема разрывных и пликативных нарушений участка трубки Таежной (А) и интерпретация наблюдаемого структурного парагенезиса (Б).  
1 – кимберлитовая трубка Таежная; 2 – зоны повышенной трещиноватости и их падение; 3 – система крупных трещин; 4 – надвиг; 5 – горизонты карьера.

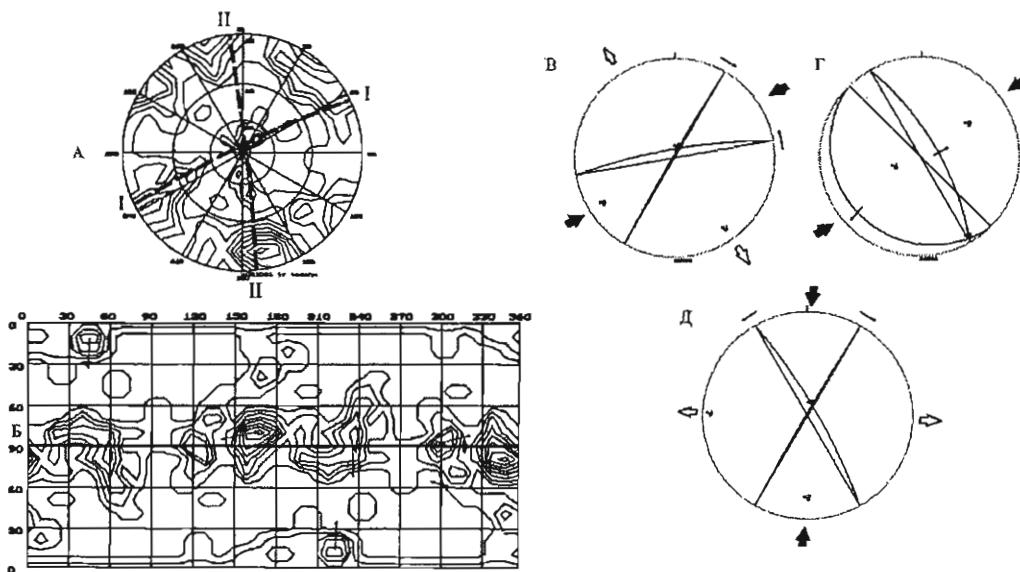
зонтальные зоны послойных срывов мощностью от первых сантиметров до 0.2 м. Кроме того, строение вмещающих толщ в западном борту карьера осложняет надвиг с падением на север-северо-восток (аз. пад. 10–15°∠10–35°). Надвиговый сместитель представлен зоной дробления мощностью 1.0–1.5 м и сопровождается подворотом слоев.

Схематическая картина распределения дизъюнктивных и пликативных деформаций на участке локализации трубы Таежной представлена на рисунке 3.1, А. Наблюдаемое сочетание дизъюнктивов отвечает парагенезису структур, сформированных при правосдвиговых движениях в зоне субмеридионального разлома (разлом Западный): север-северо-восточные нарушения соответствуют R-сколам, восток-северо-восточные – R'-сколам, надвиг, предположительно, – разрывам т-типа (см. рис. 3.1, Б), а послойные срывы – разрывам Т-типа. В данную схему не укладываются лишь дизъюнктивы север-северо-западной ориентировки. Их формирование возможно при наличии второго (левосдвигового) этапа деформаций.

Анализ диаграмм массовых замеров трещин (рис. 3.2–3.4) позволил более детально рассмотреть особенности становления сети разрывов на участке изучения.

На двух из них (см. рис. 3.2, 3.3) структурный рисунок отвечает сдвиговому типу деформаций. Для т.н. 21001 по критериям М.В. Гзовского [1975] (Х-образные пересечения, постоянство углов между трещинами в пределах изучаемой площадки и т.д.), а также по результатам парагенетического анализа выделяется пара систем сопряженных трещин аз. пад. 120°∠88° – аз. пад. 170°∠80°. Кроме того, по критерию П.Н. Николаева [1977] (наличие разнонаправленных разбросов на прямоугольных диаграммах (см. рис. 3.2, Б) сопряженными также являются следующие пары систем: аз. пад. 45°∠10° – аз. пад. 240°∠75° и аз. пад. 120°∠88° – аз. пад. 240°∠75°. Рассматривая полученные решения в порядке перечисленных сопряженных пар, отметим, что первое из них соответствует сдвиговому полю, при котором ось сжатия ориентирована по линии северо-восток – юго-запад, а ось растяжения – северо-запад – юго-восток (см. рис. 3.2, В) и маркирует правосдвиговые движения по зоне Западного разлома. Второе, отвечающее сжатию северо-восточно – юго-западной ориентировки (см. рис. 3.2, Г), является отражением поля напряжений второго порядка, возникающего при переиндексации осей упомянутого выше сдвигового поля. И, наконец, третье решение – поле сдвигового типа, с ориентировками осей: сжатие – север–юг, растяжение – запад–восток (см. рис. 3.2, Д). Реальность положений осей сжатия в полученных решениях подтверждается наличием двух поясов трещиноватости соответствующих направлений (I–I – для первых двух случаев и II–II – для последнего), проходящих через центр диаграммы (см. рис. 3.2, А).

Трещиноватость в т.н. 21002 (см. рис. 3.3) характеризуется более сложным строением. Критерии М.В. Гзовского [1975] и В.Н. Даниловича [1961; Гладков, Семинский, 1999] позволили выделить здесь две пары сопряженных систем трещин: аз. пад. 290°∠80° – аз. пад. 160°∠80° и аз. пад. 260°∠80°



**Рис. 3.2.** Диаграммы массового замера трещин и результаты восстановления осей главных нормальных напряжений в т.н. 21001. Карьер трубки Таежной.

А, Б – круговая (А) и прямоугольная (Б) диаграммы массового замера трещин, проекция на верхнюю полусферу, шаг изолиний 1 % (начальная изолиния – 0.5 %); В, Г, Д – результаты восстановления поля тектонического напряжения (см. пояснения в тексте). Пунктиром на круговой диаграмме обозначены пояса трещиноватости. Тонкими стрелками показано направление разбросов у максимумов систем трещин (по [Николаев, 1977]); крупными стрелками – направление оси сжатия (черные) и растяжения (белые).

– аз. пад.  $210^\circ \angle 80^\circ$ . Еще одна пара систем: аз. пад.  $290^\circ \angle 80^\circ$  – аз. пад.  $260^\circ \angle 80^\circ$  является сопряженной по критерию П.Н Николаева [1977]. Все получаемые решения (см. рис. 3.2, В, Г, Д) соответствуют сдвиговым полям, но с существенно разной ориентировкой осей главных нормальных напряжений растяжения ( $\sigma_1$ ) и сжатия ( $\sigma_3$ ). Первое из них – северо-восток – юго-западное сжатие и северо-запад – юго-восточное растяжение (см. рис. 3.3, В) – отвечает формированию правосдвигового парагенезиса разрывов в зоне Западного разлома. Второе – северо-западное – юго-западное сжатие и северо-восточное – юго-западное растяжение (см. рис. 3.3, Г) – свидетельствует о наличии в ней же левосдвигового парагенезиса разрывов. И, наконец, третье: субмеридиональное сжатие и субширотное растяжение. Появление подобного типа решения становится ясным после рассмотрения диаграммы замера трещин в т.н. 21003, выполненного вблизи надвиговой зоны (см. рис. 3.4). На ней присутствуют три интенсивных максимума (см. рис. 3.4, А, В), отвечающих собственно сместителю надвиговой зоны (аз. пад.  $10^\circ \angle 40^\circ$ ), являющемуся магистральным разрывом (Y-типа) для данного парагенезиса разрывов, и двум сопряженным сколам 3-й серии (t и t'-типа). Получаемое в результате решение (рис. 3.4, Г) является сдвиговым полем второго порядка (воз-

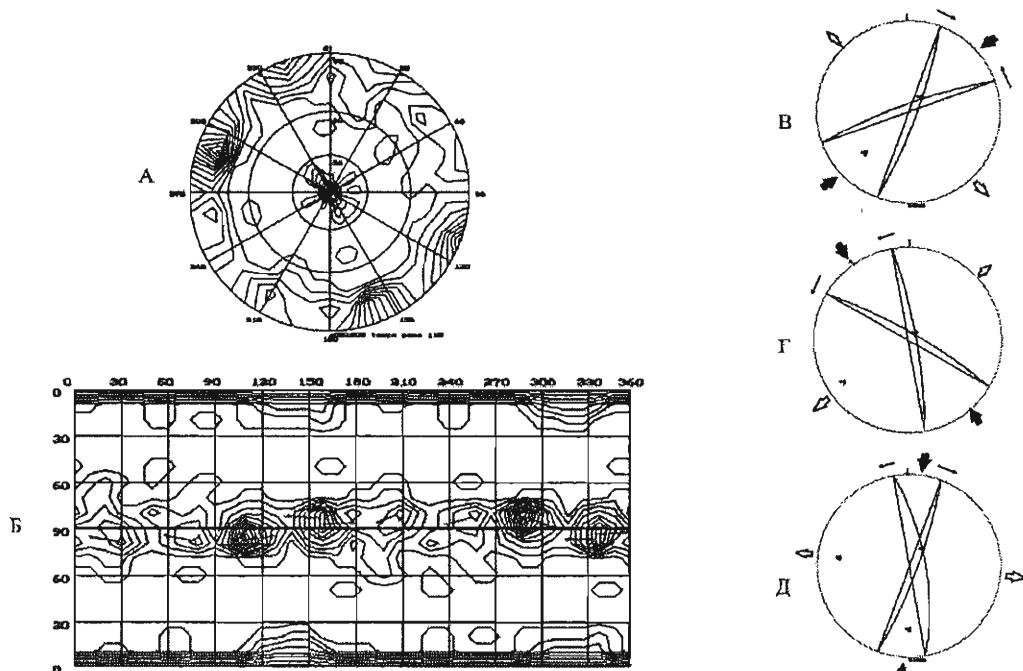
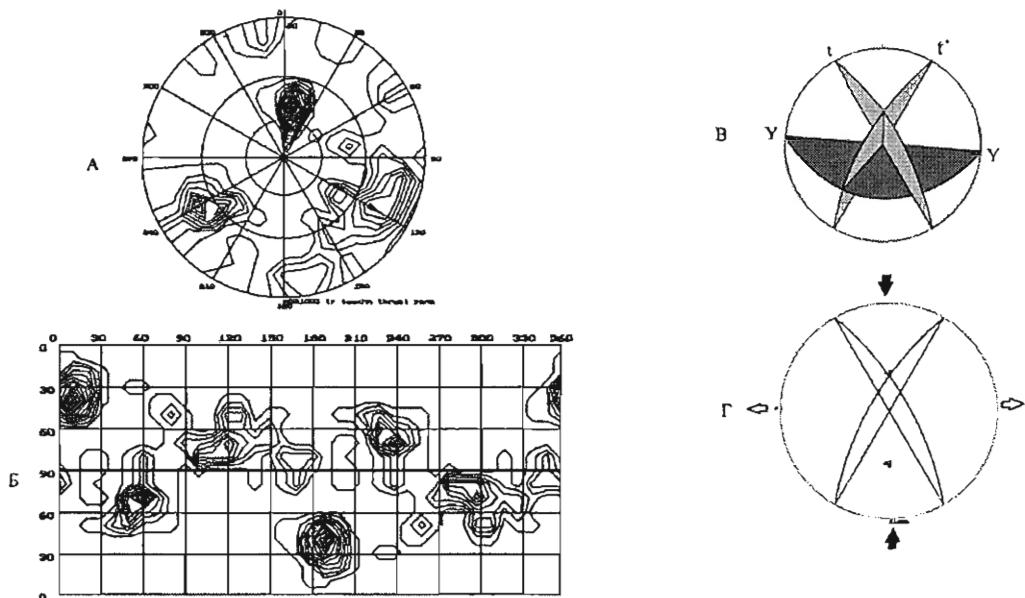


Рис. 3.3. Диаграммы массового замера трещин и результаты восстановления осей главных нормальных напряжений в т.н. 21002. Карьер трубки Таежной. 100 замеров.  
Условные обозначения см. на рис. 3.2.

никающим за счет явления переиндексации осей) по отношению к исходному полю субмеридионального сжатия, определяющего формирование надвиговой зоны.

Помимо результатов, характеризующих поля тектонических напряжений, также были отмечены определенные закономерности в изменениях формы максимумов систем трещин на диаграммах, позволяющие намечать последовательность этапов проявления деформаций. На рисунках 3.2 и 3.3 видно, что у ряда максимумов в сопряженных парах, выделенных на основе парагенетического анализа, критерии М.В. Гзовского [1975] и В.Н. Даниловича [1961], направления преимущественных разбросов полюсов трещин не всегда соответствуют правилу П.Н. Николаева [1977] для хрупких условий деформации. Либо они имеют одинаковую направленность (см. рис. 3.3, Г), либо разбросы направлены из тупого двугранного угла между плоскостями трещин – в острый (см. рис. 3.2, В, 3.3, В), что, по критерию П.Н. Николаева [1977], требует при итоговых построениях менять местами оси сжатия ( $\sigma_3$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ ), поскольку считается, что такая ситуация характеризует пластические условия деформации. Однако, по нашему мнению, это не единственный вариант объяснения наличия подобных разбросов у максимумов на диаграммах трещиноватости. Во многих случаях они имеют наложенный характер и возникают за счет разворота уже существующих систем



**Рис. 3.4.** Диаграммы массового замера трещин и результаты восстановления осей главных нормальных напряжений в т.н. 21003. Карьер трубки Таежной. 67 замеров.

Условные обозначения см. на рис. 3.2.

трещин при активизации их в новом поле напряжений [Шерман и др., 1996]. Следуя этой модели, с учетом возможности формирования и трансформации преимущественных разбросов у максимумов систем трещин, можно предположить два варианта становления и активизации разрывной сети характеризуемого участка (рис. 3.5). При этом заключительным в обоих случаях является этап субмеридионального сжатия (субширотного растяжения), характеризуемый классическим [Николаев, 1977] направлением разбросов. Наиболее вероятным представляется развитие по варианту, показанному на рисунке 3.5, Б, поскольку только в этом случае, при сравнительной схожести остальных разбросов, наблюдается наложенный разброс с обратным направлением (из тупого угла – в острый) у разрывов правостороннего сдвигового парагенезиса, т.е. можно предположить следующий порядок проявления этапов полей напряжений:

- 1) северо-восток – юго-западное сжатие – северо-запад – юго-восточное растяжение (формирование правосдвигового структурного парагенезиса разрывов в зоне Западного разлома);
- 2) северо-запад – юго-восточное сжатие – северо-восток – юго-западное растяжение (активизация правосдвигового и формирование левосдвигового структурных парагенезисов разрывов в зоне Западного разлома);
- 3) субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение (активизация существующих структурных парагенезисов разрывов и формирование надвигов субширотного простириания).

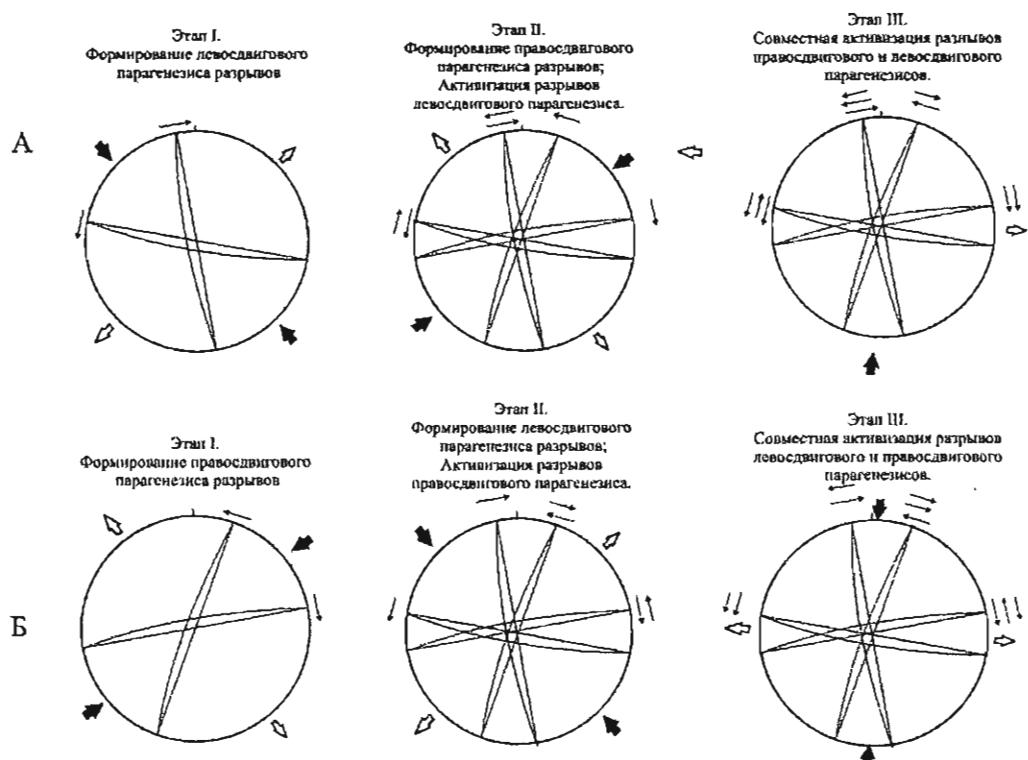
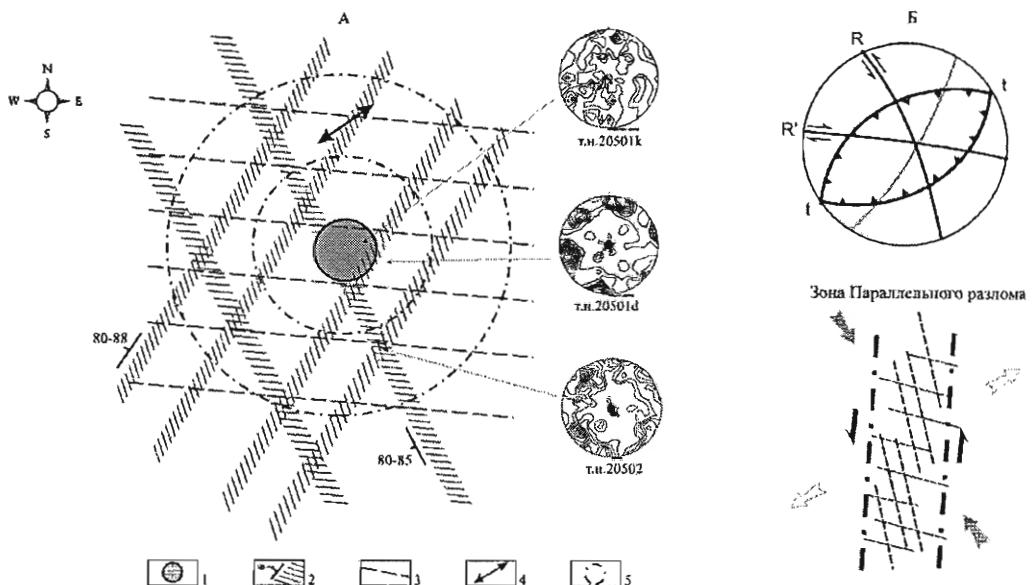


Рис. 3.5. Возможные варианты последовательности формирования и трансформации разбросов у систем трещин различных парагенезисов на разных этапах формирования и активизации внутренней структуры зоны Западного разлома на участке локализации трубы Таежной (см. пояснения в тексте).

Аналогичные результаты были получены при исследованиях участков локализации трубок Дачная и Мир, которые также приурочены к разломной зоне субмеридионального простирания (Параллельный разлом). Установлено, что разрывная сеть в их пределах также состоит из элементов двух разных парагенезисов структур, формирующихся в меридиональной сдвиговой зоне при лево- и правосдвиговых движениях соответственно (например, рис. 3.6). При этом полученные решения осей главных нормальных напряжений в точках, где были выполнены массовые замеры трещин, соответствуют трем перечисленным выше ориентировкам сдвиговых полей.

Таким образом, приведенный пример показывает, что даже в условиях дефицита информации (число точек наблюдений в каждом карьере не превышало четырех) с помощью тектонофизического анализа возможно получение принципиально новых данных о тектоническом строении участков локализации известных кимберлитовых тел. В дальнейшем полученные закономерности могут быть использованы как при создании моделей локального контроля, так и при выделе-



**Рис. 3.6.** Схема разрывных и пликативных нарушений участка трубы Дачной (А) и интерпретация наблюдаемого структурного парагенезиса (Б).

1 – кимберлитовая трубка Дачная; 2 – зоны повышенной трещиноватости и их падение; 3 – система крупных трещин; 4 – шарнир складки; 5 – горизонты карьера.

нии региональных структурных факторов, определяющих локализацию алмазоносных трубок (см. раздел 3.2).

В случае создания в изучаемом карьере полноценной сети тектонофизических наблюдений возможности анализа гораздо шире.

**Трубка Комсомольская.** Трубка Комсомольская расположена в пределах Алякит-Мархинского кимберлитового района. Известно [Харьков и др., 1998], что кимберлитовое тело состоит из двух рудных столбов, отвечающих двум фазам внедрения (рис. 3.7). В центральной части трубы развиты автолитовые брекчии второй фазы внедрения, а на флангах (дайковая часть) – порфировые кимберлиты первой фазы. Трубка прорывает осадочные породы ордовикского (олдондинская и сохсолоохская свиты) и силурийского (кыллахская свита) возраста. С поверхности трубы Комсомольская полностью перекрыта молодыми образованиями: терригенными отложениями пермь-карбона и породами трапповой формации. Основная часть разреза перекрывающих пород представлена мелко-среднекристаллическими и тонко-мелкокристаллическими долеритами. Они образуют над трубкой два пластообразных тела, различающихся по физическим свойствам и относящихся к двум петромагнитным комплексам. Общая мощность трапповых тел достигает 65 м. Одна из пластовых интрузий сечет кимберлитовое тело. Ее мощность изменяется от 20 до 50 м, непосредственно над трубкой она достаточно выдержанная и составляет 30 м. Необходимо отметить, что тектоническое

строение участка локализации трубки осложняется наличием перемещений вдоль поверхностей трапповых силлов. Об этом свидетельствует наличие отторженца рудного тела, а также “срезание” и перемещение к северо-западу части кимберлитовой дайки и вмещающих ее пород.

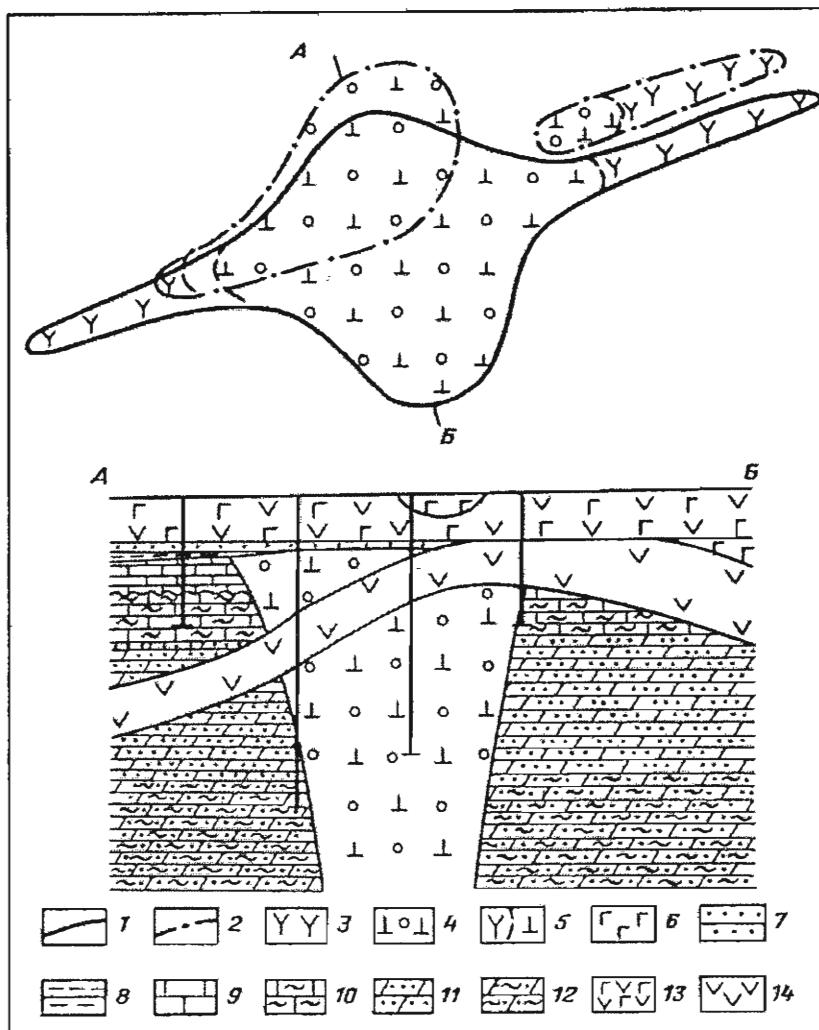


Рис. 3.7. План и разрез кимберлитовой трубки Комсомольской [Харьков и др., 1998].

1 – контур рудного тела под перекрывающими породами; 2 – контуры отторгнутых блоков трубки; 3 – порфировые кимберлиты первой фазы внедрения; 4 – автолитовые кимберлитовые брекчи вторичной фазы внедрения; 5 – границы между разновидностями кимберлитов; 6 – долеритовые туфы пермо-триаса; 7–8 – песчаники (7) и алевролиты (8) пермо-карбона; 9 – известняки нижнего силура; 10–12 – известняки глинистые (10), доломиты песчанистые (11) и песчано-глинистые (12) среднего и нижнего ордовика; 13 – базальты эфузивной фации нижнего триаса; 14 – долериты интрузивной фации пермо-триаса.

Считается, что трубка локализована в зоне разлома северо-восточного простириания [Харьков и др., 1998]. Данное предположение основано, прежде всего, на том, что ее длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении.

В уступах карьера наблюдались многочисленные разрывные нарушения, которые зачастую можно было проследить как по простирианию, так и на различных уровнях по высоте. Как указывалось выше, наибольшим развитием характеризуются субвертикальные и субгоризонтальные разрывные нарушения.

Первый шаг анализа предусматривал создание схемы разломно-блочного строения участка. Для этого были последовательно рассмотрены закономерности проявления разноранговых дизьюнктивных структур, прежде всего, схемы, отражающие расположение задокументированных выходов субвертикальных разрывных нарушений. Они позволили наметить фрагменты предполагаемых локальных разломов в виде участков линейного выстраивания и сгущения субвертикальных разрывных нарушений (рис. 3.8). Для их заверки и прослеживания на участках, где в силу разных причин отсутствуют прямые наблюдения нарушений, использовались количественные параметры трещиноватости. Наличие участков повышенной густоты трещиноватости по направлению совпадающих с зафиксированными фрагментами разрывных нарушений позволило проследить большинство из “недостающих” отрезков. Кроме того, в качестве косвенных признаков были привлечены наблюдения, характеризующие положение контактов трапповых тел и кимберлитовых даек. Предполагается, что дайки кимберлита и долеритов служат прямым признаком наличия разрывных нарушений – ослабленных зон, вдоль которых они и внедряются. Кроме того, особый интерес для выделения разломных структур представляют участки развития ступенчатых контактов трапповых силлов, а именно, их вертикальные и наклонные отрезки. Подобный тип контактов может свидетельствовать о близости субвертикальной разломной зоны.

Схема, полученная в результате суммирования перечисленных выше данных, свидетельствует о сложном разломно-блочном строении участка локализации трубки Комсомольской (рис. 3.9). Основу его составляют субвертикальные разрывные нарушения субмеридионального и субширотного направлений. Дизьюнктивы других ориентировок (северо-восточной и северо-западной) либо представлены отдельными сегментами, либо проявлены преимущественно в перекрывающих трубку отложениях. Помимо показанных на схеме субвертикальных нарушений, важную роль в блоковой делимости изученного участка играют субгоризонтальные нарушения, которые ограничивают блоки по вертикалам. Наиболее значительные субгоризонтальные нарушения отмечены на глубинах 20, 60 и 120 м от земной поверхности. В целом, наблюдалася картина (см. рис. 3.9) соответствует узлу пересечения разломных зон субширотного и субмеридионального направлений.

Помимо этого, была создана трехмерная модель, отражающая особенности распределения параметра плотности трещин ( $N$ ) (рис. 3.10). Она подчеркивает основные элементы разломно-блочевой структуры участка, поскольку параметр

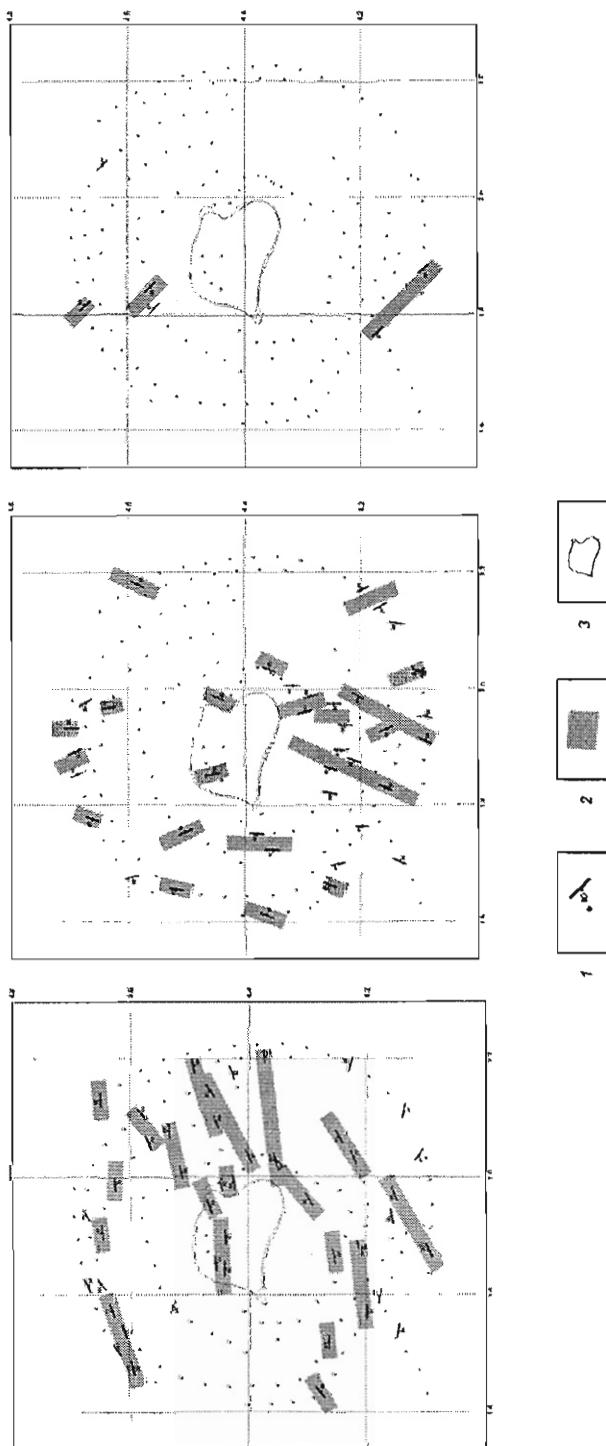


Рис. 3.8. Результаты анализа субвертикальных зон разрывных нарушений в карьере "Трубка Комсомольская".  
1 – точки структурно-геологических и тектонофизических наблюдений, 2 – фрагменты предполагаемых разломных зон (вне масштаба);  
3 – контур рудного тела (520 гор.).

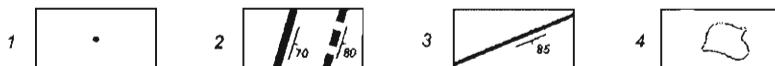
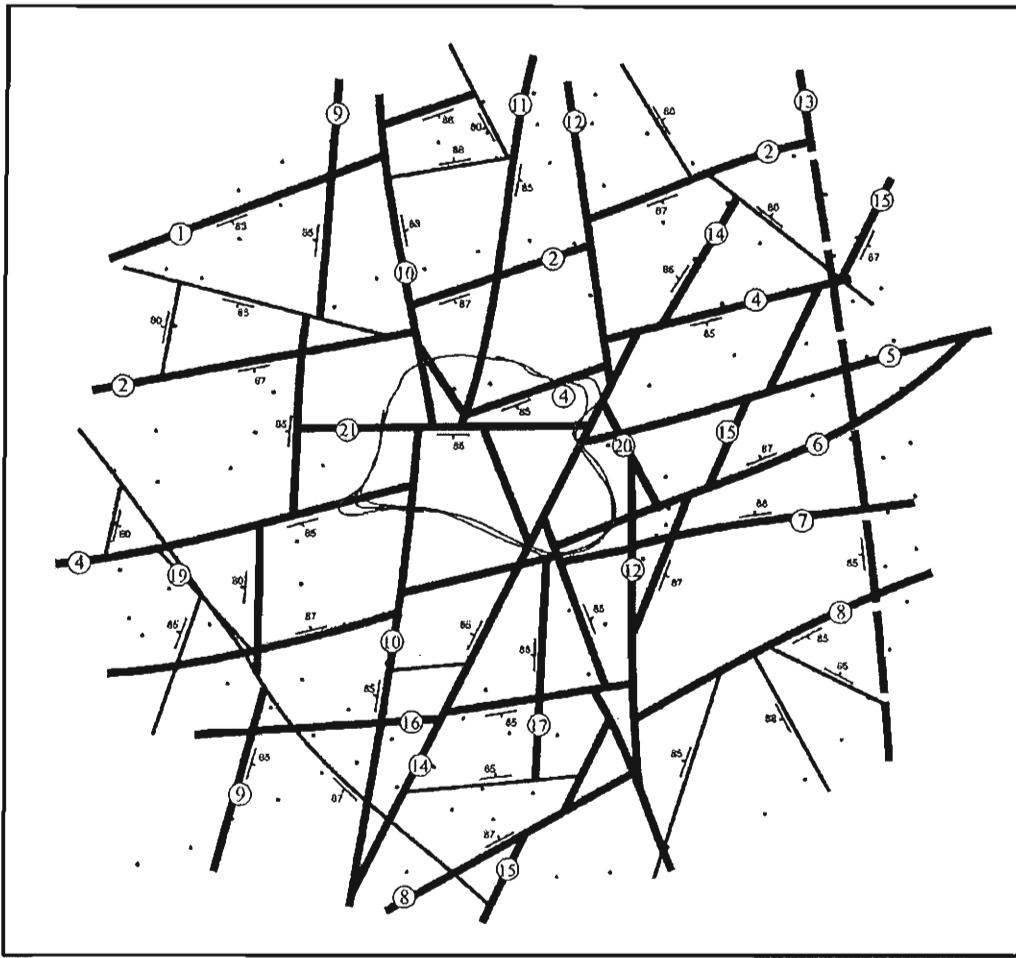
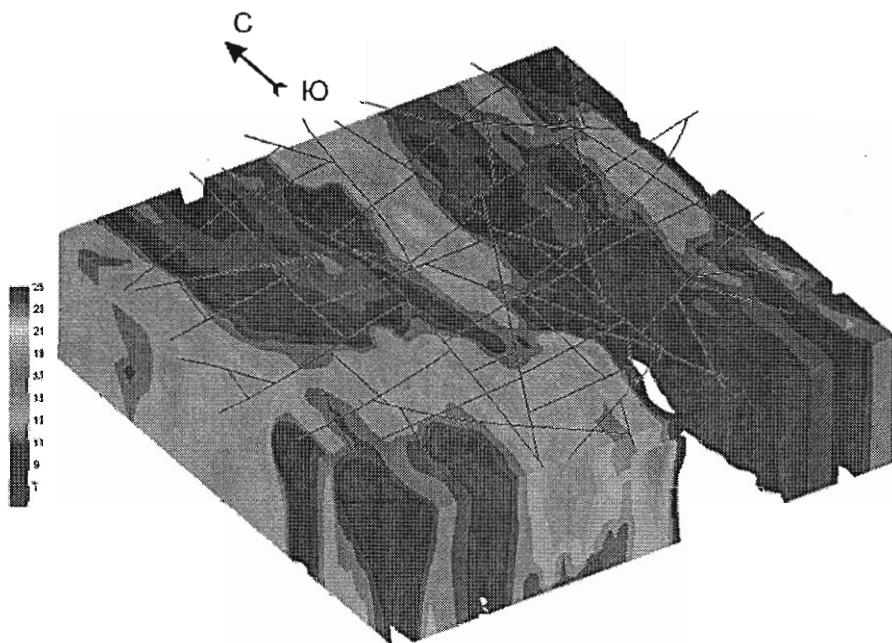


Рис. 3.9. Схема разломно-блокового строения месторождения “Трубка Комсомольская”.  
1 – точки геолого-структурных наблюдений; 2 – зоны разрывных нарушений мощностью более  
10 м, установленные (а) и предполагаемые (б) и их номера; 3 – зоны разрывных нарушений мо-  
щностью менее 10 м; 4 – контур рудного тела (по [Харьков и др., 1998]).

*N*, как известно, отражает нарушенность массива и напрямую связан с формированием разломных зон. На модели (см. рис. 3.10) наблюдается серия линейно-вытянутых максимумов различной ширины. Ряд из них напрямую соответствует отдельным разломным смесятелям, выделенным по результатам анализа разрывных нарушений и трещиноватости; другие, более широкие, максимумы отвечают узким блокам между сближенными локальными разломами. Разломы северо-западного и северо-восточного простираний отражены на модели гораздо



**Рис. 3.10.** Трехмерная модель распределения параметра плотности трещин ( $N$ ) на 1 м<sup>2</sup> в карьере месторождения “Трубка Комсомольская” (вид с юго-запада). Показано распределение изолиний, начиная с величины 10.0 тр./м<sup>2</sup>.

хуже. Это свидетельствует в пользу высказанного выше предположения, что они проявлены в пределах данного участка фрагментарно.

Сведения, касающиеся кинематики субвертикальных зон нарушений, неоднозначны. Прямые наблюдения трещин со смещениями редки и указывают на преимущественно сбросовый характер с незначительными амплитудами (от миллиметров до первых сантиметров), хотя иногда отмечаются и взбросы. На первый взгляд это свидетельствует о преобладании вертикальных движений. Однако целый ряд признаков указывает на обратное, т.е. на сдвиговый генезис разрывной сети. Прежде всего, это кулисообразное расположение крупных сколовых трещин в зонах закартированных разрывных нарушений. Следующим признаком является наличие на большинстве диаграмм массовых замеров трещин характерных структурных рисунков – поясов трещиноватости [Данилович, 1961; Гладков, Семинский, 1999], образованных максимумами, расположенными по периферии большого круга (рис. 3.11, пояс I). Кроме того, на сдвиг указывают результаты изучения локальных полей тектонических напряжений, выполненного для восьми точек наблюдения (таблица).

Сопряженные системы трещин на диаграммах были выделены с помощью известных приемов [Николаев, 1977; Данилович, 1961; Гладков, Семинский, 1999]. При этом проводился анализ формы максимумов и анализировались направления

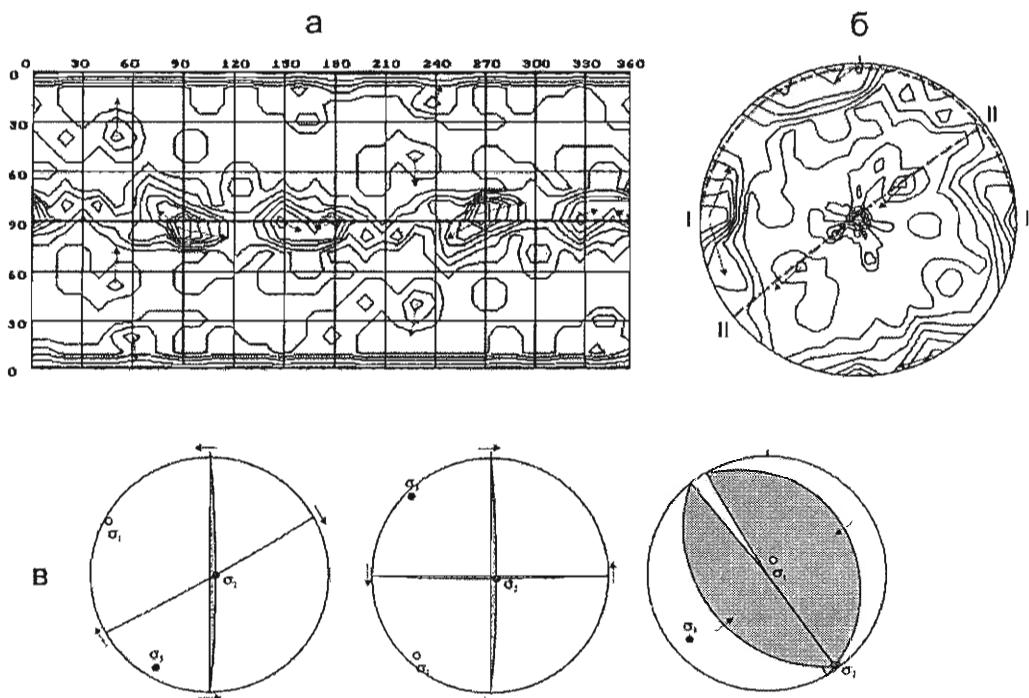


Рис. 3.11. Результаты анализа массового замера трещин в точке 1102.

а – прямоугольная диаграмма; б – круговая диаграмма; в – полученные решения положения осей главных нормальных напряжений по методу М.В. Гзовского [1975]. Стрелками показаны направления преимущественных разбросов для выбора сопряженных максимумов по методу П.Н. Николаева [1977]. Пунктиром показаны пояса трещиноватости по методу В.Н. Даниловича [1961]. Оси главных нормальных напряжений:  $\sigma_3$  – максимальное сжатие;  $\sigma_1$  – минимальное сжатие (растяжение);  $\sigma_2$  – промежуточное сжатие.

разбросов (см. рис. 3.11). Итоговые построения положения осей главных нормальных напряжений выполнялись по методу М.В. Гзовского [1975] (см. рис. 3.11, в). Полученные результаты (таблица) показывают, что наиболее часто встречаются решения, соответствующие сдвиговому полю (оси сжатия ( $\sigma_3$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ ) – субгоризонтальны, промежуточная ось ( $\sigma_2$ ) – субвертикальна). В то же время присутствуют и поля, отвечающие сбросовому ( $\sigma_1$  – субгоризонтальна, а  $\sigma_3$  и  $\sigma_2$  – субвертикальны) и взбросовому ( $\sigma_3$  – субгоризонтальна, а  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  – субвертикальны) типам.

Сводная роза-диаграмма простираций субгоризонтальных осей сжатия и растяжения для решений, представленных в таблице, свидетельствует, что формирование и активизация разрывной сети изучаемого участка происходили под влиянием как минимум трех полей тектонических напряжений сдвигового типа (рис. 3.12). Первое из них характеризовалось северо-восточной ориентировкой оси сжимающих усилий и северо-западной – оси растягивающих (см. рис. 3.12, I);

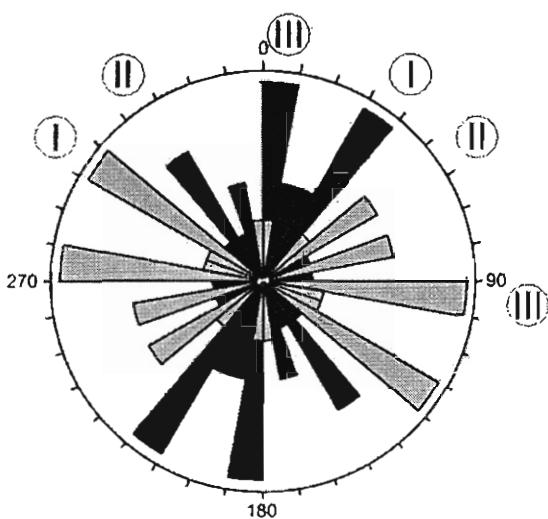
**Фактические данные и результаты реконструкции полей тектонических напряжений для участка локализации трубки Комсомольской**

№ т.н.	Возраст пород	Сопряженные системы				Угол между системами	Методы выделения сопряженных систем	Оси главных нормальных напряжений						Тип поля			
		σ <sub>1</sub>		σ <sub>2</sub>				σ <sub>1</sub>		σ <sub>2</sub>		σ <sub>3</sub>					
		аз. пад.	угол	аз. пад.	угол			аз. скл.	угол	аз. скл.	угол	аз. скл.	угол				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15			
1006	Mz	40	88	150	75	71	H <sub>n</sub>	274	15	123	73	6	8	сдвиг			
		60	60	255	50	71	H <sub>n</sub>	127	78	336	10	67	5	взброс			
		150	45	320	35	80	Д	5	84	236	4	146	5	сброс			
1011	Mz	120	85	200	80	79	H <sub>n</sub>	70	4	182	79	340	10	сдвиг			
		70	88	120	85	50	H	275	4	138	85	5	4	сдвиг			
		160	25	5	28	52	H	249	84	83	6	353	2	взброс			
1101	Mz	85	85	180	82	86*	H (H <sub>n</sub> )	43	2	145	80	312	10	сдвиг			
		140	75	215	80	73	H	358	16	162	74	267	4	сдвиг			
		280	20	85	25	45	Д	21	86	2	3	92	3	взброс			
1102	Pz	0	40	180	20	60	H+Д	180	80	90	0	0	10	взброс			
		90	85	150	88	60	H	300	2	120	88	210	0	сдвиг			
		0	88	90	85	70	Д	235	7	11	80	144	7	сдвиг			
1103	Pz	50	40	240	20	60	D+H	219	80	323	3	53	10	взброс			
		90	80	200	70	75	D+H	56	6	159	64	323	25	сдвиг			
		90	80	330	80	63	H	300	0	30	71	210	19	сдвиг			
1104	Pz	50	75	330	80	78	H <sub>n</sub>	281	4	24	73	190	16	сдвиг			
		95	50	265	40	90*	D	90	5	181	5	315	83	сброс			
		40	40	210	40	80	D	305	86	125	4	215	0	взброс			
1210	Pz-Mz	70	88	150	80	80	H	290	8	149	80	21	6	сдвиг			
		30	45	195	30	74	D	240	81	115	5	24	8	взброс			
		305	50	95	70	66	?	108	10	14	23	221	64	сброс			
		240	30	80	30	59	H	340	84	160	6	70	0	взброс			
		80	80	350	80	89*	D+H	305	4	54	79	215	11	сдвиг			
		15	25	195	55	80	D	15	75	105	0	195	15	взброс			
		30	88	120	88	90*	D+H	255	3	75	87	165	0	сдвиг			
		155	30	330	40	70	D	133	85	242	2	332	5	взброс			

При меч ани е. В графе 7 символ \* обозначает, что полученные решения неоднозначны (оси сжатия и растяжения могут меняться местами). В графе 8 буквы соответствуют следующим методам выделения сопряженных систем: H – методу Николаева; H<sub>n</sub> – методу Николаева для пластических условий; Д – методу Даниловича.

второе – северо-западным простиранием оси сжатия и северо-восточным – растяжения (рис. 3.12, II). И наконец, третье поле определяется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением (см. рис. 3.12, III). Как видим, эти выводы совпадают с результатами, полученными при изучении трубок Мало-Ботубинского района, что может свидетельствовать о единой тектонической обстановке, определявшей локализацию кимберлитовых тел на этих территориях.

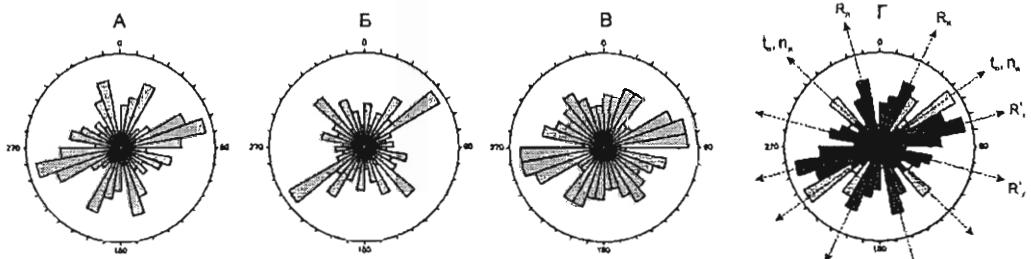
Закономерности строения трещинных сетей, определяющих структуру участка, в целом не противоречат сделанному выше выводу. Субвертикальные трещины характеризуются четырьмя основными направлениями (рис. 3.13, А): востоко-северо-восточным (60–90°), северо-северо-восточным (20–30°), северо-севе-



**Рис. 3.12.** Сводная роза-диаграмма полученных решений (таблица) для субгоризонтальных осей сжатия (черное) и растяжения (серое). Римскими цифрами обозначены поля, упоминаемые в тексте.

лись только перечисленные выше направления субвертикальных и наклонных систем трещин.

Полученную комбинированную розу-диаграмму (рис. 3.13, Г) можно интерпретировать, опираясь на известные представления о закономерностях строения парагенетических ассоциаций разрывов в зонах сдвиговых разломов [Twiss, Moores, 1992; Семинский, 2003]. Наблюдаемая совокупность разрывных струк-



**Рис. 3.13.** Розы-диаграммы простираций основных систем трещин в карьере трубы Комсомольской.

А – субвертикальные (480 замеров); Б – наклонные (148 замеров); В – субгоризонтальные (215 замеров); Г – комбинированная роза-диаграмма простираций субвертикальных (темно-серая) и наклонных (серая) систем трещин: R и R' – опережающие R и R' сколы; t – разрывы сжатия (взбросы, надвиги); p – разрывы растяжения (сбросы); подстрочные буквы л и п – означают принадлежность к лево- или правоудвиговому парагенезису в субмеридиональной зоне сдвига.

ро-западным ( $330\text{--}350^\circ$ ) и, отчасти, востоко-юго-восточным ( $100\text{--}120^\circ$ ). Наклонные имеют следующие преимущественные ориентировки (рис. 3.13, Б): северо-восточную ( $50\text{--}60^\circ$ ) и северо-западную ( $310\text{--}320^\circ$ ). Кроме того, для них, так же как и для субгоризонтальных трещин (рис. 3.13, В), наблюдаются максимумы, направления которых совпадают с таковыми, установленными для субвертикальных разрывов, или близки к ним (рис. 3.13, А). Такое совпадение направлений отвечает особенностям совместной активизации субвертикальных и субгоризонтальных дизъюнктивов, когда первые представляют собой границы, вдоль которых происходит “скучивание” вторых. Поэтому в дальнейшем анализе рассматрива-

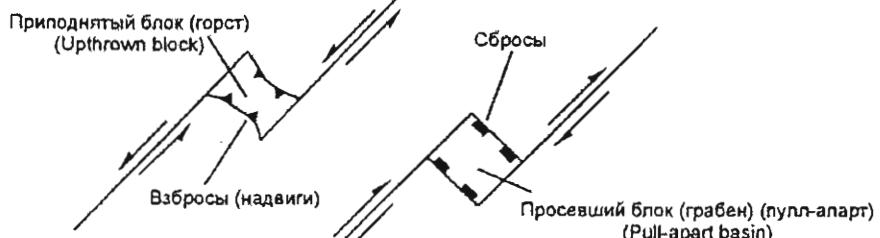
тур наиболее полно объясняется наложением двух структурных парагенезисов, образующихся на этапах право- и левосдвиговых движений в пределах взаимодействующих субмеридионального и субширотного разломов.

На рисунке 3.13, Г, представлена интерпретация для парагенезисов, возникающих в зоне субмеридионального разлома. Она позволяет предположить, что на одном из этапов (в поле напряжений, характеризующем северо-восточным направлением сжатия и северо-западным растяжения) в указанной зоне происходило развитие правосдвигового парагенезиса разрывных структур, включающего субвертикальные сдвиговые нарушения северо-северо-восточной ( $R$ -сколы), востоко-северо-восточной ( $R'$ -сколы) ориентировок, а также наклонные взбросы северо-западного ( $t$ -разрывы) и сбросы северо-восточного ( $n$ -разрывы) простираний. На другом этапе, характеризующем северо-восточным направлением сжатия и северо-западным – растяжения, происходило становление левосдвигового парагенезиса: субвертикальных сдвиговых нарушений северо-северо-западного ( $R$ -сколы) и западо-северо-западного ( $R'$ -сколы) направлений, а также наклонных взбросов северо-восточного ( $t$ -разрывы) и сбросов северо-западного ( $n$ -разрывы) простираний. При этом в сопряженной субширотной зоне на каждом из этапов формируются аналогичные по направлениям и кинематике трещины, с той лишь разницей, что опережающие  $R$ -сколы в субмеридиональной зоне являются  $R'$ -сколами в субширотной, и наоборот ( $R'$  в субмеридиональной будут  $R$ -сколами в субширотной).

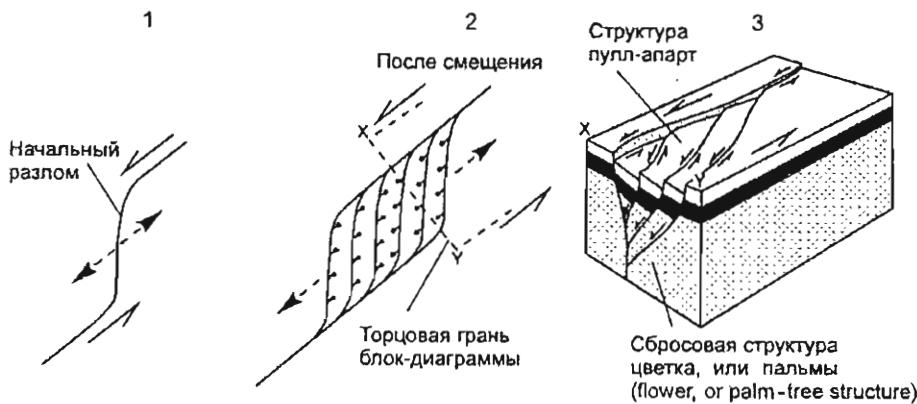
Установленные особенности строения и развития разрывной сети изученного участка позволили нам предложить геодинамическую модель формирования трубки Комсомольской. Она основана на том, что в сдвиговых зонах обстановка локального растяжения чаще всего возникает на участках взаимодействия прорастающих субпараллельных разрывов ( $R$ -сколов). В результате движений по ним (когда смещения крыльев направлены в разные стороны) возникают либо структуры пулл-апарт, либо дуплексы растяжения [Aydin, Nur, 1982; Hatcher, 1990; Twiss, Moores, 1992] (рис. 3.14). Первые из них представляют собой грабенообразные структуры проседания. В строении дуплексов проявляется сочетание деформаций сдвига и растяжения, приводящее к проседанию и вращению блоков. В этом случае в разрезе можно наблюдать так называемую сбросовую структуру “цветка”. Следует также отметить, что при формировании пулл-апарт структур и дуплексов растяжения, помимо  $R$ -сколов, значительную роль играют и разрывы других серий –  $R'$ -сколов,  $P$ - и  $n$ -разрывов, поскольку они часто являются теми границами, которые обеспечивают раскрытие пулл-апартов и дуплексов.

При разработке модели мы опирались на установленные закономерности строения и развития сети разрывных нарушений в пределах изученной площадки, а также на известные данные о преимущественной ориентировке кимберлитовой трубки Комсомольской и изменении ее параметров с глубиной. Напомним, что локализация трубки Комсомольской происходила в узле зон субширотного и субмеридионального простираний. Форма рудного тела как на поверхности, так и

А



Б



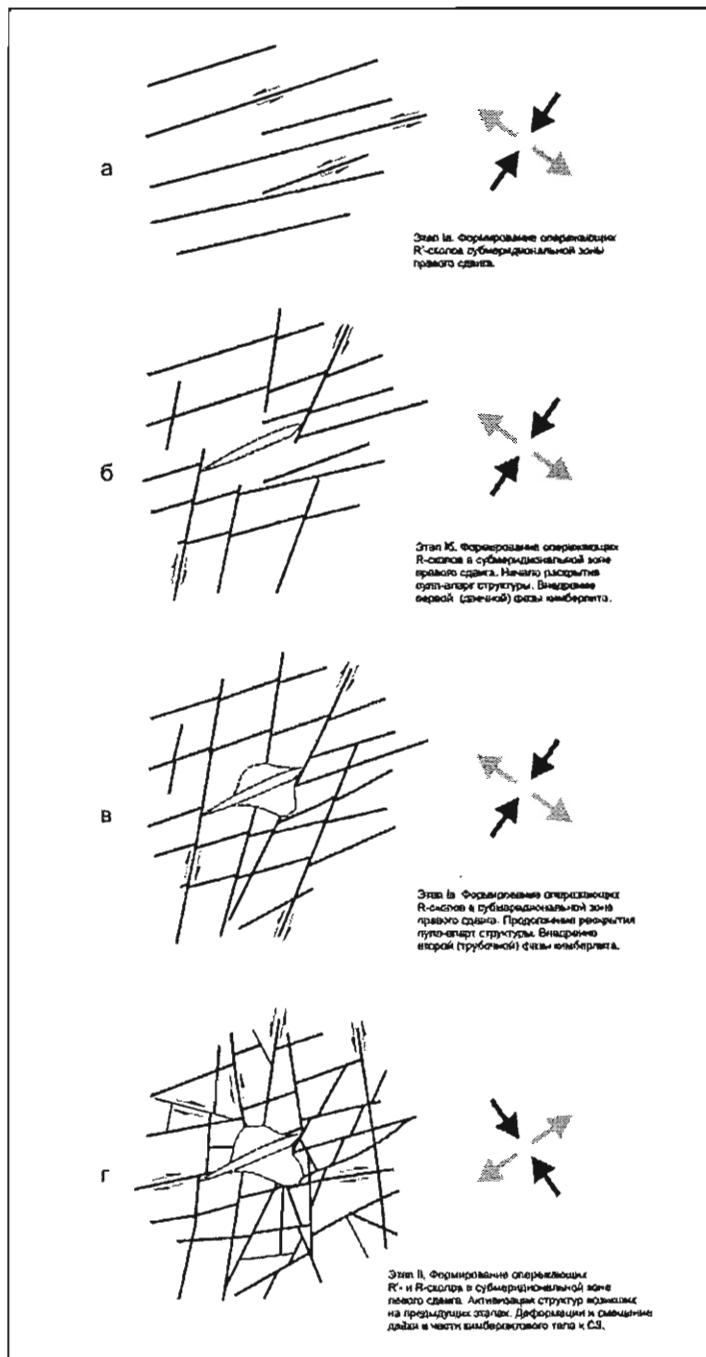
**Рис. 3.14.** А – формирование в зоне сдвига структур сжатия и растяжения [Hatcher, 1990]; Б – формирование дуплекса растяжения в зоне левого сдвига [Twiss, Moores, 1992].  
Длинные стрелки – направление главных движений по разломам; короткие стрелки – направление сдвиговых перемещений по второстепенным разломам внутри дуплекса; 1 – начальная стадия формирования левого сдвига; 2 – развитие дуплекса при продолжающемся левосдвиговом перемещении; 3 – блок-диаграмма.

на глубине характеризуется вытянутостью в северо-восточном направлении. Она соответствует блоку растяжения, который должен был формироваться между взаимодействующими субмеридиональными разрывами при правосдвиговых движениях. При этом на глубине в условиях возрастающего всестороннего давления за счет веса вышележащих пород раскрытие этого блока существенно меньше, чем в приповерхностных условиях, где резко возрастает и ширина зоны разрывных деформаций в целом. С учетом всех перечисленных выше данных предложена следующая модель формирования тектонической структуры на участке локализации трубки Комсомольской (рис. 3.15).

В начале первого этапа правосдвиговых движений (условно по зоне субмеридионального разлома) происходило становление R'-сколов востоко-северо-восточного направления (см. рис. 3.15, а). Затем R'-сколы утрачивали свою активность и начиналось формирование R-сколов: дизъюнктивов северо-северо-восточной ориентировки. На участке их взаимодействия, который приходится на отрезок восток-северо-восточного нарушения, возникла структура растяжения – пулл-апарт, в которой происходило внедрение первой (даечной) фазы кимберлитов (см. рис. 3.15, б). Продолжение прорастания R-сколовых нарушений на этом этапе приводило к дальнейшему раскрытию пулл-апарта, которое на глубине имело щелевой характер, а с приближением к земной поверхности ширина его значительно увеличивалась за счет комбинирования движений по субвертикальным и субгоризонтальным разрывным нарушениям. С этим моментом, по-видимому, связано внедрение основной массы кимберлитовой трубы (см. рис. 3.15, в). На втором этапе, при смене действующего поля напряжений на прямо противоположное, наряду с формированием нового парагенезиса (западо-северо-западные R'-сколы и северо-северо-западные R-сколы), существенную роль сыграла также активизация сформированных ранее нарушений и структур. При этом происходила смена знака движений по север-северо-восточным нарушениям (они активизируются как левые сдвиги). Поэтому структуры, сформированные на участке их взаимодействия, оказываются в обстановке сжатия (рис. 3.15, г). Это этап деформирования трубы в результате тектонической активизации вертикальных контактов кимберлитового тела и смещения части их по субгоризонтальным срывам в северо-западном направлении. Последующие этапы деформирования, связанные с действием сдвиговых полей с субширотными и субмеридиональными ориентировками осей главных нормальных напряжений (субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение, и наоборот), наиболее отчетливо должны проявляться в разрывной структуре перекрывающих толщ и трапповых тел. Во вмещающих трубку отложениях они, скорее всего, вызывали активизацию уже существующей дизъюнктивной сети и, в меньшей степени, формирование субвертикальных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений.

Последнее предположение подтверждается результатами анализа ориентировок разрывных нарушений и тектонической трещиноватости в разновозрастных (вмещающих и перекрывающих кимберлитовые тела) отложениях (рис. 3.16). На полученных диаграммах видно, что во вмещающих породах палеозойского возраста (см. рис. 3.16, а, в) превалируют разрывы, характеризующиеся субширотной и субмеридиональной ориентировкой. В перекрывающих же отложениях и трапповых силлах (см. рис. 3.16, б, г) большая часть максимумов соответствует разрывам северо-восточного и северо-западного направлений, которые представляют собой сопряженные сколы для сдвигового поля третьего типа (см. рис. 3.12).

Наблюдаемые различия строения разрывных сетей в разновозрастных отложениях приповерхностной части платформенного чехла находят объяснение с позиций теории разрывообразования. На рисунке 3.17 приведена последовательность



**Рис. 3.15.** Модельная схема этапности развития разрывных нарушений и внедрения трубки Комсомольской на изученном участке (см. обсуждение в тексте). Стрелками показаны направления осей сжатия (черные) и растяжения (серые).

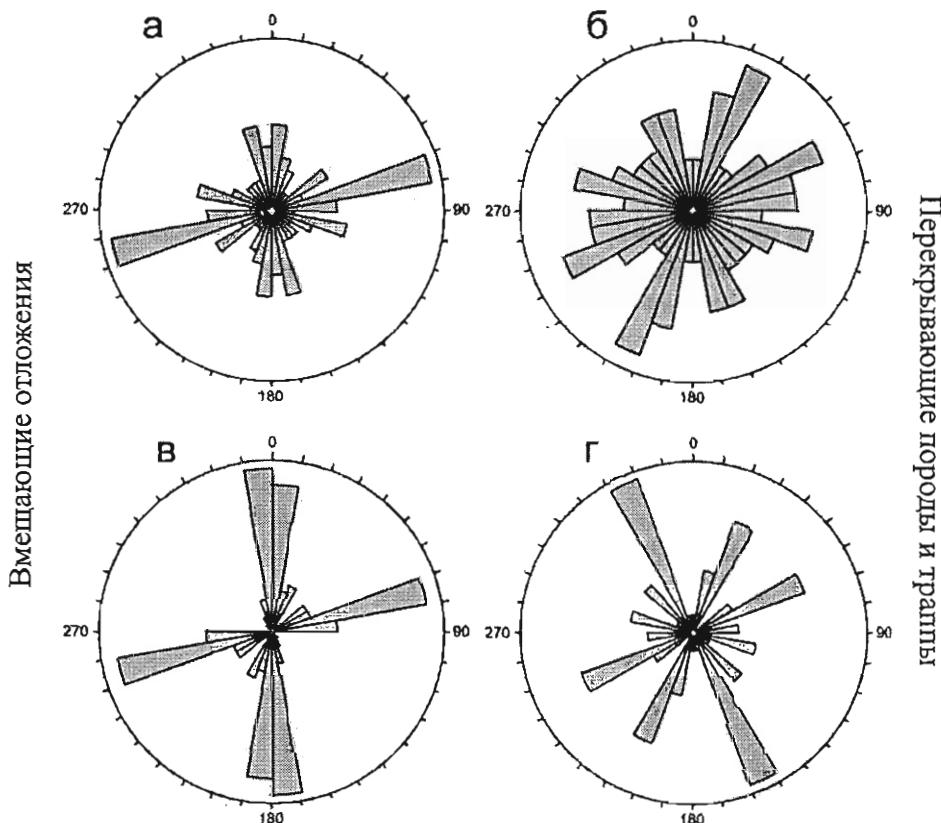


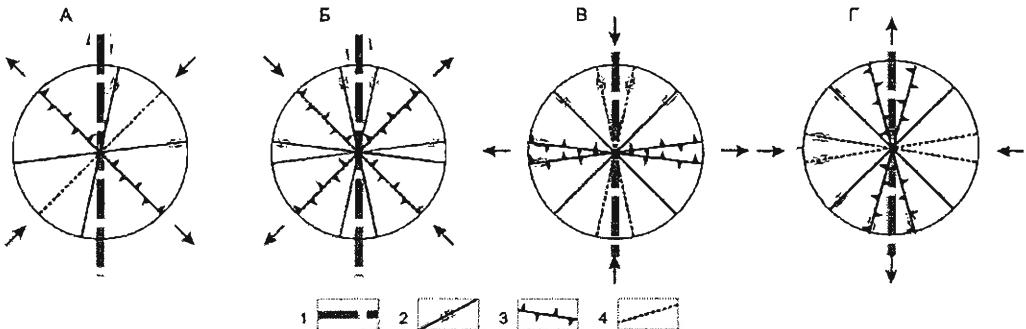
Рис. 3.16. Розы-диаграммы направлений субвертикальных разрывов в карьере Комсомольском: слева – трещины (а) и разрывные нарушения (в) во вмещающих трубку отложениях; справа – трещины (б) и разрывные нарушения (г) в перекрывающих породах и трапповых телах.

формирования и активизации возможных направлений разрывных нарушений в зоне субмеридионального разлома под воздействием четырех типов сдвиговых полей напряжений, сменяющихся во времени. Ориентировки осей главных нормальных напряжений первых трех приведены на рисунке 3.12. Указания на наличие четвертого поля (субширотное сжатие – субмеридиональное растяжение) были получены при изучении карьера Юбилейный и проведении площадных исследований. При этом предполагается, что на протяжении первых двух этапов разрывообразование протекает во вмещающих трубку породах верхнего–среднего палеозоя. Затем в разрез “добавляются” и подвергаются деформированию породы верхнего палеозоя и мезозоя.

Типы, а также особенности формирования и активизации парагенезисов разрывных нарушений, возникающих при сдвиговых движениях по магистральному сместителю на первых двух этапах, рассмотрены на рисунках 3.13 и 3.15. Пов-

торим, что кроме сдвиговых разрывов субширотного и субмеридионального направлений ( $R$ - и  $R'$ -сколы разных этапов) данные парагенезисы включают сбросы ( $p$ -разрывы) и взбросы ( $t$ -разрывы), занимающие попеременно северо-западное и северо-восточное направление (см. рис. 3.17, А, Б). На протяжении последующих двух этапов разломный сместитель оказывается расположенным практически перпендикулярно по отношению к одной из действующих осей главных нормальных напряжений (см. рис. 3.17, В, Г). В этих условиях по нему происходят незначительные знакопеременные вертикальные смещения, которые транслируются в виде блоковых движений в верхние слои чехла. В то же время при формировании разрывной сети в породах, образовавшихся в позднем палеозое и мезозое, значительную (и, возможно, определяющую) роль играет активизация разрывных нарушений в среднепалеозойских отложениях.

Существующие там дизьюнктивы субширотной и субмеридиональной ориентировок попеременно оказываются в обстановке преимущественного сжатия и растяжения (с незначительной сдвиговой составляющей), что приводит к их “запиранию” и образованию малоамплитудных сбросовых и взбросовых структур, осложненных складками (например, см. фиг. 13, вклейка). В свою очередь, нарушения северо-восточного и северо-западного направлений оказываются в условиях преимущественно сдвиговых деформаций (см. рис. 3.17, В, Г). Все перечисленные движения по дизьюнктивам в среднепалеозойских отложениях вызывают формирование в перекрывающих толщах позднего палеозоя и мезозоя (включая и трапповые силы) разрывной сети в соответствии с закономерностями, изложенными в главе 1. То есть каждый активизированный разрыв в кимберлитовмещающих породах может рассматриваться (но уже на более низком масштабном уровне) как разломный сместитель, смещения по которому вызывают образование в перекрывающих слоях зоны разрывных дислокаций второго (по отношению к инициирующему нарушению) порядка. Строение и ориентировка



**Рис. 3.17.** Возможные направления разрывных нарушений в верхней части платформенного чехла и их кинематический тип на различных этапах становления и активизации разрывной сети в зоне субмеридионального разлома.

1 – положение сместителя разлома в фундаменте и нижних горизонтах чехла; 2–4 – разрывные нарушения сдвиговой (2), взбросовой (3) и сбросовой (4) кинематики.

возникающих в такой зоне разрывных парагенезисов зависят от кинематического типа сместителя, а ширина зоны – от его масштабных характеристик (прежде всего длины) и скоростей перемещений [Шерман и др., 1983, 1991].

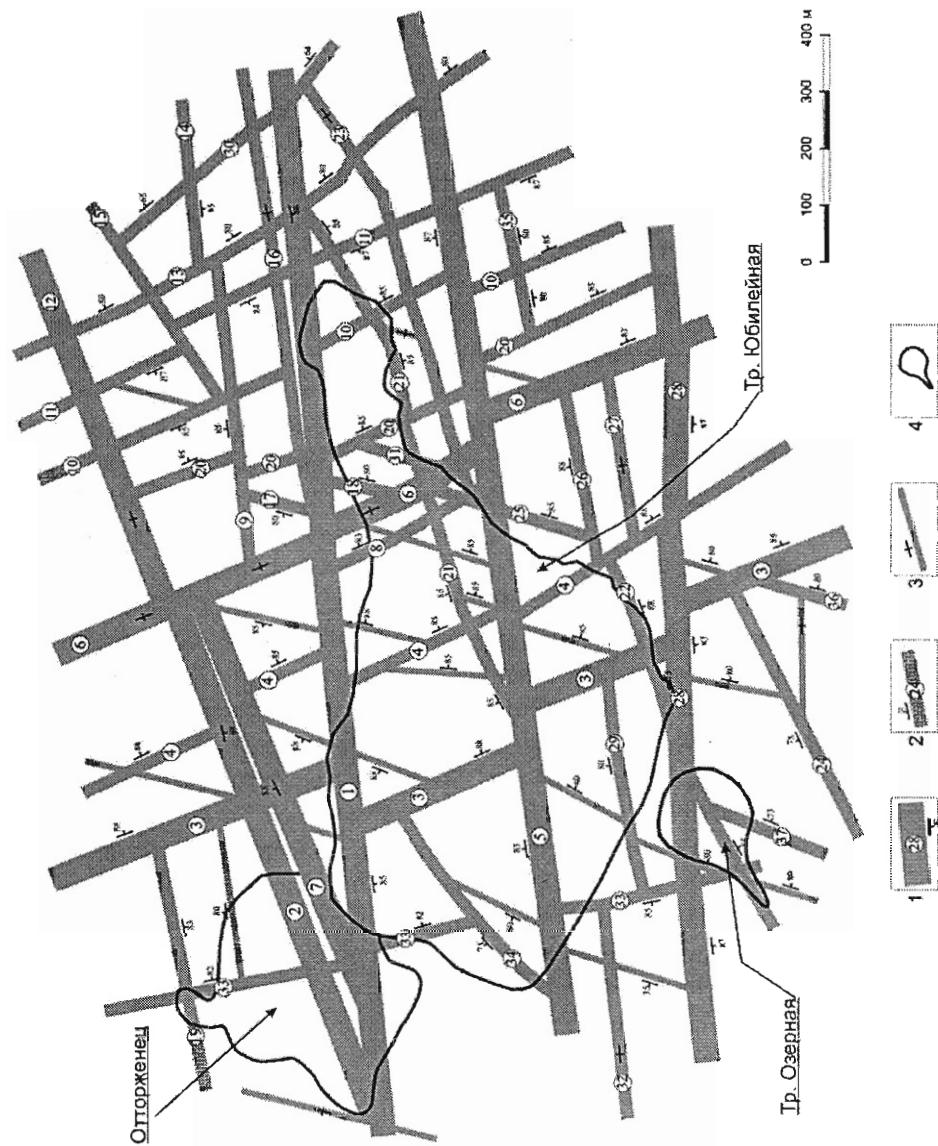
В результате, в чехле позднепалеозойских и мезозойских пород, а также трапповых телах наблюдается сложная картина наложения всех перечисленных выше направлений дизъюнктивов, для которых характерна различная кинематика смещений. При этом главенствующую роль в них играют северо-восточные и северо-западные нарушения. Однако через них отчетливо “просвечивают” разломные зоны субширотной и субмеридиональной ориентировок, что позволяет уверенно их картировать на площадях, перекрытых чехлом верхнепалеозойских отложений и трапповыми силлами. Более того, как показал опыт дальнейшего изучения, разрывная сеть и тектоническая трещиноватость верхних слоев платформенного чехла во многом “наследуют” информацию (угловые соотношения между системами, направления разбросов у максимумов трещиноватости и пр.), позволяющую расшифровывать строение разломных зон на уровне кимберлитовмещающих отложений, а также восстанавливать поля тектонических напряжений. Данная особенность имеет ключевое значение для анализа разрывной тектоники закрытых территорий, большая часть которых экранирована траппами.

Таким образом, приведенные выше данные не подтверждают тектонический контроль трубки Комсомольской разломом северо-восточного простирания. Все указывает на приуроченность ее к узлу разломов меридионального и широтного направлений.

Похожие результаты были получены для трубки Юбилейной, которую ранее также связывали с разломом северо-восточной ориентировки [Харьков и др., 1998]. Тектоническая схема участка ее локализации, составленная на основании наблюдений более чем в 500 точках, выполненных за период 2003–2006 гг. (рис. 3.18), позволяет предположить, что трубка Юбилейная локализована в субширотной разломной зоне, фрагмент которой вскрывается карьером.

Сводная роза-диаграмма простираций субгоризонтальных осей сжатия и растяжения (решения получены в 17 точках наблюдений) показывает, что формирование и активизация разрывной сети участка происходили под влиянием как минимум четырех полей тектонических напряжений преимущественно сдвигового типа (рис. 3.19). Первое из них (I) характеризовалось северо-восточной ориентировкой оси сжимающих усилий и северо-западной – оси растягивающих; второе (II) – северо-западным простиранием оси сжатия и северо-восточным – растяжения. Для третьего (III) отмечается субширотное сжатие и субмеридиональное растяжение. И наконец, четвертое поле (IV) определяется субмеридиональным сжатием и субширотным растяжением.

На сдвиговую кинематику указывают также особенности строения субвертикальных зон разрывных нарушений, такие, как кулисообразное расположение составляющих их крупных сколов. При этом для многих зон отмечалось наложение кулис разных направлений (рис. 3.20), свидетельствующее о том, что



**Рис. 3.18.** Схема разломно-блочного строения участка локализации кимберлитовой трубы Юбилейной.  
1–3 – субвертикальные разрывные нарушения, их номера и элементы залегания; 1 – мощностью более 20 м; 2 – мощностью от 10 до 20 м;  
3 – мощностью менее 10 м; 4 – кимберлитовые тела.

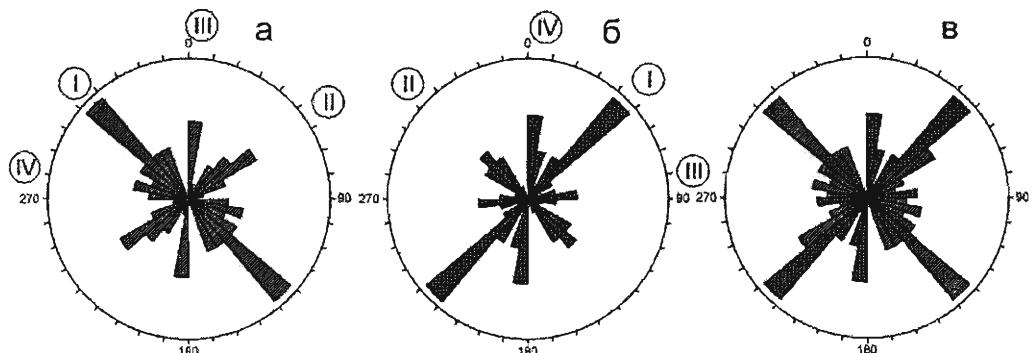


Рис. 3.19. Розы-диаграммы для ориентировок: а – осей растяжения; б – сжатия; в – сжатия и растяжения по решениям, полученным в карьере Юбилейном (17 точек массовых замеров).

Римскими цифрами обозначены поля, упоминаемые в тексте.

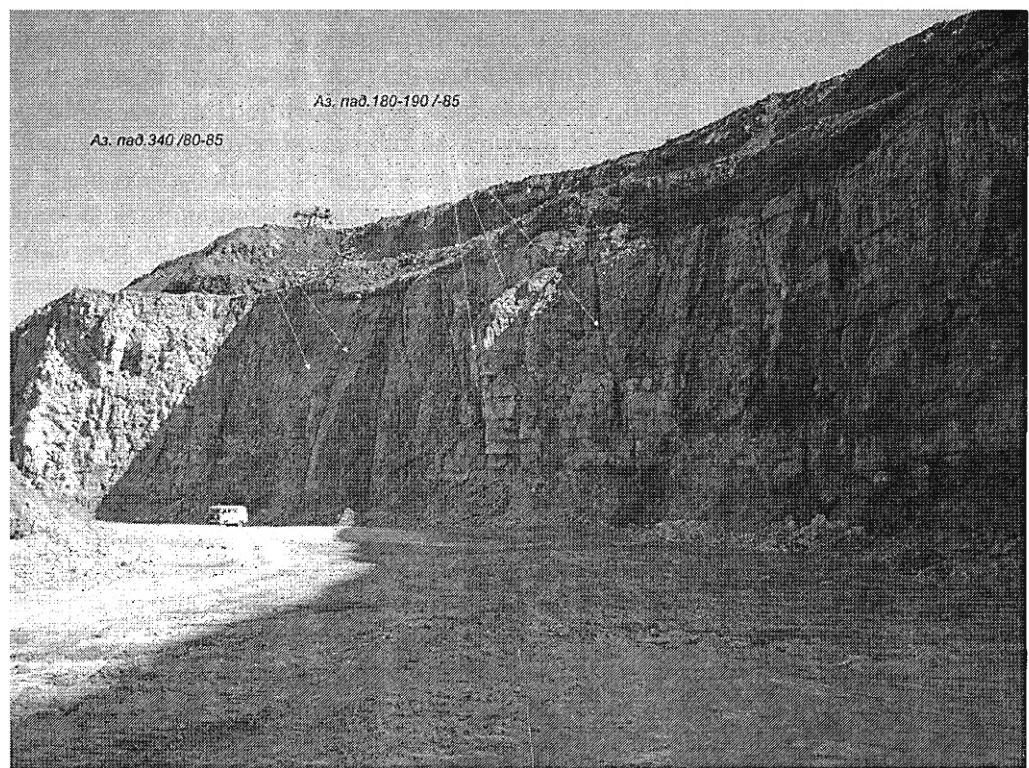


Рис. 3.20. Зона повышенной трещиноватости (южный борт карьера Юбилейного, т.н. ю2411) субширотного направления. Наложение R-сколов левосдвигового (аз. пад.  $340 \angle 80-85^\circ$ ) и правосдвигового (аз. пад.  $180-190 \angle 85^\circ$ ) парагенезисов.

их формирование происходило в течение нескольких этапов, знаменовавшихся сменой знака движения. Кроме того, сложный, многоэтапный характер развития разрывной сети в целом подчеркивают многочисленные признаки активизации субвертикальных и субгоризонтальных разрывов. В частности, на продолжениях линий разрывных нарушений (закартированных во вмещающих породах) в кимберлитах часто наблюдается дробление и повышенная трещиноватость, а также многочисленные зеркала и штрихи скольжения на плоскостях трещин. Подобные следы активизации наблюдались для северо-северо-западных (например, № 19 и 20 на рис. 3.18), востоко-северо-восточных (№ 21, 23) и северо-северо-восточных (№ 18) нарушений.

По итогам тектонофизического анализа была предложена геодинамическая модель формирования кимберлитовой трубы Юбилейной (рис. 3.21). Предполагается, что в начальный период первого этапа (левосдвиговых движений по зоне субширотного разлома) происходило становление R'-сколов северо-северо-восточного направления (см. рис. 3.21, а). В дальнейшем R'-сколы утрачивали свою активность и начиналось формирование R-сколов: дизъюнктивов восточно-северо-восточной ориентировки. Участок их сближения, в пределах которого уже существовала серия нарушений северо-северо-восточного направления, оказался благоприятным для формирования структуры типа пулл-апарт, где и происходило внедрение первой (даечной) фазы кимберлитов (см. рис. 3.21, б). Последующее развитие R-сколовых нарушений приводило к дальнейшему раскрытию пулл-апарта, который приобрел вид структуры “цветка растяжения”. С этим моментом, по-видимому, связано внедрение основной массы кимберлитов и формирование раструба трубы (см. рис. 3.21, в). На втором этапе (см. рис. 3.21, г) произошла смена поля напряжений на прямо противоположное, результатом действия которого, с одной стороны, стала активизация сформированных ранее разрывных структур, а с другой – формирование элементов нового парагенезиса (северо-северо-западные R'-сколы и западо-северо-западные R-сколы). При этом наблюдалась смена знака движений по востоко-северо-восточным и северо-северо-восточным нарушениям (первые активизировались как правые, а вторые – как левые сдвиги). В результате структуры, сформированные на участке их взаимодействия, оказывались в обстановке сжатия (см. рис. 3.21, г). На месте структуры типа пулл-апарт развился дуплекс сжатия, характеризующийся выжиманием материала и развитием надвиговых структур. С моментом смены поля напряжений и началом развития структур сжатия могли быть связаны заключительные фазы внедрения кимберлитов за счет выдавливания расплава из более глубоких горизонтов. Это в совокупности с широким развитием межслоевых смещений и явлений надвигания (или поддвигания) привело к дальнейшему увеличению размеров трубы, особенно в верхней, приповерхностной, части, и придало ей “расслоенный” вид. С этим же моментом, по-видимому, следует связывать и формирование отторженца за счет смещения пластины кимберлитов из центральной части трубы по надвигу в северо-западном направлении.

Таким образом, результаты использования тектонофизического подхода к анализу разрывной тектоники изученных участков показывают, что, вопреки широко распространенным представлениям о приуроченности кимберлитовых тел Алакит-Мархинского района к разломам северо-восточного простираия, основными кимберлитоконтролирующими структурами на локальном уровне являются разломные зоны субширотного и субмеридионального направлений, а также их узлы. Исходя из принципа самоподобия структуры геологических (и тектонических в том числе) объектов на различных масштабных уровнях, можно предположить, что и в региональном плане контроль размещения кимберлитовых кустов и собственно Алакит-Мархинского района, возможно, связан с региональными и глобальными разломами ортогональной ориентировки.

В целом, выполненные тектонофизические и геолого-структурные исследования эталонных объектов в Мало-Ботубинском, Накынском и Алакит-Мархинском алмазоносных районах позволяют по-новому взглянуть на проблему структурного контроля кимберлитовых тел на уровне платформенного чехла. Установлено, что строение разрывной сети на участках локализации кимберлитовых тел подчиняется единым закономерностям, не зависящим от того, в каком рудном поле (районе) они расположены. Для большинства изученных объектов (карьеры трубок Таежной, Дачной, Айхал, Юбилейной, Комсомольской и Нюрбинской) зафиксировано наличие не менее четырех направлений разрывных нарушений, формирование которых происходило в результате проявления как минимум трех полей тектонических напряжений сдвигового типа (оси сжатия и растяжения

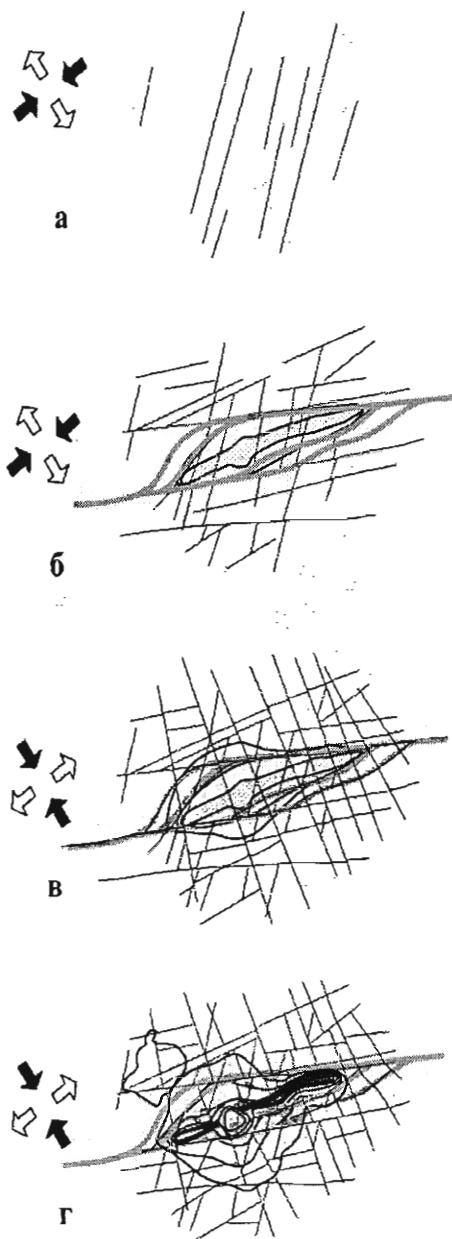


Рис. 3.21. Модельная схема этапности развития разрывных нарушений и внедрения трубки Юбилейной на изученном участке (см. обсуждение в тексте). Стрелками показаны направления осей сжатия (черные) и растяжения (белые).

– субгоризонтальны, промежуточная – субвертикальна), причем определяющими для внедрения кимберлитов являются два из них, которые характеризуются одинаковыми по направлению, но разными по величине осями главных нормальных напряжений. Для одного из них ось сжатия имеет северо-восточную, а ось растяжения – северо-западную ориентировку; для другого – оси меняются местами (сжатие – северо-западное, растяжение – северо-восточное). Разработаны геодинамические модели, которые показывают, что внедрение кимберлитовых тел приурочено к участкам проявления пулл-апарт структур и структур раскрытия в разломных узлах.

Основные выводы, полученные при изучении участков локализации кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского и Мало-Ботубинского районов, могут быть сформулированы следующим образом:

1. Размещение алмазоносных трубок изученных районов контролируется зонами сдвиговых разломов субширотного и субмеридионального направлений, а также узлами их пересечения. Последние из них имеют определяющее значение в локализации кимберлитовых тел.

2. Внутренняя структура указанных разломных зон сформировалась в результате как минимум двух этапов знакопеременных сдвиговых движений.

3. Установлена последовательность проявления региональных полей тектонических напряжений сдвигового типа, которые определили становление структурных парагенезисов разрывов в разломной зоне и внедрение в них кимберлитового расплава.

4. Разработаны структурные модели, связывающие формирование кимберлитовых трубок района с последовательным развитием в сдвиговых зонах и/или узлах их пересечения локальных структур растяжения.

5. Разрывные сети в перекрывающих трубы отложениях и трапповых телах наследуют основные элементы структурного плана среднепалеозойского этажа, что позволяет с помощью полевых тектонофизических методов обнаруживать и картировать кимберлитовмещающие структуры на земной поверхности.

### **3.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФАКТОРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ**

При региональных построениях у большинства исследователей возникают трудности, связанные со сбором необходимой геолого-структурной и тектонофизической информации из-за закрытого характера платформенных территорий. Именно поэтому большая часть исследований, посвященных региональным факторам прогноза, выполнялась (и продолжает выполняться) на базе геофизических данных и по результатам структурного дешифрирования. Подобный добровольный отказ от использования методов прямого изучения дизъюнктивных и пликативных структур существенно снижает качество и значимость получаемых

результатов. На наш взгляд, эта проблема имеет скорее психологическую подоплеку, поскольку многие исследователи и геологи-производственники в данном случае следуют двум выработанным стереотипам. Первый из них – устоявшееся мнение, что недостаток (или вообще отсутствие) в алмазоносных районах Сибирской платформы коренных выходов делает невозможным получение структурной информации в нужном объеме. Второй – если таковые выходы и имеются, то в большинстве из них обнажаются породы, перекрывающие кимберлитовмещающие отложения (позднего палеозоя и мезозоя), а также трапповые тела, в которых проявлена своя трещиноватость.

Что касается трещиноватости в перекрывающих толщах, то результаты детальных исследований в карьерах известных трубок (и, в частности, трубы Комсомольской) показали, что она позволяет расшифровывать структуру более глубоких горизонтов (см. главу 3.1). Несколько сложнее с условиями обнаженности, по которым платформенные территории значительно уступают активным регионам. Однако это не означает невозможность проведения структурных работ, а лишь усложняет процесс сбора информации за счет необходимости расширенного поиска обнажений, а также более тщательного подхода к их изучению. При этом необходимо обследовать любые доступные формы выходов коренных пород на земную поверхность, часто малозаметные или, на первый взгляд, неинформативные.

Опыт проведения структурных работ в пределах Мало-Ботубинского и Алакит-Мархинского алмазоносных районов показал следующие особенности расположения и проявления коренных выходов. Скальные выходы встречаются преимущественно по бортам долин (фиг. 15, 16, вклейка). Кроме того, в русло-вых частях рек отмечаются участки коренных пород, доступные для наблюдений лишь при низких уровнях воды и потому часто пропускаемые (фиг. 17, 18, вклейка). На водораздельных частях встречаются развалы траппов, которые, как правило, остаются вне поля зрения геологов-структурщиков. В то же время среди них отмечаются как небольшие останцы (фиг. 19, вклейка), так и участки, в пределах которых разрушенные породы во многом сохраняют закономерности проявления тектонической трещиноватости и разрывных нарушений, характерных для коренных пород. В первом случае возможно проведение полного комплекса наблюдений (по схеме, изложенной в главе 2) даже при незначительных размерах останца. Во втором случае (фиг. 20, вклейка) очевидно, что трещины сохраняют простиранье, но углы их падения изменяются на незначительные величины ( $5-15^\circ$ ). Измерения, выполненные в таких условиях, непригодны для ряда тектонофизических методов. Однако их с успехом можно использовать для построения роз-диаграмм, определения параметров густоты и плотности трещиноватости и, самое главное, для анализа тройственных парагенезисов, при котором, как указывалось выше, разбраковка троек-систем проводится с окном  $20-25^\circ$ .

Другим немаловажным ресурсом для сбора данных при проведении региональных (площадных) работ в пределах территорий, прилегающих к горнодо-

бывающим предприятиям, а также городам и поселкам, являются техногенные обнажения. В нашем случае, помимо природных обнажений, изучению подвергались также все техногенные выработки в окрестностях г. Мирный и п. Айхал: карьеры по добыче песчаников (фиг. 21, вклейка), известняков (фиг. 22, вклейка) и диабазов (фиг. 23, вклейка), технологические канавы (фиг. 24, вклейка) и зачистки (фиг. 25, вклейка), а также подрезки вдоль дорожного полотна.

В целях повышения эффективности полевых работ, на предварительном этапе обязательно должен производиться сбор необходимой информации для планирования ходов маршрутов по участкам, где имеется наибольшая вероятность (или точные указания) на наличие коренных выходов. Это, прежде всего, разномасштабные карты фактического материала, составленные по результатам поисковых и съемочных работ экспедиций АК “АЛРОСА”, где отмечены точки в коренных породах и элювиальных развалих; кроме того, топографические планы с указанием местоположений крупных техногенных обнажений (карьеры, обводные каналы и пр.) и, наконец, проведение опроса местных жителей на предмет получения информации о местах расположения мелких техногенных выработок (а возможно, и природных выходов), которые не обозначены на картах. В самом общем случае, при отсутствии каких-либо данных, наиболее благоприятными для обнаружения и изучения коренных выходов следует считать долины крупных рек.

Практика показала, что следование этим правилам при проведении полевых исследований позволяет организовать достаточную (правда, во многих случаях весьма нерегулярную) сеть точек на любой по степени обнаженности территории, что дает возможность успешно проводить изучение региональных разломов с помощью современных тектонофизических методов сбора и обработки полевой информации. Иллюстрацией данного положения могут служить результаты площадных исследований в Мало-Ботуобинском и Алакит-Мархинском районах.

### 3.2.1. МАЛО-БОТУОБИНСКИЙ РАЙОН

Известно, что основным элементом разломной структуры Мало-Ботуобинского района является Вилюйско-Мархинская зона разломов. В фундаменте платформы она состоит из серии субпараллельных, сближенных в пространстве разрывных нарушений субмеридионального направления, которые уверенно картируются сейсморазведкой по горизонту КВ. В потенциальных полях нарушения имеют вид линейных положительных аномалий различной интенсивности (рис. 3.22). Региональные разломы фундамента проявляются и в фанерозойском платформенном чехле как линейные зоны шириной до 2.5–3.0 км с густой сетью локальных разрывов. Внутреннее строение этих зон изучено недостаточно, несмотря на то, что именно в них размещены все обнаруженные к настоящему времени алмазоносные кимберлитовые тела. Региональные разломы других направлений проявлены в геофизических полях и рельефе менее отчетливо, фрагментарно, и

это приводит к разным вариантам интерпретации их значимости для контроля кимберлитовых тел. Одни исследователи считают, что существенную роль в контроле кимберлитовых тел играют разломы северо-западной ориентировки [Молчанов, Саврасов, 1985], тогда как другие приписывают такие контролирующие функции узлам пересечений северо-восточных и субмеридиональных разломов [Борис, Францессон, 1992].

Первым шагом в наших исследованиях, согласно принципам тектонофизического анализа, стало создание сети точек наблюдения. Основными объектами изучения служили наиболее достоверно установленные по геофизическим данным разломы Вилуйско-Мархинской зоны: Западный, Параллельный, Центральный и Восточный (см. рис. 3.22). Были выполнены площадные исследования на площади Мирнинского кимберлитового поля, а также маршрут по р. Малая Ботубия от п. Алмазный до п. Светлый. Всего в процессе работ создано 68 точек тектонофизических наблюдений (рис. 3.23) в отложениях палеозоя и мезозоя, в пределах которых охарактеризовано, в общей сложности, более 5000 тектонических трещин и разноранговых разрывных нарушений.

Данные, собранные в процессе проведенных работ, свидетельствуют о том, что стиль деформаций, установленный для эталонных участков (т.е. сочетание и взаимодействие субвертикальных и субгоризонтальных разрывных нарушений), характерен и для всей площади в целом. Субвертикальные разрывные нарушения проявлены в породах как палеозоя (см. фиг. 17, вклейка), так и мезозоя (см. фиг. 21, вклейка). Чаще всего для них фиксируются малоамплитудные (первые сантиметры – первые десятки сантиметров) вертикальные смещения – преимущественно сбросового, реже взбросового типа. Они восстанавливаются достаточно уверенно благодаря смещению горизонтальных маркеров, в роли которых выступают границы осадочных слоев (см. фиг. 21, вклейка). Прямые наблюдения сдвиговых смещений удалось наблюдать в ограниченном количестве случаев. Однако на наличие сдвиговых смещений указывают полученные при камеральной обработке характерные рисунки поясов трещиноватости, расположенных по дуге большого круга на структурных диаграммах [Данилович, 1961; Гладков, Семинский, 1999].

Субгоризонтальные нарушения представлены зонами межслоевых срывов и послойных нарушений (зоны повышенной трещиноватости и дробления пород) мощностью от первых сантиметров до нескольких метров. Основной тип смещений по ним – надвиговый. Чаще всего он устанавливался по наличию характерных структур – приразломных заворотов слоев и складок (см. фиг. 23, вклейка), а также характерных структур – дуплексов. Прямые наблюдения надвиговых нарушений более редки. Наиболее значительна из них надвиговая зона в палеозойских толщах, вскрываемая обводным каналом хвостохранилища фабрики № 3 у г. Мирный. Углы падения данных дизъюнктивов изменяются от 5 до 35°. Амplitуды смещений по субгоризонтальным разрывам колеблются (в зависимости от ранга структур) от первых сантиметров до первых десятков метров.

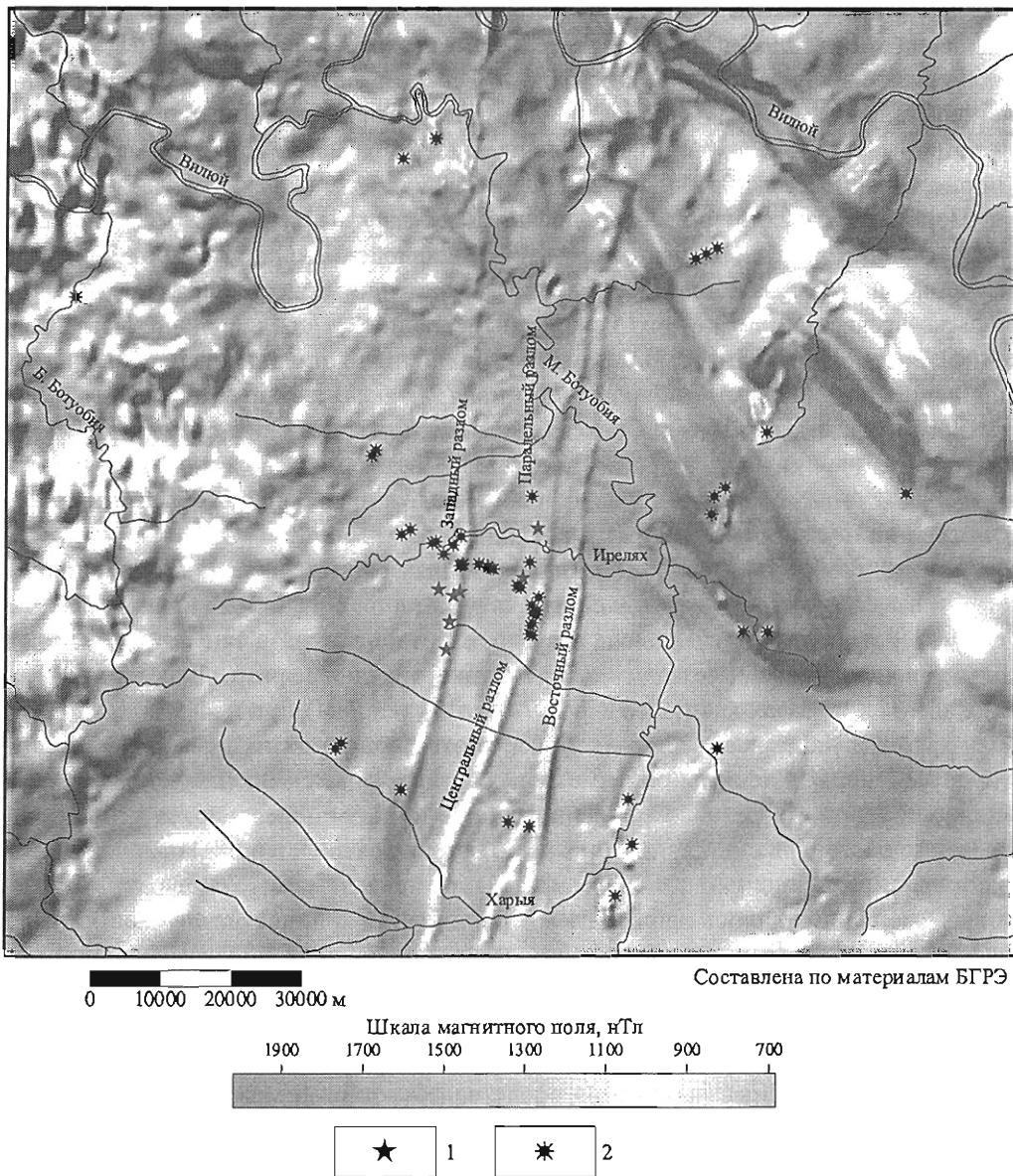


Рис. 3.22. Карта магнитного поля Мало-Ботубинского района.

1 – кимберлитовые тела Мирнинского поля; 2 – туфовые трубы.

Необходимо еще раз подчеркнуть особенности взаимодействия субвертикальных и послойных разрывных нарушений. Чаще всего они наблюдались на участках сбросовых (взбросовых) смещений по субвертикальным разрывам или горстообразных (грабенообразных) перемещений блоков в зонах нарушений (см. фиг. 24, 25, вклейка). В результате возникает рамп, затрудняющий последующие (или

синхронные с движениями по субвертикальным дисъюнктивам) перемещения по послойным зонам. При смещениях по субгоризонтальным нарушениям на участке рампа происходит “задирание” пластов и “обтекание” ими препятствия, что сопровождается значительным динамометаморфизмом (наличие зонок закалки темно-коричневого цвета мощностью от первых до десяти сантиметров и более). В результате на таких участках наблюдаются локальные складкообразные структуры линейного (см. фиг. 25, вклейка) – в случае приуроченности к участку маломощного крутопадающего разрывного нарушения либо коробчатого (см. фиг. 24, вклейка) – в случае развития над блоком в субвертикальной зоне – облика.

Кроме перечисленных дисъюнктивных структур, были зафиксированы разнообразные складчатые формы, большинство из которых наблюдалось в береговых обнажениях р. Малая Ботуobia (см. фиг. 18, вклейка).

Следующим шагом наших построений стал парагенетический анализ наблюдаемой на площади совокупности дисъюнктивных и пликативных структур. При этом использовались данные об элементах залегания разноранговых субвертикальных разрывных нарушений и систем субвертикальных тре-

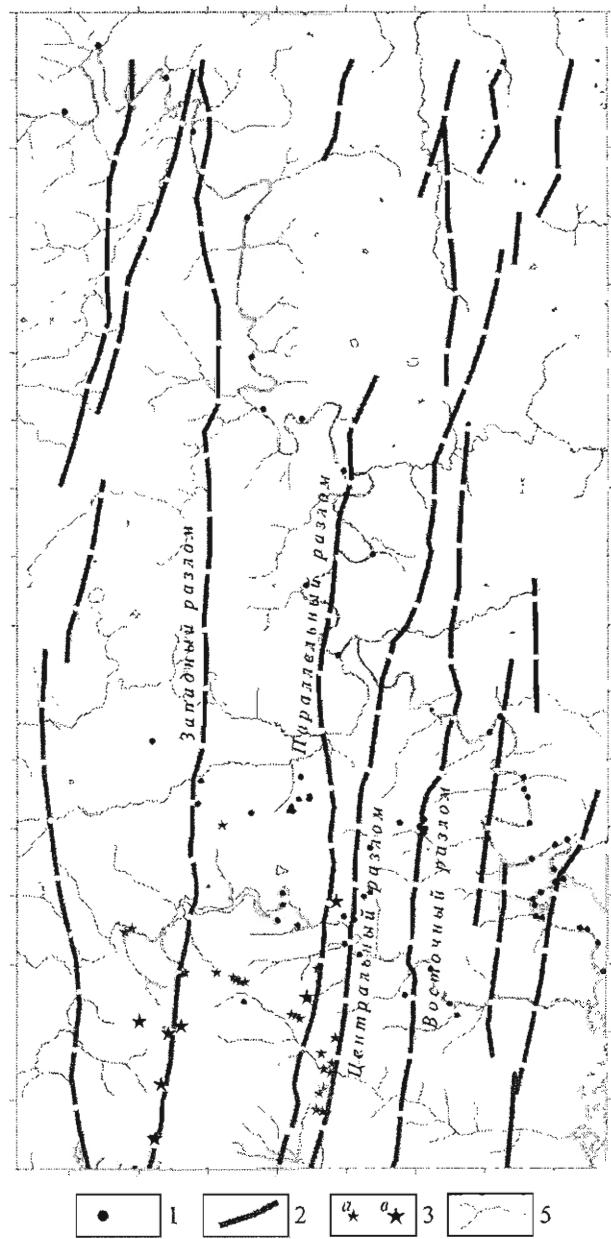


Рис. 3.23. Схема главных разломов и расположения точек полевых тектонофизических наблюдений на площади Мало-Ботубинского района.

1 – точки полевых тектонофизических наблюдений; 2 – осевые линии разломов Вилуйско-Мархинской зоны; 3 – трубы: а – туфовые, в – кимберлитовые; 4 – реки.

щин, а также складчатых структур. Были розы-диаграммы простираций того или иного типа структур как для всей выборки, так и раздельно для пород разного возраста (палеозой и мезозой), что в дальнейшем позволило выйти на возрастные привязки выделяемых этапов становления разломной сети района.

Розы-диаграммы, полученные при рассмотрении полных выборок того или иного типа разрывных структур, приведены на рисунке 3.24, а, г, ж. Рисунок 3.25 характеризует направление осей складчатых структур. Суммарная картина основных направлений разрывных нарушений и складок, определяющих тектоническое строение осадочного чехла Мало-Ботубинского района, представлена на рисунке 3.26, а-г. С учетом закономерностей, установленных на эталонных участках, она легко “раскладывается” на несколько элементарных парагенезисов дислокативных и пликативных структур, формировавшихся и активизировавшихся в зонах субмеридиональных разломов в течение как минимум трех из выделенных выше этапов (см. рис. 3.26, б, в и г).

Разбраковка данных (см. рис. 3.24, б, в, д, е, з, и) свидетельствует о неоднаковой проявленности структур различных парагенезисов в разных по возрасту породах. Например, субвертикальные разрывные нарушения – R и R'-сколы левосдвигового парагенезиса (см. рис. 3.26, в) – практически не отражены максимумами на диаграмме замеров в палеозойских породах (см. рис. 3.24, б). В мезозойских же отложениях хорошо отражаются субвертикальные разрывы как право-, так и левосдвигового парагенезисов (см. рис. 3.24, в). В противоположность этому, на диаграммах замеров субвертикальных систем трещин в мезозойских и палеозойских образованиях лучше выражены максимумы, отвечающие R и R'-сколам левосдвигового парагенезиса (см. рис. 3.24, и). Субгоризонтальные нарушения (t-разрывы) левосдвигового этапа дают интенсивные максимумы независимо от возраста пород. Структуры сжатия (аналог t-разрывов) для правостороннего сдвигового этапа наиболее отчетливо выражены на диаграмме осей складок, подавляющее большинство которых зафиксировано в отложениях палеозоя. Максимумы субгоризонтальных разрывных нарушений (надвигов) этапа субмеридионального сжатия (и субширотного растяжения) (см. рис. 3.26, г) присутствуют на диаграммах для пород обоих возрастов, но в палеозойских они интенсивнее.

“Сквозной” характер проявления структур правосдвигового парагенезиса в разновозрастных породах, скорее всего, указывает на его более древний возраст. Начало формирования разрывов этого этапа следует относить к раннему–среднему палеозою. Появление их в породах мезозоя обусловлено активизацией разрывов данного направления в последующих полях напряжений, ориентировка осей которых весьма благоприятна для этого. “Половинчатое” отражение разрывных структур левосдвигового парагенезиса в отложениях мезозоя и палеозоя позволяет предположить их формирование в нижнепалеозойское–верхнемезозойское время. И, наконец, последний этап – активизация сформированной сети субвертикальных разрывов и формирование надвигов субширотного простирания (см. рис. 3.26, г) – имеет предположительно средне–позднемезозойский возраст. На

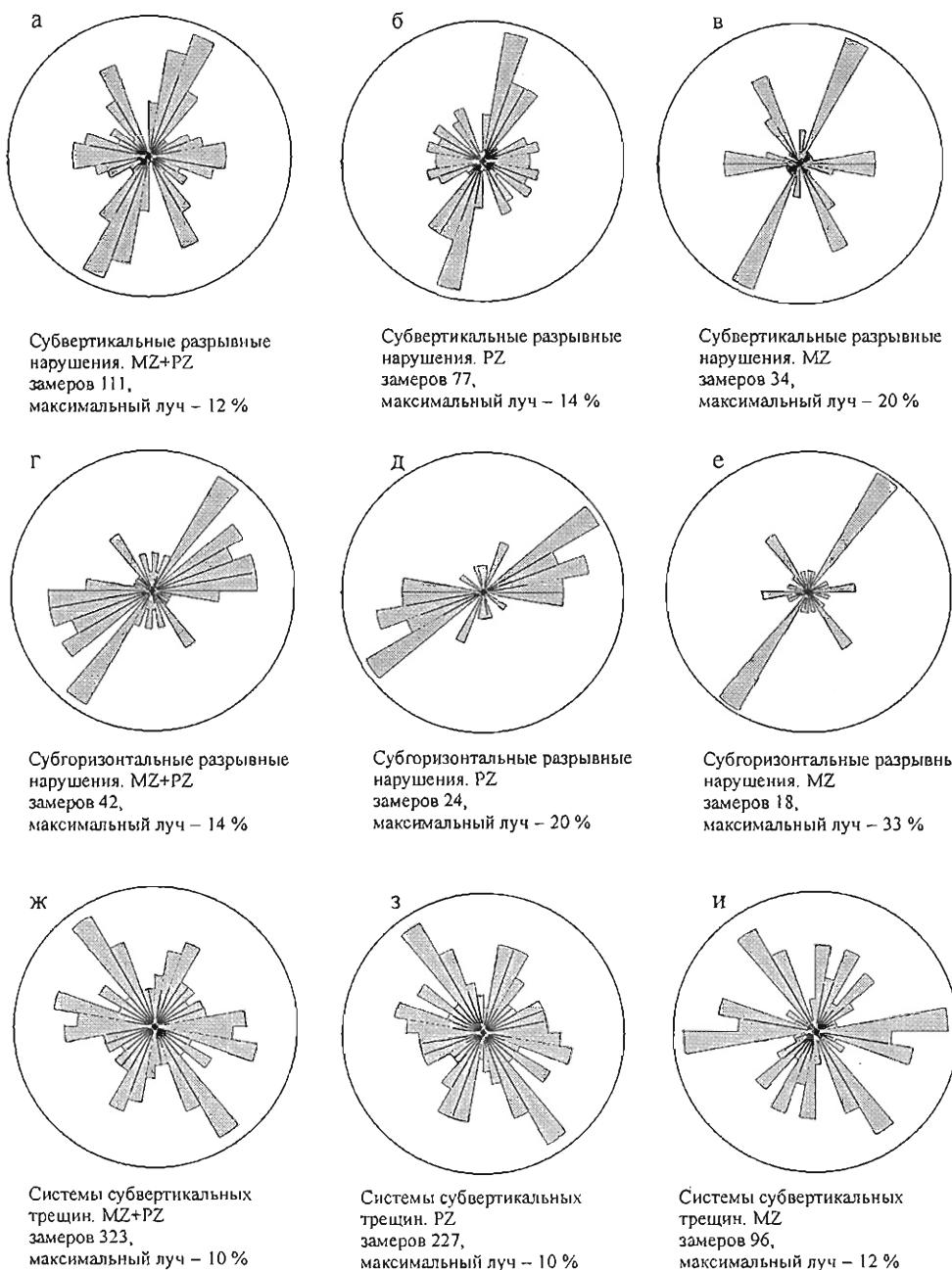


Рис. 3.24. Розы-диаграммы простираний дизъюнктивных структур на площади Мало-Ботубинского района.

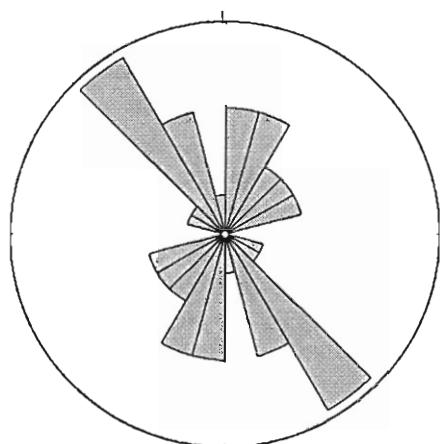


Рис. 3.25. Роза-диаграмма простираний шарниров складок на площади Мало-Ботуобинского района. 23 замера, значение максимального луча – 21 %.

выходе и диаграммы массовых замеров трещин, выполненные в большинстве точек наблюдений (см. главу 2). Выделение сопряженных пар систем трещин проводилось с использованием критериев М.В. Гзовского [1975], В.Н. Даниловича [1961], П.Н. Николаева [1977], а также исходя из наличия и строения трайственных парагенезов [Семинский, 1994, 2003].

Подавляющее большинство из полученных решений принадлежит к сдвиговому типу. Обращает на себя внимание тот факт, что во многих точках, так же, как и в пределах эталонных участков, отмечаются положения осей главных нормальных напряжений, соответствующих двум и более полям напряжений. В ряде случаев это связано с явлением переиндексации и, в конечном случае, сводится

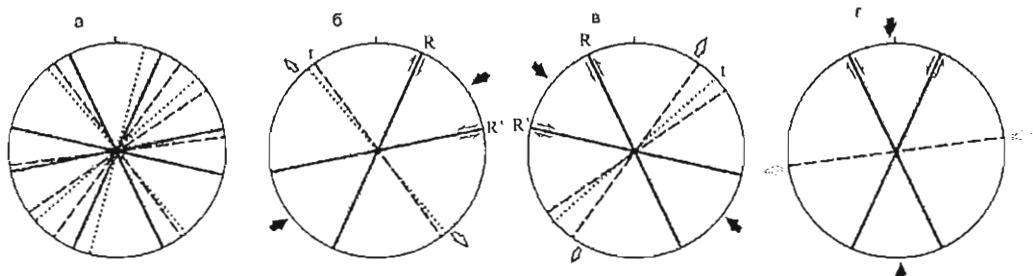


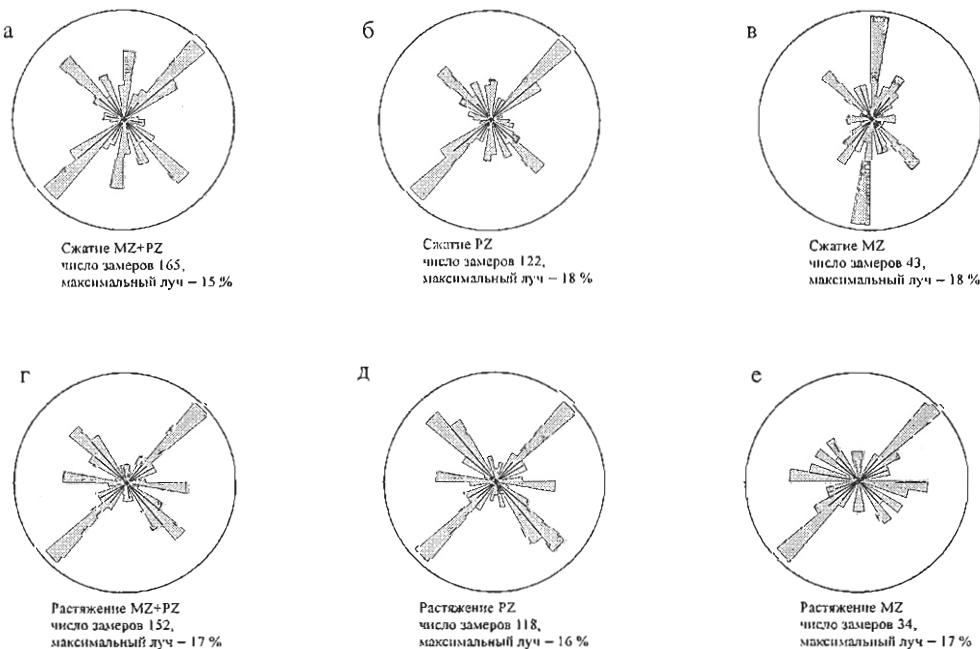
Рис. 3.26. Основные направления разрывных нарушений и складчатых структур на площади Мало-Ботуобинского района (а) и результаты парагенетического анализа (б, в, г). Формирование и активизация парагенезисов предполагаются в зонах субмеридиональных разломов. Сплошными линиями показаны простирания субвертикальных разрывных нарушений, пунктиром – простирания субгоризонтальных (надвиговых) нарушений, точками – ориентировки осей складок.

это указывает преимущественно сбросовый характер вертикальной компоненты смещений по субвертикальным нарушениям северо-северо-восточного и северо-северо-западного простирания (которые ориентированы на этом этапе под тупым углом к оси растяжения) в мезозойских породах.

Следующим важным элементом тектонофизического анализа является восстановление полей напряжений, которые определяли формирование и активизацию разломной сети района и, в конечном счете, локализацию кимберлитовых тел. Решение этого вопроса для площади Мало-Ботуобинского района осуществлялось на базе детального изучения трещиноватости. Основу для построений составила документация основных характеристик трещинной сети в коренном

к единому полю первого порядка (например, см. выше описание рис. 3.4). Однако большая часть полученных данных все-таки указывает на наличие двух-трех независимо проявляющихся региональных полей тектонических напряжений. В пользу последнего тезиса свидетельствуют сводные розы-диаграммы направлений осей субгоризонтального сжатия ( $\sigma_3$ ) и субгоризонтального растяжения ( $\sigma_1$ ) (рис. 3.27). На диаграммах, построенных по данным без разделения по возрасту пород (см. рис. 3.27, а, г), проявлены максимумы, соответствующие положению осей главных нормальных напряжений трех типов полей, выделенных при рассмотрении эталонных участков: 1) северо-восточное сжатие – северо-западное растяжение; 2) северо-западное сжатие – северо-восточное растяжение и 3) субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение.

Разделение полученных результатов относительно возраста пород, в которых проводились измерения (см. рис. 3.27, б, в, д, е), позволяет наметить четкую временную последовательность проявления того или иного типа поля напряжений. Отчетливо видно, что первый тип (северо-восточное сжатие – северо-западное растяжение) наиболее интенсивно проявлен в породах палеозоя (см. рис. 3.27, б, д). Второй тип (северо-западное сжатие – северо-восточное растяжение) имеет примерно одинаковую представительность как в палеозойских, так и в мезозойских отложениях (см. рис. 3.27, б, в, д, е). И, наконец, третий тип (субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение) почти полностью приходится на мезозойские



**Рис. 3.27.** Розы-диаграммы направления осей главных нормальных напряжений сжатия (а, б, в) и растяжения (г, д, е), восстановленных в точках наблюдения на площади Малоботубинского района.

образования. Такой вывод совпадает с данными, полученными при парагенетическом анализе ориентировок разрывных и складчатых структур (см. рис. 3.26).

Установленные особенности проявления разрывных деформаций над разломами Виллюйско-Мархинской зоны в верхних слоях платформенного чехла позволяют, несмотря на очень неравномерный характер распределения точек наблюдения, создать схему разломно-блочного строения для южного участка площади исследований – территории Мирнинского кимберлитового поля. Основой для нее послужили данные, характеризующие элементы залегания и основные параметры разрывных нарушений, а также систем трещин, полученные при изучении коренных выходов. Они были разбиты на группы соответственно ориентировкам максимумов на розах-диаграммах (см. рис. 3.24, а, ж). Полученные данные легли в основу схем встречаемости каждой из выделенных групп нарушений и систем трещин на площади исследований. Примеры двух таких схем представлены на рисунке 3.28.

При дальнейших построениях линии разрывных нарушений проводились на основании следующих критериев:

- прямые наблюдения зон повышенной трещиноватости и дробления;
- выделение в точке наблюдения наиболее интенсивной системы трещин в качестве возможного разломного направления;
- наличие спрямленных отрезков речных долин и прочих форм рельефа;
- наличие нарушения, выделенного в платформенном чехле по геофизическим данным (рис. 3.29).

Первые два из них были определяющими независимо от наличия или отсутствия геоморфологических или геофизических данных, которые использовались главным образом при трассировании нарушений на участках, где отсутствовали точки наблюдений. Кроме указанных критериев, при проведении линий разрывных нарушений учитывались известные закономерности строения сдвиговых разломных зон и результаты выполненного физического моделирования (см. главу 4). Это касалось, прежде всего, различий в протяженности и выраженности разных групп опережающих разрывов ( $R$  и  $R'$ -сколов), а также взаимоотношений разрывных структур, сформированных на разных этапах. Например, моделирование показало, что разрывы (особенно  $R'$ -сколы), сформированные в сближенных субпараллельных разломных зонах, часто визуально выстраиваются в единые цепочки, что может привести к ошибочной интерпретации их как самостоятельной разрывной структуры. Поэтому ряд протяженных разрывных структур, выделенных по геофизическим данным, на нашей схеме показаны как сгущение и “выстраивание” более мелких структур. То же самое можно сказать о трассировании разрывных нарушений по спрямленным участкам речной сети.

Полученная в результате комплексного рассмотрения геолого-структурных, геоморфологических и геофизических данных схема (рис. 3.30) наиболее полно отражает строение сети разрывных нарушений для центральной части участка, где сосредоточена основная масса точек наблюдения. Для остальной территории

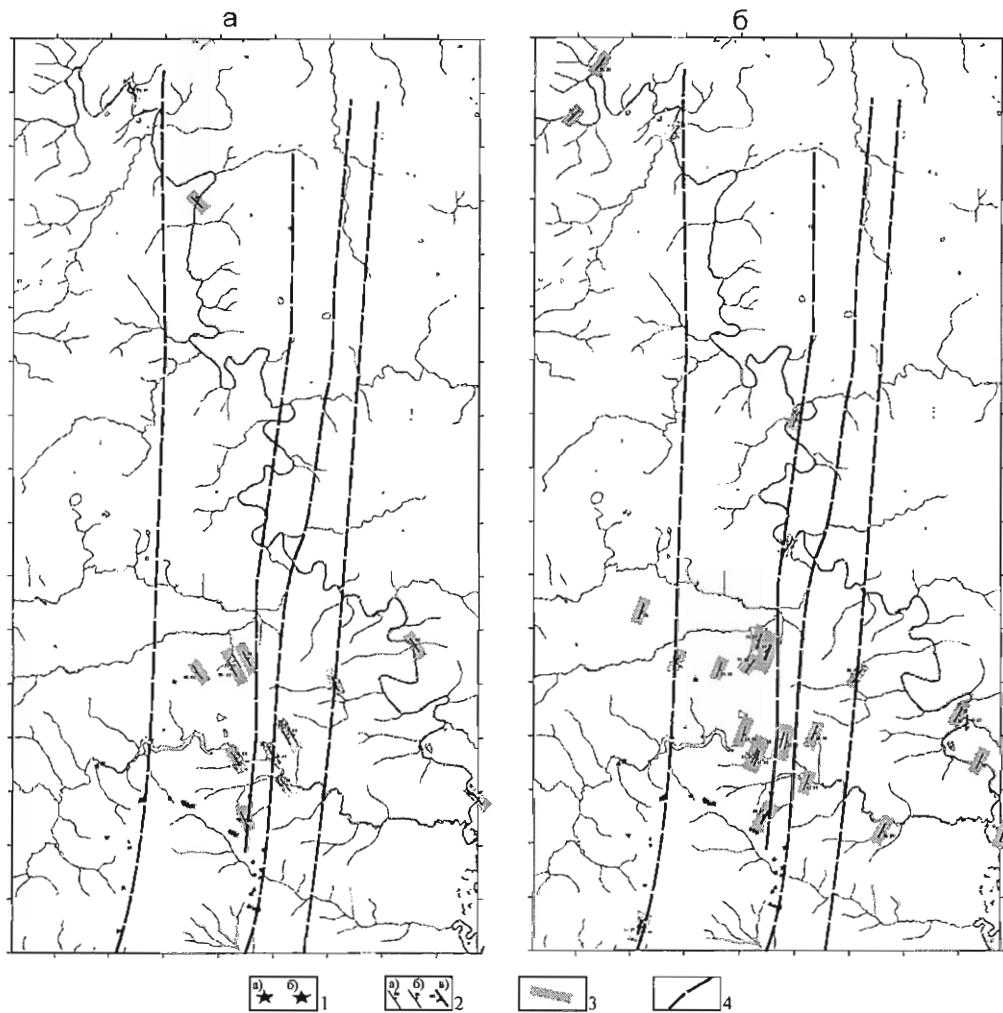


Рис. 3.28. Схема расположения задокументированных выходов субвертикальных зон разрывных нарушений: а – северо-северо-западного простирания; и б – северо-северо-восточного простирания.

1 – трубы: а) кимберлитов, б) туфов; 2 – элементы залегания, задокументированные для разрывных нарушений мощностью: а) менее 1 м, б) 1–10 м, в) более 10 м; 3 – предполагаемые зоны разломов; 4 – осевые линии разломов Вилюйско-Мархинской зоны.

разломная сеть охарактеризована фрагментарно. Мы намеренно отказались от завершения этих участков схемы на основании имеющейся в нашем распоряжении карты речной сети масштаба 1:200000 и данных геофизических работ. Очевидно, что для качественного дешифрирования разрывных нарушений, составляющих внутреннюю структуру разломных зон, необходимы топографические материалы масштаба не мельче чем 1:50000–1:25000. Геофизические же материалы по боль-

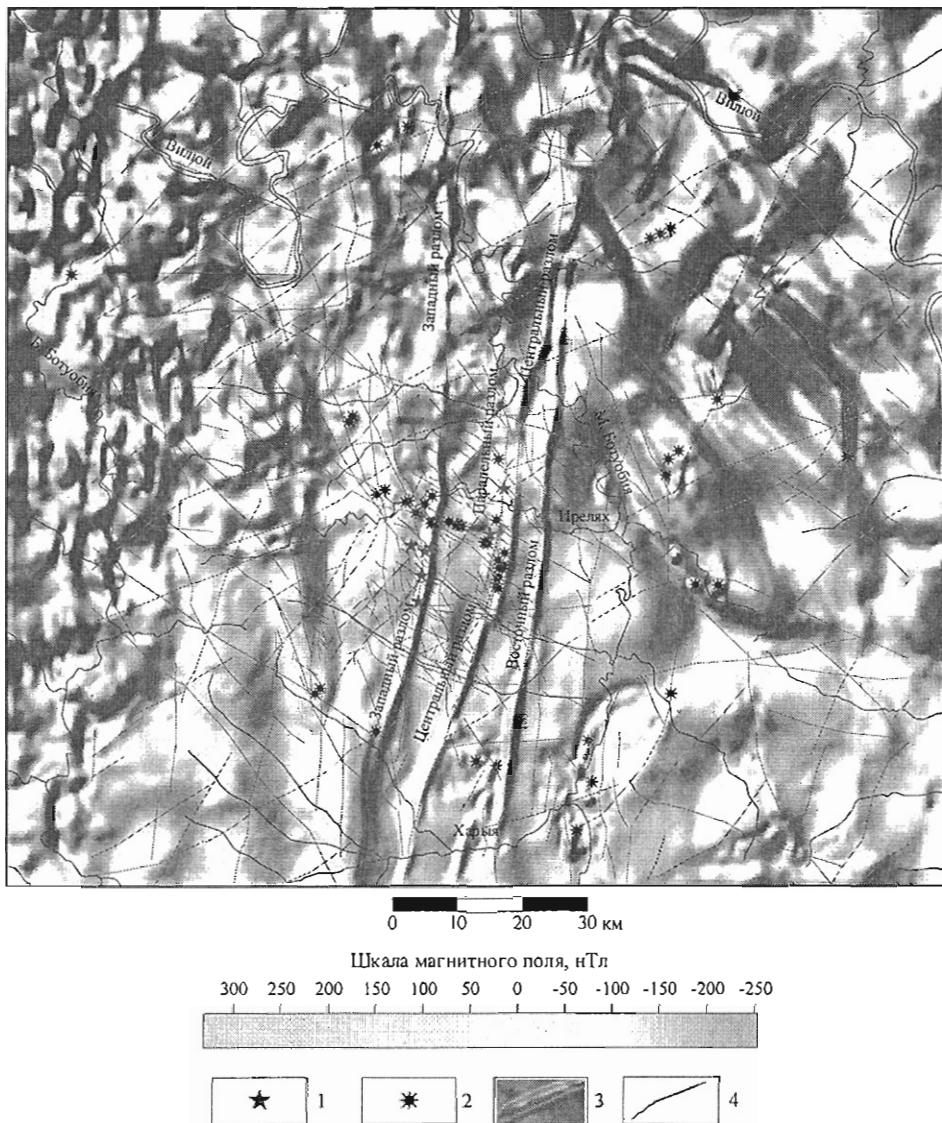


Рис. 3.29. Карта локального магнитного поля Мало-Ботубинского района.

1 – кимберлитовые тела Мирнинского поля; 2 – туфовые трубы; 3 – дайки долеритов, выполняющие разрывные нарушения Вилуйско-Мархинской зоны, и их названия; 4 – разрывные нарушения по данным интерпретации потенциальных полей.

шей части характеризуют глубокие горизонты платформенного чехла и не всегда отражают приповерхностные структуры.

Основными элементами итоговой схемы являются серии субпараллельных разрывных нарушений северо-северо-восточного и северо-северо-западного простираний, характеризующихся практически вертикальным падением. Как первые,

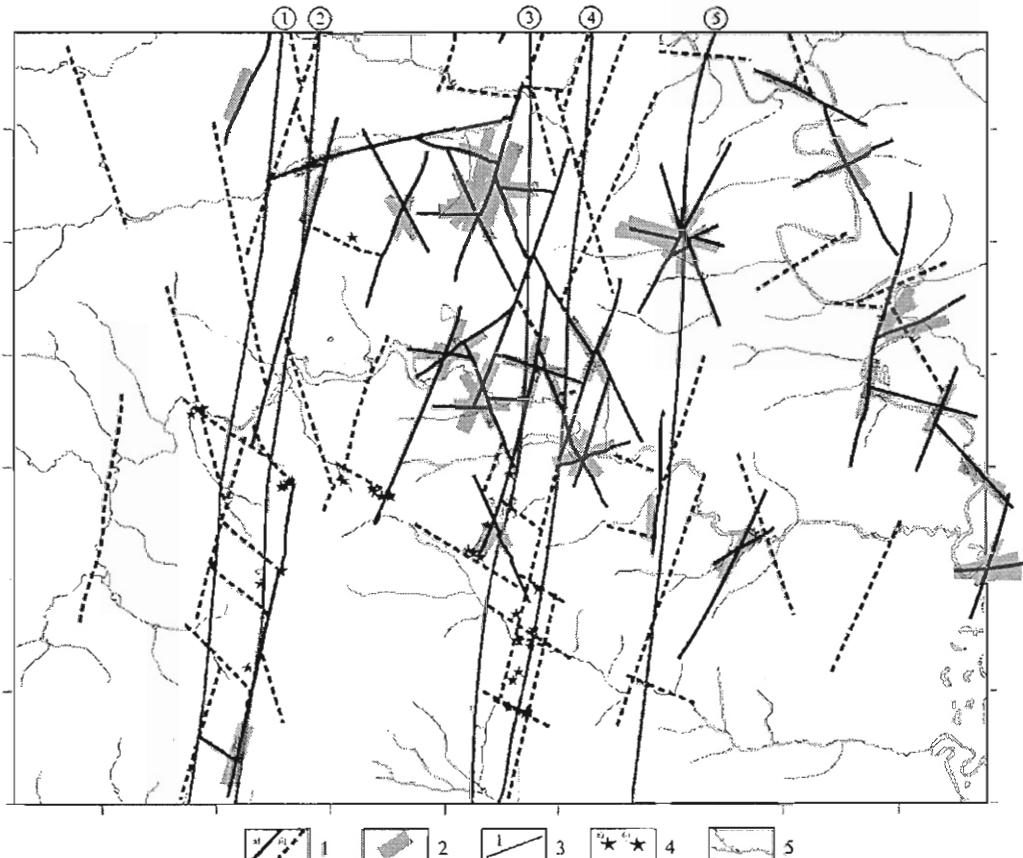


Рис. 3.30. Схема разломно-блокового строения Мирнинского кимберлитового поля.

1 – разломы в верхних слоях платформенного чехла а) установленные, б) предполагаемые; 2 – участки прямых наблюдений зон разрывных нарушений; 3 – разломы фундамента, выделенные по геофизическим данным: 1 – Кюеляхский, 2 – Западный, 3 – Параллельный, 4 – Центральный, 5 – Восточный; 4 – трубы а) кимберлитов, б) туфов; 5 – речная сеть.

так и вторые имеют кулисообразное расположение в зонах, проявленных над субмеридиональными разломами фундамента (Западный, Параллельный, Центральный и Восточный). Именно взаимодействием нарушений указанных ориентиров определяется тот факт, что на характеризуемой площади преимущественное развитие имеют X-образные узлы пересечения разрывов, а также ромбовидные, вытянутые в субмеридиональном направлении блоки. Нарушения других направлений (востоко-северо-восточного и западо-северо-западного) имеют подчиненное значение и осложняют структурный план участка, определяя появление более мелких блоков треугольной и трапециевидной формы.

Необходимо отметить, что, несмотря на внешнее подобие результатам экспериментальных работ, природная схема характеризуется рядом особенностей. Во-первых, в отличие от картины, полученной в эксперименте (см. главу 4), где

практически все разрывы проявились только над разломами в фундаменте, на территории Мирнинского кимберлитового поля устанавливаются разрывы, проявленные в широких линейных блоках, разделяющих разломные смесятили (например, между Западным и Параллельным разломами). Можно предположить, что здесь также имеет место субмеридиональный разлом (по каким-либо причинам не выполненный дайковым телом и поэтому “невидимый” для методов геофизики), хотя этот вопрос требует дополнительного изучения и обоснования. Во-вторых, над сближенными в пространстве парами разломов (например, Параллельный–Центральный, Кюелляхский–Западный) проявлена единая сеть нарушений, хотя в эксперименте каждая из таких разломных зон характеризуется автономным строением. Это может быть вызвано рядом причин: усложнением разрывообразования в слоистых толщах чехла (что пока не было воспроизведено в моделях), объединением нарушений, принадлежащих разным разломным зонам в процессе мезозойской активизации (которая также происходила в сдвиговом поле напряжений) и т.д.

Рассматривая положение известных кимберлитовых тел, можно отметить, что они приурочены, как и было известно ранее [Харьков и др., 1972; Борис, Францессон, 1992 и др.] к узлам пересечения северо-северо-восточных и западо-северо-западных разрывных нарушений. Однако принципиальной новизной полученной схемы является то, что практически все указанные узлы находятся на участки взаимодействия между окончаниями сближенных кулисообразных нарушений северо-северо-восточных нарушений, имеющих характерные черты дуплексных или пулл-апарт структур. Данное наблюдение позволяет нам увязать момент становления кимберлитовых тел с выделенными в главе 3.1 этапами формирования разломно-блочной структуры Мирнинского кимберлитового поля.

Первый этап (рис. 3.31, а) включает развитие разломных зон в поле северо-восточного сжатия – северо-западного растяжения. Становление правосдвигового парагенезиса ознаменовалось формированием разрывных нарушений восток-северо-восточного простирания ( $R'$ -сколы) и, с некоторым разрывом во времени, серии кулисообразных разрывных нарушений северо-северо-восточного простирания ( $R$ -сколы). Первые из них “работали” как левые, а вторые – как правые сдвиги.

Второй этап характеризуется сменой поля напряжений на северо-западное сжатие – северо-восточное растяжение и активизацией ранее сформированных разрывных северо-северо-восточных нарушений как левых сдвигов, а востоко-северо-восточных – как правых сдвигов с элементами сжатия (и у тех и у других – взбросовая компонента). В начальный период этого этапа (рис. 3.31, б) происходит формирование дизъюнктивов западо-северо-западного простирания ( $R'$ -сколы), затем, через некоторое время (рис. 3.31, в), – кулисообразных разрывов северо-северо-западного простирания ( $R$ -сколы). Первые проявляются как правые, а вторые – как левые сдвиги. Очень важным моментом этого этапа является взаимодействие формирующихся разрывов западо-северо-западной ориентировки и активизированных северо-северо-восточных дизъюнктивов. Проявление первых

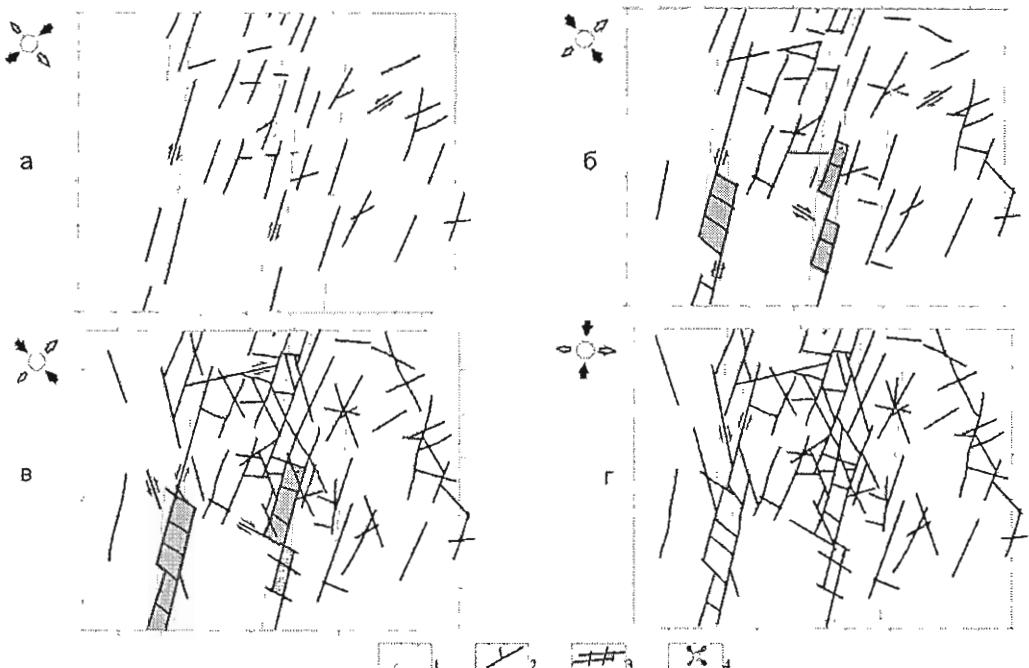


Рис. 3.31. Этапы формирования активизации сети разрывных нарушений в верхних слоях платформенного чехла на площади Мирнинского кимберлитового поля. а – I этап; б, в – II этап; г – III этап.

1 – осевые линии разломов фундамента Вилойско-Мархинской зоны; 2 – разрывные нарушения в верхней части платформенного чехла; 3 – дуплекс растяжения; 4 – ориентировка осей сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки) регионального поля тектонических напряжений.

из них на участках сближенных кулис северо-северо-восточных нарушений приводит к формированию дуплексов растяжения и структур пулл-апарт. При этом идет раскрытие западо-северо-западных разрывов и внедрение по ним кимберлитовых тел. В дальнейшем, с началом формирования R-сколов данного этапа, ведущая роль во взаимодействии с активизированными нарушениями переходит к ним и структуры растяжения прекращают свое развитие.

Третий этап (рис. 3.31, г) определяется сменой поля напряжений на субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение. Происходит активизация сети разрывов, сформированных на предыдущих этапах. В это время кулисы R-сколов разных этапов активизируются как левые (северо-северо-восточные нарушения) и правые (северо-северо-западные) сдвиги с элементами растяжения (сбросовая компонента смещений). Фрагменты субмеридиональных магистральных швов в фундаменте и нижних слоях осадочного чехла оказываются практически перпендикулярными растягивающим напряжениям, что, скорее всего, обусловливало их раскрытие и внедрение даек диабазов. Разрывы востоко-северо-восточной ориентировки и вмещающие кимберлитовые тела нарушения западо-северо-западного

направления функционировали, соответственно, как левые и правые сдвиги (первые со сбросовой, а вторые – со взбросовой компонентой). На этом этапе происходит деформирование трубок, локализованных в верхних слоях платформенного чехла, тектоническая активизация вертикальных контактов кимберлитовых тел и смещение их по субгоризонтальным срывам.

Полученная в результате тектонофизического анализа схема развития разрывной сети и внедрения кимберлитовых трубок Мирнинского кимберлитового поля в сдвиговых зонах, формирующихся в платформенном чехле над субмеридиональными разломами фундамента, позволяет получить ответы на целый ряд вопросов, поднимавшихся другими исследователями. Во-первых, объясняется отсутствие значительных вертикальных смещений по разрывным нарушениям в верхних слоях (верхний кембрий и нижний ордовик) осадочного чехла (Борис и др., 1985 г.). Во-вторых, становится понятно, почему при субмеридиональном простириании кимберлитоконтролирующих разломных зон длинные оси трубок ориентированы в северо-западном (западо-северо-западном) направлении [Борис, Францессон, 1992]. В-третьих, объясняется тектонический характер контактов кимберлитовых тел и смещения их по субгоризонтальным разрывам [Харьков и др., 1998] (Тирский, 1993 г.). В-четвертых, понятно, почему разломы других направлений (отличных от субмеридионального) слабо проявлены в геофизических полях. И, наконец, данная схема свидетельствует о том, что дальнейшие поисковые работы следует сконцентрировать вдоль зон субмеридиональных разломов фундамента, причем их структурная составляющая должна быть направлена на создание алгоритма распознавания разномасштабных присдвиговых структур растяжения (дуплексов и пулл-апарт структур) по комплексу геолого-структурных, геофизических и топографических данных.

### 3.2.2. АЛАКИТ-МАРХИНСКИЙ РАЙОН

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле располагается в пределах Далдыно-Алакитского района в бассейнах рек Алакит и Марха. Здесь открыто более 50 кимберлитовых тел и среди них известные месторождения: трубы Айхал, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и Краснопресненская. Фундамент района представлен гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами архейского возраста. Платформенный чехол сложен терригенно-карбонатными и сульфатно-галогенно-карбонатными породами венда – нижнего палеозоя, залегающими непосредственно на кристаллическом фундаменте, и несогласно перекрывающими их вулканогенно-терригенными образованиями верхнего палеозоя – нижнего мезозоя. Осадочные толщи рифея и среднего палеозоя выпадают из разреза.

Считается, что структурный план Алакит-Мархинского поля определяют три разломных направления, проявленные в фундаменте платформы [Потуроев, 1975]: зоны субмеридиональных разломов нижнепротерозойского этапа активизации,

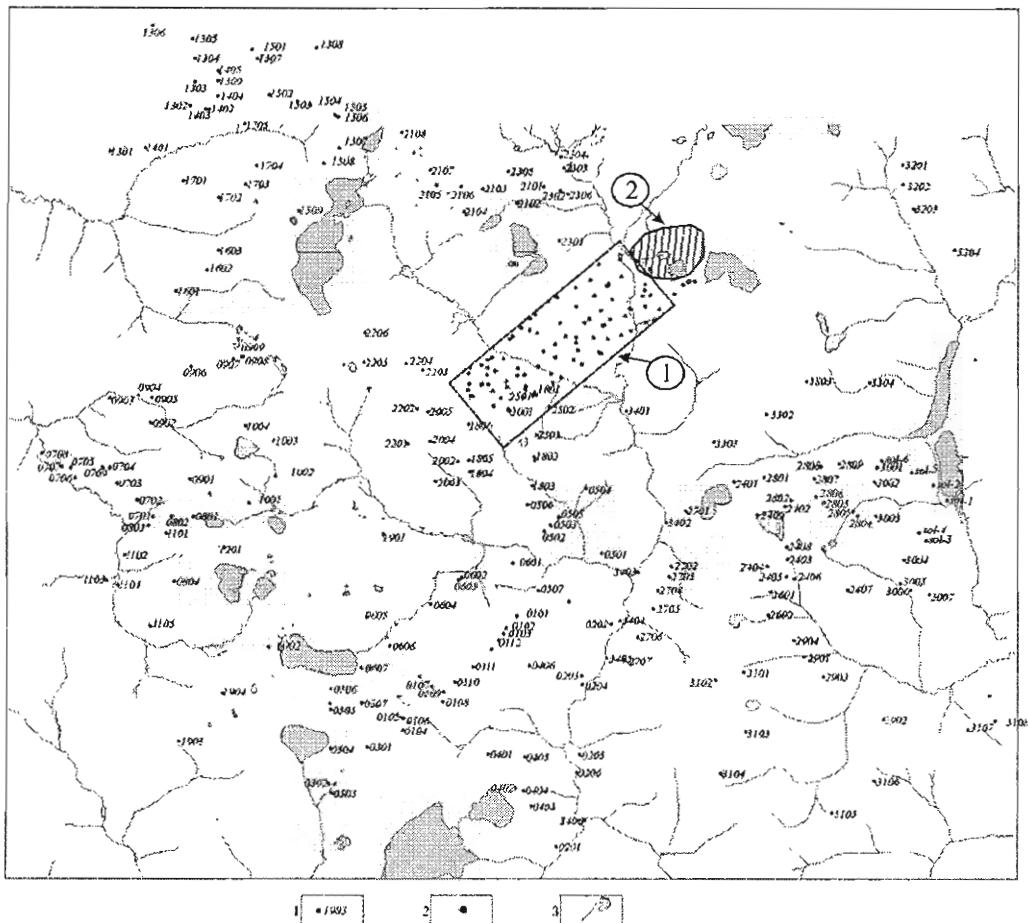
субширотные глубинные разломы верхнепротерозойского заложения и северо-западная Вилюйско-Котуйская зона разломов верхнепалеозойского возраста.

Характерной особенностью кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля является их линейно-групповое (кустовое) расположение. По данным геолого-геофизических работ экспедиций ПГО “Якутскгеология” трубки и их группы территориально тяготеют к зонам разломов северо-восточного простирания. В работе А.А. Турского [1969] была предложена модель формирования кимберлитовых тел в левосдвиговой разломной зоне северо-восточного простирания, причем кимберлитомвмещающим он считал парагенезис северо-восточных и субширотных сколов с северо-западными отрывами. А.А. Потуроев [1975] связывал внедрение кимберлитов с этапом синхронной активизации разрывных нарушений субмеридионального, субширотного и северо-западного направлений. В.И. Устинов (1983 г.) предполагал, что кимберлиты связаны с субширотными разрывами, оперяющими крупные межблоковые разломы субмеридионального направления. В целом же следует признать, что до настоящего времени так и не удалось разработать модель, удовлетворительно характеризующую структурные факторы контроля кимберлитовых тел Алакит-Мархинского поля.

В процессе проведения полевых работ исследуемая площадь с той или иной степенью детальности была покрыта сетью из 297 точек тектонофизических и геолого-структурных наблюдений. При этом 85 из них расположены в пределах детального участка “Полигон”, а другие 212 – на остальной территории (рис. 3.32). Слабая обнаженность изучаемой площади предопределила неравномерный характер расположения точек в сети наблюдений. Расстояния между точками колеблются от сотен метров до 5 км и более. Всего в процессе выполнения полевых работ было измерено и охарактеризовано более 7000 тектонических трещин и разрывных нарушений различного ранга.

Наиболее детальная сеть была создана в районе участка “Полигон” (рис. 3.33). В его пределах расположены кимберлитовые трубки: Кыллахская, Файнштейновская, Амакинская, Одинцова, Апрельская, Щукина, Соболева, Радиоволновая, Бобкова, ЦНИГРИ и др. Данный участок был выбран Амакинской экспедицией в качестве полигона для отработки и комплексирования различных методических приемов (геофизических, геологических, геолого-структурных и др.) обнаружения кимберлитовых тел, перекрытых трапповым экраном. Однако заданную форму участка нельзя признать удачной, поскольку она изначально ориентирована на выявление неоднородностей северо-восточного направления (исходя из преобладающего мнения о том, что большинство из перечисленных тел приурочено к разломной зоне именно такой ориентировки). Это, безусловно, снижает качество выделения структур других простираций.

Собранные данные свидетельствуют о том, что на участке “Полигон”, как и в карьере Юбилейный, наибольшим развитием пользуются субвертикальные и субгоризонтальные разрывные нарушения различных рангов. Наклонные встречаются гораздо реже. Роза-диаграмма простираций субвертикальных разрывных



**Рис. 3.32. Схема расположения точек геолого-структурных и тектонофизических наблюдений на площади Алакит-Мархинского района.**

1 – точки наблюдения 2006 г. и их номера; 2 – точки наблюдения 2004 г.; 3 – речная сеть и озера. Цифрами в кружках обозначены: 1 – участок “Полигон”; 2 – карьерное поле трубы Юбилейной.

нарушений, зафиксированных на участке (рис. 3.34, а), показывает, что наибольшим развитием на участке изучения пользуются дизъюнктивы север-северо-западного (аз. прост. 150–160°) и субширотного (аз. прост. 80–100°) направлений. Менее значительные максимумы на диаграмме свидетельствуют, что, помимо дизъюнктивов двух указанных ориентировок в структуре участка определенную роль также играют разрывные нарушения северо-северо-восточного (аз. прост. 10–20°) и северо-восточного (аз. прост. 40–60°) направлений. Полученные результаты совпадают с направлениями разрывных нарушений в карьере “Юбилейный” (рис. 3.34, б), что может свидетельствовать об общности факторов структурного контроля на различных масштабных уровнях.



Фиг. 1. Зона повышенной трещиноватости с аз. пад. 350  $\angle 80^\circ$  в северном борту карьера Юбилейный.

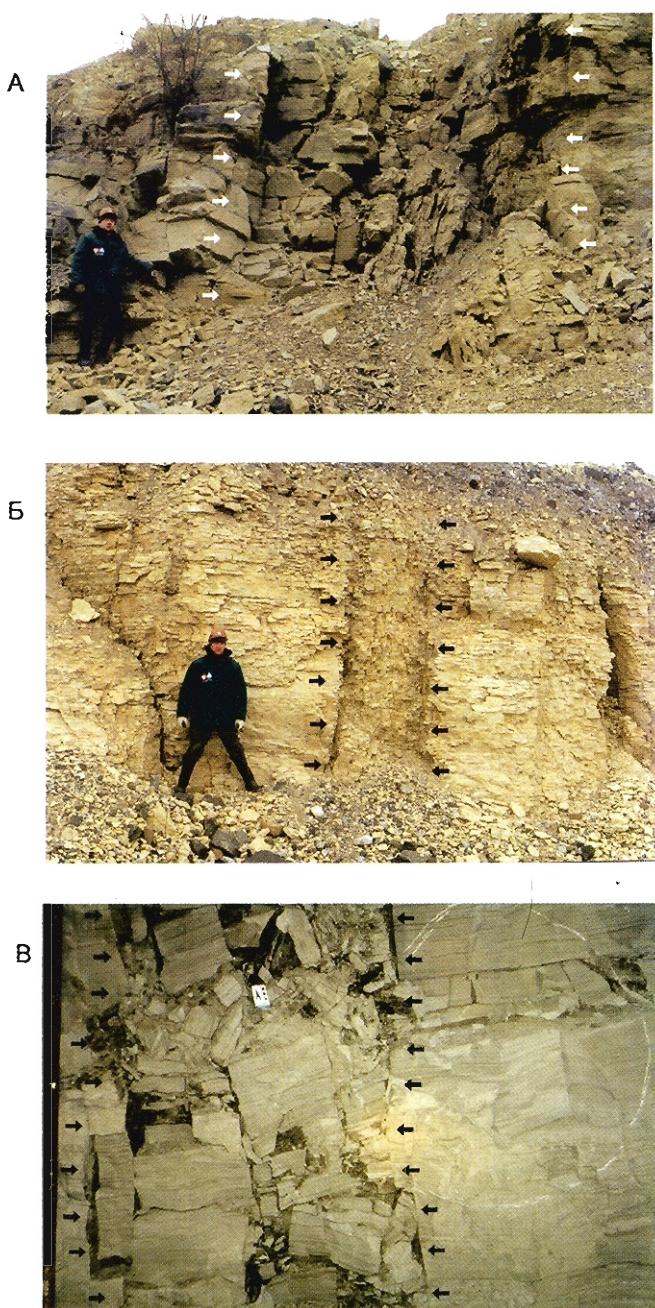


Фиг. 2. Зона повышенной трещиноватости с аз. пад. 310  $\angle 85^\circ$  в кимберлитах. Карьер трубки Нюрбинской, стрелками подчеркнуты границы зоны.



Фиг. 3. Зона повышенной трещиноватости с аз. пад.  $270 \angle 88^\circ$  в южном борту карьера Комсомольский.

Стрелками подчеркнуты границы зоны.



**Фиг. 4.** Характер проявления субвертикальных зон дробления и брекчирования на руднике Айхал.

А – в карьере (зона с аз. пад. 60  $\angle 80^\circ$ , т.н. 0202); Б – в карьере (зона с аз. пад. 60  $\angle 80^\circ$  в т.н. 0204); В – в подземных выработках (зона с аз. пад. 170  $\angle 88-90^\circ$  вблизи т.н. 1501). Стрелками показаны границы зон.



**Фиг. 5.** Зона дробления и брекчирования с аз. пад.  $125 \angle 85^\circ$  в кимберлитах на контакте с вмещающими отложениями.

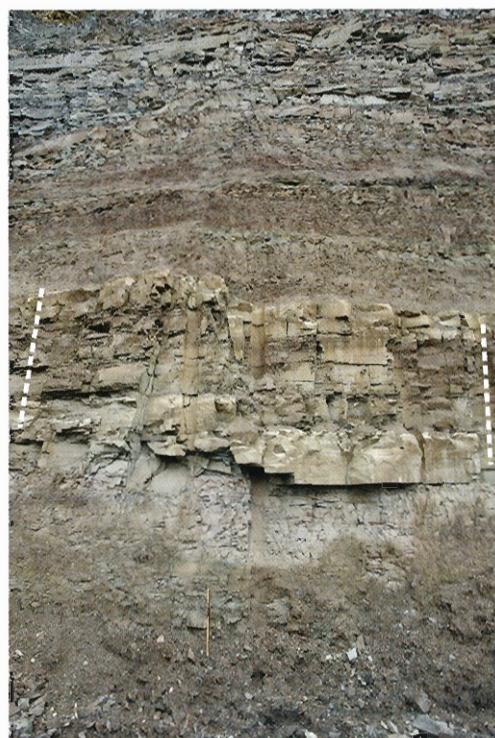
Карьер трубки Нюрбинской. Стрелками подчеркнуты границы зоны.



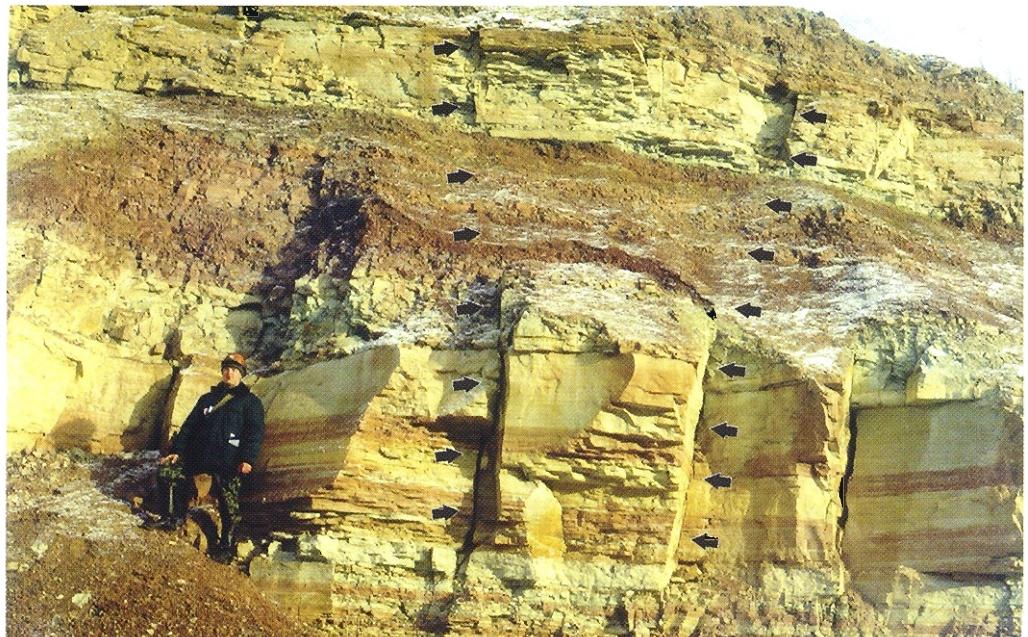
**Фиг. 6.** Зона дробления с аз. пад.  $10 \angle 85^\circ$  в известняках южного борта карьера Юбилейный.



Фиг. 7. Зона северо-восточного простирания ( $50^{\circ}$ ) в восточном борту карьера Юбилейный.

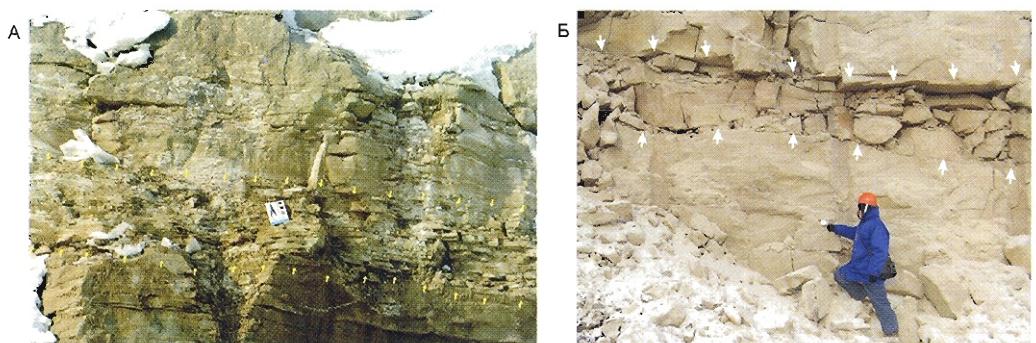


Фиг. 8. Фрагмент зоны с аз. пад.  $10 \angle 88^{\circ}$  в восточном борту карьера Юбилейный. В карбонатах – зона повышенной трещиноватости, в вышележащих мергелях – участок “шелушения” пород.



Фиг. 9. Различия проявлений трещин с аз. пад. 280  $\angle 80^\circ$  в известняках (доломитах) и мергелях.

Северный борт карьера Айхал.



Фиг. 10. Субгоризонтальные зоны рассланцевания (А) и дробления (Б) пород.  
А – северный борт карьера Айхал, Б – северный борт карьера Юбилейный.



Фиг. 11. Субгоризонтальная зона милонитизации в северном борту карьера Комсомольский.



Б

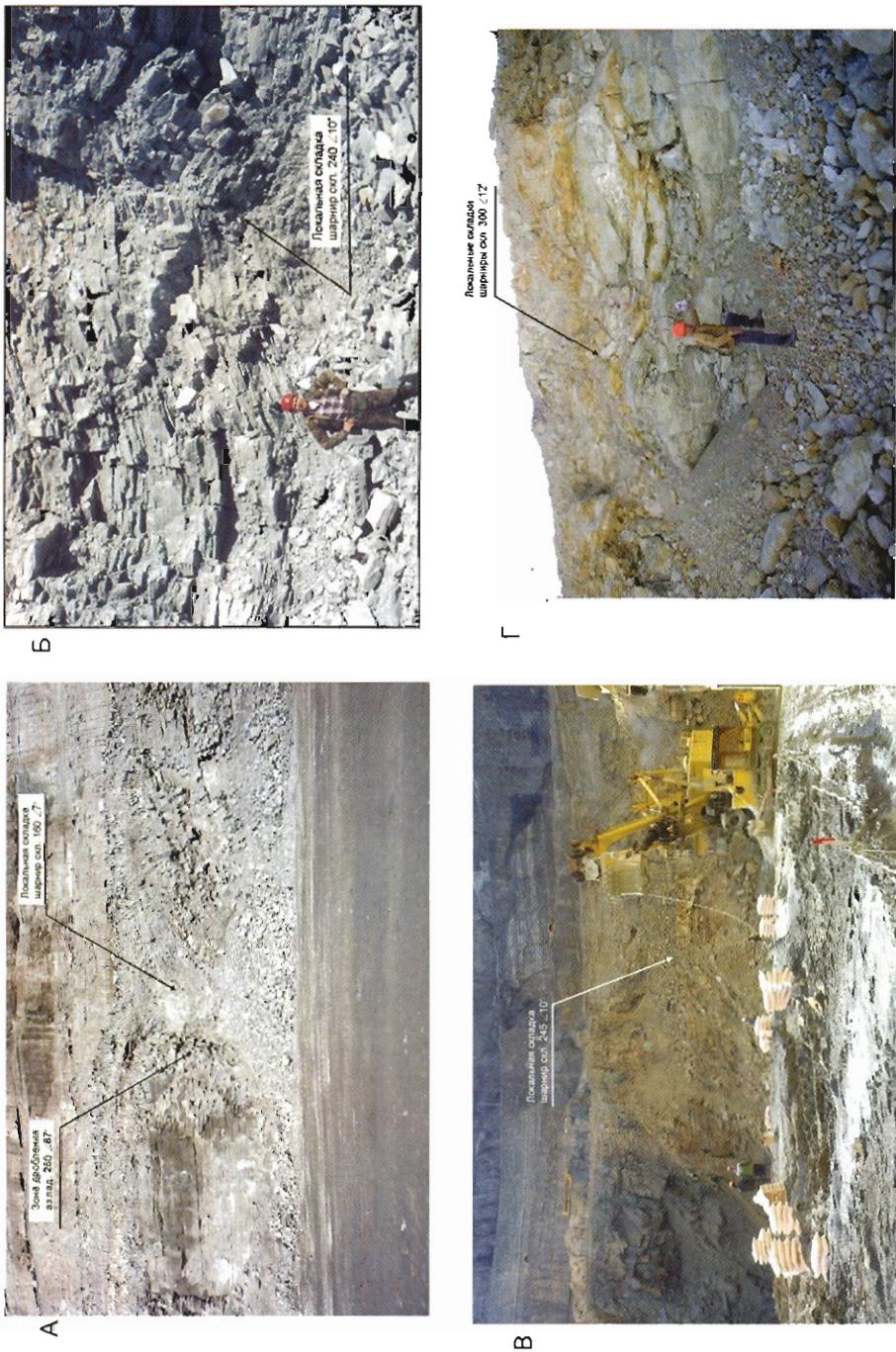


В



А

**Фиг. 12.** Особенности взаимодействия субвертикальных и субгоризонтальных дисъонктивов.  
А – смещение субгоризонтального нарушения по субвертикальному смесятиению (карьер Юбилейный), Б – смещение субвертикального разрыва по субгоризонтальной трещине (карьер Комсомольский), В – взаимосмещения субгоризонтальных и субвертикальных разрывов (рудник Айхал).



Фиг. 13. Локальные складчатые структуры, связанные со скучиванием пород перед зонами субвертикальных разрывных нарушений.  
 Карьеры трубок: А – Юбилейной, Б – Дачной, В – Комсомольской, Г – Нюрбинской.

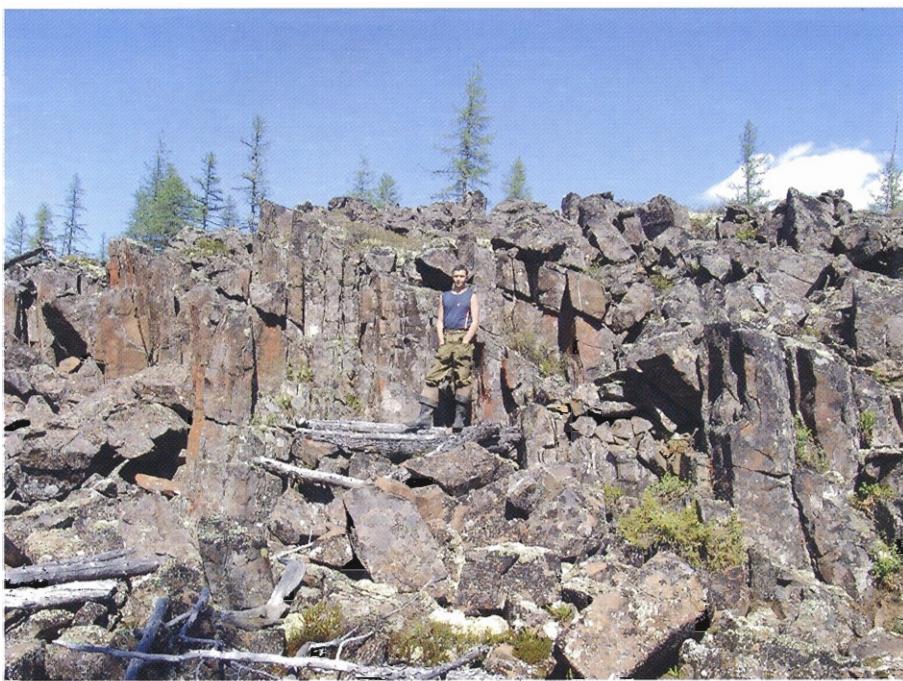
А



Б



**Фиг. 14.** Особенности проявления субгоризонтальных дизъюнктивов в кимберлитах трубки Юбилейной.  
А – отторженец; Б – основное рудное тело (восток).



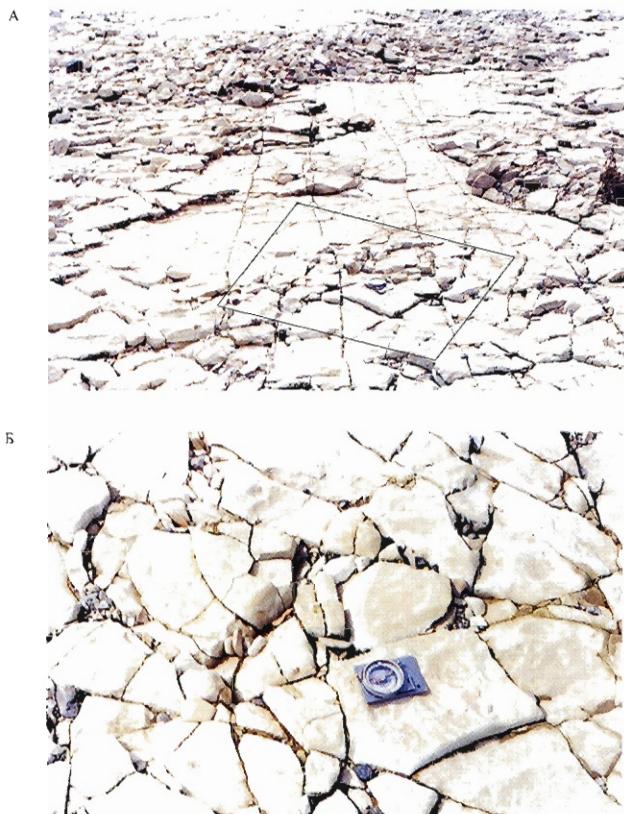
**Фиг. 15.** Скальный выход в правом борту долины р. Глубокой (Алакит-Мархинский район).

Зона повышенной трещиноватости с аз. пад.  $80 \angle 85^\circ$  мощностью более 2 м.



**Фиг. 16.** Скальный выход в правом борту р. Алакит (Алакит-Мархинский район).

Зона дробления с аз. пад.  $90 \angle 20^\circ$  мощностью 1 м.



**Фиг. 17.** Коренной выход в русле р. Малая Ботубия.  
Зона трещиноватости с аз. пад.  $335 \angle 85^\circ$  в палеозойских породах (А) и ее фрагмент (Б).



**Фиг. 18.** Коренной выход в прирусловой части р. Малая Ботубия.  
Пологая складка в т.н. 030706. Падение крыльев:  $290\text{--}300 \angle 5\text{--}10^\circ$  и  $115\text{--}120 \angle 5\text{--}15^\circ$ , шарнир погружается на  $15\text{--}20 \angle 10^\circ$ .



**Фиг. 19.** Останцы траппов на водоразделе рек Марха и Кыллах (участок Полигон, Алакит-Мархинский район).

Зона повышенной трещиноватости 345 с аз. пад  $\angle 85^\circ$  мощностью 1 м.

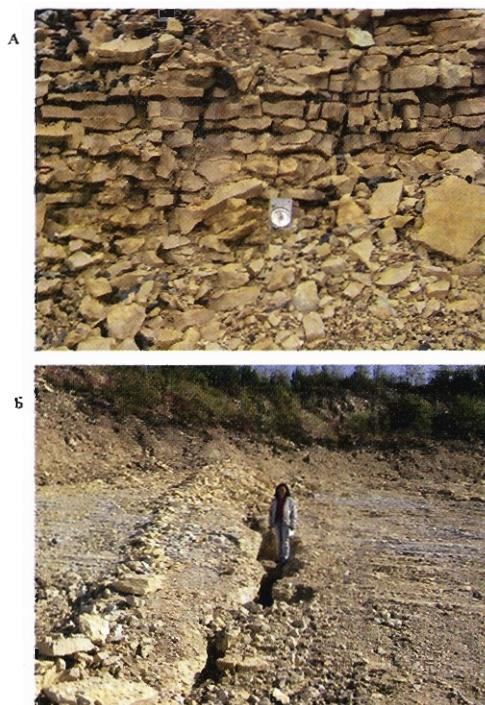


**Фиг. 20.** Развалы траппов на водоразделе рек Марха и Кыллах (участок Полигон, Алакит-Мархинский район).

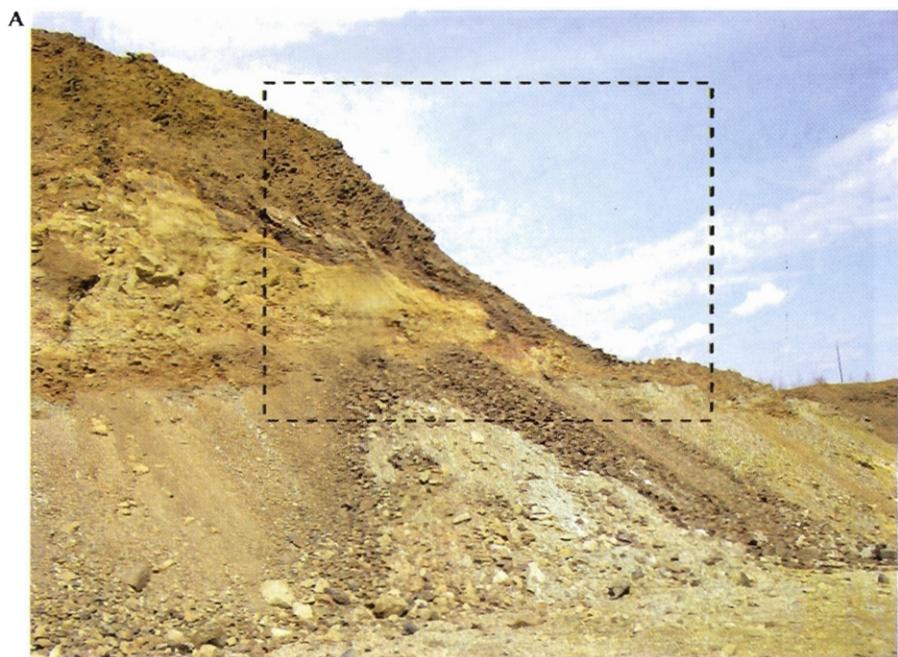
Хорошо видно, что основные системы крутопадающих трещин имеют элементы залегания, близкие к таковым в ненарушенных блоках.



**Фиг. 21.** Карьер по добыче песчаника в окрестностях г. Мирный.  
Серия сбросовых трещин в песчаниках. Аз. пад. 110–120  $\angle$  70–85°.



**Фиг. 22.** Карьер в известняках (3 км дороги Айхал-Юбилейный).  
Особенности проявления трещиноватости в зоне субширотного разлома с аз.пад. 345–355  
 $\angle$ 85° в стенах (А) и днище (Б) карьера.



**Фиг. 23.** Карьер по добыче диабазов в окрестностях г. Мирный. Надвиговая зона мощностью 0.5–0.6 м (А), и ее фрагмент (Б).  
Тонкими линиями подчеркнута складка в висячем крыле, стрелками – зона тектонической закалки с аз. пад. 120–130  $\angle$  30–40°.



Фиг. 24. Технологическая канава в окрестностях г. Мирный.  
Коробчатые складкообразные структуры, возникающие в результате взаимодействия кру-  
топадающих и послойных разрывных нарушений.



Фиг. 25. Технологическая зачистка в окрестностях г. Мирный.  
Линейные складкообразные структуры, возникающие в результате взаимодействия кру-  
топадающих и послойных разрывных нарушений.

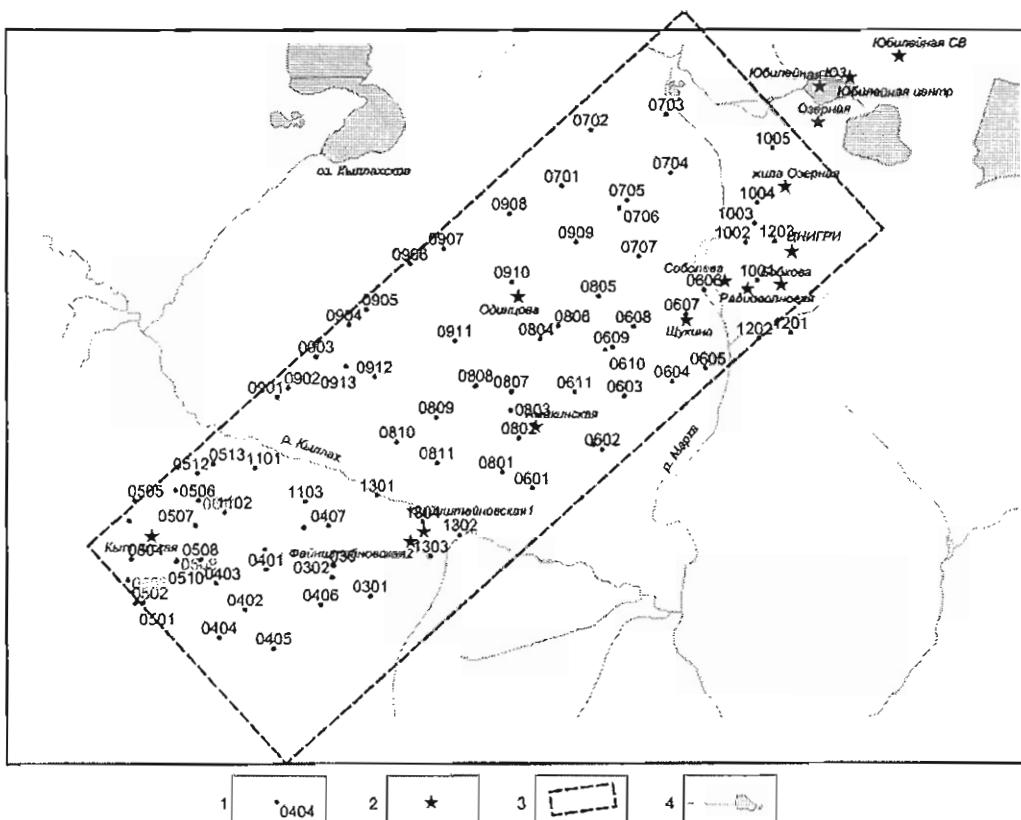
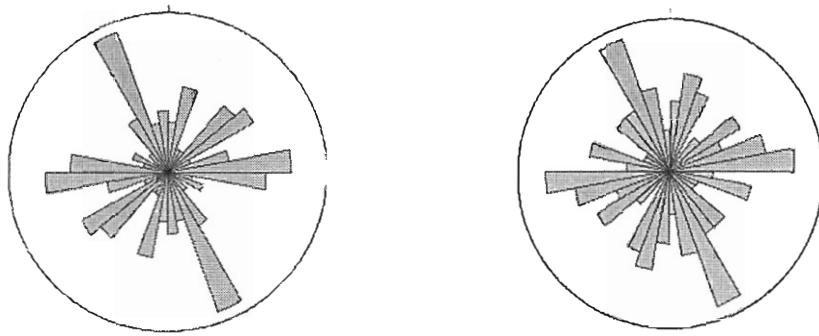


Рис. 3.33. Сеть точек наблюдения в пределах участка “Полигон”.

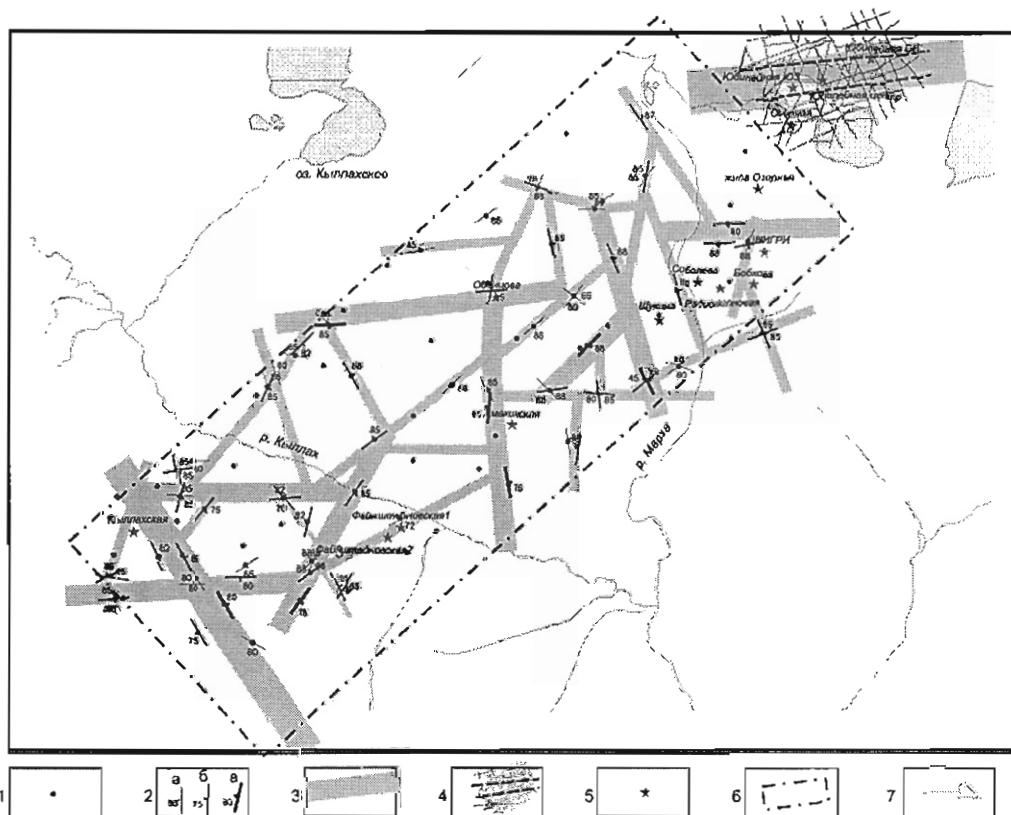
1 – точки тектонофизических наблюдений и их номера; 2 – кимберлитовые трубы; 3 – границы участка “Полигон”; 4 – речная сеть и озера.

Детальность созданной сети точек позволила построить макет схемы разрывной тектоники участка путем трассирования участков проявления и сгущения в коренных выходах разрывных нарушений разной мощности каждого из выделенных направлений (рис. 3.35). Основу ее составляют серии субпараллельных локальных разломов север-северо-западной и восток-северо-восточной ориентировки. Так же наблюдаются достаточно протяженные, но в большинстве случаев маломощные разломы северо-восточного и северо-западного простираний.

Следует отметить, что полученная схема отражает строение разрывной сети в трапповых телах, которая сформировалась как отклик на активизацию разноранговых дислокаций в нижележащих кимберлитовмещающих толщах. Очевидно, что некоторые из направлений разрывов проявились в трапповой покрышке фрагментарно, тогда как другие, наоборот, получили большее распространение, чем в нижележащих отложениях. В то же время наблюдаемое строение разломной сети позволяет предположить, что ее формирование происходит над разломными зо-



**Рис. 3.34.** Розы-диаграммы простираций субвертикальных разрывных нарушений.  
 а – участок “Полигон” (107 замеров, окно осреднения –  $10^\circ$ , макс. луч – 12 %); б – карьер трубы “Юбилейной” (89 замеров, окно осреднения –  $10^\circ$ , макс. луч – 14 %).



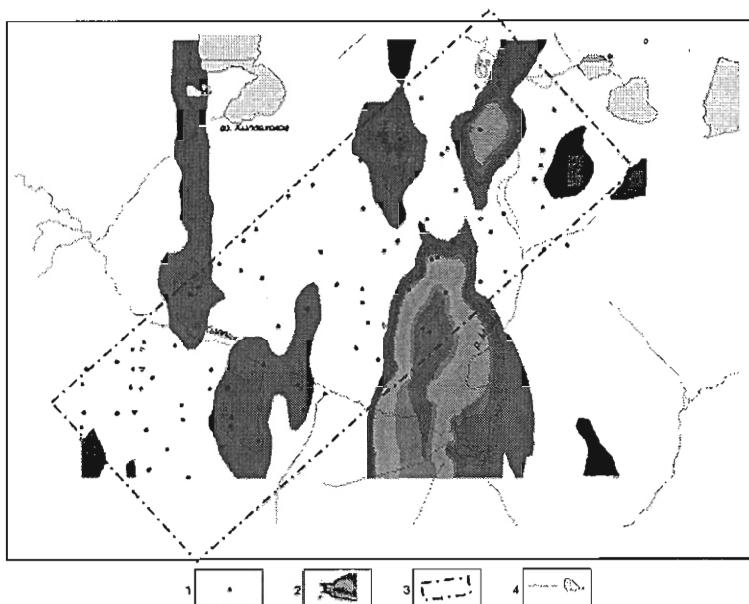
**Рис. 3.35.** Макет схемы разломной тектоники участка “Полигон”.  
 1 – точки тектонофизических наблюдений; 2 – зафиксированные выходы разрывных нарушений мощностью: менее 1 м (а), от 1 до 10 м (б) и более 10 м (в); 3 – зоны локальных разломов; 4 – разрывная сеть участка локализации трубки Юбилейной; 5 – кимберлитовые тела; 6 – границы участка “Полигон”; 7 – гидросеть.

нами субмеридионального (намечается по сгущению северо-северо-западных и северо-северо-восточных разрывов в северо-восточном углу площади) и субширотного (серии субпараллельных дизьюнктивов на юго-западе и северо-востоке участка) простираций.

Для поиска кимберлитовых тел в первую очередь важны зоны в карбонатных породах среднего и нижнего палеозоя, перекрытых трапповыми телами. Поэтому был проведен дополнительный анализ трещиноватости с использованием специальных методик, позволяющих выделять скрытые разломные зоны. Первым шагом в наших построениях стало рассмотрение интенсивности основных направлений систем трещин на площади работ. В качестве основных дизьюнктивных направлений для последующего анализа были выделены: северо-северо-восточное ( $0\text{--}30^\circ$ ), северо-северо-западное ( $330\text{--}350^\circ$ ), востоко-северо-восточное ( $60\text{--}90^\circ$ ), востоко-юго-восточное ( $100\text{--}110^\circ$ ), северо-западное ( $310\text{--}320^\circ$ ) и северо-восточное ( $40\text{--}50^\circ$ ). Для каждого из выделенных направлений с помощью программы RockWork\_2002 были построены схемы, отражающие распределение параметра густоты (рис. 3.36–3.41).

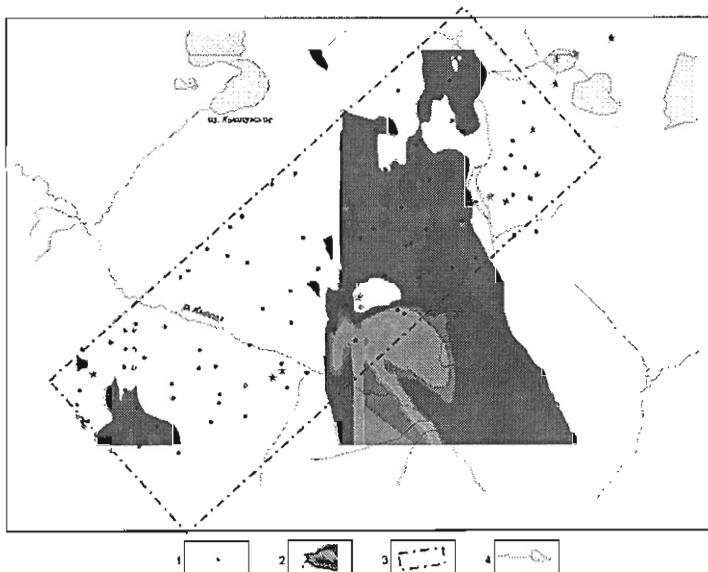
При интерпретации данных схем мы исходили из того, что разломные зоны характеризуются повышенными, по сравнению с породами в слабонарушенных блоках земной коры, значениями густоты и/или плотности трещиноватости. При этом, как правило, максимальное развитие получает система трещин, субпараллельных сместителю разлома [Шерман, 1977]. Однако практика показывает, что отмечаются также случаи, когда наиболее проявленными в разломной зоне оказываются системы трещин, направление которых не совпадает с направлением сместителя, т.е. сечущие или поперечные (например,  $R'$ -сколы в сдвиговой зоне) по отношению к ней дизьюнктивы. Это типичные ситуации для ранних стадий развития разломных зон или для участков изгиба сместителя. Поэтому на представленных схемах в качестве возможных отрезков разломных зон рассматривались линейные максимумы (а также их цепочки), ориентировка которых как совпадала с анализируемым направлением трещиноватости, так и отличалась от него (см. рис. 3.36–3.41). Отметим, что выделение линий предполагаемых разломов производилось только в пределах границ участка “Полигон”, где полученные распределения были обеспечены достаточным количеством данных (см., например, рис. 3.64). Совокупность полученных таким образом линий предполагаемых разломов показана ниже.

Кроме того, была использована методика анализа пространственного распределения в пределах изучаемой площади структурных парагенезисов, состоящих из трех примерно перпендикулярных друг другу систем тектонических трещин [Семинский, 2003]. На структурных диаграммах выделялись тройки взаимно перпендикулярных систем трещин (отклонения от прямого угла при переборе отдельных максимумов – менее  $20^\circ$ ). На каждой из диаграмм было выделено от 2 до 5 троек-систем трещин, а их общее количество для участка составило более 100. Затем они были сгруппированы по ориентировке в пространстве. При этом для каждой из них был рассчитан показатель интенсивности (см. раздел 2.3.2).



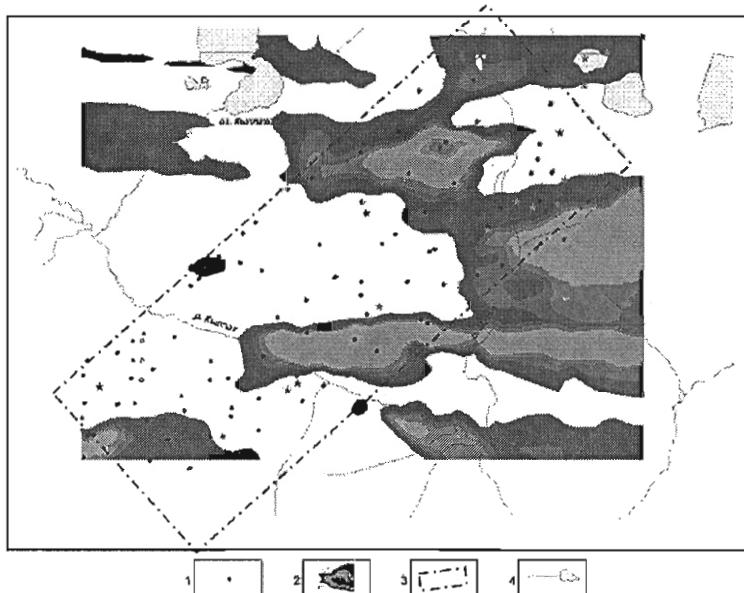
**Рис. 3.36.** Распределение параметра густоты трещиноватости для системы с простирианием 0–30°.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения 2–18 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.



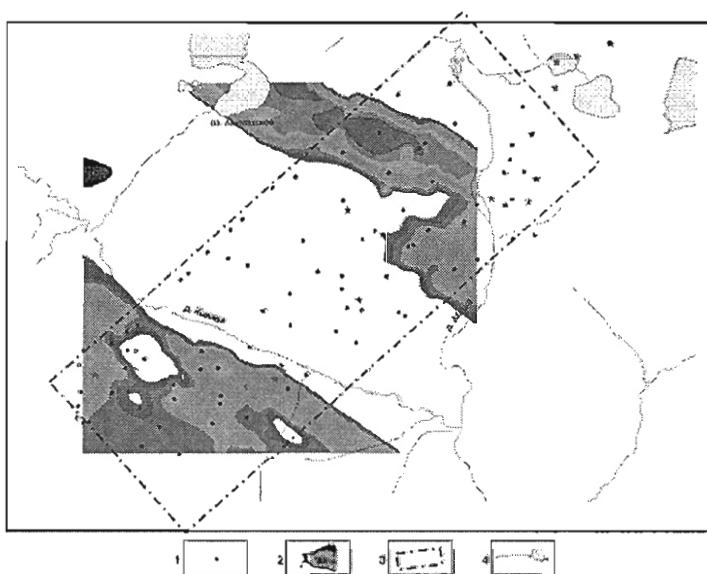
**Рис. 3.37.** Распределение параметра густоты трещиноватости для системы с простирианием 330–350°.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения 2–20 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.



**Рис. 3.38.** Распределение параметра густоты трещиноватости для системы с простиранием 60–90°.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения 1.5–9.0 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.



**Рис. 3.39.** Распределение параметра густоты трещиноватости для системы с простираанием 100–110°.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения 1.9–6.7 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.

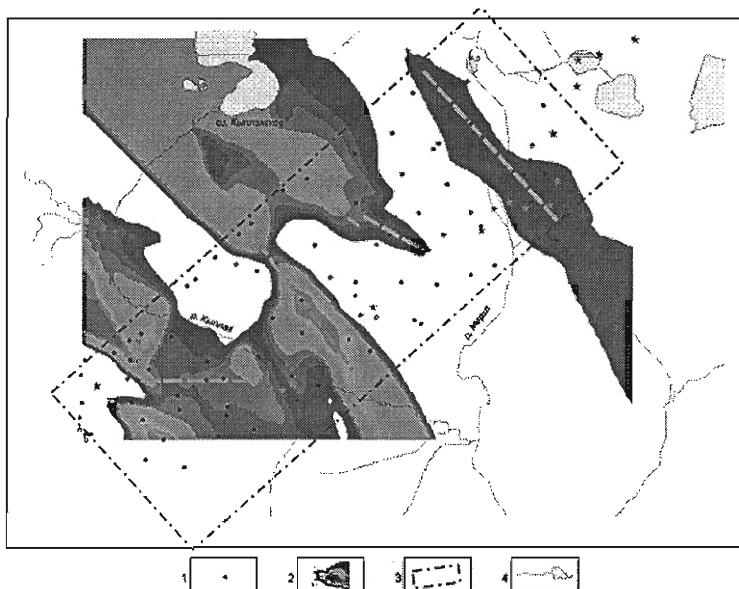


Рис. 3.40. Распределение параметра густоты трещиноватости для системы с простирианием  $310\text{--}320^\circ$ .

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения  $0.75\text{--}3.50\%$ ); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.

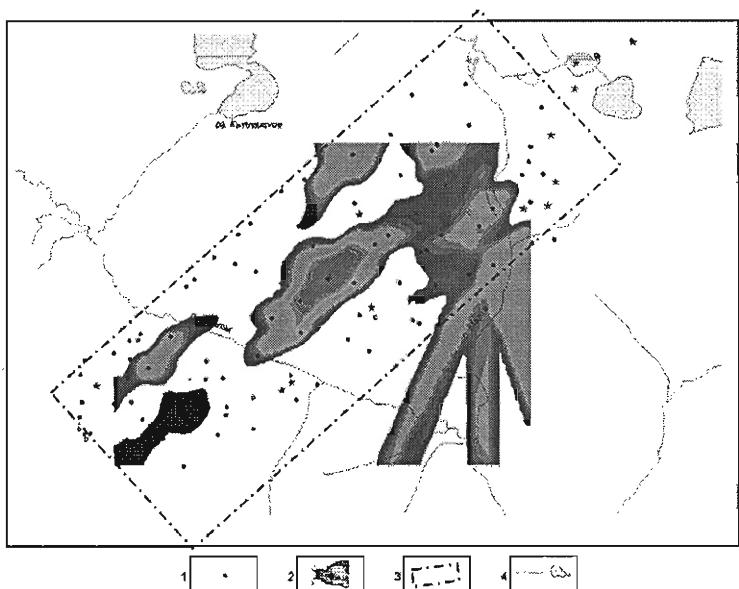


Рис. 3.41. Распределение параметра густоты трещиноватости для системы с простирианием  $40\text{--}50^\circ$ .

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии густоты трещин данной системы (значения  $2\text{--}10\%$ ); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.

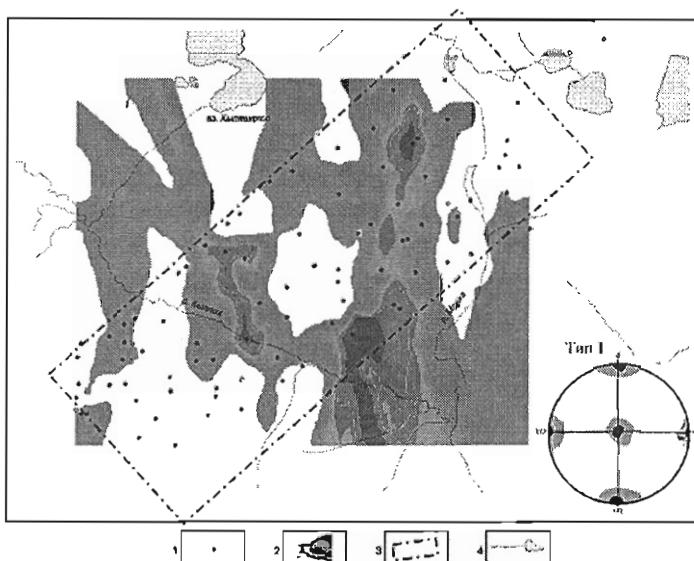
Полученные данные свидетельствуют, что большинство троек-систем трещин принадлежит двум типам, каждый из которых характеризуется присутствием двух субвертикальных и одной субгоризонтальной системы. Субвертикальные системы в тройках первого типа имеют ортогональную, а в тройках второго типа – диагональную ориентировку по отношению к сторонам света. Далее с помощью программы RockWork\_2002 строились схемы, отражающие распределение показателя интенсивности для выделенных в породах изучаемого участка структурных парагенезисов, относящихся к каждому из двух главных типов в отдельности (рис. 3.42–3.45). Линейно вытянутые участки распространения одинаково ориентированных троек-систем трещин, представленные на этих схемах максимальными значениями интенсивности, интерпретируются по методике как разломные зоны. Поскольку в пределах рассматриваемого участка каждый из выделенных парагенезисов может формироваться в зонах различного направления (например, тип 1 как в зоне субмеридионального разлома, так и в сопряженной с ним зоне субширотного), построения выполнялись для каждого из возможных вариантов.

Анализ схем, отражающих интенсивность проявления троек-систем трещин типа 1 (см. рис. 3.42 и 3.43), позволяет довольно четко наметить положение субмеридиональных и субширотных зон в пределах участка “Полигон”. Тройственный парагенезис второго типа отвечает формированию трещиноватости в зонах северо-восточного или северо-западного простирания, соответственно (см. рис. 3.44 и 3.45). Суммарная схема, отражающая результаты, полученные с помощью различных приемов, приведена на рисунке 3.46.

Комплексный анализ полученных данных позволил построить карту разломной сети для участка “Полигон” (рис. 3.47). Выполненные построения показали, что большая часть откартированных разломных зон характеризуется субмеридиональным и субширотным направлениями, т.е. представляет ортогональную систему дизьюнктивов. Они достаточно четко подчеркиваются максимумами на схемах различных параметров. Разломы других направлений представлены диагональной системой нарушений, которые ориентированы на северо-восток и северо-запад, соответственно. Они, по нашему мнению, имеют подчиненное значение и осложняют строение разломной сети ортогональной системы. Из результатов анализа тектонической трещиноватости и данных наблюдений разрывных нарушений в естественных выходах следует, что практически все выделенные разломы характеризуются субвертикальным падением с углами, близкими к 85°. Причем часто отмечается изменение направления падения на различных участках одной и той же разломной зоны по простиранию.

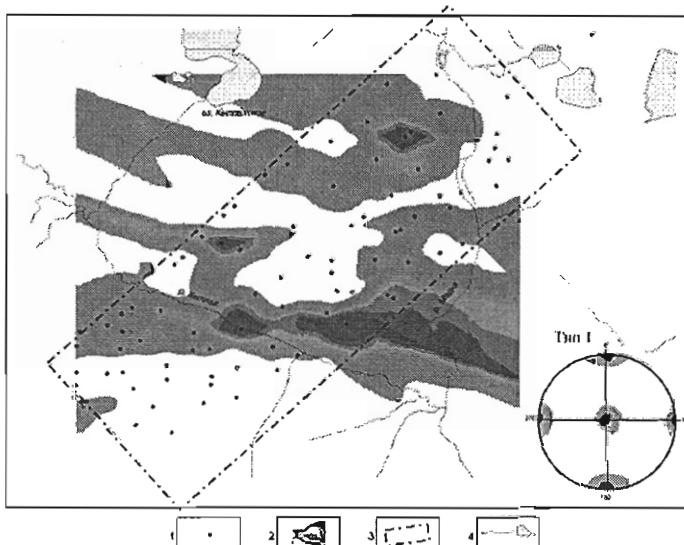
Полученные на карте линии соответствуют положению разломных смесятелей на глубине. В приповерхностных условиях (на уровне карбонатного цоколя) они представляют собой зоны (шириной десятки – первые сотни метров) проявления разрывных дислокаций более низких рангов (разрывные нарушения и трещины).

Подобные построения (макет схемы, анализ параметров трещиноватости и анализ троек-систем) были выполнены и для изученной площади в целом. Пред-



**Рис. 3.42.** Схема интенсивности проявления троек-систем трещин типа 1 для выделения разломных зон субмеридиональной ориентировки.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии интенсивности троек-систем (значения 4.3–6.8 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть. На нижней врезке – круговая диаграмма, иллюстрирующая принципиальное положение трех взаимно перпендикулярных систем трещин, составляющих парагенезис первого типа.



**Рис 3.43.** Схема интенсивности проявления троек-систем трещин типа 1 для выделения разломных зон субмеридиональной ориентировки.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии интенсивности троек-систем (значения 4.4–6.8 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть.

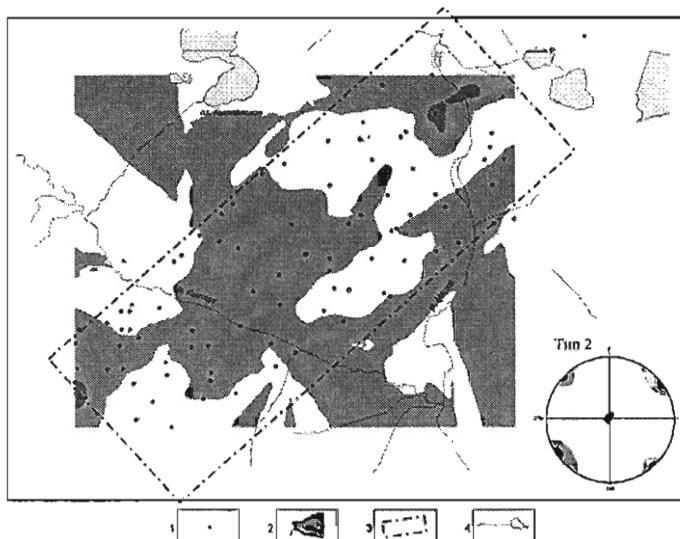


Рис. 3.44. Схема интенсивности проявления троек-систем трещин типа 2 для выделения разломных зон северо-восточной ориентировки.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии интенсивности троек-систем (значения 3.75–7.40 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть. На нижней врезке – круговая диаграмма, иллюстрирующая принципиальное положение трех взаимно перпендикулярных систем трещин, составляющих парагенезис второго типа.

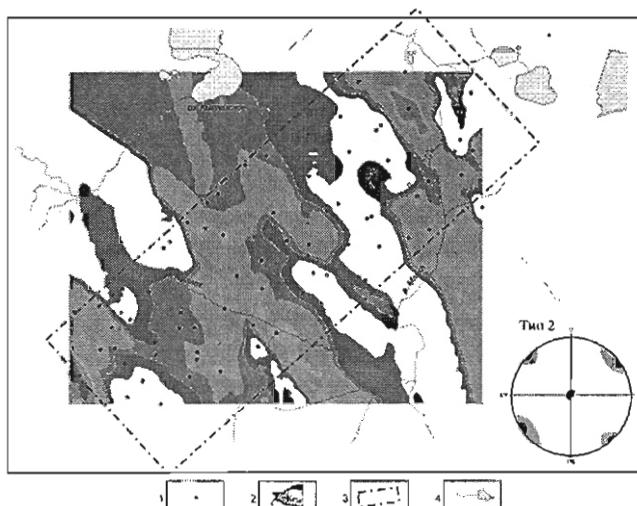
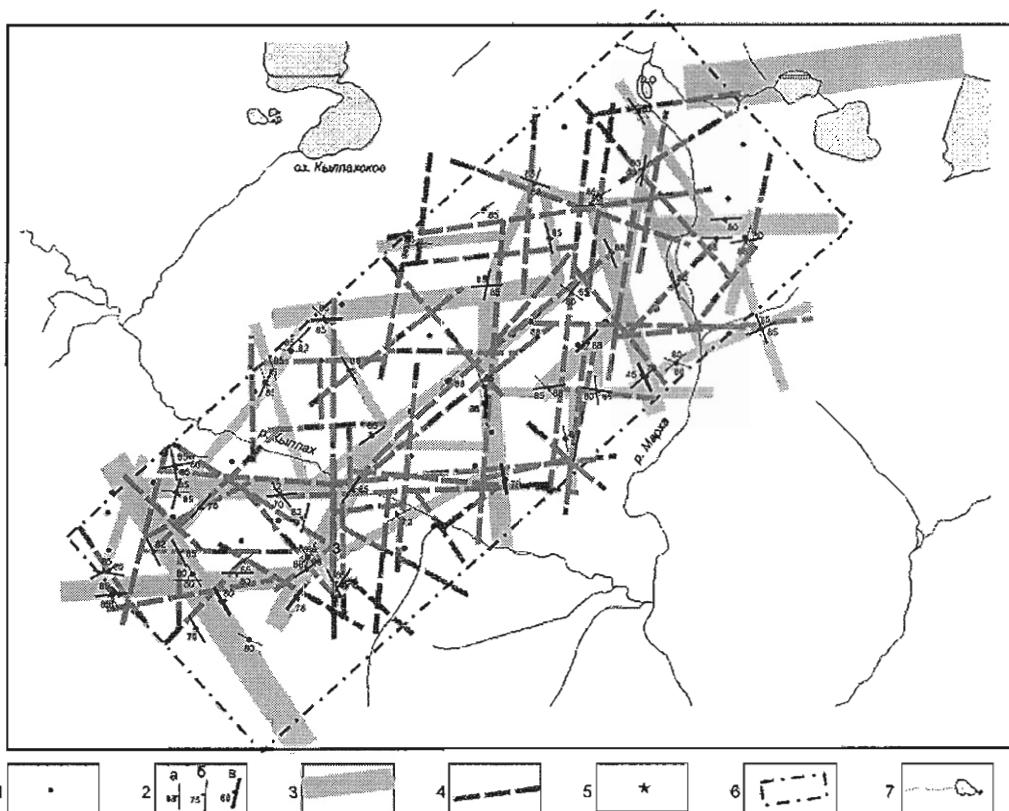


Рис. 3.45. Схема интенсивности проявления троек-систем трещин типа 2 для выделения разломных зон северо-западной ориентировки.

1 – точки наблюдений; 2 – изолинии интенсивности троек-систем (значения 3.75–7.40 %); 3 – границы участка; 4 – гидросеть. На нижней врезке – круговая диаграмма, иллюстрирующая принципиальное положение трех взаимно перпендикулярных систем трещин, составляющих парагенезис второго типа.



**Рис. 3.46.** Суммарная схема линий разломных зон участка "Полигон", выделенных при помощи различных методических приемов.

1 – точки тектонофизических наблюдений; 2 – выходы разрывных нарушений мощностью: менее 1 м (а), от 1 до 10 м (б) и более 10 м (в); 3 – предполагаемые разломные зоны по результатам прямых наблюдений; 4 – осевые линии предполагаемых разломных зон по результатам анализов густоты систем трещиноватости и тройственных парагенезисов; 5 – кимберлитовые тела; 6 – границы участка "Полигон"; 7 – гидросеть.

ставленная на рис. 3.48 схема отражает блоковую делимость изучаемой площади и наглядно показывает, что кимберлитовые тела приурочены к узлам пересечения разломов различного ранга. Прежде всего, это разломы субмеридионального, субширотного и, отчасти северо-западного направлений, которые, как показывает опыт работ на эталонных участках, играют определяющую роль в контроле кимберлитовых тел.

Изучение полей тектонических напряжений на основе детального анализа трещиноватости было проведено в 98 точках наблюдений. Полученные результаты показывают, что большинство решений соответствуют сдвиговому полю (оси сжатия ( $\sigma_3$ ) и растяжения ( $\sigma_1$ ) – субгоризонтальны, промежуточная ось ( $\sigma_2$ ) – суб-

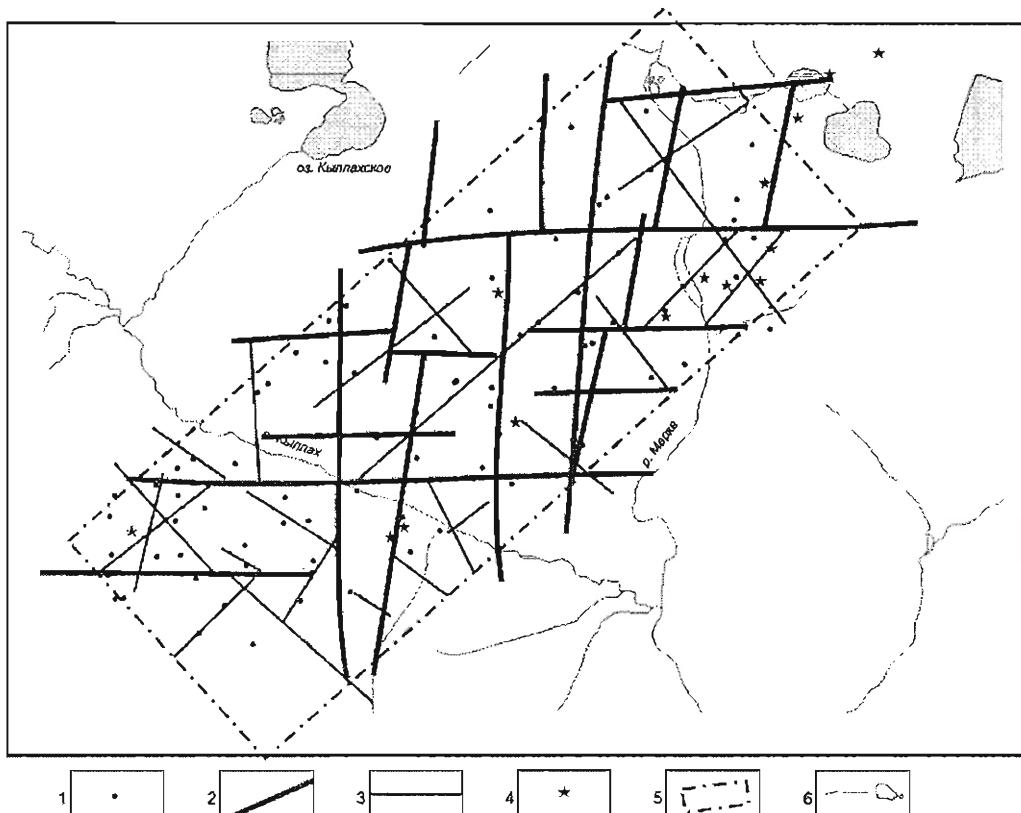
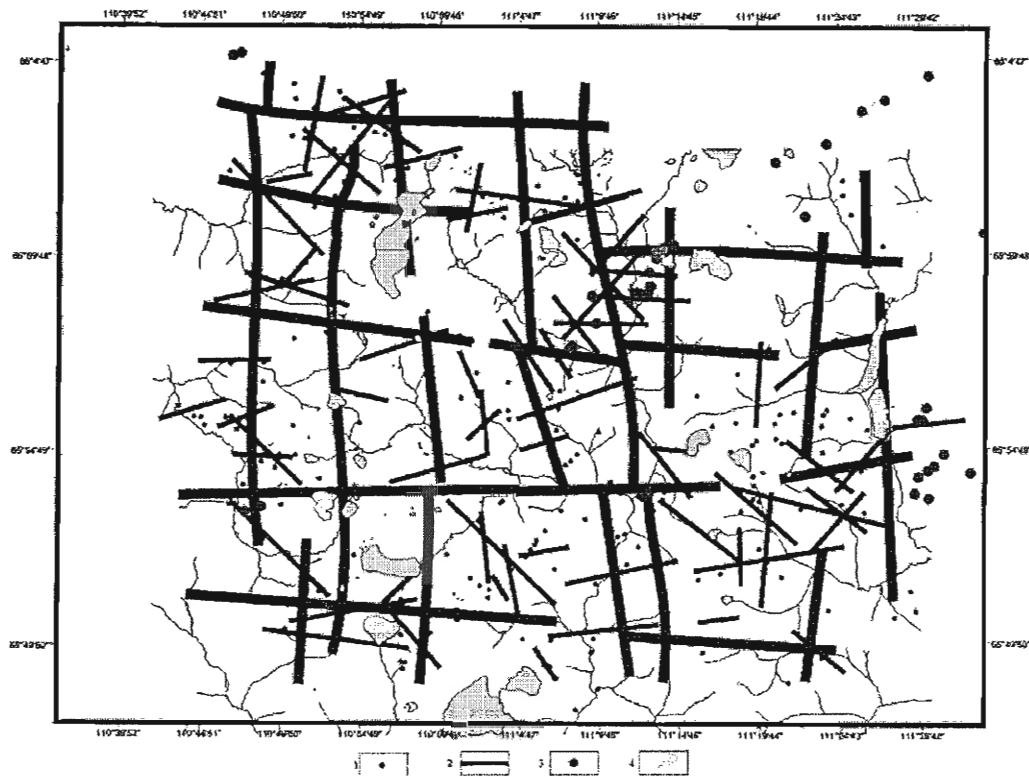


Рис. 3.47. Карта строения сети субвертикальных разломов для участка “Полигон”.  
 1 – точки тектонофизических наблюдений; 2 – разломы ортогональной системы; 3 – разломы диагональной системы; 4 – кимберлитовые тела; 5 – границы участка “Полигон”; 6 – гидросеть.

вертикальна), хотя присутствуют и поля, отвечающие сбросовому ( $\sigma_1$  – субгоризонтальна, а  $\sigma_3$  и  $\sigma_2$  – субвертикальны) и взбросовому ( $\sigma_3$  – субгоризонтальна, а  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  – субвертикальны) типам.

В соответствии с установленными для эталонных участков закономерностями (см. характеристику участков локализации трубок Комсомольской и Юбилейной), все полученные решения были разбиты на четыре группы, отвечающие различным этапам проявления полей тектонических напряжений. Для каждой из них были построены соответствующие схемы, отражающие положения осей главных нормальных напряжений, восстановленные в различных точках участка (рис. 3.49–3.53). Полученные схемы свидетельствуют о том, что выделенные поля имели площадное распространение и оказывали определяющее влияние на формирование и активизацию разрывной структуры участка.

Поля напряжений первой группы (см. рис. 3.49) характеризуются преимущественно сдвиговыми решениями, свидетельствующими о северо-восточной



**Рис. 3.48.** Схема разломно-блокового строения изучаемой площади по результатам анализа тектонической трещиноватости.

1 – точки наблюдения; 2 – разломы; 3 – кимберлитовые тела; 4 – гидросеть.

ориентировке оси сжатия и северо-западной – растяжения. Сюда же относятся решения, соответствующие надвиговому (северо-восточное сжатие) и сбросово-му (северо-западное растяжение) типам полей. Последние определяют наличие локальных участков сжатия и растяжения в сдвиговых зонах. Как показывают результаты изучения эталонных участков, поля первой группы проявлялись на начальном этапе формирования (активизации?) разломной сети площади работ и приводили к сдвиговым движениям по сопряженным разломам ортогональной ориентировки. При этом по меридиональным разломам разрывы представляли правые, а широтным – левые сдвиги. На участках взаимодействия между дисъюнктивами формировались кимберлитовые тела. К ним относятся, прежде всего, узлы пересечения разломов разных направлений, а также области растяжения, возникающие при сдвиговых движениях по субпараллельным сближенным нарушениям. В частности, подобная картина характерна, по-видимому, и для участка “Полигон” (см. рис. 3.49 и 3.50).

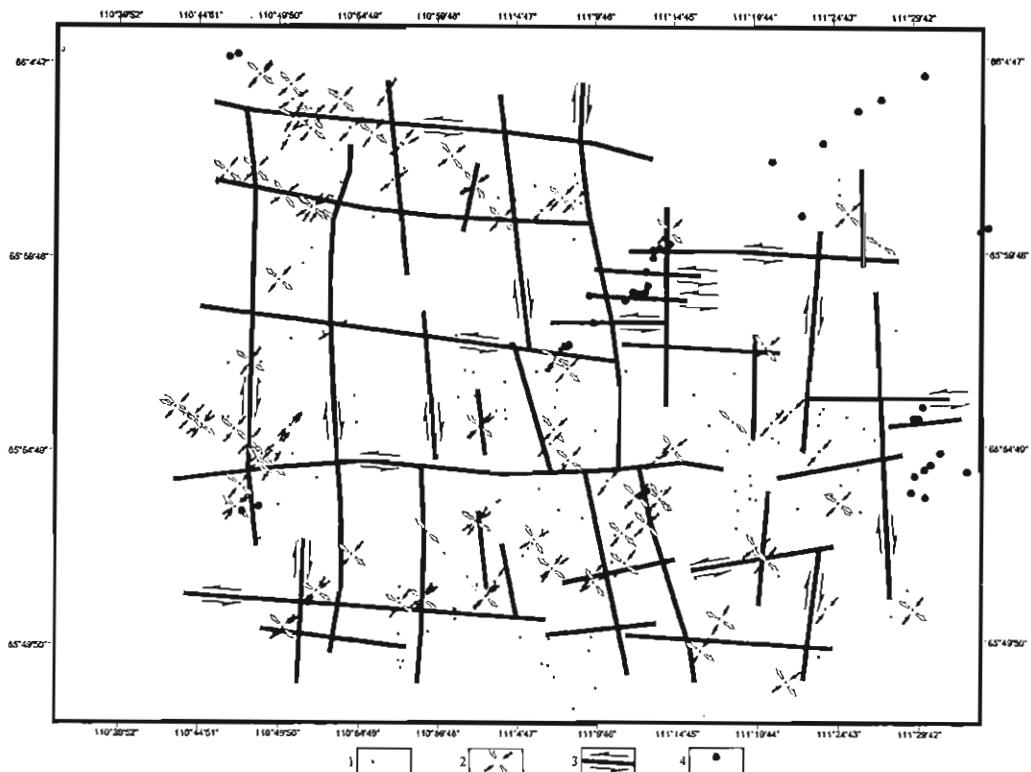


Рис. 3.49. Особенности проявления локальных полей тектонических напряжений первой группы (северо-восточное сжатие – северо-западное растяжение) на площади участка. 1 – точки тектонофизических наблюдений; 2 – полученные решения положений осей главных нормальных напряжений сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки); 3 – разломные зоны и их кинематика; 4 – кимберлитовые трубы. Пунктиром показана область растяжения на участке взаимодействующих сдвиговых разломов (см. рис. 3.50).

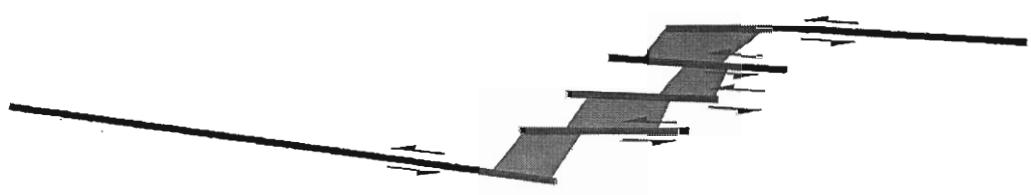


Рис. 3.50. Фрагмент разломной сети для участка взаимодействия сближенных субширотных разломов (см. область, выделенную пунктиром на рис. 3.49). Серым цветом отмечены области растяжения, образующиеся в результате сдвиговых смещений по взаимодействующим разломам.

Для полей второй группы (см. рис. 3.51) характерно северо-западное направление осей сжатия и северо-восточное – осей растяжения. Для них, так же как и для полей первой группы, часть решений относится к надвиговому (сжатие северо-западное) и сбросовому (растяжение северо-восточное) типам. Поля этой группы отражают второй этап становления разрывной структуры на площади работ. При этом они также наиболее благоприятны для функционирования сети ортогональных разломов. Однако кинематика последних прямо противоположна первому этапу, т.е. субмеридиональные разрывы проявляются как левые, а субширотные – как правые сдвиги. Участки взаимодействия разломов, которые раньше были областями растяжения, на данном этапе оказываются в условиях сжатия, и в их пределах возможно формирование соответствующих структур (локальные надвиги, пологие поднятия и складки).

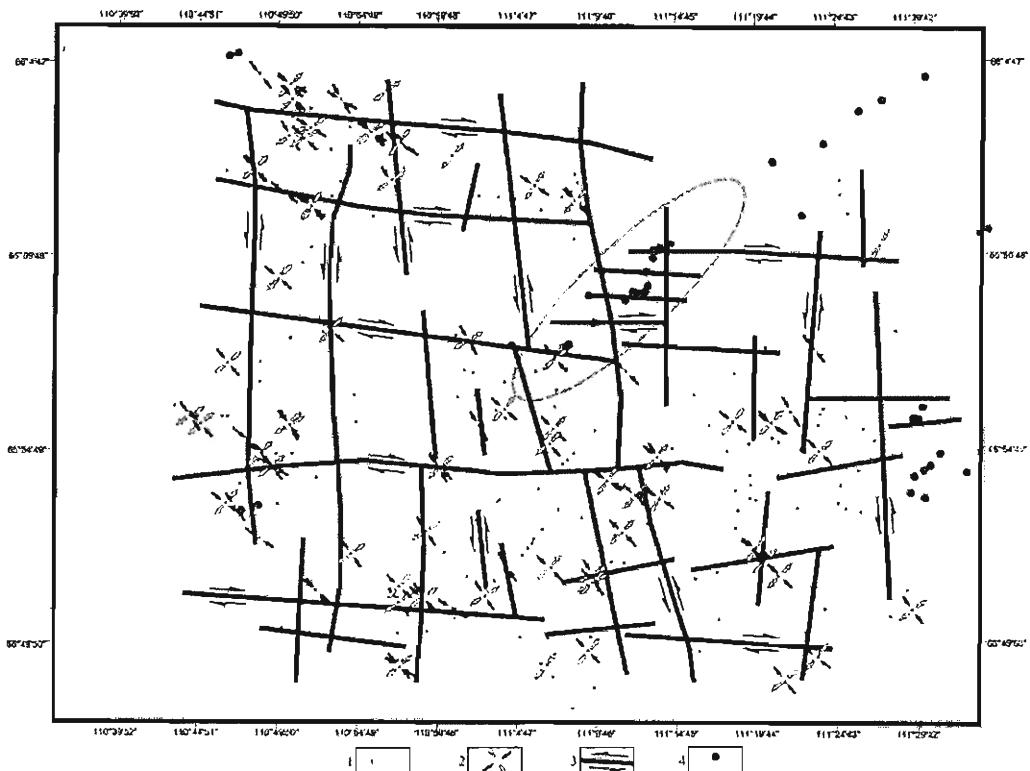
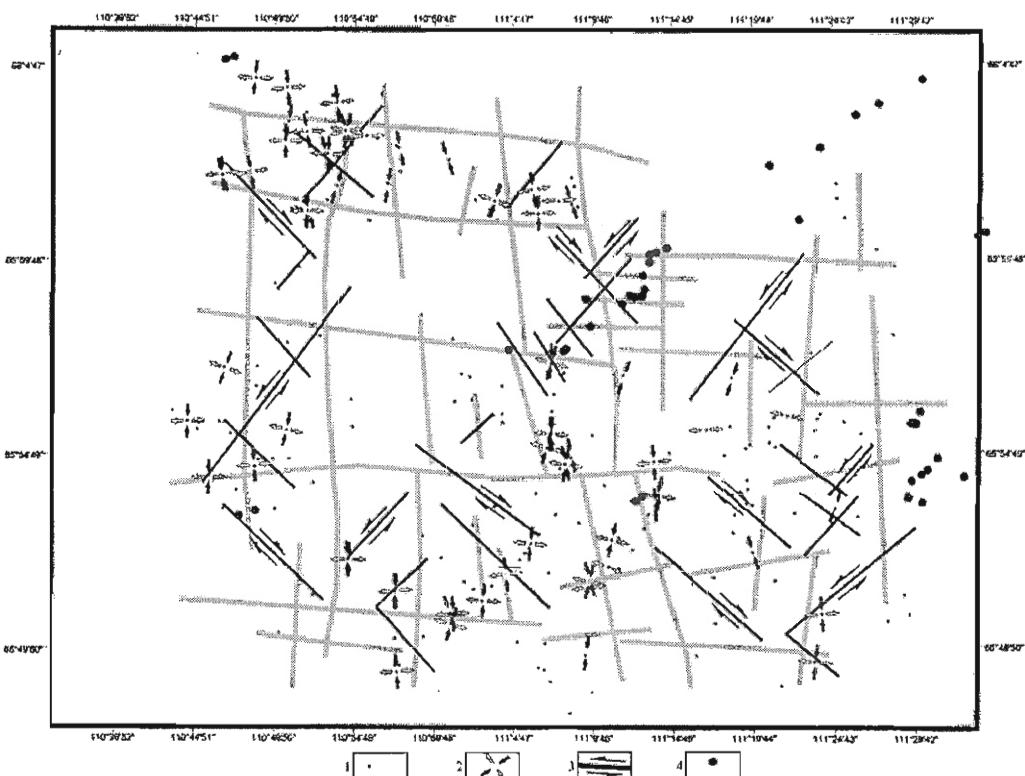


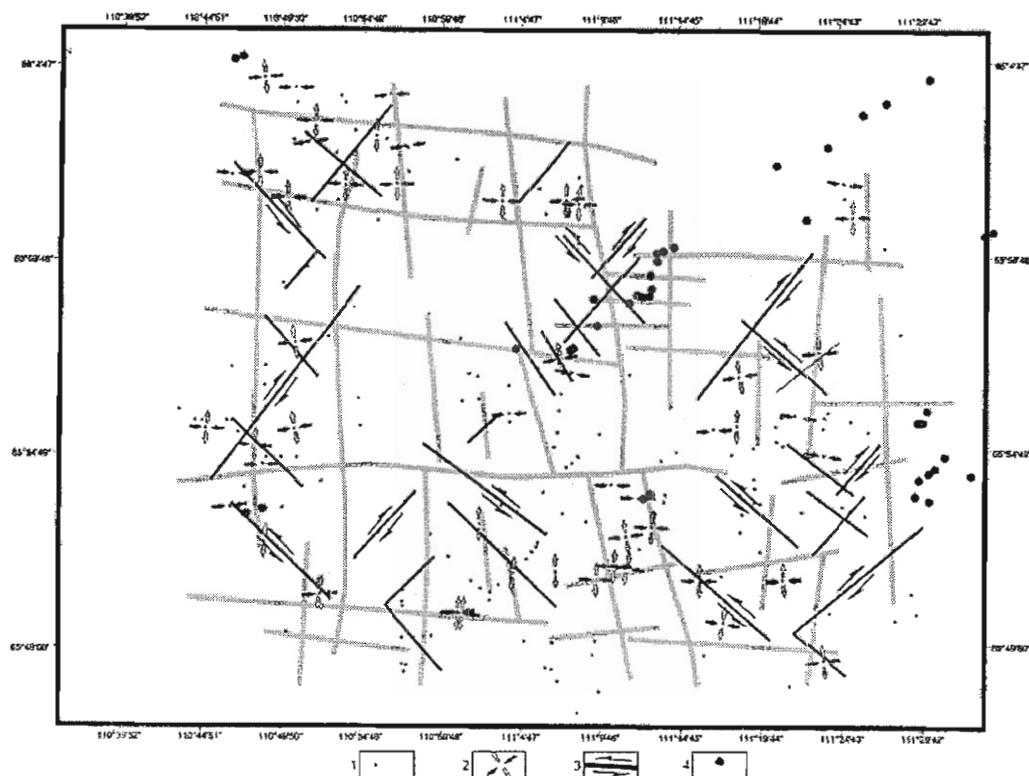
Рис. 3.51. Особенности проявления локальных полей тектонических напряжений второй группы (северо-западное сжатие – северо-восточное растяжение) на площасти участка.  
1 – точки тектонофизических наблюдений; 2 – полученные решения положений осей главных нормальных напряжений сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки); 3 – разломные зоны и их кинематика; 4 – кимберлитовые трубки.

Третья группа локальных полей кардинально отличается от предыдущих двух прежде всего направлением осей главных нормальных напряжений. Здесь большинство решений характеризуется субмеридиональной ориентировкой оси сжатия и субширотной – растяжения (см. рис. 3.52). В подобных условиях основную роль играют процессы становления и активизации диагональных дизъюнктивов, работающих как сопряженная пара. Разломы северо-восточной ориентировки проявляются как левые, а северо-западной – как правые сдвиги. По разломам ортогональной ориентировки в этот период возможны незначительные вертикальные смещения и участки раскрытия (для субмеридиональных структур) или скучивания (для субширотных).

И наконец, четвертая группа полей объединяет решения, которые свидетельствуют о субширотном положении оси сжатия и субмеридиональном – растяжения (см. рис. 3.53). Здесь также наблюдается превалирование сдвигового типа поля. Однако при этом немалую роль играют решения, соответствующие надвиговому



**Рис. 3.52.** Особенности проявления локальных полей тектонических напряжений третьей группы (субмеридиональное сжатие – субширотное растяжение) на площади участка.  
1 – точки тектонофизических наблюдений; 2 – полученные решения положений осей главных нормальных напряжений сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки); 3 – разломные зоны и их кинематика; 4 – кимберлитовые трубки.



**Рис. 3.53.** Особенности проявления локальных полей тектонических напряжений четвертой группы (субширотное сжатие – субмеридиональное растяжение) на площади участка. 1 – точки тectonoфизических наблюдений; 2 – полученные решения положений осей главных нормальных напряжений сжатия (черные стрелки) и растяжения (белые стрелки); 3 – разломные зоны и их кинематика; 4 – кимберлитовые трубы.

(субширотное сжатие) и, в гораздо меньшей степени, сбросовому (субмеридиональное растяжение) типам. Кинематика смещений для всех составляющих разрывной сети – прямо противоположна той, которая была характерна на предыдущем этапе. Северо-восточные и северо-западные нарушения при этом образуют сопряженную пару. Первые из них срабатывают как правые, а вторые – как левые сдвиги. Кроме того, на фоне незначительных вертикальных смещений по ортогональным разломам возможно формирование участков раскрытия (для субширотных) или скучивания (для субмеридиональных).

В целом, необходимо признать, что результаты площадного изучения полей тектонических напряжений с помощью тectonoфизических методов практически не отличаются от особенностей, установленных при проведении детальных работ в пределах разрабатываемых месторождений. Кроме того, полученные выводы совпадают с результатами изучения Мало-Ботубинского района, что может

свидетельствовать о единой тектонической обстановке, определявшей локализацию кимберлитовых тел на этих территориях. Напомним, что в Мирнинском поле ведущее значение для формирования трубок также имели первые из двух перечисленных выше полей (см. характеристику Мало-Ботуобинского района).

Таким образом, полученные схемы, отражающие строение, этапы формирования и активизации разрывной сети (см. рис. 3.48–3.53), показывают, что основные закономерности структурного контроля кимберлитовых тел Алакит-Мархинского района необходимо искать исходя из особенностей развития и активизации узлов пересечения сдвиговых разломных зон.

Выполненный тектонофизический анализ позволил сделать следующие основные выводы:

1. Структура разломной сети верхних слоев платформенного чехла Мало-Ботуобинского и Алакит-Мархинского районов сформировалась в результате многоэтапных сдвиговых движений по разломам в фундаменте платформы. При этом в строении разломных зон на земной поверхности наблюдается “наложение” структурных планов разных этапов деформаций.
2. Для каждого участка установлена последовательность проявления региональных полей тектонических напряжений сдвигового типа, которые определяли кинематику смещений и формирование структурных парагенезисов разрывов в разломных зонах.
3. Внедрение кимберлитовых тел связано с формированием локальных структур растяжения на участках сближения формирующихся или активизированных разрывов типа R-сколов или в узлах пересечения разломов.

## **ГЛАВА 4**

### **РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОКОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН**

Качество и эффективность алмазоисковых работ определяются многими факторами, главными среди которых являются концептуальная основа представлений об образовании объекта поиска – кимберлитового тела и вытекающая из неё методология прогнозных построений. В рамках существующих представлений кимберлитовый расплав, образующийся в верхней мантии под древней платформой, проходит сквозь неё в осадочный чехол и локализуется в нем с проявлением эксплозивного динамического эффекта. При этом считается, что зона глубинного разлома в фундаменте служит транспортным коридором для подъема кимберлитового расплава, а разрывные нарушения платформенного чехла предопределяют её последующую приповерхностную локализацию. Последние как структурный фактор контроля пространственного расположения кимберлитовых тел всегда представляли интерес для геологов.

Авторами в ходе детальных полевых работ в Даудыно-Алакитском и Мало-Ботуобинском кимберлитовых районах собран обширный банк данных по разноранговым разрывным нарушениям, позволяющий проводить структурные построения для разномасштабных объектов: отдельная трубка – куст трубок – поле – район. Перечисленная последовательность включает в себя широкий спектр разрывных нарушений, начиная от трещин, длиной от сантиметров, и кончая разломами, протяженностью до сотен километров.

При локальных полевых исследованиях, проводимых в пределах промышленных карьеров кимберлитовых трубок, собирается кондиционный фактический материал. По нему однозначно восстанавливается пространственное положение основных и второстепенных рудоконтролирующих, а также пострудных зон разрывных нарушений, их кинематические характеристики и обусловливающие их поля напряжений. При интерпретации полученных результатов чаще всего возникают вопросы, связанные с возможным механизмом и временной последовательностью формирования тех или иных разрывных парагенезисов.

При региональных площадных исследованиях, ориентированных на выяснение разломно-блоковой структуры осадочного чехла в пределах кустов трубок,

кимберлитовых полей и районов, точки наблюдений располагаются на местности неравномерно, вследствие плохой обнаженности территории платформы. Интерпретация результатов обработки структурного фактического материала в таких случаях не всегда однозначна, сопряжена с разного рода допусками и экстраполяциями, обусловленными неполнотой исходных данных. Их дефицит может быть отчасти восполнен посредством физического моделирования. Эксперименты, выполненные с соблюдением условий подобия, позволяют воспроизводить в моделях аналоги природных структур, наблюдать динамику их развития, осуществлять сбор количественных параметров, характеризующих эти структуры. При этом неоднократное повторение эксперимента при неизменных граничных условиях позволяет исключить из анализа элементы случайности, что повышает качество полученной с моделей информации и достоверность сделанных на её основе выводов.

#### **4.1. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ, ДИНАМИКИ РАЗВИТИЯ И ШИРИНЫ СДВИГОВЫХ ЗОН**

Экспериментально установлено, что при деформации среза (см. рис. 3.11) структурная эволюция разломной зоны протекает в рамках трех стадий, с характерными для каждой из них парагенезисами разрывных нарушений и механизмами деформаций [Шерман и др., 1983, 1991; Семинский, 2003 и др.]. На первой стадии в ней закладываются многочисленные непротяженные прямолинейные разрывы R'- и R-типа, которые, постепенно разрастаясь, исчерпывают ресурс своего развития. Происходит структурная перестройка, в ходе которой одни разрывы переходят в пассивное состояние, другие, объединяясь, дают начало более редкой сети разрывов нового масштабного ранга. Разрывообразование в зоне разлома переходит во вторую стадию, качественно повторяется и по мере развития деформационного процесса через очередную перестройку переходит в завершающую третью стадию, в рамках которой формируется один протяженный магистральный разрыв. Ширина разломной зоны ( $M$ ) по ходу её структурной эволюции не остается постоянной. Достигнув максимума в первую стадию, в течение двух последующих она сокращается и достигает минимума после образования магистрального шва [Шерман и др., 1983, 1991; Семинский, 2003 и др.].

Экспериментальные данные показывают, что максимальная ширина зоны разлома  $M$  может быть оценена по уравнению [Шерман и др., 1991]:

$$M_1 = 1.45 H + 0.0089 \lg \eta + 0.0090 \lg v - 0.0088, \text{ при } r = 0.98, \quad (4.1)$$

где  $H$ ,  $\eta$  и  $v$  – толщина разрушающегося слоя, его вязкость и скорость деформирования соответственно;  $r$  – коэффициент корреляции.

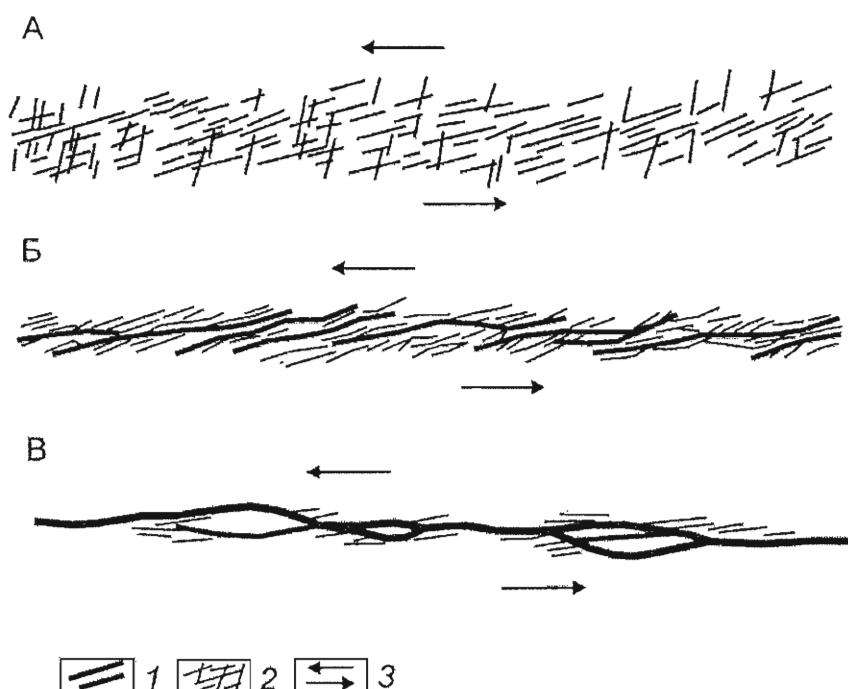
Это уравнение может быть адаптировано к природным ситуациям для оценки ширины зон разломов. Например, для осадочного чехла разных мощностей – 500, 750, 1000, 2000, 2500 и 5000 м, сложенного карбонатными породами и деформируемого при медленных скоростях, характерных для платформенных условий, максимальная ширина формирующихся сдвиговых зон на поверхности составит 700, 950, 1200, 1700, 2200, 2700 и 5150 м, соответственно.

Как отмечено выше, по мере развития деформационного процесса ширина области распространения активных разрывов в зоне разлома, названная в своё время “областью активного структурообразования разлома (OACP)”, становится меньше (рис. 4.1) [Шерман и др., 1991]. По экспериментальным данным характер этого изменения описывается уравнением:

$$M_{\text{OACP}} = 0.9525H - 0.27A - 0.0758 \lg \eta + 0.4161 \lg v + 4.4924 \text{ при } r = 0.80, \quad (4.2)$$

где  $A$  – амплитуда смещения.

Из приведенного уравнения и рисунка 4.1 следует, что по мере накопления амплитуды смещения ширина OACP сокращается и достигает своего минимума



**Рис. 4.1.** Внутреннее строение ОАСР сдвиговой зоны, развивающейся при деформации среза на первой (А), второй (Б) и третьей (В) стадиях развития.  
1–3 – разрывные нарушения, заложившиеся: 1 – в первую, 2 – вторую, 3 – третью стадии. На схемах показаны только активные разрывы.

при значении А, примерно равном четырехкратной величине толщины разрушающегося слоя (Н).

Еще раз подчеркнем, что в платформенных условиях, при которых скорости горизонтальных движений по глубинным разломам фундамента и накапливающиеся на них амплитуды весьма малы, формирующиеся в осадочном чехле зоны разлома, как правило, не выходят за рамки первой стадии. Они имеют относительно простую внутреннюю структуру, представленную совокупностью непротяженных прямолинейных разрывных нарушений (рис. 4.2) с неравномерным пространственным распределением в виде чередующихся по простирианию зоны локальных максимумов и минимумов их плотности.

Как показало моделирование, максимумы плотности отстоят друг от друга примерно на одинаковом расстоянии, соизмеримом с толщиной деформируемого слоя [Шерман и др., 1991; Семинский, 2003]. Установлено, что такие участки с максимальной степенью нарушенности платформенного чехла в сдвиговой зоне, которые являются потенциально благоприятными для обнаружения в их пределах алмазоносных кимберлитовых тел, характеризуются высокими значениями фрактальной размерности и информационной энтропии [Матросов и др., 2004].

Морфология сдвиговых зон, формирующихся при сжатии (см. рис. 2.34), зависит от исходных геометрических параметров модели. Так, симметричные Х-образно пересекающиеся сдвиговые зоны (рис. 4.3, Б, В) образуются только при

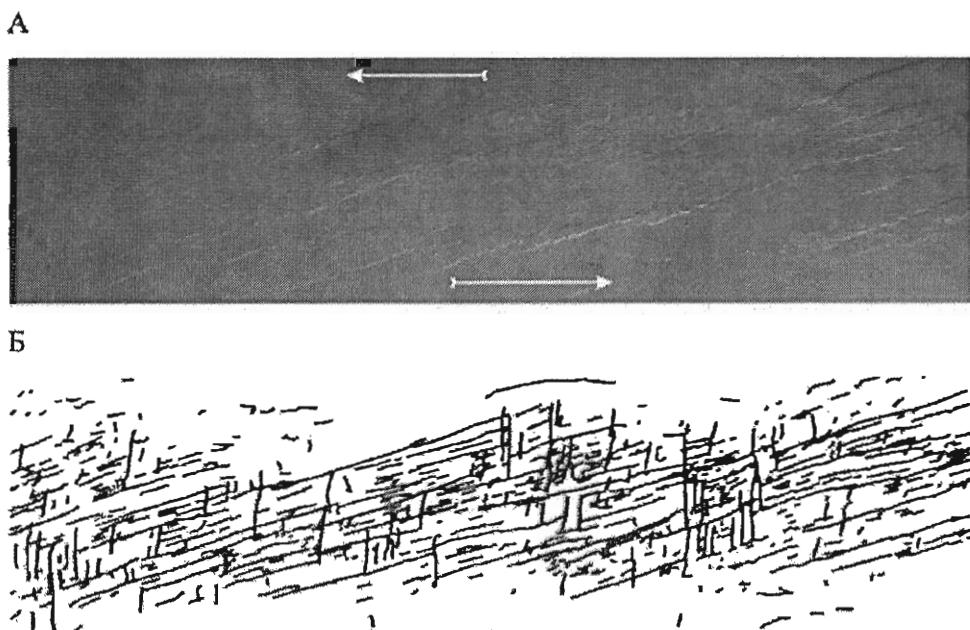
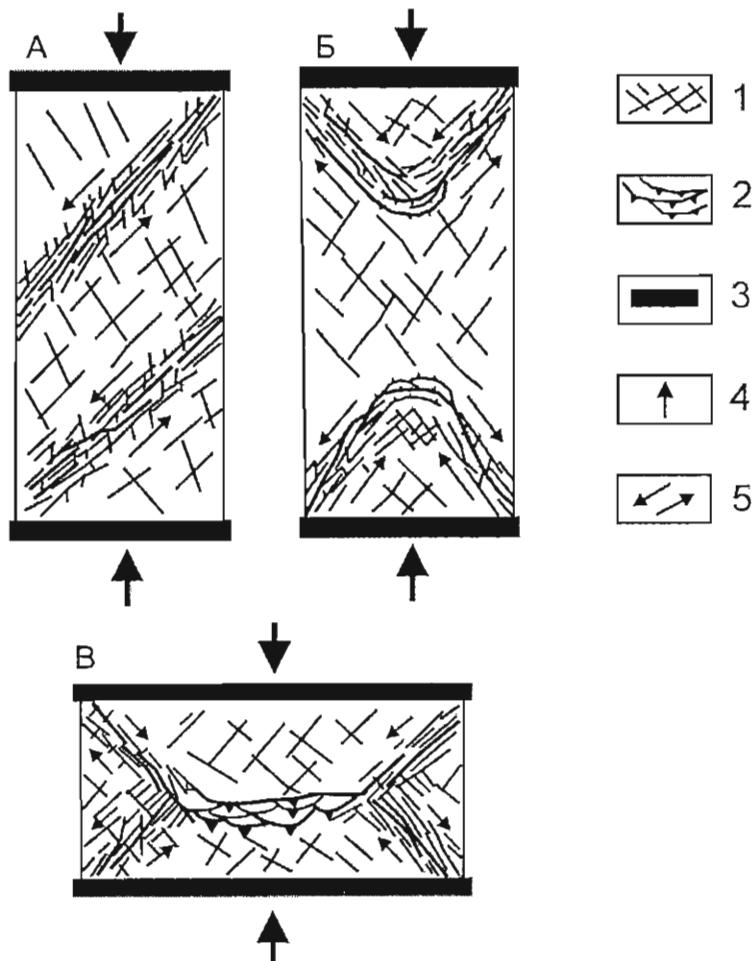


Рис. 4.2. Сдвиговая зона при деформации среза на упруговязкопластичной модели (А) и ее структурная схема (Б). Стрелки указывают направления смещения крыльев.

определенном их соотношении, а именно: когда толщина, длина и ширина модели относятся как 1:4:2.5. В длинных или, наоборот, коротких моделях будут реализовываться структурные ситуации, отличные от описанной выше (например, рис. 4.3, А).

Сравнительный анализ внутреннего строения зон сдвигов, возникающих при различных видах деформации (см. рис. 2.34), показывает, что оно в обоих случаях представлено двумя системами R- и R'-сколов со схожей кинематикой движений по ним. Однако угловые соотношения между ними и пространственное положение плоскостей сместителей одноименных систем (простижение, угол падения) по отношению к осевым линиям зон различаются [Шерман и др., 1991].



**Рис. 4.3.** Варианты структурных ситуаций при формировании зон сдвигов в длинных (А, Б) и коротких (В) моделях при деформации тангенциального сжатия.  
 1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – штампы экспериментальной установки; 4 – направление перемещения штампов; 5 – направление перемещения крыльев формирующихся зон разрывных нарушений.

Ширина сдвиговых зон второго типа в пределах одной ветви может быть оценена по уравнению:

$$M_2 = 0.97 H + 0.00002 \lg \eta - 0.0047 \lg v - 0.0287, \quad r = 0.88, \quad (4.3)$$

где  $H$  – толщина деформируемого слоя. Из приведенного уравнения следует, что  $M_2$  определяется главным образом толщиной деформируемого слоя  $H$  и соизмерима с ней по величине.

## 4.2. МОДЕЛИРОВАНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

В рамках тектонофизических исследований факторов структурного контроля кимберлитовых тел физическое моделирование было привлечено для проверки основных выводов, сделанных по результатам изучения разломной тектоники Мало-Ботубинского и Алакит-Мархинского алмазоносных районов. Было проведено три серии экспериментов, отличающихся по задачам и технике исполнения. В первой из них выяснялась принципиальная возможность получения в модельном аналоге платформенного чехла при двухактном деформировании систем разрывов, согласующихся по основным ориентировкам и кинематическим характеристикам с наблюдаемыми в природном аналоге системами разломов. Во второй серии экспериментов, с учетом результатов первой, воспроизводилась конкретная структурная ситуация для Мало-Ботубинского кимберлитового района, выявленная по результатам полевых тектонофизических исследований и геофизическим данным. И, наконец, в третьей моделировались узлы пересечения сдвиговых разломов и структуры пулл-апарт.

В *первой серии* экспериментов моделировался процесс формирования сдвиговых зон при деформации сжатия. Поскольку возникающие в моделях структурные ситуации содержат в себе элементы случайности, для обеспечения надежности получаемых результатов эксперимент был повторен несколько раз. Каждый эксперимент проводился в три этапа. На первом этапе слой, имитирующий фундамент платформы, деформировался до тех пор, пока в нем не формировались хорошо проработанные сопряженные сдвиговые зоны (рис. 4.4, А). Как уже отмечалось выше, системы разрывов, участвующие во внутреннем строении зон, развиваются закономерно от многочисленных непротяженных разрывов, через избирательное разрастание одних и отмирание других к единому магистральному сместителю. Внутреннее строение каждой зоны в первую стадию развития представлено двумя системами опережающих разрывов типа R- и R'-сколов [Шерман и др., 1983, 1991; Семинский, 2003]. В дальнейшем преимущественное развитие получали только первые из них. При наличии в модели хорошо развитых систем сколовых разрывов эксперимент останавливался.

На втором этапе модель усложнялась. На “фундамент” накладывался второй слой, имитирующий платформенный чехол, после чего эксперимент продолжался

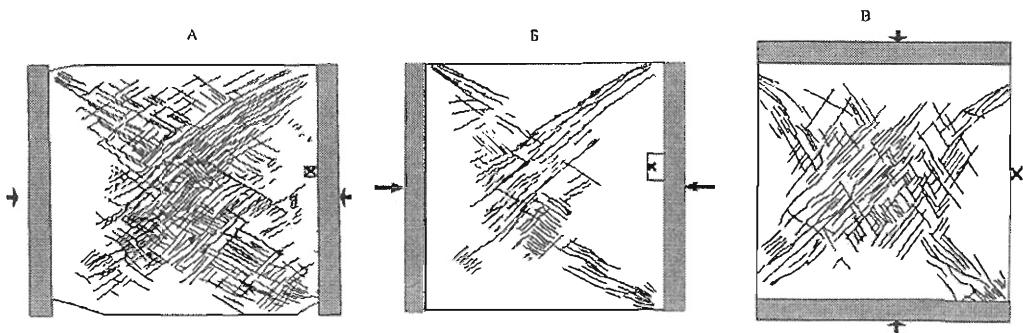


Рис. 4.4. Последовательность развития сдвиговых зон на модели бурой глины.

А – 1-й этап (разрывы на поверхности “фундамента платформы”); Б – 2-й этап (разрывы на поверхности “осадочного чехла”); В – 3-й этап (разрывы на поверхности “осадочного чехла”). Стрелками показаны направления сжатия модели.

при неизменных условиях деформирования. С возобновлением деформационного процесса в “фундаменте” из всех существовавших на момент остановки эксперимента разрывов активизировались лишь наиболее крупные из них. Большинство же более мелких разрывов утратили активность и далее пассивно существовали в структуре “фундамента”, не оказывая никакого влияния на перекрывающий его верхний слой и никак в нем не проявляясь. За счет продолжавшихся смещений по отдельным активным разрывам “фундамента” над ними в “чехле” со временем формировались зоны в виде редкой сети разрывов (рис. 4.4, Б), и эксперимент в очередной раз останавливался.

На третьем этапе изменялось направление тангенциального сжатия, которое отличалось от первоначального на  $90^\circ$ . При этом до возобновления деформационного процесса существующая разрывная структура на поверхности модели заглаживалась, что впоследствии позволяло зафиксировать активизируемые и вновь образуемые разрывы в новых условиях нагружения модели (рис. 4.4, В).

Анализ особенностей разрывообразования в сопряженных сдвиговых зонах (для платформенного чехла) при смене знака подвижки показал следующее:

– сформированные на втором этапе системы разрывов сдвиговых зон верхнего слоя, имитирующего платформенный чехол, при смене направления действия сил активизируются фрагментарно, меняя при этом знак подвижки. Часть ранее сформированных разрывов (или их сегментов) на третьем этапе не проявляется;

– в рамках третьего этапа, при смене направления тангенциального сжатия модели, несмотря на наличие и частичную активизацию уже существующей разрывной структуры, в сдвиговых зонах формируются новые разрывы ( $R$ - и  $R'$ -сколы). Ориентировка последних существенно отличается от направлений разрывов, заложившихся на втором этапе. В целом полученная интегральная схема разрывных нарушений (рис. 4.5), сформированных в модели при двухактном ее деформировании, не противоречит заключениям, сделанным на основании поле-



**Рис. 4.5.** Интегральная схема разломов, сформированных в слое, имитирующем платформенный чехол в течение 2 и 3-го этапов.  
Разрывы разных этапов деформации показаны серым и черным цветом, соответственно.

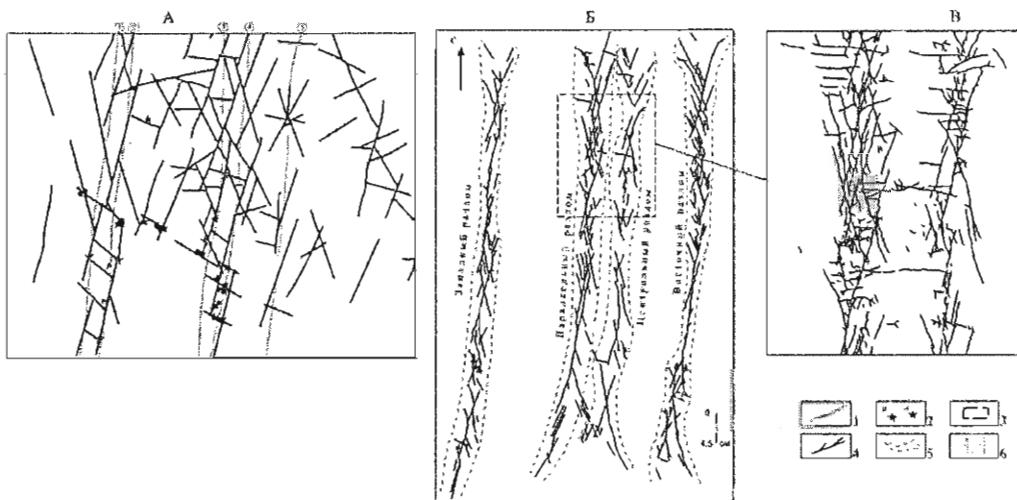
вых наблюдений, что является дополнительным аргументом в пользу правомерности предложенной выше интерпретации собранных данных (см. раздел 3.2).

Во *второй серии* экспериментов, направленной на моделирование конкретных структур Мало-Ботуобинского района, также использовалась двухслойная модель, имитирующая систему “фундамент – чехол”. “Фундамент” задавался изначально неоднородным и состоял из системы линейно вытянутых блоков и разделяющих их узких зон. При этом вязкость модельного материала в них была на два порядка меньше, чем в блоках. Эти ослабленные зоны имитировали главные глубинные разломы Вилуйско-Мархинской зоны: Западный, Центральный,

Параллельный, Восточный (рис. 4.6, А). Их пространственное расположение в модели, морфологические особенности, а также ширина находились в полном соответствии со специально построенной для целей эксперимента структурной схемой, в основу которой была положена сводная карта магнитного поля центральной части Мало-Ботубинского района масштаба 1:10000. Структурированный “фундамент” перекрывался слоем бентонитовой глины толщиной  $4 \cdot 10^{-2}$  м, имитирующим осадочный чехол мощностью 2 км.

Экспериментальная установка позволяла задавать право- и левосторонние горизонтальные перемещения всех блоков “фундамента” относительно друг друга с заданными скоростями, соответствующими по условиям подобия природным скоростям в десятые доли миллиметров в год.

Эксперименты проводились в два этапа. На первом из них задавались право-сторонние сдвиговые перемещения всей системы блоков, при которых разделяющие их зоны разломов функционировали как правые сдвиги. Смещение их крыльев инициировало в перекрывающем “фундамент” “чехле” формирование правосторонних сдвиговых зон со сложной внутренней разрывной структурой. Ширина этих зон в первом приближении соизмерима с мощностью “чехла”. Деформирование модели продолжалось до тех пор, пока в сдвиговых зонах не сформировалась четко выраженная инфраструктура, представленная двумя системами разрывов R- и R'-типов. На втором этапе, равном по длительности первому, по-



**Рис. 4.6.** А – Схема разломов Мало-Ботубинского района по результатам полевых тектонофизических наблюдений; Б – результаты тектонофизического моделирования формирования этапов развития главных разломов района.

1 – осевые линии разломов Вилуйско-Мархинской зоны (1 – Западный, 2 – Параллельный, 3 – Центральный, 4 – Восточный); 2 – трубки: а) туфовые, б) кимберлитовые; 3 – участок модели; 4 – природные разломы и разрывы на поверхности модели; 5 – границы сдвиговых зон на модели; 6 – участок возможного расположения трубы Мир.

ле реверса направления горизонтальных перемещений системы блоков «фундамента» с право- на левосторонние, ранее сформированные в “чехле” зоны продолжали своё развитие уже в условиях левосторонних сдвиговых деформаций. Смена направления перемещения их крыльев привела к переходу подавляющего большинства ранее активных разрывов в пассивное состояние и формированию второй генерации разрывов R- и R'-типа, направления которых соответствуют новым условиям деформирования. Ориентировка последних заметно отличается от направлений разрывов, образовавшихся в течение первого этапа.

Совокупным результатом двухэтапного разнонаправленного движения блоков “фундамента” является формирование в “чехле” серии пространственно сближенных сдвиговых зон шириной от 2.0 до 4.0 см (что в пересчете через коэффициенты подобия соответствует ширине 1.0–2.0 км в природном аналоге), внутреннее строение которых представлено разновременными и разноориентированными структурными парагенезисами разрывов R- и R'-типов (рис. 4.6, Б, В).

Полученные на поверхности модели рисунки разрывов (см. рис. 4.6, Б, В) повторяют многие черты разломной схемы, построенной по результатам натурных наблюдений (см. рис. 4.6, А). Весьма показательно в этом плане сравнение розы-диаграмм простираций локальными крутопадающих разрывных нарушений на изученной площади и разрывов в модели (рис. 4.7). Отличия в ориентировках их основных направлений составляют не более 10°. Большая протяженность природных разрывов по сравнению с их модельными эквивалентами может быть объяснена тем, что они претерпели еще два (как минимум) этапа активизации при действии сил в меридиональном и широтном направлениях, которые в эксперименте воспроизвести пока невозможно (необходима существенная доработка оборудования).

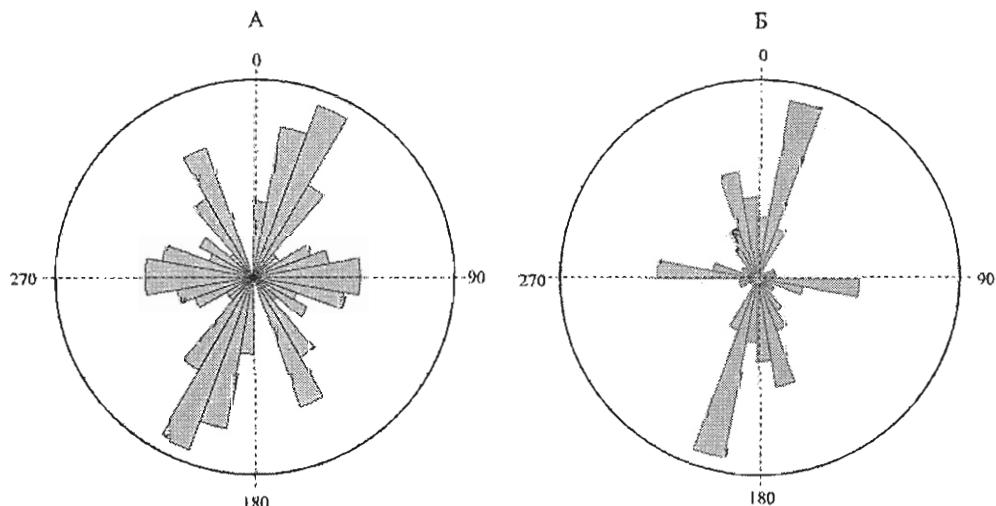


Рис. 4.7. Розы-диаграммы простираций субвертикальных разрывных нарушений на площади Мало-Ботубинского района (А) и разрывов на модели (Б).

В целом можно признать, что проведенное моделирование подтвердило предложенную геодинамическую модель многоэтапного формирования основных систем разрывных нарушений осадочного чехла в пределах Вилюйско-Мархинской зоны, а также намеченную полевыми тектонофизическими методами последовательность в смене кинематики движений по ним с право- на левосторонние (см. раздел 3.2).

**Третья серия** экспериментов была посвящена моделированию конкретных структур – разломных узлов и структур пулл-апарт.

Для моделирования разломных узлов была изготовлена конструкция из четырех штампов, одновременно перемещающихся относительно друг друга и имитирующих одновременную активизацию двух ортогональных разломов фундамента (рис. 4.8, А). Как видно из приведенной фотографии модели (рис. 4.8, Б), деформированной в два этапа с реверсом движений штампов, относительно простые горизонтальные смещения по линейным ветвям сдвиговых зон трансформируются в сложную систему разнонаправленных движений в местах их пересечений.

Приведенные структурные схемы отражают состояние разрывной сети в модели к концу первого (рис. 4.8, В) и второго (рис. 4.8, Г) этапов. Хорошо видно,

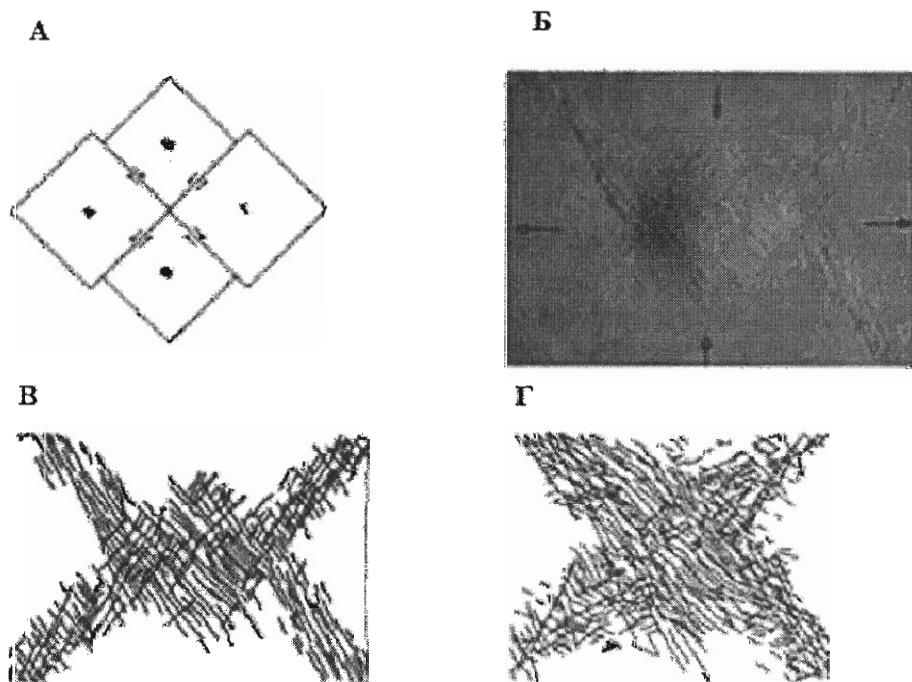


Рис. 4.8. Результаты моделирования формирования разрывов в “осадочном чехле” над узлом пересечения разломов в “фундаменте”.  
А – схема расположения штампов экспериментальной установки; Б – фрагмент разломного узла в модели и его структурные схемы в конце первого (В) и второго (Г) этапов.

что в условиях реверсного движения штампов разрывная структура существенно усложняется. Не останавливаясь на детальном рассмотрении результатов экспериментов, подчеркнем, что в итоге в боковых ветвях узлового сочленения пересекающихся сдвиговых зон формируются два разрывных парагенезиса ( $R$ - и  $R'$ -сколы), соответствующие различной кинематике движения штампов.

При этом в пределах узла и на прилегающих к нему участках пересекающихся зон на определенных этапах формируются участки локального раскрытия (рис. 4.9, 4.10). Кроме того, необходимо упомянуть, что в узловом сочленении, помимо разрывных структур, формируется овальная или кольцевая структура выпирания или опускания (итоговый ее знак зависит от длительности того или иного этапа), соответствие чему также имеется в природных объектах.

Полученные в результате моделирования рисунки разрывной сети имеют очень много общего с природными структурами различных рангов. Примером тому может служить рисунок 4.9, на котором, как уже указывалось выше, показаны пересекающиеся сдвиговые зоны, внутреннее строение одной из которых (A)

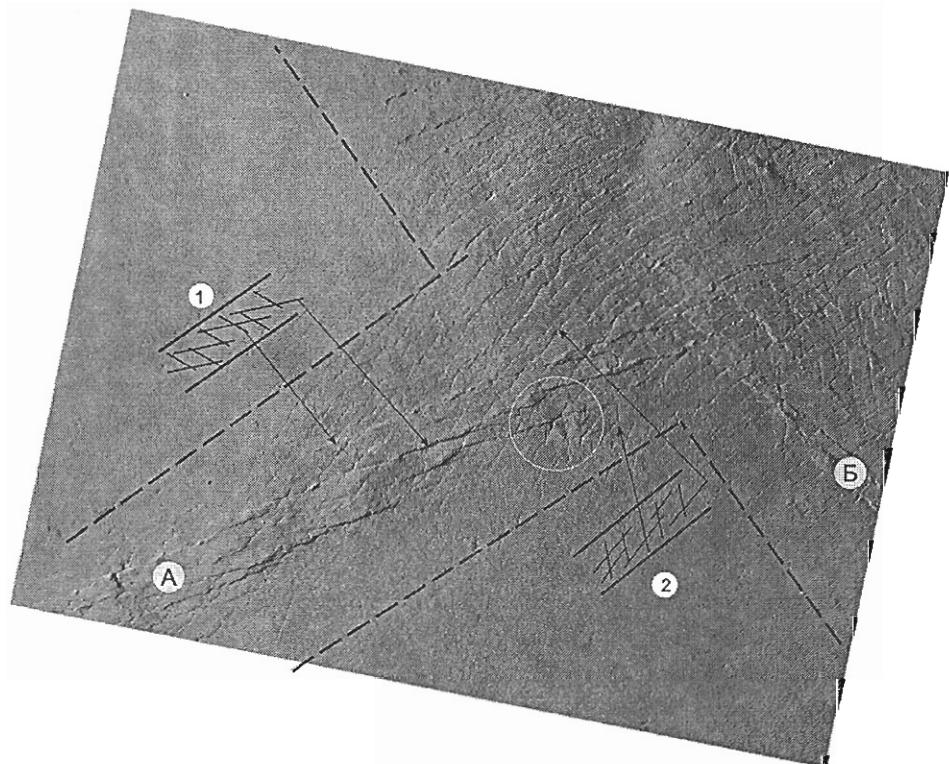
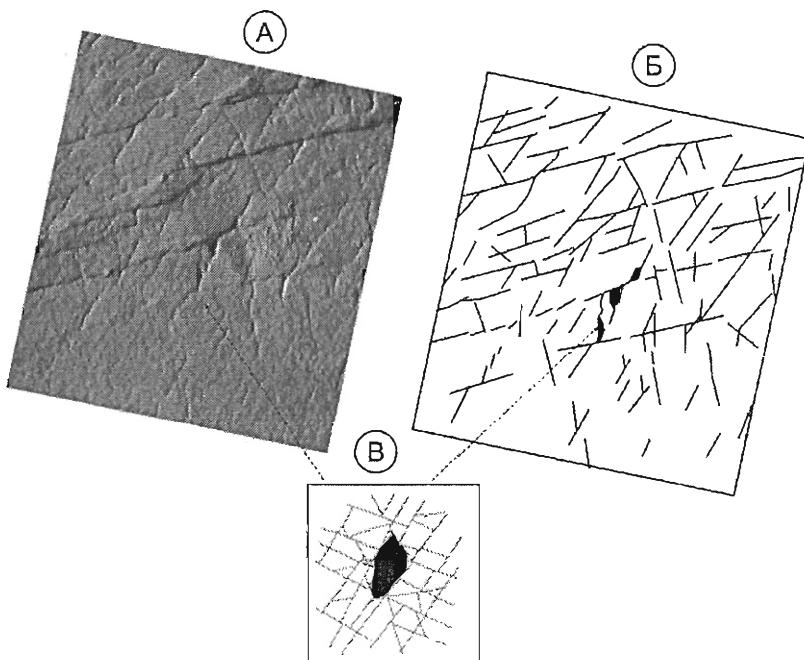


Рис. 4.9. Фрагмент модели узла пересечения сдвиговых зон, сформировавшихся в результате двух этапов разнонаправленных сдвиговых движений. А и Б – сдвиговые зоны. 1 и 2 – пример наложения разрывных парагенезисов для зоны А. Белой окружностью отмечен участок проявления локальной структуры раскрытия (см. рис. 4.10).

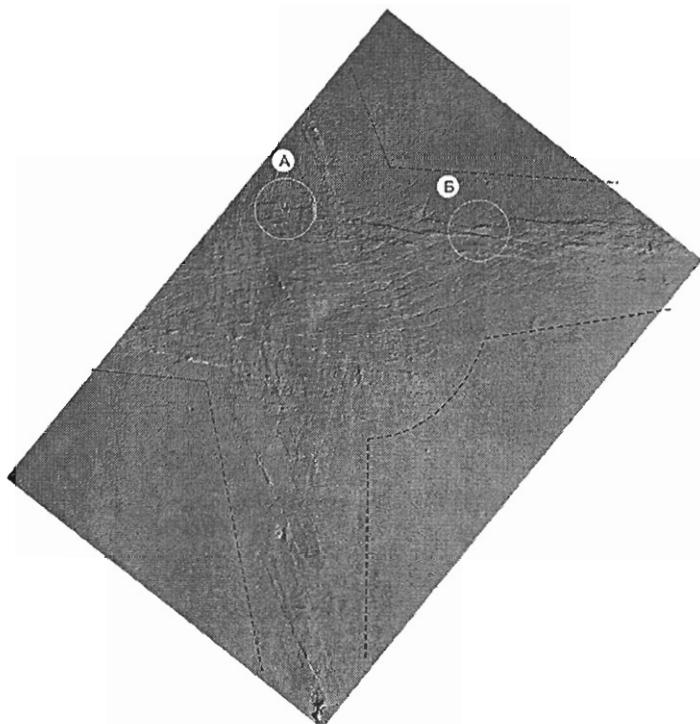
в целом подобно разрывной сети Накынского кимберлитового поля, а структура локального раскрытия по своему строению подобна участку локализации трубы Нюорбинской (см. рис. 4.10).

То же самое можно сказать о результатах и применительно к структурам Алякит-Мархинского района (рис. 4.11, 4.12). В случае взаимодействия сдвигов условно субмеридионального и субширотного направлений в их зонах и узле пересечения за счет наложения разных парагенезисов структур формируется разрывная сеть, основные направления которой соответствуют таковым для природных дизьюнктивов (см. рис. 4.11). На ее фоне проявляются локальные пулл-апарт структуры (см. рис. 4.11, Б), а также структуры раскрытия (см. рис. 4.11, А). Последние, в свою очередь, приурочены к узлам разрывов, образующих внутреннее строение пересекающихся зон и по своей форме часто отвечающих природным объектам (см. рис. 4.12).

Если рассмотреть общую картину распределения структур раскрытия в узле сдвиговых зон как аналог проявления трубок в пределах природного кимберлитового поля, можно отметить следующую интересную особенность. Большая часть из них развивается непосредственно в разломном узле и только некоторая – в одном из сегментов взаимодействующих зон (рис. 4.13). Почему локальные раздви-ги не появляются в других отрезках разломов – необходимо исследовать в даль-



**Рис. 4.10.** Локальная структура раскрытия в приузловой части сдвиговой зоны. А и Б – разрывная сеть, полученная на модели, и локальная структура раскрытия; В – разломная сеть участка локализации трубы Нюорбинской по результатам тектонофизического анализа.

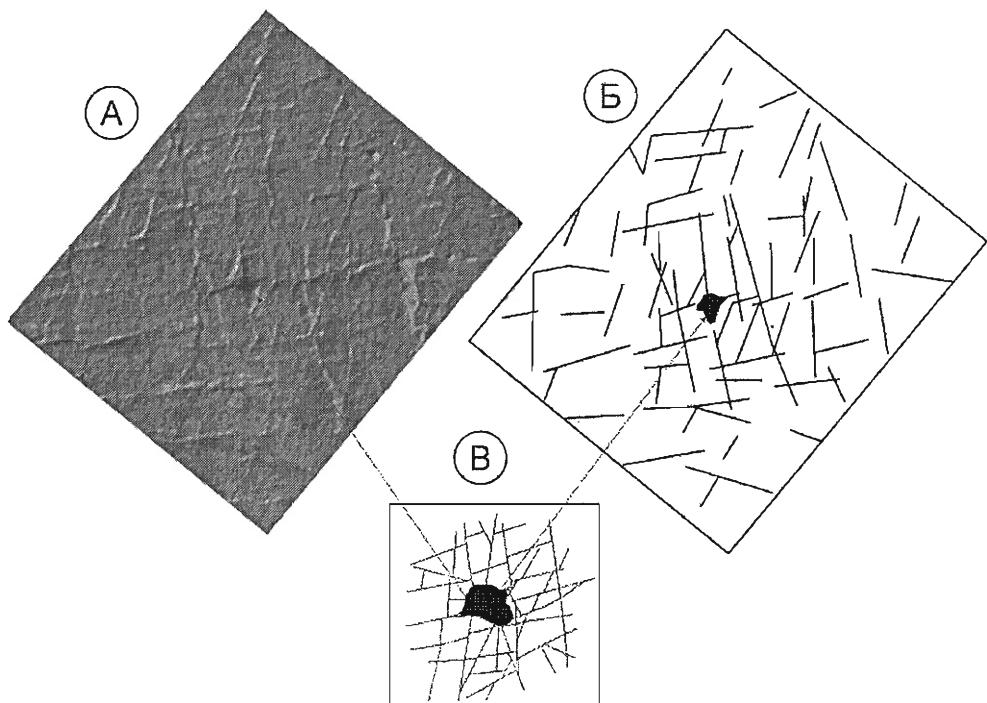


**Рис. 4.11.** Фрагмент модели узла пересечения сдвиговых зон, сформировавшихся в результате двух этапов разнонаправленных сдвиговых движений.

Белые окружности: А – участок проявления локальной структуры раскрытия (см. рис. 4.12); Б – пулл-апарт структура.

нейших экспериментах. Также можно было ожидать, что большинство структур раскрытия должно выстраиваться в линии, субперпендикулярные направлению растягивающих усилий (для представленного на рис. 4.11 эксперимента – условно в северо-восточном направлении). Такие цепочки действительно “выстраиваются”. Однако видно, что предполагаемые “трубки” могут быть также “уложены” в другие линии, направление которых во многих случаях отличается от теоретического (белый эллипс). Этот результат наглядно иллюстрирует, что цепочки трубок в природе не всегда соответствуют линиям разломов, и во многом объясняет тот факт, что все известные попытки анализа цепочечного выстраивания кимберлитовых тел для реальных полей так и не привели к выявлению закономерностей в их распределении.

Таким образом, выполненное моделирование узлов пересечения сдвиговых зон подтвердило наличие и сочетание (например, разрывов различных парагенезисов) многих структурных элементов, наблюдаемых в природных объектах. Ориентировка и распределение локальных структур растяжения в узлах (и отчасти в зонах) во многом зависят от порядка проявления сдвиговых этапов.



**Рис. 4.12.** Локальная структура раскрытия в узле пересечения условно субмеридиональной и субширотной сдвиговых зон (см. рис. 4.10).

А и Б – разрывная сеть, полученная на модели, и структура пулл-апарт; В – разломная сеть участка локализации трубы Комсомольской.

Результаты моделирования *пулл-апарт* структур. Пулл-апарт (*pull-apart*) представляют собой локальные присдвиговые структуры раскрытия. Они довольно часто встречаются в строении природных дизъюнктивов различного масштабного уровня (например, рис. 4.14). При воспроизведении одностороннего процесса формирования зон сдвигов (левого или правого) локальные пулл-апарт структуры образуются, как правило, при значительных величинах амплитуд смещения, во вторую и третью стадии развития деформационного процесса, когда плоскости активных разрывов имеют извилистую морфологию сместителей и на отдельных участках их отклонение от основного простирания создает условия, благоприятные для локального растяжения (рис. 4.15). Это не совсем соответствует платформенной ситуации, где нет высоких скоростей горизонтальных смещений по разломам и не зафиксированы значительные амплитуды, и, как отмечалось выше, процесс разрываобразования редко выходит за рамки первой стадии.

Ситуация существенно меняется при двухактном формировании зон сдвигов, с реверсом направления движений их крыльев. В таких условиях пулл-апарт структуры – явление, достаточно частое уже в рамках первой стадии (см. рис. 4.11, Б), и их морфологические особенности сопоставимы с морфологией структур, контро-

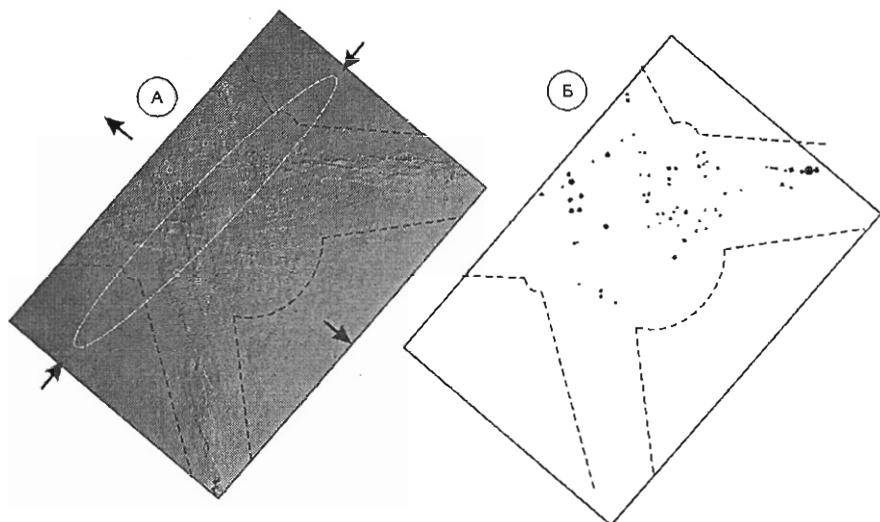


Рис. 4.13. Схема распределения локальных участков раскрытия (“трубок”) в узле сдвиговых зон, сформировавшихся в результате двух этапов разнонаправленных сдвиговых движений.

Модель (А) и ее рисунок (Б). Стрелками показаны направления сжатия и растяжения для этапа внедрения “кимберлитовых трубок”. Белый эллипс – направление предполагаемых участков растяжения.

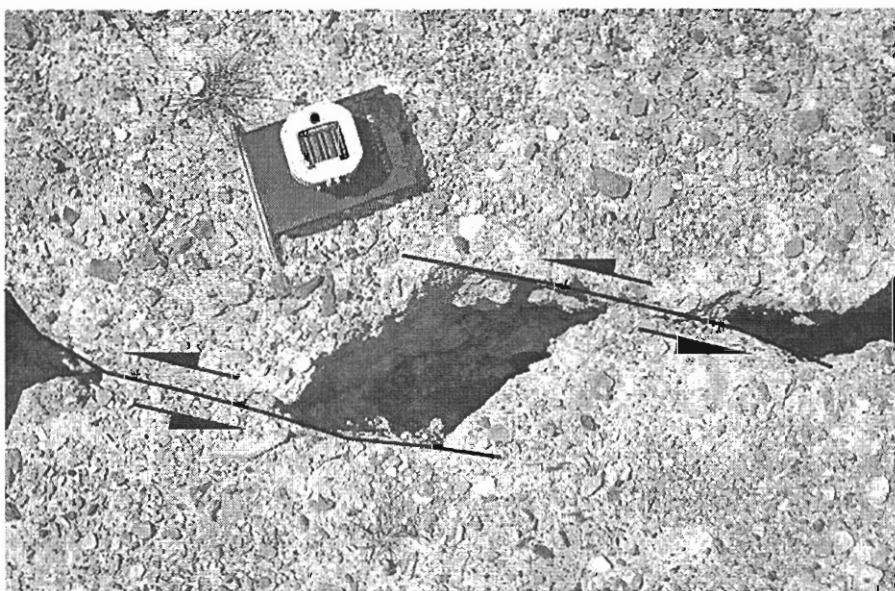
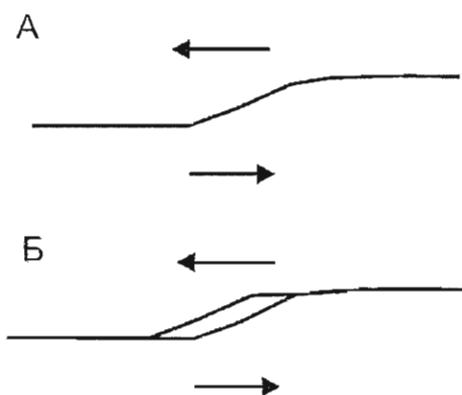


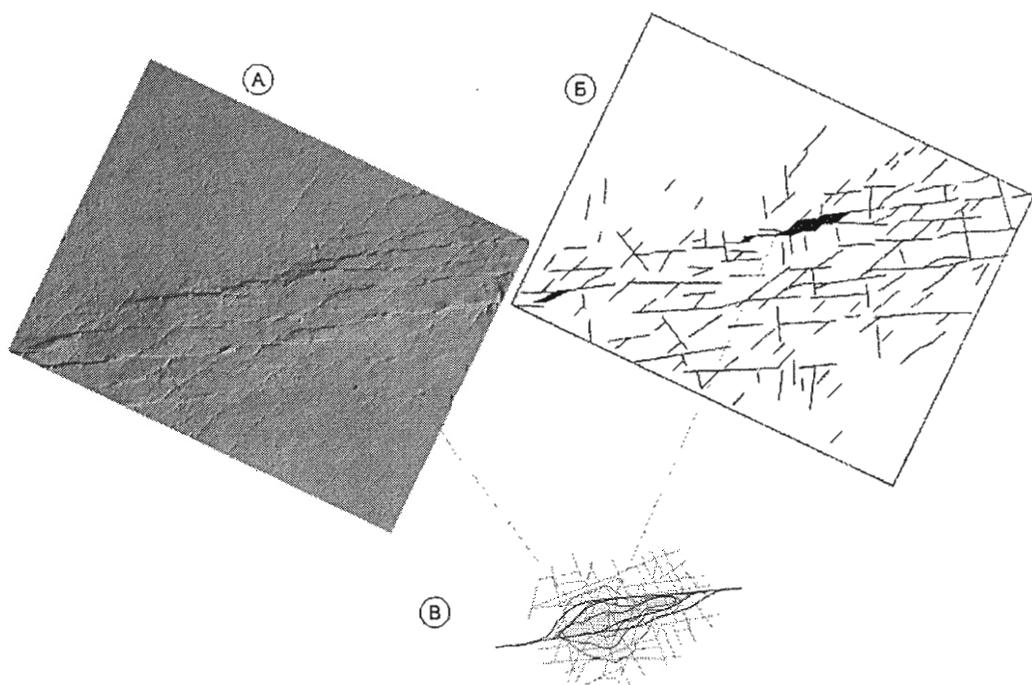
Рис. 4.14. Локальные пулл-апарт структуры, сформировавшиеся в зоне сейсморазрыва Чуйского землетрясения 2003 г. (Горный Алтай).



**Рис. 4.15.** Морфологическая особенность сместителя разлома фундамента, благоприятная для образования пулл-апарт структуры в перекрывающем его чехле.

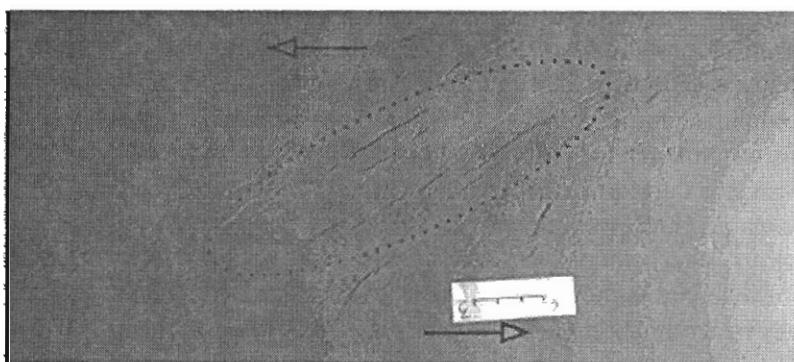
лирующих алмазоносные кимберлитовые тела. Например, сформировавшаяся пулл-апарт структура в модели находит полную аналогию со структурной ситуацией на участке локализации трубы Юбилейной (рис. 4.16).

Более масштабные региональные пулл-апарт структуры пространственно связаны с теми участками чехла, в основании которых присутствует разлом фундамента с характерной морфологией сместителя (см. рис. 4.15). С использованием специальных штампов было проведено моделирование процесса формирования региональной пулл-апарт структуры в условиях левостороннего сдвига. На рисунке 4.17 представлены фрагмент модели (А) и соответствующая ему структурная схема (Б).



**Рис. 4.16.** Пулл-апарт структуры в модели (А, Б) и в природе (В) (на примере трубы Юбилейной).

А



Б



Рис. 4.17. Региональная пулл-апарт структура в модели (А) и её структурная схема (Б).

Региональным пулл-апарт структурам присущи некоторые особенности. Мощность осадочного чехла в процессе их формирования уменьшается на 10–20%, в связи с чем на местности они представлены грабенообразными впадинами. Их латеральные ограничения образуются системами сближенных сдвигов, имеющих заметную сбросовую компоненту. В пересчете через коэффициенты подобия, амплитуда вертикального смещения на них может достигать первых сотен метров. Ширина региональных пулл-апартов по экспериментальным оценкам может составлять от 1.5 Н до 2.5 Н, где Н – мощность осадочного чехла.

Кроме представленных выше результатов, можно также отметить, что участки пулл-апартов и разломных узлов характеризуются существенным различием образуемых структур. В первом случае образуются линейные (или вытянутые) объекты. Во втором структуры в целом изометричные, они вписываются в ромбовидные, иногда даже квадратные блоки, приуроченные к центральной части узла. Следует признать, что в моделях фиксируется гораздо меньше пулл-апарт структур, чем структур раскрытия, связанных с разрывными узлами. По-видимому, эта же закономерность работает и в природе, что и приводит к более частому формированию более или менее изометричных по форме трубок.

Приведенные выше результаты физического моделирования демонстрируют первый и весьма непродолжительный опыт его использования при решении отдельных задач в рамках большой и сложной проблемы структурного контроля алмазоносных кимберлитовых тел. В частности, они дают возможность оценить ширину линейных зон в чехле над глубинными разломами фундамента, то есть размеры того приповерхностного геологического пространства, где потенциально возможна локализация кимберлитовых тел. Они также позволяют получить дополнительную информацию об эволюционной динамике разрывных систем, составляющих внутреннюю структуру этих зон, восстановить условия и временную последовательность основных рудоконтролирующих и рудовмещающих разрывных структурных парагенезисов.

Эти результаты, несмотря на их иллюстративный характер, нередко являются весомыми аргументами в выборе варианта интерпретации геолого-геофизических данных и определении стратегии прогнозно-поисковых работ. Дальнейшее развитие экспериментальных исследований в приложении к алмазной тематике будет носить разноплановый характер и включать в себя моделирование как региональных разломных систем на уровне кимберлитовых районов, так и локальных систем разрывных нарушений, контролирующих отдельные трубки.

## *ГЛАВА 5*

### ***ФРАКТАЛЬНЫЙ И ЭНТРОПИЙНЫЙ АНАЛИЗ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ФУНДАМЕНТА***

Проведен фрактальный и энтропийный анализ сети разрывных нарушений чехла и фундамента Мало-Ботуобинского и Средне-Мархинского кимберлитовых районов на предмет выявления ее связи с размещением кимберлитовых тел.

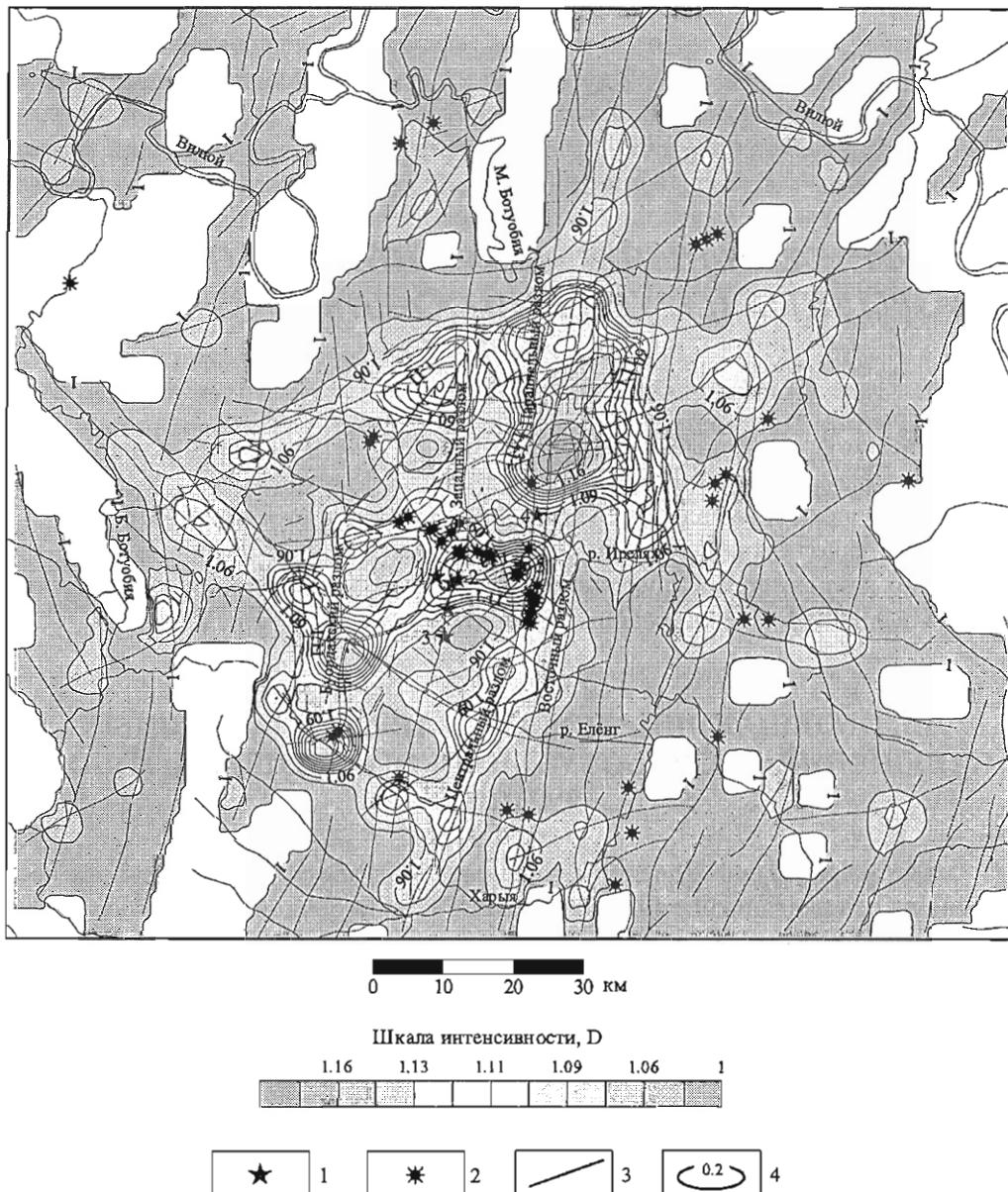
Расчёту фрактальной размерности и информационной энтропии осуществлялся по компьютерным программам, созданным в лаборатории информатики ЯНИГП ЦНИГРИ. Использованные алгоритмы описаны в разделе 2.3.6.

#### **5.1. ОБОБЩАЮЩИЕ ПОКАЗАТЕЛИ СЕТИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ МАЛО-БОТУОБИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАЙОНА**

Схема разрывных нарушений фундамента Мало-Ботуобинского района построена на основе данных сейсморазведки ОГТ, проведённой по профилям через 2 км на большей части территории. Расчёт фрактальной размерности и информационной энтропии проводился с использование скользящего окна размером  $6 \times 6$  км. Окно перемещалось по площади шагом 500 м.

Полученные схемы фрактальной размерности и информационной энтропии (рис. 5.1 и 5.2) отражают особенности распределения разрывных нарушений, преобладающих в фундаменте Мало-Ботуобинского района.

Как видно из приведенных схем, несмотря на то, что в их основу положены различные способы расчёта, они схожи по рисовке изолиний и пространственно-му распределению максимумов и минимумов искомых параметров. Поэтому для описания выявляющихся закономерностей ограничимся характеристикой схемы фрактальной размерности (см. рис. 5.1). Повышенные значения фрактальной размерности выстраиваются в три линейные цепочки, образующие равнобедренный треугольник, внутри которого находятся все известные кимберлитовые тела. Восточную линию контролирует субмеридиональный Центральный разлом, относящийся к Вилюйско-Мархинской зоне разломов. В обоих показателях он наиболее



**Рис. 5.1.** Схема фрактальной размерности разрывных нарушений фундамента Мало-Ботубинского района.

1 – кимберлитовые трубы (1 – Интернациональная, 2 – 23-го съезда КПСС, 3 – Таёжная, 4 – Мир, 5 – Дачная); 2 – туфовые трубы; 3 – разрывные нарушения по данным сейсморазведки (горизонт KB); 4 – изолинии поля и их значения.

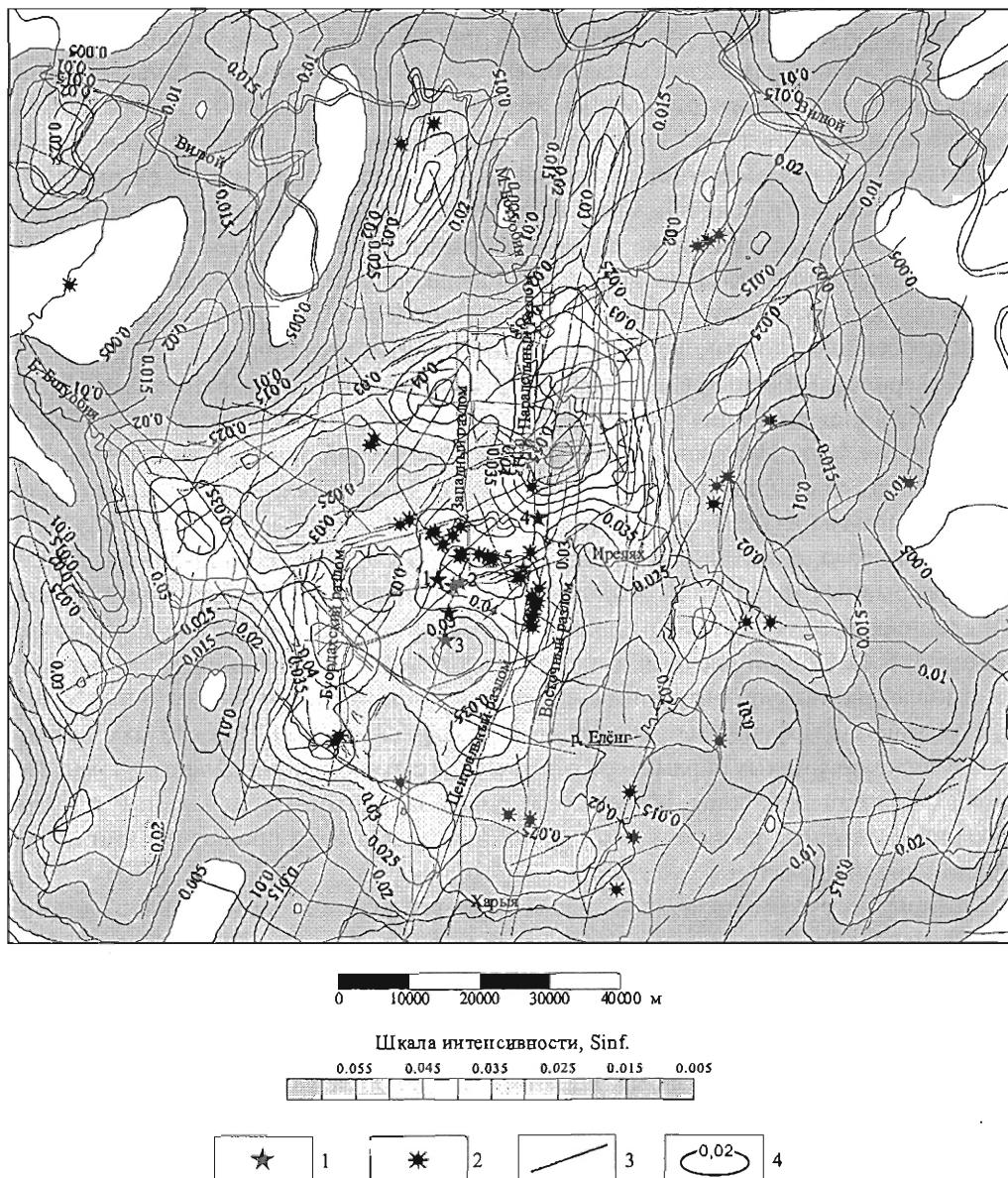


Рис. 5.2. Схема информационной энтропии разрывных нарушений фундамента Мало-Ботубинского района.

1 – кимберлитовые трубы (1 – Интернациональная, 2 – 23-го съезда КПСС, 3 – Таёжная, 4 – Мир, 5 – Дачная); 2 – туфовые трубы; 3 – разрывные нарушения по данным сейморазведки (горизонт КВ); 4 – изолинии поля и их значения.

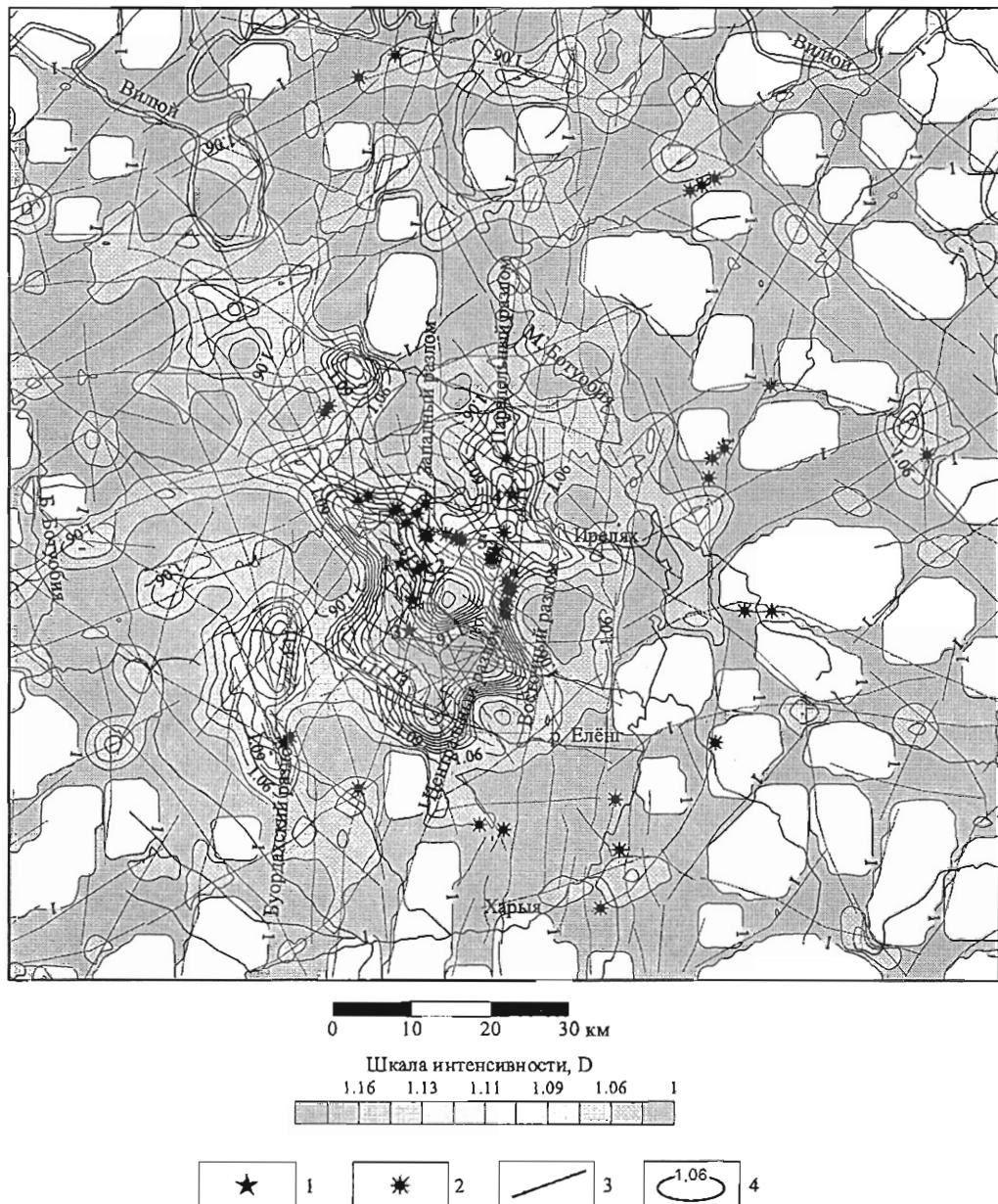
контрастно выражен, по сравнению с другими разломами зоны, что может указывать на большую степень его структурной проработки и большую глубину его заложения. Аномальная область северо-восточного простираия отвечает границе Укугутской зоны, противоположный край которой менее выражен и проходит в районе кимберлитовых тел, совпадая с Маччобинским разломом и одноименным грабеном. Цепочка аномалий северо-западного простираия находит отражение в фундаменте, но в осадочном чехле практически не выражена. Это позволяет предполагать, что её развитие связано с краевыми структурами (секущими зонами), выходящими из Палеовилюйского авлакогена и осложняющими Непско-Ботуобинскую антеклизу. Её амагматичность подобна Укугутской зоне, которая является секущей по отношению к меридиональным структурам.

Севернее кимберлитовой трубки Мир, практически от реки Ирелях, выделяется площадная аномалия размером  $20 \times 30$  км. Аномалия характеризует область пересечения зоны Центрального разлома с Укугутской зоной. Наиболее интенсивная часть аномалии приходится на участок Тымтайдах, в пределах которого найдены алмазы из неизвестного источника.

Кроме того, фрактальный и энтропийный анализ также были проведен для схем разрывных нарушений осадочного чехла Мало-Ботуобинского района, составленных по результатам интерпретации магнитных и гравиметрических работ (рис. 5.3, 5.4). Общий рисунок изолиний распределения фрактальной размерности и информационной энтропии существенно отличается от аналогичных схем, построенных для фундамента платформы (см. рис. 5.1, 5.2). В чехле максимальными значениями этих параметров отражаются субмеридиональные разломы Вилюйско-Мархинской зоны, но не все, а только Западный, Параллельный и Буордахский. Элементы разломов зон других направлений не проявлены или носят подчинённый характер.

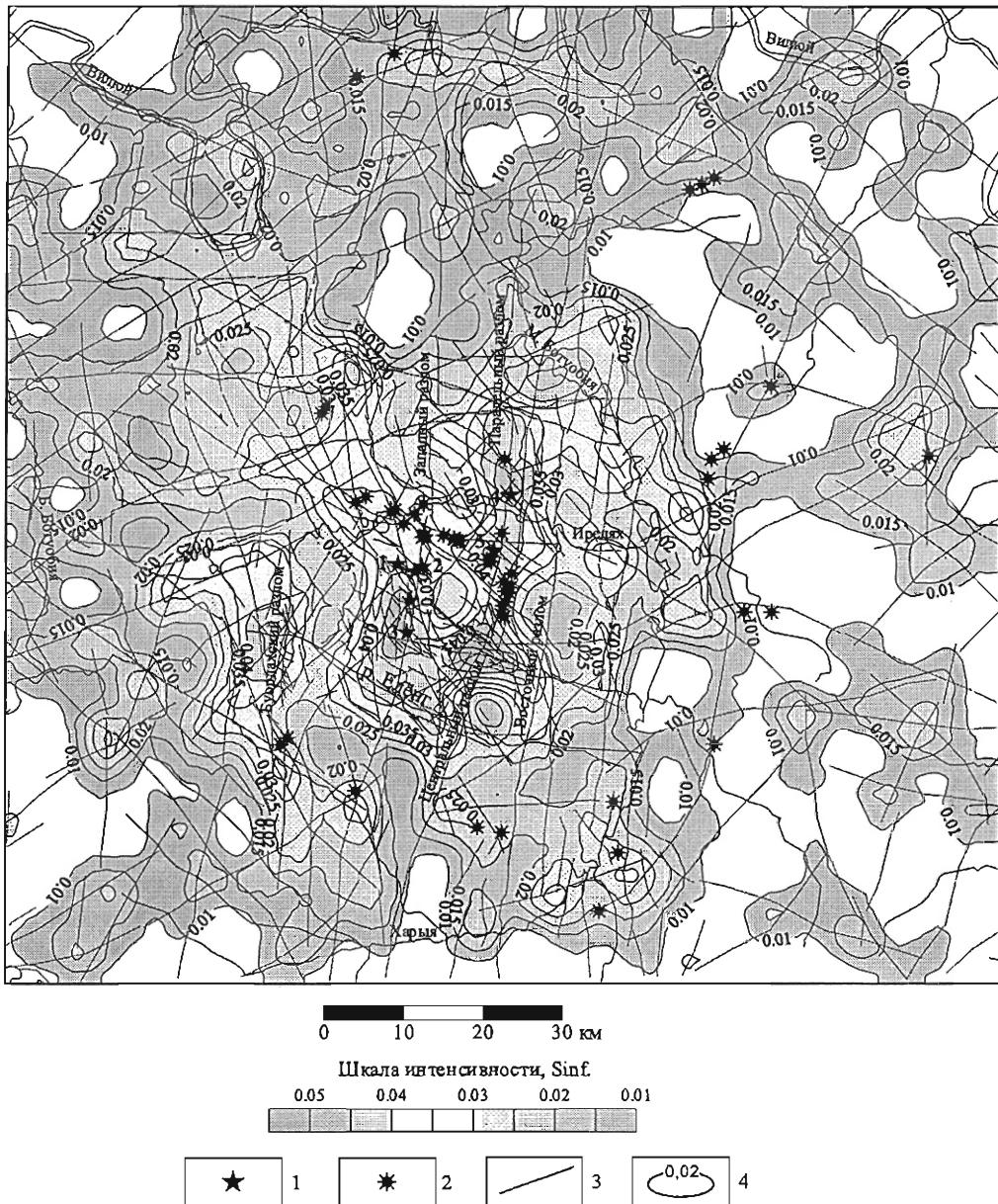
Мирнинское кимберлитовое поле выделяется сближенными локальными аномалиями повышенных значений расчётных величин, а на оставшейся территории района уровень значений близок к фоновому. В пределах области повышенных значений фрактальной размерности и информационной энтропии расположены кимберлитовые тела и основная масса туфовых трубок района.

Участок Западного разлома, на котором находятся кимберлитовые тела, характеризуется высокими значениями фрактальной размерности ( $> 1.12$ ) и информационной энтропии ( $> 0.04$ ), отражающими однородность сети разрывных нарушений на этом отрезке основного разлома. Аномальная область характеризует нарушения западного борта грабена, соприкасаясь своей краевой частью с дайкой, проходящей в его центральной части. Несколько менее выразительный вид имеет участок Параллельного разлома в местах внедрения в осадочный чехол кимберлитовых трубок Мир и Дачная, но абсолютные значения фрактальной размерности и информационной энтропии сохраняются на высоком уровне (см. рис. 5.3, 5.4). Аномальная область и здесь тяготеет к западной стороне грабена, так же, как и кимберлитовые тела. В зоне Буордахского разлома повышенными



**Рис. 5.3.** Схема фрактальной размерности разрывных нарушений осадочного чехла Мало-Ботубинского района.

1 – кимберлитовые трубы (1 – Интернациональная, 2 – 23-го съезда КПСС, 3 – Таёжная, 4 – Мир, 5 – Дачная); 2 – туфовые трубы; 3 – разрывные нарушения по данным сейсморазведки (горизонт KB); 4 – изолинии поля и их значения.



**Рис. 5.4.** Схема информационной энтропии разрывных нарушений осадочного чехла Мало-Ботубинского района.

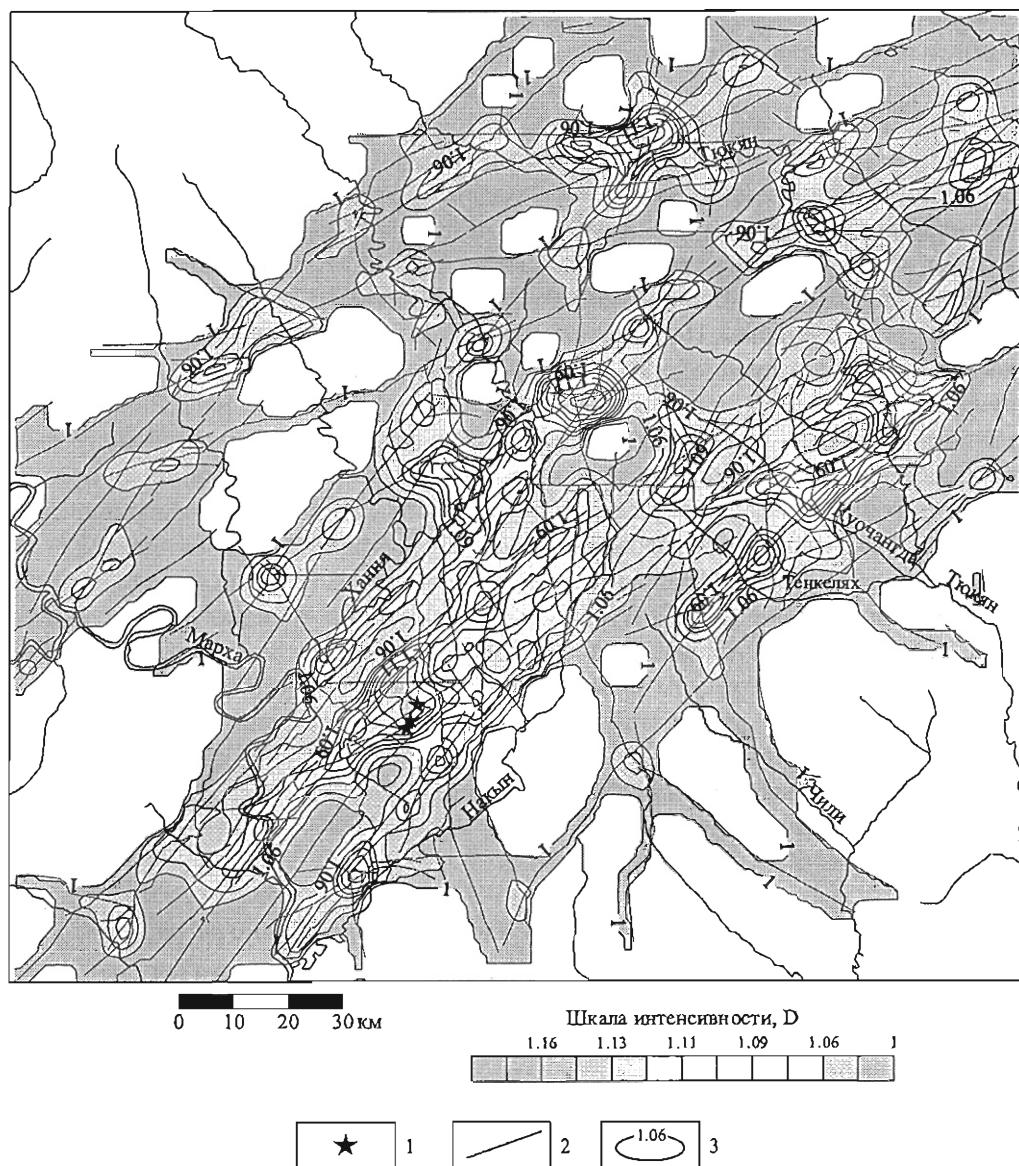
1 – кимберлитовые трубы (1 – Интернациональная, 2 – 23-го съезда КПСС, 3 – Таёжная, 4 – Мир, 5 – Дачная); 2 – туфовые трубы; 3 – разрывные нарушения по данным сейсморазведки (горизонт KB); 4 – изолинии поля и их значения.

значениями расчётных показателей обладает участок в верховьях реки Елёнг, где в результате поисковых работ отмечены находки обломков кимберлита и минералы-спутники алмаза хорошей сохранности.

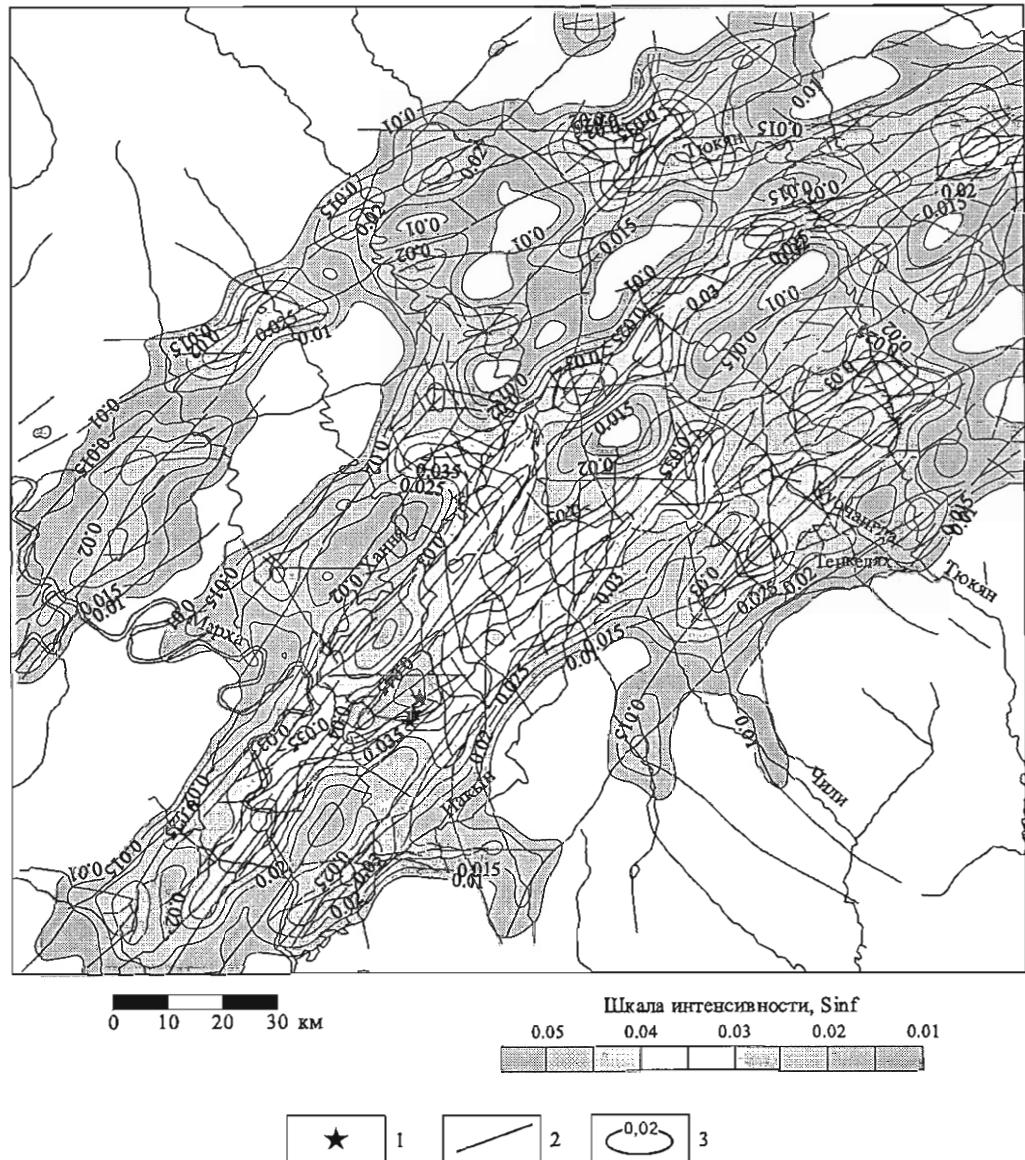
Участки зон рудоконтролирующих разломов, в местах внедрения кимберлитовых тел, характеризуются дискретными максимумами разрывов, что находит отражение в повышенных значениях показателя фрактальной размерности и информационной энтропии. Все кимберлитовые тела Мирнинского кимберлитового поля, за исключением трубы 23-го съезда КПСС, тяготеют к западным бортам грабенов, связанных с основными разломами Вилойско-Мархинской зоны – Западным, Параллельным, Центральным, Восточным и Буордахским. Приведённые данные позволяют предполагать, что активными являлись западные наиболее нарушенные борта разломов, где и расположены кимберлитовые тела. В.И. Ваганов даёт определение куста кимберлитовых тел как локального скопления диатрем на площади первые десятки квадратных километров, обладающих общими особенностями вещественного состава – петрохимией, типоморфизмом минералов-индикаторов. Анализируя расположение кимберлитовых тел Мирнинского поля, можно констатировать, что поле состоит из двух кустов, которые контролируются разрывными нарушениями внутренней структуры зон Западного и Параллельного разломов, образующими участки повышенной степени нарушенности (деструктивные поля). Контуры этих участков, вероятно, являются границей кустов кимберлитовых тел. Это обстоятельство позволяет определить их как прогнозный критерий и целенаправленно выделять площади первичного опоискования в пределах предполагаемых кимберлитовых полей на стадии среднемасштабного прогноза [Матросов и др., 2004].

## 5.2. ОБОБЩАЮЩИЕ ПОКАЗАТЕЛИ СЕТИ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ СРЕДНЕ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАЙОНА

В Средне-Мархинском районе разрывные нарушения осадочного чехла картировались по той же методике, что и в Мало-Ботубинском районе, на основе локальных составляющих магнитного и гравитационного полей. Количественные значения фрактальной размерности изменяются от 1.00 до 1.14 (рис. 5.5). По максимальным значениям выделены предполагаемые осевые части двух глубинных разрывных нарушений, пространственно совпадающих с системами даек Накынского и Лиендокитского разломов. Ширину зон глубинных разрывных нарушений, в первом приближении, можно оценить по размерам локальных участков максимумов фрактальной размерности. Кимберлитовые трубы Накынского поля расположены в локальной аномалии с высоким показателем фрактальной размерности – 1.14, между двумя предполагаемыми глубинными разломами (см.рис. 5.5).



**Рис. 5.5.** Схема фрактальной размерности разрывных нарушений осадочного чехла Средне-Мархинского района.  
1 – кимберлитовые тела; 2 – разрывные нарушения по данным интерпретации магнитного и гравитационного полей; 3 – изолинии поля и их значения.



**Рис. 5.6.** Карта информационной энтропии разрывных нарушений осадочного чехла Средне-Мархинского района.

1 – кимберлитовые тела; 2 – разрывные нарушения по данным интерпретации магнитного и гравитационного полей; 3 – изолинии поля и их значения.

При этом они тяготеют к ветви Лиендокитского разлома, локализуясь на площади с повышенной густотой разрывных нарушений, что является признаком деструктивного поля. Аналогичная аномалия с высокими показателями фрактальной размерности находится в верховьях рек Накын, Куочангда, что дает основание для прогноза нахождения здесь нового куста кимберлитовых тел. Найдки алмазов, известные в аллювии рек Накын и Хання, северо-восточнее известных кимберлитовых тел, могут быть связаны с коренными источниками на выделенной площади, так как гипсометрически она находится выше.

Расчет информационной энтропии (рис. 5.6) показал некоторое отличие в структуре распределения повышенных значений энтропии от аналогичных показателей фрактальной размерности. Более четко выглядит зона Накынского глубинного разлома, отождествляемая с дайкой Накынского разлома. Аномальный участок в верховьях реки Накын, выделенный по высоким значениям фрактальной размерности, характеризуется величиной информационной энтропии порядка 0.04 и меньшими пространственными размерами. Такой же величиной информационной энтропии обладает и деструктивное поле, в пределах которого расположены кимберлитовые тела.

Обращает на себя внимание тот факт, что поперечные разрывные нарушения, выходящие из борта Вилуйской синеклизы, расположены друг от друга на расстоянии в 26–27 км, а за зоной Накынского глубинного разлома, в центральной части Вилуйско-Мархинской зоны, – от 19 до 24 км. Неравномерный шаг разрывов, вероятно, связан с мощностью чехла платформы, чем больше мощность, тем больше расстояние между поперечными нарушениями. Этот факт установлен по результатам физического моделирования процессов разломообразования [Шерман и др., 1991].

На основе анализа фрактальной размерности и информационной энтропии удалось выявить осевые части глубинных разломов и их пространственное положение, совпадающее в верхней части осадочного чехла с Накынским и Лиендокитским разломами. Количественные значения расчетных показателей у глубинных разломов самые высокие из всех полученных в пределах Вилуйско-Мархинской зоны разломов зоны и составляют от 1.11 до 1.14 и от 0.03 до 0.04 соответственно. Кимберлитовые тела Накынского поля расположены в пределах зон Лиендокитского глубинного разлома, характеризующегося сдвиговой кинематикой.

Суммируя все изложенное выше в настоящей главе, можно констатировать, что кусты кимберлитовых тел Мирнинского и Накынского полей локализуются в пределах наиболее нарушенных участков Вилуйско-Мархинской зоны, имеющих повышенные значения фрактальной размерности и информационной энтропии. В этом плане два указанных параметра могут служить количественными критериями прогноза пространственной локализации кимберлитовых тел.

## **ГЛАВА 6**

### **ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ**

В предыдущих главах были продемонстрированы возможности и результативность использования тектонофизического подхода при характеристике разрывной структуры алмазоносных полей. Выполненные исследования показали, что тектонофизические методы могут с успехом применяться при прогнозе и поисках кимберлитовых трубок, кустов и полей. Полученные к настоящему времени результаты позволяют, во-первых, вносить корректизы в существующие прогнозные построения и, во-вторых, разработать стратегию возможного использования элементов тектонофизического анализа при проведении поисковых работ различного масштаба.

Остановимся на установленных (на примере Алакит-Мархинского и Мало-Ботубинского районов) закономерностях строения и развития кимберлитоконтролирующих разломных зон, которые необходимо учитывать при прогнозе в качестве основных факторов структурного контроля кимберлитового магматизма на Сибирской платформе. Это, прежде всего, заключение о том, что становление кимберлитовых тел (кустов и полей), а также их последующая деформация связаны со знакопеременными сдвиговыми движениями по разломам в фундаменте и нижней части платформенного чехла. В отличие от существовавших ранее представлений, оно позволило рассматривать особенности строения разрывных сетей на различных структурных этажах Сибирской платформы как единой взаимосвязанной системы и сопоставить этапы формирования кимберлитовых тел с этапами становления и активизации разрывной структуры платформенного чехла. Кроме того, при сдвиговых деформациях отсутствуют значительные вертикальные смещения, что объясняет многие черты строения известных кимберлитовых полей, а также отсутствие прямой связи с известными на Сибирской платформе крупнейшими структурами растяжения – авлакогенами [Дукардт, Борис, 2000]. Последние имеют гораздо более древний возраст, чем большинство кимберлитовых тел. В этом смысле приуроченность кимберлитового магматизма к “плечам” авлакогенов скорее имеет наложенный характер и отражает процесс активизации в сдвиговом поле напряжений ряда разломов, входящих, по мнению авторов авлакогенной гипотезы контроля кимберлитовых тел [Дукардт, Борис, 2000], в “зону

динамического влияния авлакогена". Наличие в кимберлитоконтролирующих разломных зонах малоамплитудных (десятки – первые сотни метров) "рифтоподобных" или "грабенообразных" структур [Горев и др., 1994 и др.] не противоречит теоретическим и экспериментальным представлениям о строении зон сдвига [Sylvester, 1988; Шерман и др., 1991, 1992].

Новым для изученных районов является вывод о том, что определяющую роль в размещении кимберлитовых тел на уровне фундамента платформы играют разломы ортогональной (по отношению к странам света) ориентировки, а также узлы их пересечения. Для изученных территорий разломные зоны данных направлений являются наиболее древними и долгоживущими [Мокшанцев и др., 1974; Потуроев, 1975 и др.]. Однако до последнего времени, отмечая их значительную роль в строении фундамента платформы, большинство исследователей рассматривало в качестве кимберлитоконтролирующих структур зоны северо-восточного и северо-западного направлений. Полученные при помощи тектонофизического анализа результаты показывают, что наблюдаемое строение разрывной сети в верхних слоях платформенного чехла вполне может формироваться при сдвиговых движениях по ортогональным разломам в фундаменте, а возникающие при этом структуры растяжения (к которым и приурочены кимберлитовые тела) и сжатия характеризуются северо-восточной и/или северо-западной (в зависимости от кинематики сдвига) ориентировкой (см. рис. 3.17, 3.50, 3.51, 4.11, 4.13 и др.). Все это свидетельствует о необходимости внесения серьезных корректировок в практику поисковых и разведочных работ (прежде всего – на площади Алакит-Мархинского поля). Если цепочки трубок являются отражением не линий разломов, а серии пулл-апарт структур или локальных структур растяжения, сформированных между частными смесятелями в сдвиговой зоне (или в пределах разломных узлов), то проводить поиски на их продолжениях нет смысла. Необходима разработка комплекса структурных, геофизических и геоморфологических критериев для выявления подобных участков сближенных нарушений соответствующих типов ( $R$  или  $R'$ -сколов) в сдвиговых зонах, благоприятных для формирования перечисленных выше структур растяжения.

Кроме того, полученные в ходе тектонофизического анализа результаты моделирования разломных узлов позволяют выдвинуть для обсуждения и дальнейшего изучения ряд предположений, касающихся закономерностей тектонического контроля кимберлитового магматизма на региональном и глобальном уровнях. Например, проблема сочетания разломов и кольцевых структур, которые, как известно, присутствуют в большом количестве на площади Сибирской платформы [Серокуров и др., 2001]. Мы предполагаем, что часть выделенных в результате анализа данных космических съемок региональных кольцевых структур являются элементами строения узлов глубинных разломов. Их модельным аналогом являются изометричные положительные или отрицательные структуры, зафиксированные в экспериментах по воспроизведению узлов сопряженных сдвиговых разломов (рис. 6.1). При этом, с учетом того факта, что в их развитии имеет место

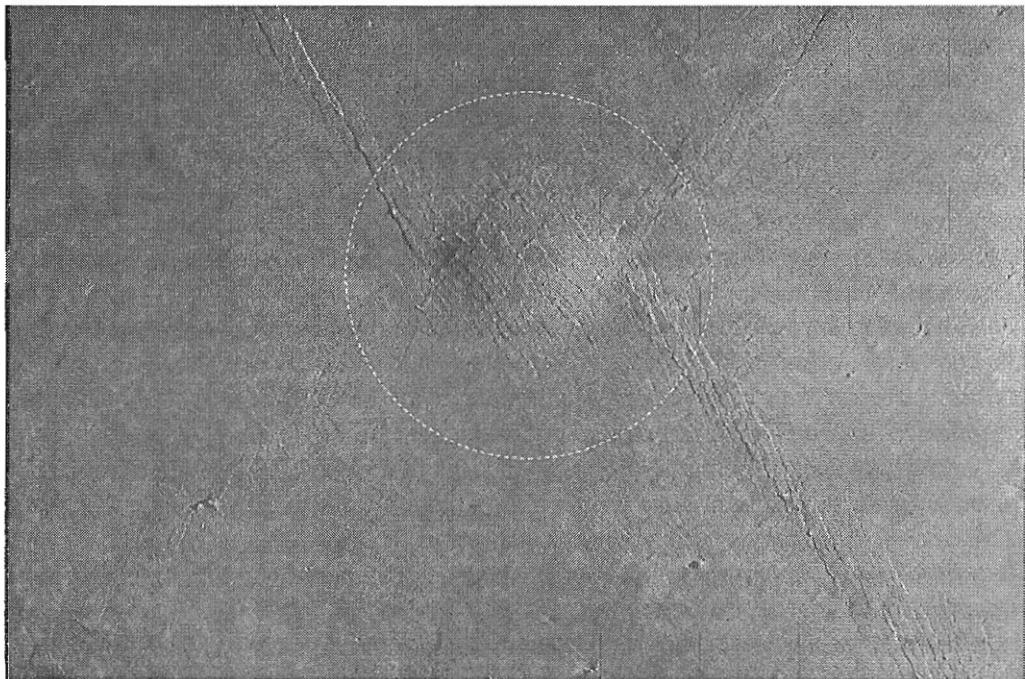


Рис. 6.1. Модельный аналог кольцевой структуры, приуроченной к узлу пересечения сдвиговых разломов.

не менее двух этапов деформации, конечный вид кольцевой структуры (поднятие или опускание) будет соответствовать последнему из них. Таким образом, экспериментальные данные позволяют констатировать, что между представлениями о структурном контроле кимберлитовых тел зонами глубинных разломов или кольцевыми структурами нет существенных противоречий. Необходимо лишь рассматривать данные образования как элементы единой взаимосвязанной структуры – разломного узла.

Следующее положение касается представлений о структурном контроле кимберлитового магматизма для Якутской алмазоносной провинции в целом. Здесь также превалирует точка зрения о приуроченности кимберлитовых полей к зонам северо-восточного направления и/или узлам их пересечения с разломами северо-западной ориентировки [Мокшанцев и др., 1974, 1976]. На основании представленных выше результатов тектонофизического анализа полевых данных (исходя из принципа самоподобия природных структур и объектов) и экспериментальных работ, мы предполагаем, что, возможно, определяющую роль в проявлении кимберлитовых полей также играют ортогональные структуры планетарного масштаба, в частности крупнейшие из известных меридиональных и широтных линеаментов – Таймыро-Байкальский [Старосельцев, 2003], Транссибирский [Драгунов, 1962], линеамент 114–118° [Баженова, Филатов, 1999] и др., а также узлы их

пересечения. Данное предположение требует всесторонней проверки и обсуждения. Однако ему не противоречат ни современные представления о структуре Сибирской платформы (рис. 6.2) [Башарин и др., 2005], ни экспериментальные данные (см. рис. 4.13). На основании последних можно предположить, что северо-восточное направление цепочек кимберлитовых полей соответствует области растяжения, возникающей в узле ортогональных линеаментов. Такая трактовка позволяет понять, почему предполагаемая зона глубинных разломов (Далдыно-Олененская) плохо выделяется по геологическим и геофизическим данным и определяется чаще всего как минерагеническая зона.

В плане практического применения методов тектонофизического анализа для обеспечения прогнозных построений и поисковых работ на коренные источники алмазов можно дать следующие рекомендации. В первую очередь, необходимо обеспечить проведение постоянного сбора данных (мониторинга), характеризующих тектоническую трещиноватость и разрывную структуру в пределах разрабатываемых месторождений, причем начинать подобные исследования необходимо с самых верхних слоев, вскрываемых карьером (или рудником), поскольку они несут важную информацию об особенностях проявления и изменениях ориентировок трещин в перекрывающих трубки отложениях, и ее анализ позволяет в дальнейшем правильно “расшифровывать” глубинную структуру. Постановка тектонофизических наблюдений в карьерах позволяет, помимо прогнозных, попутно решать целый ряд узконаправленных задач, связанных с обеспечением добывающего предприятия данными о разломно-блоковой делимости участка, необходимыми для расчета устойчивости бортов, проведения буро-взрывных работ и т.д.

Помимо детальных исследований в пределах карьеров и рудников, которые впоследствии служат эталонными объектами, необходима постановка площадного изучения оцениваемых территорий. При этом необходимо руководствоваться правилами организации сети наблюдений и выбора маршрутных линий, приведенными в главах 2 и 3 настоящего пособия. Следует отметить, что охарактеризованные выше приемы полностью унифицированы с требованиями, предъявляемыми к проведению геологосъемочных работ, и поэтому могут быть легко адаптированы к стадиям прогнозных и оценочных работ. Такие задачи вполне могли бы решаться силами тематических партий, основная задача которых и заключается в прогнозных построениях. Для этого необходимо в подразделении иметь двух–трех подготовленных специалистов, обладающих навыками выполнения геолого-структурных и тектонофизических наблюдений и проведения тектонофизического анализа. Подготовка таких специалистов могла бы быть осуществлена на специальных курсах в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН и АНО “Международный институт тектонофизики”.

Особо хотелось бы отметить значительный потенциал экспериментальных методов исследований в применении к проблеме прогноза. Прежде всего, это заверка полевых данных и уточнение схем разломов, построенных по их результатам. Кроме того, они могут иметь самостоятельное значение. Например, постановка

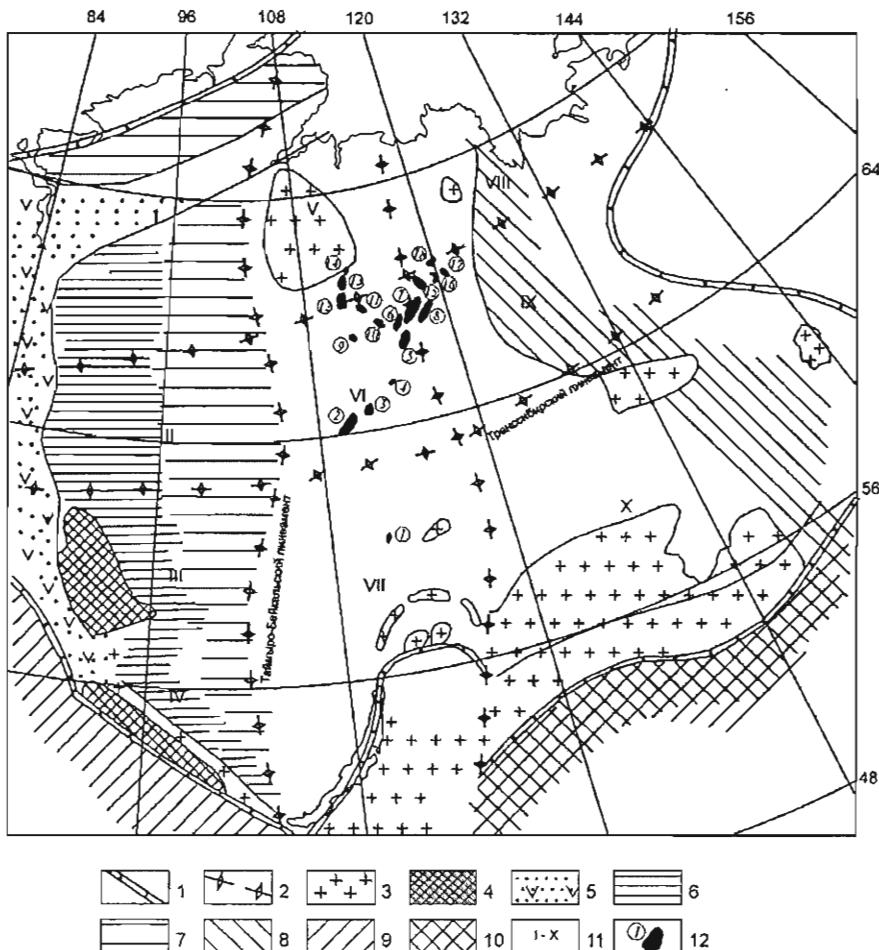


Рис. 6.2. Схема современной тектонической зональности Северо-Азиатского кратона (по [Башарин и др., 2005]) и известные кимберлитовые поля.

1 – границы Северо-Азиатского кратона; 2 – границы меридиональных и широтных зон; 3 – кристаллический дорифейский фундамент на поверхности и вскрытый бурением; 4 – обнаженный добайкальский фундамент; 5 – область распространения добайкальского фундамента и верхнедокембрийско-фанерозойского чехла на левобережье Енисея; 6 – область развития интенсивных байкальских деформаций (Енисейская перикратонная система); 7 – область развития слабых байкальских деформаций, полностью затухающих в восточном направлении; 8 – область верхоянской складчатости; 9 – область герцинской складчатости; 10 – область вероятного наложения верхоянской складчатости на герцинскую; 11 – блоки (ячейки) современной тектонической зональности: I – Турухано-Таймырский, II – Тунгусский, III – Енисей-Байкитский, IV – Саяно-Ангарский, V – Анабарский, VI – Верхневилиуйский, VII – Байкало-Патомский, VIII – Оленекский, IX – Нижневилиуйский, X – Алдано-Становой; 12 – кимберлитовые поля: 1 – Мало-Богутубинское, 2 – Алакитское, 3 – Дальдинское, 4 – Верхне-Мунское, 5 – Чомурдахское, 6 – Западно-Укукитское, 7 – Восточно-Укукитское, 8 – Огоннор-Юряхское, 9 – Куранахское, 10 – Лучаканское, 11 – Джокенское, 12 – Ары-Мастахское, 13 – Старореченское, 14 – Орто-Баarginское, 15 – Мерчимденское, 16 – Молодинское, 17 – Толуопское, 18 – Куойкское.

серий экспериментов с варьированием основных параметров модели (скорость, вязкость, мощность) позволит подобрать количественные параметры (направления и расстояния между “трубками”) на моделях конкретных природных полей, что даст возможность на новом уровне проводить оценку остаточных перспектив площадей и прямо прогнозировать участки локализации кимберлитовых тел. Организация и постановка физического моделирования также возможна на базе экспериментального оборудования лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН (г. Иркутск).

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

В настоящее время большинство исследователей, признавая существенную роль разломной тектоники в размещении алмазоносных кимберлитов на Сибирской платформе, при создании моделей формирования трубок и их полей практически не рассматривают структурную составляющую, как правило, из-за недостатка или отсутствия необходимой геолого-структурной информации вследствие слабой обнаженности платформенных территорий и/или наличия в разрезе экранирующих трапповых силлов. Настоящее методическое пособие показывает, что эта проблема может решаться путем внедрения в практику поисковых и оценочных работ современной методологии и принципов тектонофизического анализа. В комплексе с методами геофизики и структурного дешифрирования, совокупность тектонофизических методов является эффективным инструментом познания закономерностей строения кимберлитоконтролирующих разломных зон на различных структурных этажах Сибирской платформы. Эффективность определяется результативностью исследований, что наглядно демонстрирует содержание данной работы, и их малой себестоимостью, поскольку они не требуют больших финансовых затрат на дорогостоящую аппаратуру и проведение полевых работ.

Приведенные в методическом пособии материалы свидетельствуют, что получаемые с помощью тектонофизических методов данные необходимы для осуществления прогнозных построений на качественно новом уровне. Принципиально важное значение они имеют для закрытых территорий, где возможности основных геофизических методов ограничены наличием экранирующих пород.

При подготовке методического пособия авторы старались уйти от академического стандарта подготовки монографических изданий. В нем отсутствуют главы описательного характера, касающиеся кимберлitoобразования, структуры фундамента и чехла Сибирской платформы и многих других фундаментальных вопросов. Информация по ним если и приводится, то в весьма сжатом виде. Основной же акцент сделан на представлении методов исследования и полученных результатов. При этом, следуя принципу “лучше один раз увидеть, чем несколько раз прочитать”, авторы намеренно старались текстовую часть как можно чаще сопровождать иллюстрациями.

Настоящее методическое пособие будет полезно для широкого круга специалистов, работающих в прогнозно-поисковом комплексе АК “АЛРОСА”, и способствовать им в освоении идеологии и методов тектонофизических исследований.

## **ПОСЛЕСЛОВИЕ ОТ РЕДАКТОРОВ**

Совершенствование методологии прогнозно-поисковых работ на коренные месторождения алмазов всегда было приоритетной задачей АК «АЛРОСА». В последние полтора-два десятилетия заметно ощущается необходимость повышения их эффективности. Существующий комплекс геологических, геохимических и геофизических методов главным образом адаптирован к прогнозу крупных алмазоносных кимберлитовых тел, большинство из которых давно открыты и активно эксплуатируются. При этом по мере их отработки и перехода алмазодобычи на более глубокие горизонты, её рентабельность существенно снижается. В этой связи остро стоит вопрос открытия новых небольших коренных месторождений алмазов, прежде всего в пределах уже освоенных районов с хорошо развитой промышленной инфраструктурой. Поиск средних и малых кимберлитовых тел весьма затруднен из-за их петрофизических особенностей, часто делающих эту масштабную группу поисковых объектов «невидимыми» для многих геофизических методов. Для выработки обоснованного прогноза пространственной локализации трубок необходима не только техническая и методическая модернизация существующего прогнозно-поискового комплекса, но и пополнение его новыми, экономически эффективными подходами и методами.

Одним из таких подходов является тектонофизический, первый пятилетний опыт использования которого в пределах Якутской алмазоносной провинции обобщен и представлен в виде настоящего методического пособия. Предлагаемый подход не требует больших финансовых затрат и отличается комплексностью и методической многоплановостью. Он включает в себя широкую группу полевых структурно-геологических и экспериментальных методов. Представление большей части исходного фактического материала в виде цифровых баз данных позволяет широко использовать при их обработке современные ГИС-технологии, что обеспечивает высокую обоснованность получаемых выводов.

Объектом тектонофизических исследований являются разрывные нарушения от небольших трещин до протяженных разломов и обусловившие их формирование разноранговые поля напряжений. Разломам какrudоконтролирующими структурами при алмазоисковых работах всегда уделялось внимание, однако каких-либо крупных специальных обобщений по ним не делалось. В последние годы вышло из печати несколько монографических работ, рассматривающих тектонический фактор контроля кимберлитового магматизма и, в большинстве случаев, связывающих его с крупномасштабными структурами разрушения литосферы древних платформ – авлакогенами. Что же касается исследований, направленных на выяснение структурного контроля отдельных кимберлитовых тел или их кустов разломными структурами малого

и среднего масштабного ранга, то они проводились эпизодически, носили бессистемный и территориально ограниченный характер.

В этом плане обобщение результатов тектонофизических исследований в виде настоящего методического пособия представляется своевременным и полезным, как с методической, так и с научной и практической точек зрения.

Обозначенный в заглавии книги методический акцент вполне оправдан, поскольку использованный при исследованиях комплекс методов, прежде всего, ориентирован на решение прикладных задач, в доступной форме изложен и проиллюстрирован конкретными примерами. Именно прикладная направленность работы сделала её свободной от «фундаментализма», свойственного академическим изданиям. Примечательно, что авторы практически не пользуются фондовыми материалами, а опираются в своих построениях только на собственный оригинальный фактический материал, собранный по единой методике. Некоторые программные комплексы для анализа исходного материала также являются авторскими разработками, адаптированными для решения конкретных тектонофизических задач.

Практическая и научная значимость выполненной работы вытекает из представленных в ней многочисленных схем разломно-блокового строения разномасштабных объектов и выводов о геодинамических условиях их формирования. Локальные структурные схемы, составленные для отдельных трубок, уже используются ГОКами для оптимизации производственных работ и Институтом Якутнипроалмаз для расчетов устойчивости бортов карьеров. Авторами впервые предложена и апробирована методика построения схем разрывных нарушений для территорий, закрытых траппами. Структурная схема среднего масштаба, составленная на полигон «Подтрапповый», используется АМГРЭ для совершенствования интерпретации геофизических данных. Построенные по геолого-геофизическим данным схемы разломов Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского районов и вывод о геодинамических условиях их формирования в виде двухэтапных разнонаправленных деформаций расширяют возможности прогнозных построений на региональном уровне. Весьма перспективным в этом плане представляется предложенный подход, в основе которого лежит фрактальный и энтропийный анализ систем разломов.

Выполнение за относительно небольшой срок (2001–2007 гг.) достаточно большого объема полевых и камеральных работ и их обобщение в виде настоящего методического пособия стали возможным благодаря плодотворному сотрудничеству специалистов разных подразделений АК «АЛРОСА», прежде всего ЯНИГП ЦНИГРИ, АМГРЭ, Айхальского ГОКа с сотрудниками ИЗК СО РАН и АНО «МИТЕК».

Полагаем, что настоящее методическое пособие будет полезно широкому кругу специалистов, работающих в области алмазопоисковой геологии.

*Доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, академик Академии наук РС(Я)  
Н.Н. Зинчук*

*Заслуженный деятель науки РФ,  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, академик РАН С.И. Шерман*

## ЛИТЕРАТУРА

- Акопян С.Ц. Энтропия сейсмической системы и новый сейсмический закон // ДАН. – 1995. – Т. 340, № 4. – С. 531–535.
- Алехин В.И. Проницаемость и неотектоническая активность разломов Приазовского блока Украинского щита в связи с оценкой их рудоносности // Научные труды Донецкого государственного технического университета. Серия горно-геологическая. Вып. 45. – Донецк: ДонГТУ, 2002. – С. 38–44.
- Баженова Т.К., Филатов С.С. Геоструктурная типизация Сибирской платформы и основные закономерности размещения нафтидов // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Т.2. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. – С. 8–11.
- Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24, № 6. – С. 3–15.
- Белоусов В.В. Структурная геология. 2 издание. – М.: МГУ, 1971. – 277 с.
- Борис Е.И., Францессон Е.В. О закономерностях размещения кимберлитовых тел в Малоботуобинском районе (Западная Якутия) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1992. – № 5. – С. 68–75.
- Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика. – 2000. – Т. 3, № 4. – С. 107–114.
- Борняков С.А., Гладков А.С., Адамович А.Н. и др. Информационная энтропия и фрактальная размерность как критерии самоорганизации систем разрывов в зонах разломов (по результатам физического моделирования) // ДАН. – 2003. – Т. 391, № 2. – С. 250–253.
- Борняков С.А., Гладков А.С., Адамович А.Н. и др. Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования // Геотектоника. – 2004. – № 5. – С. 85–95.
- Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.
- Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира. – М.: Геоинформмарк, 2000. – 112 с.
- Василенко В.Б., Хлестов В.В., Зинчук Н.Н. и др. Количественный прогноз алмазоносности кимберлитов по их валовому составу методом условных многомерных мод // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Под ред. Н.Н. Зинчука. – Воронеж, 2001. – С. 31–39.
- Венитцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и её инженерные приложения. – М.: Высшая школа, 2000. – 383 с.
- Владимиров Б.М., Дауев Ю.М., Зубарев Б.М., Каминский Ф.В., Минорин В.Е., Прокопчук Б.И., Соболев Н.В., Харьков А.Д., Черный Е.Д. Месторождения алмазов СССР. Ч. I. – М., 1984. – 241 с.

- Вознесенский А.С. Горное давление, энтропия, информация // Физика и механика геоматериалов. – М.: Высшая школа, 2002. – С. 5–47.
- Вотах О.А. Структурные элементы Земли. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 217 с.
- Геологический словарь. Т. 2. – М.: Недра, 1978. – 455 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
- Гладков А.С., Семинский К.Ж. Нетрадиционный анализ поясов трещиноватости при картировании субгоризонтальных разломных зон (на примере окрестностей г.Иркутска) // Геология и геофизика. – 1999. – т. 40, №2. – С. 213–220.
- Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Борняков С.А., Шерман С.И., Манаков А.В., Матросов В.А., Гарат М.Н., Дзюба И.А. Новые данные о внутреннем строении и механизме образования зон кимберлитовмещающих разломов Мало-Ботуобинского района (Якутская алмазоносная провинция) // ДАН. – 2005. – Т. 402, № 3. – С. 366–369.
- Гольбраих И.Г., Забалуев В.В., Ласточкин А.Н. и др. Морфоструктурные методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. – Л.: Недра, 1968. – 152 с.
- Горев Н.И., Манаков А.В., Эринчек Ю.М., Гарат М.И. Особенности строения осадочного чехла Мало-Ботуобинского алмазоносного района Якутии по данным палеоструктурного анализа // Региональная геология и металлогения. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. № 2. – С. 132–144.
- Гущенко О.И. Определение полей тектонических напряжений методом кинематического анализа структур разрушения // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Материалы Всесоюз. школы-семинара, Апатиты, 20 – 22 мая 1980 г. – Апатиты, 1982. – С. 35–50.
- Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. – Иркутск, 1961. – 48 с.
- Драгунов В.И. Транссибирский линеамент // Географический сборник. XV. Астрогеология. М.-Л.: АН СССР, 1962. – С. 47–70.
- Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2000. – 161 с.
- Козаченко И.В. Влияние трещиноватости рудовмещающих пород на распределение золотой минерализации // Геология и охрана недр. – 1983. – № 2. – С. 52–53.
- Короновский Н.В., Якушева А.Ф. Основы геологии. – М.: Высшая школа, 1991. – С. 225–232.
- Лепюх М.И., Крючков Л.И., Устинов В.И. О закономерностях пространственного размещения кимберлитов в Айхальском районе // Проблемы кимберлитового магматизма. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 66–71.
- Лобацкая Р.М. Ранговая классификация разрывных нарушений // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1984. – № 4. – С. 9–14.
- Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. – Л.: Недра, 1973. – 352 с.
- Матросов В.А., Глушков Е.Н. Возможности геофизических методов при прогнозировании гидрогеологической обстановки // Вопросы методики прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. – Якутск: ЯФ СО РАН, 2004. – 368 с.
- Методика изучения трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа / Е.М. Смехов, М.Х. Булач, И.А. Волков и др. – Л.: Недра, 1969. – 129 с.

- Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1:50000. Издание второе.  
Ред. А.С. Кумпан. – Л.: Недра, 1978. – 287 с.
- Милашев В.А. Трубки взрыва. – Л.: Недра, 1984. – 268 с.
- Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1984. – 464 с.
- Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1974. – 97 с.
- Мокшанцев К.Б., Бабаян Г.Д., Штех Г.И., Брахфогель Ф.Ф. Структурно-тектонические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской алмазоносной провинции. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. – С. 16–39.
- Молчанов Ю.Д., Саврасов Д.И. Физико-геологическая характеристика кимберлитоконтролирующих разломов Мирнинского кимберлитового поля // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 45–64.
- Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1977. – № 12. – С. 103–116.
- Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. – М.: Недра, 1992. – 295 с.
- Николя А. Основы деформации горных пород. – М.: Мир, 1992. – 167 с.
- Потуроев А.А. О трещинной тектонике Далдыно-Алакитского района // Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО РАН, 1975. – С. 57–72.
- Пригожин И.Р., Кондепуди Д. Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссиликативных структур. – М.: Мир, 2002. – 461 с.
- Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 301 с.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. – М.: Недра, 1970. – 164 с.
- Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. – М.: Академкнига, 2007. – 406 с.
- Рязанцев Д.А. Возможность применения электропрофилирования методом сопротивлений при поисках кимберлитовых тел // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: ВГУ, 2001. – 606 с.
- Сарсадских Н.Н. Структурный фактор размещения кимберлитов на Сибирской платформе и прогнозирование коренной алмазоносности // Прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Советской Арктике. – Л.: НИИГА, 1968. – С. 72–76.
- Семинский К.Ж. Пространственно-временные взаимоотношения между тектоническими нарушениями в разрывных зонах // Геология и геофизика. – 1991. – № 3. – С. 74–84.
- Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. – 1994. – № 9. – С. 112–130.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. – Новосибирск: СО РАН, филиал “Гео”, 2003. – 244 с.

- Семинский К.Ж., Гладков А.С. Новый подход к изучению тектонической трещиноватости в разломных зонах // Геология и геофизика. – 1991. – №5. – С. 130–140.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С. Комплексный подход к картированию структур земной коры на современном этапе развития тектонофизики // Отечественная Геология. – 1997. – №4. – С. 4–17.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. Тектонофизическая характеристика зоны Ангарского разлома (юг Сибирской платформы) // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 8. – С. 1260–1270.
- Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. – Новосибирск: СО РАН, филиал “Гео”, 2005. – 293 с.
- Серокуров Е.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. – М.: Недра-Бизнесцентр, 2001. – 198 с.
- Старосельцев В.С. Кинематика крупных блоков литосфера Сибирского кратона // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы: Труды Всероссовещ. Иркутск, 26–29 авг. 2003 г. – Новосибирск: СО РАН, филиал “Гео”, 2003. – С. 185–188.
- Строение земной коры Анабарского щита / Под ред. В.М. Моралева. – М.: Наука, 1986. – 286 с.
- Турский А.А. Некоторые особенности структуры Далдыно-Алакитского кимберлитового поля // Зап. ЛГИ. – 1969. – Т. 58, вып. 2. – С. 85–90.
- Тяпкин К.Ф. Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. – Киев: Наук. думка, 1986. – 168 с.
- Успенский Д.Г. Гравиразведка. – Л.: Недра, 1968. – 178 с.
- Фомин Ю.М. Структурная позиция алмазоносных полей востока Сибирской платформы // Известия АН СССР. Сер. геологическая. – 1992. – № 12. – С. 99–103.
- Харьков А.Д., Борис Е.И., Иванов И.Н., Шукин В.Н. К характеристике трубок взрыва Мало-Ботубинского района // Советская геология. – 1972. – № 8. – С. 51–65.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998. – 555 с.
- Чернышев С.Н. Трещины горных пород. – М.: Наука, 1983. – 240 с.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 102 с.
- Шерман С.И., Лобацкая Р.М. Методика изучения и опыт использования количественных параметров разрывов при геологических исследованиях. – Иркутск: ИЗК СО РАН, ВостСибНИИГГиМС, 1981. – 62 с.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. – 157 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. – 112 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 261 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. – 228 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Гладков А.С., Адамович А.Н., Кузьмин С.Б. Опыт применения тектонофизического анализа при оценке тектонической активности и сей-

- смической опасности района Саяно-Шушенской ГЭС (Западный Саян) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 5. – С. 89–96.
- Шерман С.И., Сорокин А.П., Черемных А.В.* Новый подход к тектоническому районированию Приамурья по фрактальной размерности разломов земной коры // ДАН. – 2001. – Т. 381, № 3. – С. 388–392.
- Aydin A., Nur A.* Evolution of pull-apart basins and their scale independence // Tectonics. – 1982. – V. 1. – P. 91–105.
- Hatcher R.D.* Structural geology. – Columbus, Ohio: Merrill Publisher Company, 1990. – 531p.
- Mandelbrot B.B.* The fractal geometry nature. – N.Y.: Freeman, 1982. – 480 p.
- Sylvester A.G.* Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull. – 1988. – V. 100. – P. 1666–1703.
- Twiss R.J., Moores E.M.* Structural geology. – N.Y.: W.N. Freeman and Company, 1992. – 532 p.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ .....</b>	<b>3</b>
<b>ГЛАВА 1. Объекты исследований, терминология и понятийная база.....</b>	<b>6</b>
<b>ГЛАВА 2. Методы изучения разломных зон .....</b>	<b>17</b>
2.1. Геофизические методы .....	17
2.1.1. Сейсморазведка .....	18
2.1.2. Критерии выделения разломов в магнитном и гравитационном полях .....	24
2.1.3. Электроразведка .....	29
2.1.4. Геофизические исследования скважин.....	31
2.2. Структурное дешифрирование .....	34
2.3. Тектонофизические методы .....	37
2.3.1. Изучение количественных параметров разрывных сетей .....	38
2.3.2. Анализ тройственных парагенезисов трещин .....	42
2.3.3. Анализ “хаотических” трещинных сетей.....	49
2.3.4. Анализ поясов трещиноватости .....	52
2.3.5. Методы изучения полей тектонических напряжений .....	56
2.3.6. Статистические методы анализа систем разломов.....	60
2.3.7. Методы физического моделирования.....	66
<b>ГЛАВА 3. Результаты практического применения тектонофизического анализа при решении вопросов структурного контроля кимберлитового магматизма Якутской алмазоносной провинции .....</b>	<b>72</b>
3.1. Закономерности и факторы локального структурного контроля кимберлитовых тел .....	73
3.2. Закономерности и факторы регионального структурного контроля кимберлитовых тел.....	102
3.2.1. Мало-Ботуобинский район .....	104
3.2.2. Алакит-Мархинский район.....	118
<b>ГЛАВА 4. Результаты физического моделирования кимберлито- контролирующих разломных зон.....</b>	<b>138</b>
4.1. Результаты моделирования внутреннего строения, динамики развития и ширины сдвиговых зон .....	139
4.2. Моделирование региональных структур .....	143

<b>ГЛАВА 5. Фрактальный и энтропийный анализ разрывных нарушений осадочного чехла и фундамента .....</b>	<b>157</b>
5.1. Обобщающие показатели сети разрывных нарушений Мало-Ботубинского кимберлитового района .....	157
5.2. Обобщающие показатели сети разрывных нарушений Средне-Мархинского кимберлитового района .....	163
<b>ГЛАВА 6. Тектонофизические исследования и прогноз кимберлитовых тел .....</b>	<b>167</b>
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....</b>	<b>173</b>
<b>ПОСЛЕСЛОВИЕ. От редакторов .....</b>	<b>174</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>176</b>

Научно-методическое издание

Гладков Андрей Станиславович  
Борняков Сергей Александрович  
Манаков Александр Владимирович  
Матросов Вячеслав Александрович

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ПРИ АЛМАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ**

Методическое пособие

Утверждено к печати ученым советом Института земной коры СО РАН

«Научный мир»  
Тел./факс (007) (495) 291-28-47  
E-mail: naumir@benran.ru. Internet: <http://bookish.iring.ru>

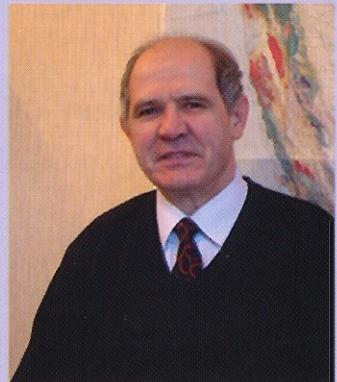
Подписано к печати  
Формат 70×100 1/<sub>16</sub>  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 11,5  
Тираж 300 экз. Заказ № 9

Издание отпечатано в типографии  
ООО “Галея-Принт”  
Москва, 5-я Кабельная, 25



Гладков Андрей Станиславович.  
Кандидат геолого-минералогических  
наук, старший научный сотрудник  
лаборатории тектонофизики Инсти-  
тута земной коры СО РАН

Борняков Сергей Александрович.  
Кандидат геолого-минералогических  
наук, старший научный сотрудник ла-  
боратории тектонофизики Института  
земной коры СО РАН. Директор Авто-  
номной некоммерческой организации  
«Международный институт тектоно-  
физики»



Манаков Александр Владимирович.  
Доктор геолого-минералогических наук.  
Заведующий отделом ЯНИГП ЦНИГРИ  
АК «АЛРОСА»

Матросов Вячеслав Александрович.  
Кандидат геолого-минералогических  
наук. Заведующий лабораторией геофи-  
зических исследований в ЯНИГП

