

ТЕКТОНИКА

УДК 551.243(571.53/55)

РАЗЛОМНАЯ СТРУКТУРА И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ТУНКИНСКОГО РИФТА

(юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны)

О.В. Лунина, А.С. Гладков

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Представлены новые структурно-геологические и тектонофизические данные о разломной структуре и полях напряжений западной части Тункинского рифта. Определяющую роль во внутреннем строении рифтовой долины играют разломы широтного и северо-восточного направлений. В горном обрамлении рифта и межвпадинных перемычках основная роль принадлежит северо-западным и субмеридиональным разрывным нарушениям. Сопоставление разломов и эпицентров землетрясений с $M \geq 3,3$ показало хорошую пространственную взаимосвязь между ними. На основе данных трещиноватости реконструированы поля тектонических напряжений и сопоставлены с известными механизмами очагов землетрясений. Комплексный анализ полученных данных позволяет сделать вывод о том, что на фоне сложного распределения локальных полей напряжений наиболее ярко проявлены решения, свидетельствующие о существовании на изученной территории на современном этапе режима растяжения со сдвигом.

Разломы, трещиноватость, поля напряжений, землетрясения, механизмы очагов, Тункинский рифт.

FAULT PATTERN AND STRESS FIELD IN THE WESTERN TUNKA RIFT

(southwestern flank of the Baikal Rift zone)

O.V. Lunina and A.S. Gladkov

New structural and tectonophysical data provided more details on the fault pattern and the stress field of the western Tunka rift on the southwestern flank of the Baikal Rift zone. The rift valley is controlled mostly by W-E and NE faults, and the rift ridges and basin links are dominated by NW and N-S faults. The fault pattern shows a good correlation with the distribution of $M \geq 3.3$ earthquakes. Stress fields reconstructed from fracture measurements and correlated to the available earthquake mechanisms show that the rift currently evolves in a transtension environment.

Faults, fractures, stress field, earthquakes, earthquake mechanisms, Tunka rift

ВВЕДЕНИЕ

С изучением геодинамического режима Тункинского рифта связаны многие дискуссионные вопросы (механизм формирования рифта, особенности напряженного состояния, взаимосвязь разломов и землетрясений, кинематика активных разломов и пр.). Для их решения требуется комплексный анализ как новых, так и ранее накопленных структурных и сейсмологических данных. В представляемой работе затрагиваются только некоторые аспекты этой проблемы, касающиеся строения разломной сети, полей тектонических напряжений и распределения эпицентров землетрясений на западном окончании Тункинской рифтовой впадины. Полученные новые результаты детальных структурно-геологических и тектонофизических исследований помогут в будущем уточнить особенности геодинамического развития региона в целом.

Особенности внутреннего строения Тункинского рифта достаточно подробно освещены в литературе [1—4]. Он наложен на высокометаморфизованные консолидированные структурно-вещественные комплексы верхнего архея и протерозоя и состоит из серии локальных бассейнов, разделенных межвпадинными перемычками (рис. 1, А). Впадины заполнены олигоцен-четвертичными осадочными отложениями. В Тункинском рифте известны проявления вулканизма неогенового и четвертичного времени. Крупнейшие дизъюнктивные структуры — Тункинский и Южно-Тункинский разломы, ограничивающие соответственно северный и южный борта одноименной впадины. Первый морфологически ярко выражен в рельефе и представляет собой левосторонний сдвигоброс, второй выражен значительно хуже, и его кинематика недостаточно ясна. Некоторыми авторами он трактуется как левосторонний сбрососдвиг [1, 4], другие

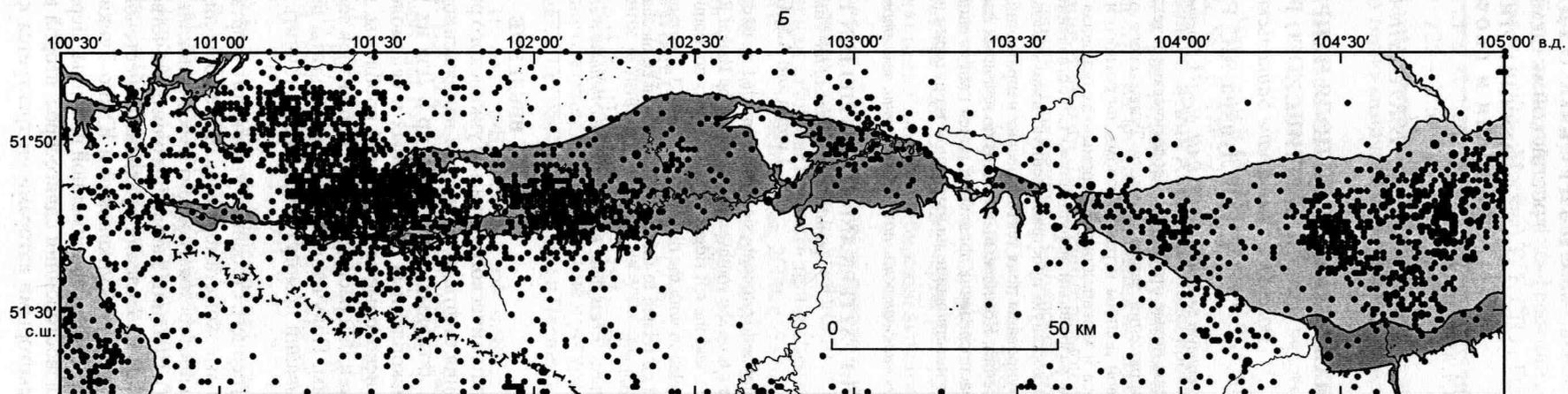
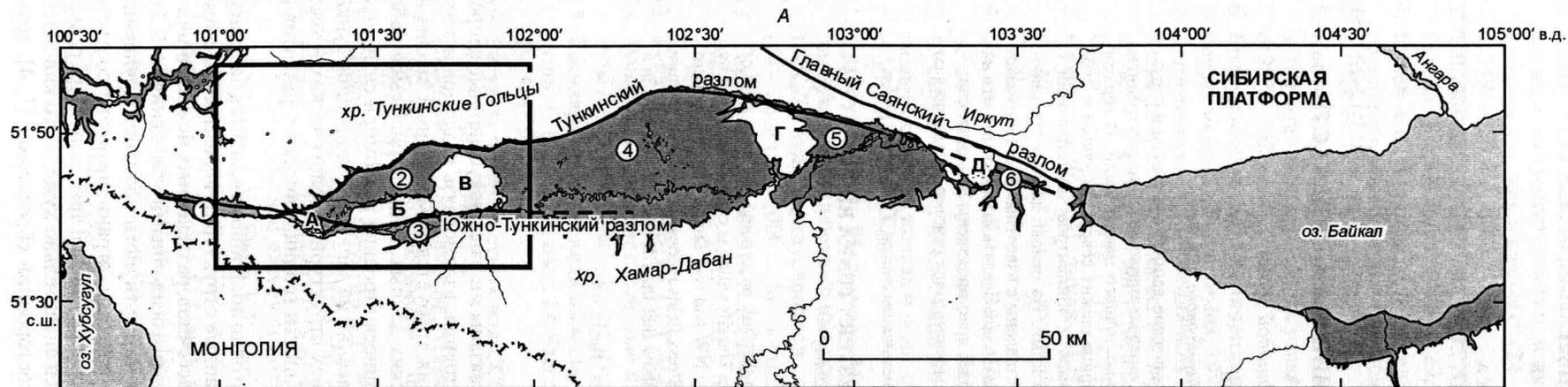


Рис. 1. Расположение Тункинского рифта на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (А) и карта распределения эпицентров с $M = 1,1$ за 1960—1999 гг. (Б).

Рамкой показан участок детальных исследований.

Изолированные локальные впадины: 1 — Мондинская, 2 — Хойтогорская, 3 — Туранская, 4 — Тункинская, 5 — Торская, 6 — Быстринская; межвпадинные переемы: А — Харадабанская, Б — Туранская, В — Ниловская, Г — Еловская, Д — Зуркузунская.

считают, что Мондинский сегмент разлома на современном этапе развития представляет собой взбросо-сдвиг [5]. Поскольку нет однозначных доказательств того, что этот дизъюнктив является продолжением Тункинского или Южно-Тункинского разломов, ему дано самостоятельное название „Мондинский разлом“. Разрывные нарушения внутри рифта изучены довольно слабо, и их роль явно недооценивается. Известны общие сведения о том, что разрывы северо-западного простирания могут являться левыми взбросо- или сбрососдвигами, а северо-восточного — сбросами и раздвигами [1]. Отсутствие полноценных данных о разломной структуре Тункинской рифтовой впадины не позволяет однозначно решать многие дискуссионные вопросы, поэтому нами начаты детальные геолого-структурные и тектонофизические исследования разрывной сети описываемого региона. Наиболее подробно был изучен участок на западном окончании Тункинского рифта, где сближаются Тункинский и Южно-Тункинский активные разломы, и отмечается наиболее высокая плотность эпицентров землетрясений (см. рис. 1,Б).

РАЗЛОМНАЯ СТРУКТУРА

Участок детальных исследований охватывает площадь от Ниловской перемычки до Мондинской локальной впадины (рис. 2), где создана сеть из 63 точек наблюдений (т.н.). 20 из них задокументированы в неогеновых и четвертичных отложениях, остальные — в выходах кристаллических пород докайнозойского возраста. Методика картирования разломов рассмотрена ранее [6, 7]. Собранные данные о разрывных нарушениях различных систем и порядков и массовые замеры трещиноватости послужили основой для построения схемы разломно-блокового строения участка детальных исследований (рис. 3). Кроме того, для этого использовались материалы государственной геологической съемки м-ба 1:200 000, данные линейного анализа топографических карт и литературные описания разломов [1, 3, 4, 8].

Субширотные разломы. Главную роль в строении разрывной сети изученного участка играют крутопадающие разломы субширотного простирания со следами активных движений крыльев. Об этом свидетельствуют смещения и деформации четвертичных и неогеновых отложений, штрихи и борозды на зеркалах скольжения, „свежая“ на вид раздробленность материала зон разломов, зачастую с жирной на ощупь глиной трения. К описываемым разрывным нарушениям относятся, прежде всего, широтные сегменты Тункинского разлома, а также ряд нарушений в долинах рек Иркут и Ихе-Ухгунь. Они прослеживаются в коренных выходах древних метаморфических и магматических пород в виде зон дробления повышенной трещиноватости и милонитизации мощностью от первых сантиметров до нескольких десят-

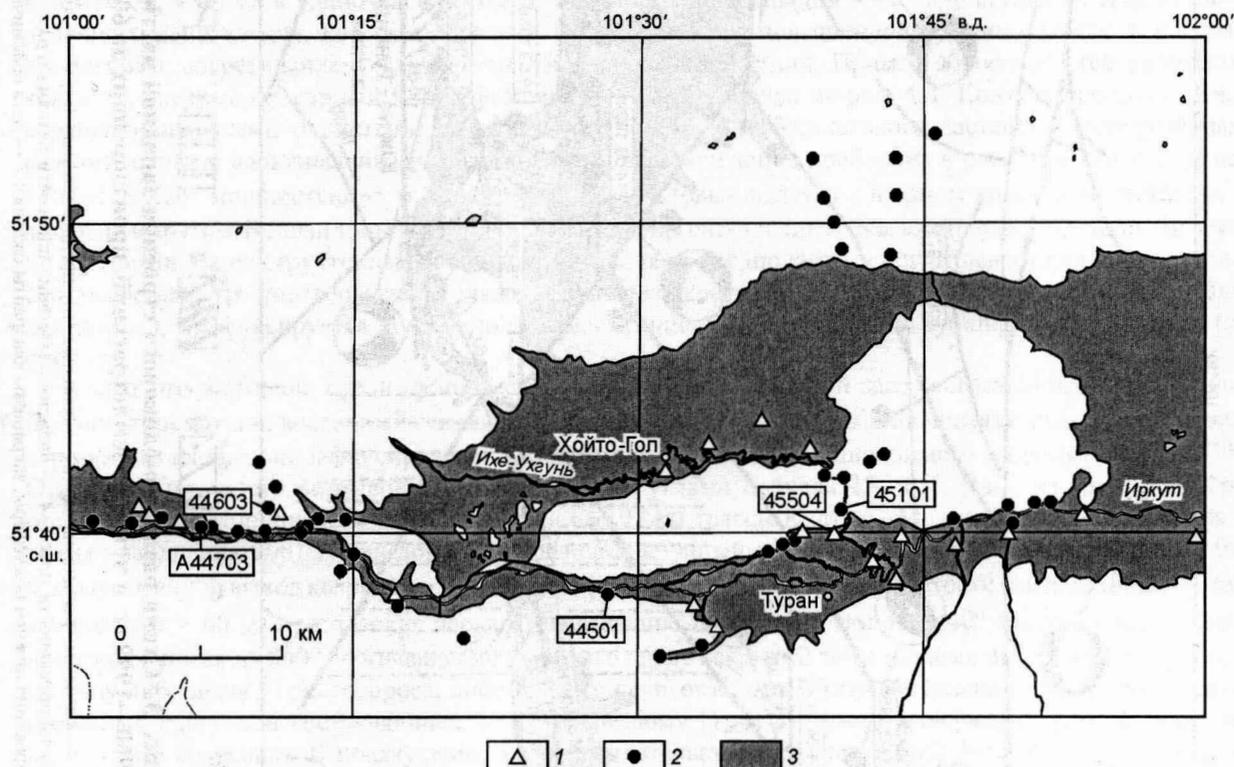


Рис. 2. Схема участка детальных исследований.

Точки наблюдения: 1 — в неогеновых и четвертичных отложениях, 2 — в докайнозойских породах, 3 — впадины, заполненные кайнозойскими отложениями. Номера на схеме приводятся для точек наблюдения, упомянутых в тексте и на рисунках.

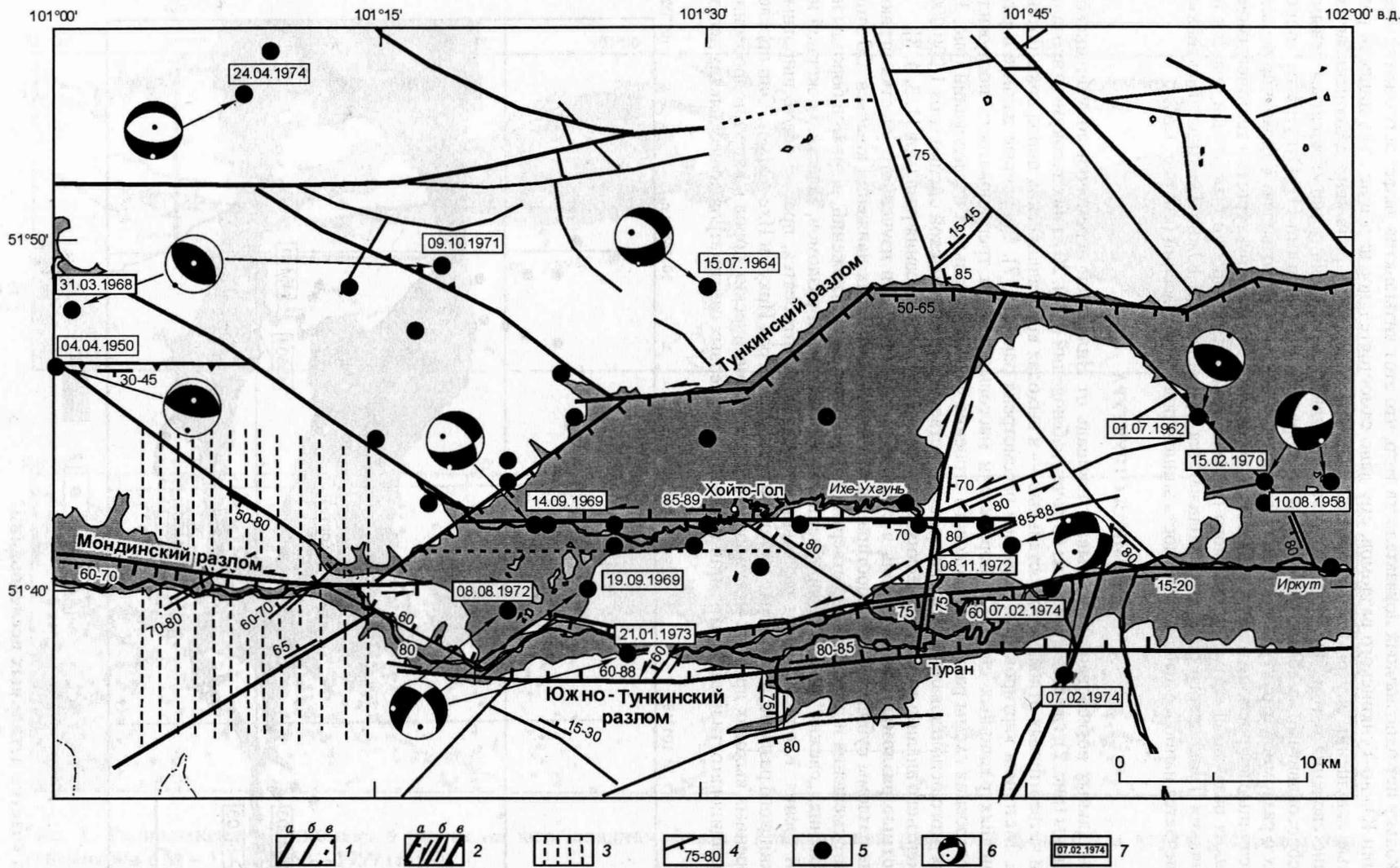
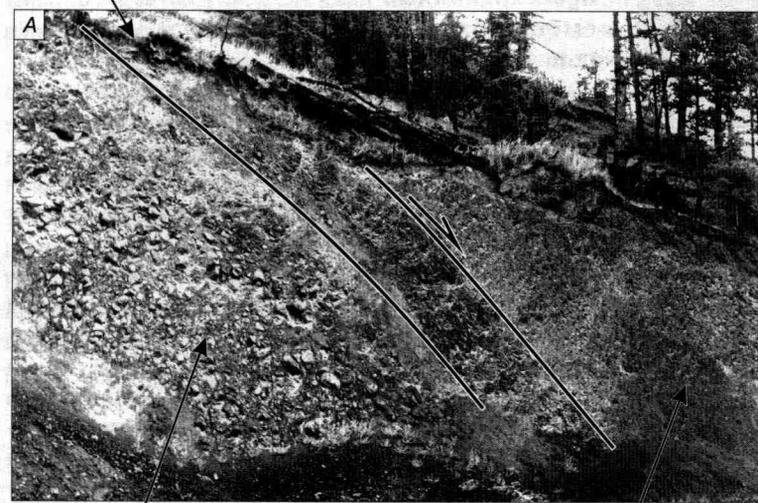


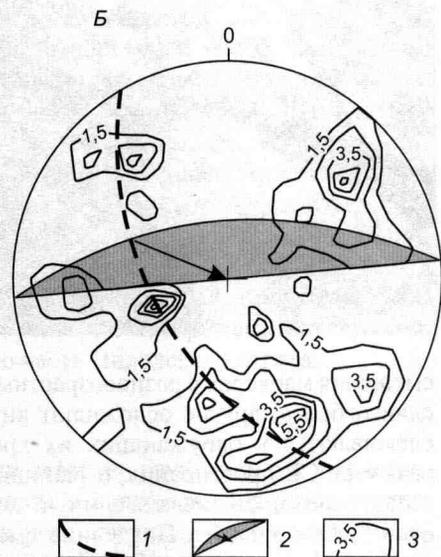
Рис. 3. Схема разломно-блокового строения западной части Тункинского рифта с эпицентрами землетрясений ($M = 3,3$) за 1960—1999 гг. и четырех землетрясений, произошедших до 60-х годов.

1 — разломы: региональные (а), локальные (б), предполагаемые (в); 2 — кинематика разломов: сбросы (а), сдвиги (б), взбросы (в); 3 — зона повышенной дислоцированности пород; 4 — элементы залегания плоскости разлома (град); 5 — эпицентры землетрясений; 6 — фокальные механизмы очагов землетрясений (проекция нижней полусферы, закрашены квадранты сжатия); 7 — дата сейсмического события.



Верхнеплиоценовые валунники
базальтового состава

Четвертичные галечники
с линзами песков



1 — линия пояса трещиноватости; 2 — плоскость разрыва и вектор смещения по нему (проекция на верхнюю полусферу); 3 — изолинии плотности максимумов трещиноватости (проведены с 1,5 % с шагом 1 %). Замерено 100 трещин.

Рис. 4. Тектонический контакт сбросового характера между верхнеплиоценовыми базальтовыми валунниками и четвертичными мелкогалечными отложениями по зоне дробления и расщепления $170\text{—}175\angle 60^\circ$ (т.н. 45504) (А) и диаграмма трещиноватости для зоны тектонического контакта (Б).

1 — линия пояса трещиноватости; 2 — плоскость разрыва и вектор смещения по нему (проекция на верхнюю полусферу); 3 — изолинии плотности максимумов трещиноватости (проведены с 1,5 % с шагом 1 %). Замерено 100 трещин.

ков метров, а также в кайнозойских отложениях локальных впадин — в виде сгущения трещин определенного направления, которые образуют настоящие зоны повышенной трещиноватости, а иногда и дробления с „перетиранием“ слабосцементированных отложений. Пример сбросового тектонического контакта, впервые описанный Г.Ф. Уфимцевым [9], представлен на рис. 4.А. Контакт проходит между верхнеплиоценовыми охристыми валунниками (обломки — базальтового состава) и четвертичными мелкогалечными аллювиальными отложениями и выражен зоной дробления и расщепления с аз. пад. $170\text{—}175\angle 60^\circ$ мощностью ~5 м. Раздроблены базальтовый валунник в одном крыле и мелкогалечный аллювий в другом. Вблизи зоны разлома гальки и валуны разворачиваются, выстраиваясь длинными осями по вертикали. Наши структурные наблюдения позволяют предполагать наличие левосторонней сдвиговой составляющей, что подтверждается также при анализе диаграммы трещиноватости в этой точке наблюдения (т.н.), где фиксируется пояс Даниловича, связанный с движением по субширотным разрывам (см. рис. 4.Б).

Особого внимания среди субширотных разрывных нарушений заслуживает Мондинский разлом неясной кинематики, восточный сегмент которого детально изучен нами на протяжении ~12 км. На этом отрезке в каждой точке зафиксированы дизъюнктивы преимущественно южного падения (угол $60\text{—}70^\circ$). Отдельные плоскости разрывов падают на север с углами порядка $45\text{—}85^\circ$. Один из ярких примеров строения зоны Мондинского разлома описан на 197 км трассы Култук—Монды (т.н. А44703). Здесь во время наводнения 2001 г. над дорогой произошел крупный обвал высотой > 30 м, и в результате был вскрыт коренной выход кварцитов, в котором зафиксированы зона трещиноватости (аз. пад. $180\angle 50\text{—}60^\circ$) мощностью > 60 м и гигантские зеркала скольжения. По плоскостям $180\angle 40^\circ$ наблюдались штрихи, простирающиеся на 340° , указывающие на то, что вдоль вскрытой зоны разлома происходило смещение по типу либо левого сдвигосброса, либо правого сдвиговзброса. Учитывая независимые данные о левосторонней сдвиговой составляющей по этому разлому [1, 4, 5], можно утверждать, что вертикальная компонента сбросовая. В пользу этого может свидетельствовать следующий факт: на восточном окончании обнажения субширотные разрывы пересекаются зоной дробления и трещиноватости с аз. пад. $150\angle 70\text{—}80^\circ$ мощностью > 20 м. Если разрывы этой зоны рассматривать как опережающие или оперяющие (приспосабливающиеся к первым) основной субширотной зоны, то их взаимоотношение в плане будет свидетельствовать о левосторонних сдвиговых движениях по Мондинскому разлому, а в разрезе —



Рис. 5. Фрагмент разлома северо-восточного простирания (аз. пад. $305 \angle 50^\circ$) со сбросовыми смещениями дайки диабаза в мраморах (т.н. 44501).

о сбросовых. В целом разломы субширотного направления ограничивают борта локальных бассейнов и являются главными контролирующими структурами последних.

Разломы северо-восточного простирания.

На площади исследования отчетливо проявлены разрывы СВ направления, для которых также характерны многочисленные штрихи скольжения и

смещения маркеров в разновозрастных образованиях. Часть этих разрывов входит в систему Тункинского сдвиго сброса, другие осложняют внутреннее строение впадин и межвпадинных перемычек либо прослеживаются в окружающих их хребтах (в меньшей степени). Создается впечатление, что система разломов СВ простирания, ограничивающая Хойтогольскую впадину и продолжающаяся далее на юго-запад, ранее представляла единую зону, которая при формировании Тункинского рифта была разбита на отдельные сегменты. Последние вместе с субширотными разрывами представляют собой Тункинский разлом на юго-западном окончании рифтовой долины. Большая часть разломов северо-восточного простирания, за исключением сегментов Тункинского разлома, являются второстепенными по отношению к субширотным.

Частный фрагмент разлома СВ направления представлен на рис. 5. Его строение определяется серией зон дробления и трещиноватости мощностью от 0,2—5,0 м, фиксирующихся на протяжении всего обнажения длиной более 100 м. По крупным трещинам в зонах, выполненных глиной трения и листоватыми пластинками минерала „горная кожа“ со штрихами скольжения по падению, отмечаются сбросовые смещения с амплитудой 0,25—0,5 м.

Разломы северо-западного простирания сосредоточены в хребтах, обрамляющих Тункинскую впадину, и в пределах межвпадинных перемычек. Их картирование за пределами долины основано главным образом на линеamentном анализе топографических карт и материалах государственной геологической съемки м-ба 1:200 000. Те разрывные зоны, которые наблюдались внутри рифтовой впадины, немногочисленны и имеют мощность до 1 м, за исключением разлома в центральной части Ниловского отрога (см. рис. 1, 3) с зоной мощностью около 7 м, выраженной расщелиной в рельефе. Смещения маркеров и штрихи скольжения указывают на правостороннюю сбросо-, реже взбрососдвиговую, кине-

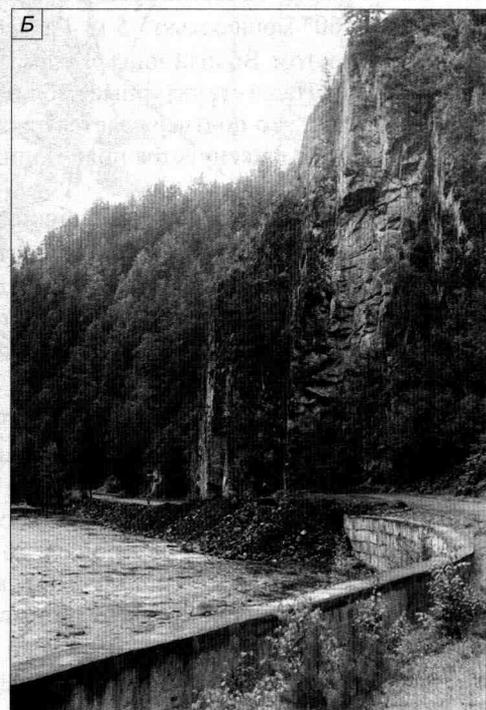


Рис. 6. Фрагменты разломных зон субмеридионального направления.

А — дробление и расланцевание в зоне повышенной дислоцированности пород (т.н. 44603); Б — вид на разлом, разделяющий Ниловскую и Туранскую межвпадинные перемычки (т.н. 45101).

матику разломов СЗ направления. На основании структурных наблюдений можно заключить, что они не играют значительной роли в формировании внутренних частей локальных бассейнов, но вместе с другими разрывами существенно определяют структуру межвпадинных перемычек — отрогов.

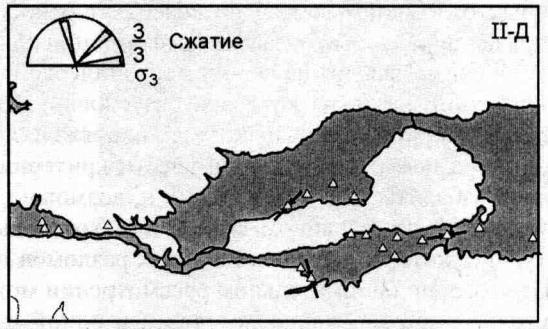
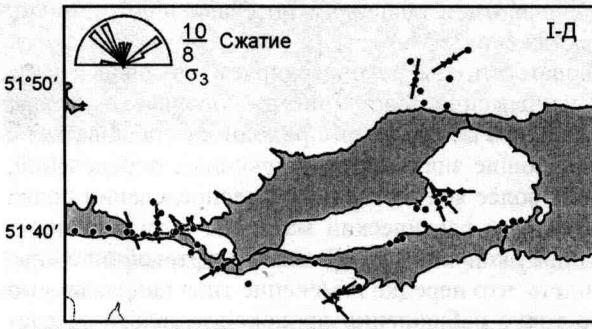
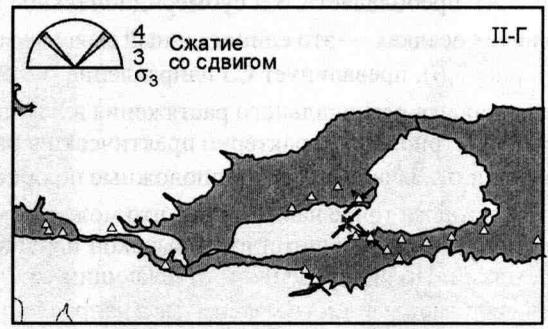
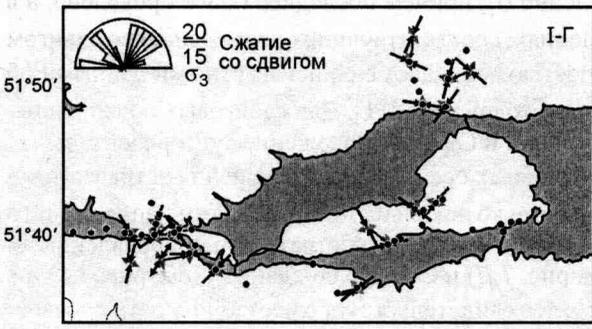
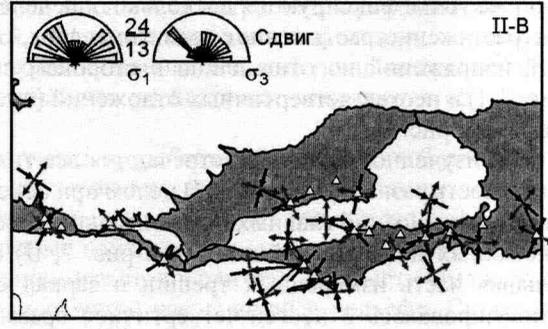
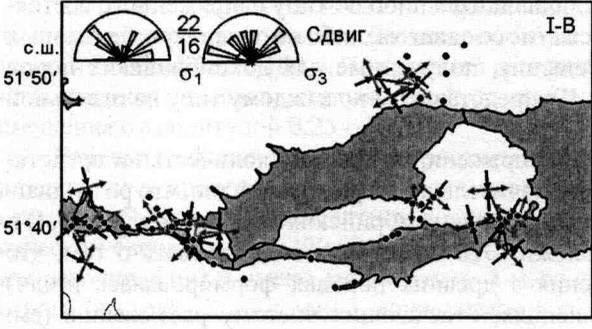
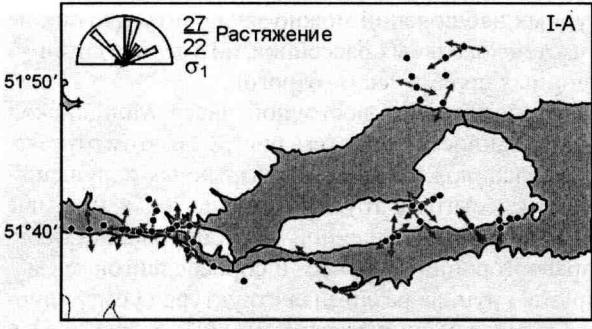
Субмеридиональные разрывные нарушения ярко проявлены в восточной части Мондинской впадины, где образуют крупную зону повышенной дислоцированности пород (см. рис. 3). На этом отрезке, наблюдавшемся особенно тщательно, фиксируются часто расположенные зоны разрывных нарушений данного направления, из-за чего провести единую линию сместителя трудно (см. рис. 6,А). Разрывы наклонены то на запад, то на восток с углами 60—80°. В зоне повышенной дислоцированности по трещинам описываемого направления зафиксированы правосторонние взбросо- и сбрососдвиговые смещения маркеров с амплитудой в первые сантиметры. Другая крупная разломная структура субмеридионального простираения разделяет Ниловскую и Туранскую межвпадинные перемычки (см. рис. 6,Б) и прослеживается далее на север, сочленяясь с широтным сегментом Тункинского разлома. Кроме того, ССВ и ССЗ тектонические нарушения более низкого иерархического ранга, которые не отражены на схеме (см. рис. 3) из-за своей многочисленности, интенсивно нарушают южную часть Ниловского отрога.

ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Поля тектонических напряжений для рассматриваемой площади детально изучались как в кристаллических породах докайнозой, так и в отложениях верхнего плиоцена и голоцена. Для установления сопряженности разрывов, выделения структурных парагенезисов и реконструкции осей главных нормальных напряжений использовались известные методы М.В. Гзовского, П.Н. Николаева, В.Н. Даниловича и Л.М. Расцветаева. Возможность применения этих методов для рыхлых и слабосцементированных отложений показана в работе [10]. Для 53 точек наблюдения из 63 получены решения. Зачастую в одной и той же точке фиксируются несколько определений, отличающихся либо по типу напряженного состояния (растяжение, растяжение со сдвигом, сдвиг, сжатие, сжатие со сдвигом) либо по ориентировке главных осей напряжений по отношению к сторонам света. Решения, полученные для докембрийских пород (рис. 7, I) и неоген-четвертичных отложений (см. рис. 7, II), представлены по каждому типу на отдельной схеме (см. рис. 7).

На изученной площади встречаются все типы полей напряжений, однако их количество и представительность разные (см. рис. 7). В целом при некоторых незначительных вариациях видно, что розы-диаграммы простираций главных горизонтальных осей напряжений в докембрийских породах (см. рис. 7, I) и отложениях позднего кайнозой (см. рис. 7, II) очень схожи. Это может свидетельствовать о том, что большая часть измеренных трещин и зеркал скольжения в древних породах формировалась и(или) активизировалась в неоген-четвертичное время. В решениях, отвечающих чистому растяжению (см. рис. 7,А), преобладает СЗ и субмеридиональное направление σ_1 , причем последнее более проявлено, а в молодых осадках — это единственный максимум. В решениях, соответствующих растяжению со сдвигом (см. рис. 7,Б), превалирует СЗ направление σ_1 , что полностью совпадает с общеизвестными данными об ориентировке регионального растяжения в Байкальской рифтовой зоне [11]. Для сдвиговых полей напряжений (см. рис. 7,В) характерно практически в равной степени и СЗ и СВ положение субгоризонтальных осей σ_1 и σ_3 . Зачастую противоположные по ориентации главных осей сдвиговые решения встречаются в одной и той же точке наблюдения, что может объясняться только локальными вариациями напряженного состояния, возникающими из-за высокой нарушенности геологического субстрата разнонаправленными разрывами. По определениям, отвечающим сжатию (см. рис. 7,Д) и сжатию со сдвигом (см. рис. 7,Г), не устанавливается четкого максимума в направлении оси σ_3 , что свидетельствует о нестабильности проявления этих типов полей напряжений на площади исследований. Их редкая встречаемость в неоген-четвертичных отложениях также не позволяет относить их к значимым решениям по сравнению с полями напряжений, которые отражают деформации сдвига и растяжения.

Основываясь на изучении тектонической трещиноватости, мы реконструируем локальные поля напряжений, часть из которых, безусловно, отражает напряженное состояние регионального уровня. Однако именно в локальных полях напряжений при детальном их изучении приходится сталкиваться с многообразием решений. Если ввести критерии, определяющие значимость полученных определений, можно избавиться от части из них и, возможно, получить более ясную картину в распределении полей напряжений, но в данном случае нам хотелось показать весь фактический материал и ту сложность ситуации, которая возникает в зонах разломов на западном окончании Тункинской рифтовой впадины. Более того, при внимательном рассмотрении можно увидеть, что нередко изменение типа напряженного состояния от растяжения до сдвига в одной и той же точке наблюдения происходит только за счет вращения оси сжатия по отношению к горизонту при постоянном горизонтальном положении и одинаковой ориентации оси растяжения. В других случаях, к этому „добавляется“ закономерный разворот оси



101°00' 101°15' 101°30' 101°45' 102°00' 101°00' 101°15' 101°30' 101°45' в.д. 102°00'

- а Δб 1
- / 2
- X 3
- X 4
- X 5
- / 6

Рис. 7. Распределение типов полей напряжений в докембрийских породах (I) и неоген-четвертичных отложениях (II) на западном окончании Тункинской рифтовой впадины (А—Д — по каждому типу отдельная схема).

В левом углу представлены розы-диаграммы главных горизонтальных осей напряжений. Цифрами обозначены количество полученных решений (над чертой) и количество точек наблюдения, в которых встречается данный тип (под чертой).

1 — точки наблюдений в докайнозойских породах (а) и неогеновых и четвертичных отложениях (б); 2 — растяжение; 3 — растяжение со сдвигом; 4 — сдвиг; 5 — сжатие со сдвигом; 6 — сжатие.

σ_1 от субмеридионального направления в чистом растяжении до северо-западного в растяжении со сдвигом и чистом сдвиге.

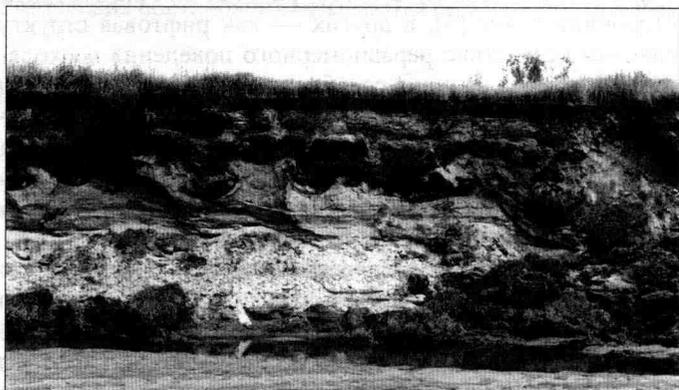
ВЗАИМОСВЯЗЬ РАЗЛОМОВ И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С $M \geq 3,3$

Результаты геолого-структурного картирования позволили провести сопоставление разломно-блокового строения западной части Тункинского рифта и эпицентров землетрясений с $M \geq 3,3$ ($K \geq 10$) (см. рис. 3). Для этого использовался каталог землетрясений за 1960—1999 гг., составленный в Байкальской опытно-методической сейсмологической экспедиции, к данным которого добавлены 4 события, произошедшие до 60-х годов [12—14]. Сравнительный анализ показывает, что большинство землетрясений ложится на откартированные разломы или находится вблизи них; меньшее количество попадает в блоки. Совпадение простираемых нодальных плоскостей в известных решениях механизмов очагов землетрясений [12—14] с направлениями откартированных на поверхности региональных и локальных разломов свидетельствует о неслучайной связи этих событий с конкретными структурами. Косвенным подтверждением такой связи могут служить деформации типа сейсмогенных конволюций [15], обнаруженные в четвертичных отложениях в зоне широтного разлома, трассирующегося вдоль р. Ихе-Ухгунь (рис. 8), куда также попадают эпицентры нескольких землетрясений с $M \geq 3,3$. Сейсмические события пространственно приурочены к разломам субширотного, СЗ и СВ направлений и не образуют больших скоплений непосредственно в месте сближения Тункинского и Южно-Тункинского разломов, где породы наиболее дислоцированы. Вероятно, высокая деформированность пород не способствует накоплению здесь большого сейсмического потенциала и реализации напряжений через сильные землетрясения.

Сопоставление разломно-блоковой структуры и сейсмичности на карте среднего масштаба позволяет получить новые данные о связи разломов и землетрясений, что открывает дополнительные возможности для расшифровки особенностей геодинамического режима Тункинской рифтовой впадины. Нетрудно заметить, что 10 из 15 известных определений фокальных механизмов очагов землетрясений для изучаемой площади показывают растяжение со сдвигом (см. рис. 3). Три сейсмических события, локализованных в районе западной части Туранской межвпадинной перемычки, вероятно, связаны с ближайшими разломами СВ простираения и характеризуются широтной ориентировкой горизонтальной оси растяжения. Аналогичная ориентация оси горизонтального удлинения получена по геолого-структурным данным для т.н. 44501 (см. рис. 7, I, Б), почти совпадающей с одним из этих эпицентров. Изменение ориентировки оси σ_1 с типичной северо-западной на широтную в зоне сбросов СВ простираения обуславливает появление левосторонней сдвиговой компоненты по этим разломам. Другие пять сейсмических событий, произошедших в районе Ниловского отрога и южнее его, характеризуются северо-западным простираением оси σ_1 и определенно связаны с расположенными рядом широтными сдвиго-сбросами. Подобные направления

Рис. 8. Сейсмогенные конволюции (сейсмиты) в зоне широтного разлома в районе пос. Хойто-Гол.

Разрез (снизу вверх): 0—0,8 м — переслаивание разноцветных разностей песка, отличающихся по толщине слоев и гранулометрическому составу. 0,8—2,5 м — слой интенсивных складчатых и конволюционных деформаций, выраженных структурами пламени, грибовидными и шаровидными отдельностями. В них принимают участие „перемешанные“ серые и коричневатосерые пески, погребенные почвы, белесые и зеленоватосерые супеси, коричневатосерые суглинки. Погребенные почвенные отложения образуют цельные куски в виде линз и мелких складок. 2,5—2,7 м — слой темносерых почв с растительным чехлом.



осей растяжения получены и по геолого-структурным данным как для докембрийских, так и позднекайнозойских отложений в ближайших точках наблюдения. Кроме того, имеются механизмы очагов землетрясений, для которых субгоризонтальные оси растяжения ориентированы меридионально. Из четырех землетрясений, механизмы которых отвечают сжатию, три произошли в Тункинском хребте и одно — в западной части Ниловского отрога. Все они, за исключением сейсмического события, известного как Мондинское землетрясение 1950 г., связаны с разрывами СЗ простирания. Знаменитое Мондинское землетрясение имеет весьма спорный механизм очага: от чистого взброса до сдвигосброса [12], однако многие исследователи склоняются больше к взбросовому типу [13] и связывают это событие с Мондинским разломом [5]. В то же время не оспаривая мнение о взбросовом типе механизма, нельзя исключать, что данное землетрясение могло быть вызвано подвижками по широтному разлому, который проходит в верховьях р. Ихе-Ухгунь в Тункинском хребте, где были обнаружены взбрососдвиговые деформации сейсмогенного характера [8]: его эпицентр точно ложится на этот разлом и находится не менее чем в 10 км севернее Мондинского разлома, основной сместитель которого падает на юг. Таким образом, детальное рассмотрение данных по разломам и землетрясениям, а также совпадения результатов по полям напряжений, реконструированных разными методами, позволяют получать качественно новую информацию для выявления особенностей взаимодействия двух процессов — разломообразования и сейсмичности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Специализированное изучение разломно-блоковой структуры западной части Тункинского рифта в м-бе 1:200 000 позволило получить новые данные о расположении и значимости тех или иных разломов. По своей выраженности в структурном плане и протяженности они были разделены на региональные и локальные. К региональным разломам относятся широтные левосторонние сдвигосбросы, ограничивающие борта Туранского, Хойтогольского, Мондинского и Тункинского суббассейнов; разрывные нарушения северо-восточного простирания, входящие в систему Тункинского разлома; субмеридиональный разлом, разделяющий две крупные перемычки; и ряд разломов северо-западной и субширотной ориентировки в горном обрамлении (см. рис. 3). Непосредственно во внутреннем строении рифтовой долины определяющую роль играют разломы широтного и меньше северо-восточного простираний. Напротив, в гольцах и межвпадинных перемычках главная роль принадлежит северо-западным и субмеридиональным разрывным нарушениям. В пределах Ниловского отрога эти системы проявлены настолько интенсивно, что даже несколько подавляют широтные дислокации. Кинематика, приведенная на схеме (см. рис. 3), указана только для тех разломов или их сегментов, для которых она установлена однозначно на основе комплекса мезоструктурных признаков (штрихов скольжений и смещений маркеров), анализа трещиноватости, позволившего реконструировать поле напряжений в зонах разломов, и механизмов очагов землетрясений, которые также отражают подвижки по разрывам. В некоторых случаях определенно устанавливается только сдвиговая компонента смещений, хотя вертикальная также могла иметь место. Обращает на себя внимание хорошее совпадение эпицентров землетрясений с конкретными разломами, выделяемыми на среднемасштабной карте, что дало нам возможность комплексно использовать структурные и сейсмологические данные в работе.

Особого внимания заслуживает обсуждение данных по полям напряжений и деформаций. На протяжении всей истории изученности Байкальской рифтовой зоны вопрос о напряженном состоянии Тункинской долины так или иначе затрагивался в предыдущих работах [1, 4, 12, 16—18], а некоторые из них специально посвящены этой проблеме [3, 11, 19—21]. Такой интерес вызван тем, что среди решений, получаемых по геолого-структурным и сейсмологическим данным, встречаются все типы полей напряжений, однако их соотношение между собой, значимость и природа остаются неясными. Как следствие, существует несколько различных точек зрения на происхождение, развитие и современную геодинамику Тункинской впадины. В одних работах она рассматривается как трансформный разлом [22] или левосторонний сдвиг [3], в других — как рифтовая структура, развивающаяся в условиях растяжения со сдвигом вследствие неравномерного поведения восходящей конвекционной струи, искажение которой возникает из-за наличия ослабленных зон в земной коре, не удовлетворяющих реализации напряжений в виде чистого растяжения [1, 11]. В последние годы наличие разнотипных полей напряжений на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны объясняют эволюцией напряженного состояния от трансформационного и сдвигового режимов до транспрессионного [19, 21]. В частности, для Тункинской системы впадин авторами упомянутых работ выделяются шесть типов полей напряжений, которые сменяли друг друга с олигоцена до современного этапа.

Наши детальные исследования на западном окончании Тункинского рифта также показывают сложное распределение разных типов полей напряжений, тем не менее как в докембрийских, так и в кайнозойских породах количественно преобладают решения, отвечающие сдвигу, растяжению со сдвигом и растяжению (см. рис. 7). При этом следует отметить, что в последних двух типах деформирования главные оси напряжений занимают наиболее устойчивые положения в пространстве: северо-западное (преиму-

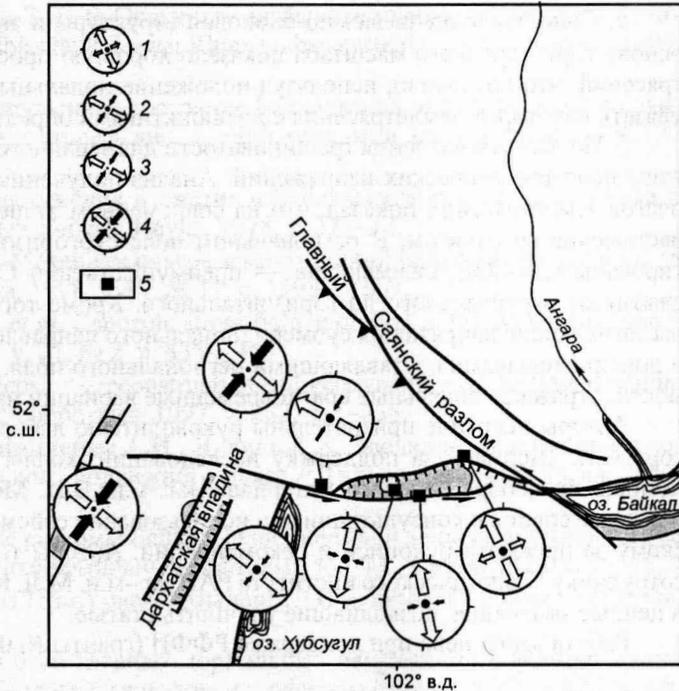
Рис. 9. Схема стресс-тензоров поля напряжений Тункинского рифта для позднего плейстоцена—голоцена, по данным Д. Дельво с соавторами [20]. Фрагмент рисунка из работы [20].

1 — радиальное растяжение; 2 — растяжение; 3 — растяжение со сдвигом; 4 — сдвиг; 5 — точки наблюдения, по Д. Дельво.

щественно при растяжении со сдвигом) и субмеридиональное (преимущественно при растяжении) направление горизонтальных осей растяжения и вертикальное или наклонное (с углом 30—60°) осей сжатия. Подобная картина наблюдается и для механизмов очагов землетрясений (см. рис. 3). В сдвиговых решениях наблюдается постоянная переориентировка главных горизонтальных осей растяжения и сжатия с северо-западной на северо-восточную (см. рис. 7, В), и, зачастую, два противоположных по направлению осей сдвиговых решения наблюдаются в одной и той же точке наблюдения. Такие особенности напряженного состояния отмечались ранее при изучении разломных зон разного морфогенетического типа и связываются с кратковременным изменением относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки во время трещинообразования в горном массиве [23, 24]. Чисто сдвиговые механизмы очагов землетрясений на изученной площади отсутствуют, что не укладывается в представления о развитии Тункинской системы впадин в сдвиговом и транспрессионном режиме в голоцене и на современном этапе. Результаты наших исследований на западном окончании Тункинского рифта показывают, что рассматриваемая территория развивается в региональном режиме растяжения со сдвигом, что также согласуется с графическими данными по полям напряжений для плейстоцен-голоценового этапа (рис. 9), представленными в работе [20], и выводами ряда других исследователей [11].

В региональном поле субгоризонтальные растягивающие напряжения ориентированы СЗ—ЮВ, сжимающие — преимущественно СВ—ЮЗ при изменяющемся угле наклона оси от вертикального до горизонтального. Кроме того, на изученной площади широко проявлены растягивающие напряжения субмеридионального направления (см. рис. 7, А, Б), которые могут быть как локальными, так и дополнительными составляющими регионального поля. Более определенно ответить на этот вопрос помогут дальнейшие исследования в Тункинском рифте.

Появление неустойчивых сжимающих напряжений характерно для окончаний активно развивающихся дислокаций [17], таких как западное замыкание Тункинского рифта. Такая же сложная картина напряжений характерна и для Рейнского грабена, где наряду со сбросовым механизмом напряжений в очагах устанавливаются взбросовый и сдвиговый типы. В Восточной Африке и на западе США сбросы доминируют, но отдельные зоны также характеризуются сдвиговым полем напряжений [25]. Очевидно, возникновение „нерифтовых“ типов полей напряжений в рифтовых зонах является закономерным явлением, и, как показывают современные исследования [26], даже в обстановках “чистого” сжатия, сдвига или растяжения суммарные вклады других динамических обстановок оказываются весьма значительными и варьируют от 20 до 40 %.



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные тектонофизические исследования, основанные на анализе геолого-структурных и сейсмологических данных, позволили детально охарактеризовать разломную структуру и поля тектонических напряжений западной части Тункинского рифта. Основные результаты исследований можно сформулировать следующим образом.

1. Составлена схема разломно-блокового строения западной части Тункинского рифта (м-ба 1: 200 000). Здесь представлены четыре разнонаправленных системы разломов, среди которых во внутреннем строении рифтовой долины определяющую роль играют разрывы широтного и северо-восточного простираний. Напротив, в горном обрамлении рифта и межвпадинных перемычках основная роль принадлежит разрывным нарушениям северо-западного и субмеридионального направлений.

2. Сопоставление разломно-блоковой структуры и эпицентров сейсмических событий с $M \geq 3,3$ на основе карты среднего масштаба показало хорошую пространственную взаимосвязь разломов и землетрясений, что позволило, используя положение нодалных плоскостей в решениях механизмов очагов, увязать некоторые землетрясения с дизъюнктивами определенных направлений.

3. По данным изучения трещиноватости для западного окончания Тункинского рифта реконструированы поля тектонических напряжений. Анализ полученных данных и их сопоставление с механизмами очагов землетрясений показал, что на современном этапе изученная территория развивается в режиме растяжения со сдвигом. В региональном поле субгоризонтальные растягивающие напряжения ориентированы СЗ—ЮВ, сжимающие — преимущественно СВ—ЮЗ при непостоянном угле наклона оси сжатия от вертикального до горизонтального. Кроме того, на изученной площади широко проявлены растягивающие напряжения субмеридионального направления, которые могут быть как локальными, так и дополнительными составляющими регионального поля. Решения, отвечающие сжатию, по всей видимости, отражают локальные кратковременные вариации напряженного состояния.

Авторы искренне признательны руководителю лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН профессору С.И. Шерману за поддержку исследований; коллегам — к.г.-м.н. А.В. Черемных за оказанную помощь при сборе полевого материала, к.г.-м.н. В.И. Мельниковой и к.г.-м.н. Н.А. Радзиминович за полезные советы и консультации при использовании сейсмологического материала, д.г.-м.н. К.Ж. Семинаскому за просмотр рукописи и рекомендации. Авторы также глубоко благодарны главному научному сотруднику Геологического института РАН д.г.-м.н. М.Л. Коппу за внимательное рецензирование работы и ценные замечания, позволившие улучшить статью.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 01-05-64485, 01-05-97226).

ЛИТЕРАТУРА

1. Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1973, 136 с.
2. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*, 1987, v. 143, № 1—3, p. 225—334.
3. Рязанов Г.В. Поле напряжений и условия формирования структур юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 1, с. 183—186.
4. Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // *Геотектоника*, 1989, № 2, с. 89—100.
5. Аржанникова А.В., Ларрок К., Аржанников С.Г. К вопросу о голоценовом режиме деформаций в районе западного окончания системы Тункинских впадин (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44, № 4, с. 373—379.
6. Семинаский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // *Геология и геофизика*, 1994, т. 35, № 9, с. 112—129.
7. Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В. Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43, № 5, с. 446—455.
8. Аржанникова А.В., Аржанников С.Г. Сеймотектонические деформации в западной части Тункинских гольцов и современная экзогеодинамика // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40, № 2, с. 231—234.
9. Уфимцев Г.Ф. Рыхлые отложения в деформационном процессе: пример из Байкальской рифтовой зоны // Докл. РАН, 1996, т. 351, № 4, с. 517—520.
10. Гладков А.С., Лунина О.В. Тектонические деформации в рыхлых отложениях юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // *Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые*. Екатеринбург, Институт геологии и геохимии УрО, 2002, с. 341—344.
11. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1989, 158 с.
12. Голенецкий С.И. Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальского рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 2, с. 260—270.
13. Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // *Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии*, 1993, вып. 1. с. 113—122.
14. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // *Сейсмические исследования в Восточной Сибири*. М., Наука, 1981, с. 3—11.

15. **Vanneste K., Meghraoui M., Camelbeek T.** Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss fault, Lower Rhine graben system // *Tectonophysics*, 1999, v. 309, № 1—4, p. 57—79.
16. **Мельникова В.И.** Напряженно-деформированное состояние Байкальской рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2001, 16 с.
17. **Ружич В.В.** О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте // *Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон*. М., Наука, 1978, с. 27—32.
18. **Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 годы // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 11, с. 1598—1607.
19. **San'kov V., Miroshnichenko A., Levi K. et al.** Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf. Explor. Prod.* 1997, v. 21, № 2, p. 435—455.
20. **Delvaux D., Moeys R., Stapel G. et al.** Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*, 1997, v. 282, p. 1—38.
21. **Парфеев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.А.** Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса // *Тихоокеанская геология*, 2002, т. 21, № 1, с. 14—28.
22. **Шерман С.И., Леви К.Г.** Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // *Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон*. М., Наука, 1978, с. 7—18.
23. **Гладков А.С.** Тектонофизический анализ Татауровского надвига // *Изв. вузов. Геология и разведка*, 1991, № 5, с. 125—132.
24. **Семинский К.Ж.** Роль переиндексации осей главных нормальных напряжений в формировании разрывной структуры разломных зон // *Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков*. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2002, с. 113—115.
25. **Грачев А.Ф.** Рифтовые зоны Земли. М., Недра, 1987, 285 с.
26. **Семинский К.Ж.** Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // *Тихоокеанская геология*, 2001, т. 20, № 6, с. 17—30.