

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОДИНАМИКА И ИМПУЛЬСНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ КАНСКОЙ СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ

(юго-запад Сибирской платформы)

С.Г. Аржанников, А.С. Гладков, Р.М. Семенов

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

При изучении Канской системы разломов выявлены признаки позднечетвертичной тектонической активизации, охватившей юго-западную часть Сибирской платформы. Анализ геодинамической обстановки свидетельствует об унаследованном типе движений и развитии взбросо-надвиговой тектоники в зоне сочленения Восточного Саяна и Рыбинской впадины. Движения по разломам северо-западного простирания привели к значительной перестройке рельефа с образованием горст-антиклиналей и горстов.

В результате дешифрирования аэрофото- и космоснимков высокого разрешения в зоне влияния Кияй-Арбайского разлома (Канская система) выявлены следы сейсмогенного обновления на протяжении 100 км от р. Анжа до верховьев р. Кунгус. Детально изучен 9-километровый отрезок обновленного разлома в районе пос. Малиновка (координаты крайних точек: западная — 55,09° с.ш. 94,44° в.д., восточная — 55,07° с.ш. 94,46° в.д.). Деформации представлены в виде уступов северо-западного простирания. Угол падения плоскости разлома варьирует от 45 до 65° с азимутом падения на северо-восток. Движение в целом характеризуется как взброс. Уступ вскрыт канавой, в стенке которой фиксируется надвижение коренных девонских песчаников на глинистые озерные образования четвертичного времени. Максимальная амплитуда смещения варьирует от 6,6 до 7,8 м в зависимости от ориентации плоскости разлома в пространстве. Исходя из параметров деформаций, оценка магнитуды палеоземлетрясения составляет 7,9—8.

Разломы, палеоземлетрясение, сейсмогенные деформации, надвиги и взбросы, тектонические трещины.

LATE QUATERNARY GEODYNAMICS AND TECTONIC ACTIVITY WITHIN THE KAN FAULT SYSTEM

(southwestern Siberian Platform)

S.G. Arzhannikov, A.S. Gladkov, and R.M. Semenov

Late Quaternary tectonic activity in the southwestern Siberian Platform was investigated in the Kan fault system. Geodynamic analysis indicates an inherited style of faulting, mostly of oblique geometry, at the junction of the East Sayan Ridge and the Rybnaya basin. Motions on NW faults dramatically restructured the surface topography and produced horst anticlines and horsts.

Aerial and satellite imagery of the Kiyai-Arbai fault zone in the Kan system detects traces of earthquake rupture along 100 km of the fault from the Anzha to the upper Kungus River. A 9 km long segment of the fault scarp was excavated near Malinovka village between 55.09°N, 94.44°E and 55.07°N and 94.46° E. Trenching of the NW striking scarp produced mainly by a reverse slip on a plane dipping to the northeast at 45° to 65° exposed Devonian basement sandstones thrust over Quaternary lacustrine clays. The maximum offset varies from 6.6 to 7.8 m as a function of the fault plane strike and dip. The causative earthquake may have reached a magnitude of $M = 7.9-8$.

Faults, prehistoric earthquakes, earthquake rupture, thrusts, reverse faults, fractures

ВВЕДЕНИЕ

На территориях со слабой современной сейсмичностью и коротким сроком инструментальных наблюдений очень сложно оценить степень сейсмической опасности, не увеличив временной диапазон сейсмостатистики до нескольких тысяч лет. Этого можно добиться путем комплексного анализа и изучения историко-археологических и геолого-тектонических данных.

Отрывочные исторические сведения свидетельствуют о том, что землетрясения имели место в различных частях Сибирской платформы, однако их магнитуда не превышала 6,5. Пространственно землетрясения в основном отмечались в районе г. Верхолениск в 1910 г. ($M = 5,0 \pm 0,5$), г. Киренск в 1727 г. ($M = 6,25$), в 1840, 1856 гг. ($M = 5,0$), в 1827 г. ($M = 6,5$); в пределах Ангаро-Черемховской равнины в районе пос. Бельское в 1786 г. ($M = 5,4$), в 1908 г. в районе г. Черемхово ($M = 4,4 \pm 0,6$); в 1913 г. в районе городов Зима и Балаганск ($M = 4,7 \pm 0,6$), в пределах Рыбинской впадины 29 августа 1892 г. ($M = 3,9 \pm 0,7$) и 25 апреля 1938 г. ($M = 4,9 \pm 0,5$) [1, 2]. К современным сильным землетрясениям можно отнести событие с $M = 4$, произошедшее в 140 км к юго-востоку от г. Братск в междуречье Ока—Ангара [3].

Помимо исторических сведений в последнее время стали появляться публикации, свидетельствующие о позднечетвертичной активности разломов, расположенных в пределах юга Сибирской платформы [4—7]. Характер зафиксированных тектонических деформаций в рыхлых отложениях говорит о том, что они могли образоваться только при импульсных движениях блоков земной коры, т. е. при землетрясениях.

На платформах накопление напряжений до предельных величин происходит за более продолжительный период времени, особенно если эти территории расположены на значительном расстоянии от межплитных границ. Для формирования очага сильного землетрясения в подвижных областях требуются сотни лет, а в пределах платформ — тысячи, а иногда и десятки тысяч лет. В связи с этим единственным источником получения информации о сильнейших землетрясениях в прошлом и их повторяемости остаются палеосейсмогеологические данные [8].

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной дизъюнктивной структурой между Сибирской платформой и обрамляющей ее с юго-запада складчатой областью является Главный Саянский разлом. Его общая длина достигает 900 км: начинаясь от оз. Байкал, он прослеживается до коленаобразного изгиба р. Мана и далее до г. Красноярск. Считалось, что наиболее активен его юго-восточный фланг до сочленения с Окино-Жомболокским разломом. К крайнему юго-восточному 90-километровому отрезку этого фланга приурочены Китай-Кинская и Восточно-Саянская взбрососдвиговые палеосейсмодислокации (ПСД) [9, 10]. Палеосейсмогеологическими исследованиями в пределах Восточно-Саянской ПСД длиной 60 км выявлены шесть сильнейших (M от 7 до 8) палеоземлетрясений, происходивших менее 400 (возможно, землетрясение 1742 г.), ~600, ~1800, ~4700, ~7600 и ~9800 лет назад [11]. Амплитуда левосдвиговых смещений в голоцене достигает 60—70 м, а средняя скорость смещения составляет 6—7 мм/год. Преобладающим типом движений на участке от Окино-Жомболокского разлома до южной оконечности оз. Байкал являются левосторонние сдвиги с небольшой взбросовой компонентой. Такой тип движений достигается за счет перераспределения напряжений в пределах Саяно-Тувинского геоблока, где левосторонние движения по Кандатскому [12], Саяно-Тувинскому [13, 14], Отгугтайгино-Азасскому [15—17], Окино-Жомболокскому [18], Эрзино-Агардагскому [19] и Цэцэрлэгскому [20] разломам привели к некоторому вращению геоблока по часовой стрелке.

При проведении палеосейсмогеологических исследований на северо-западном фланге Главного Саянского разлома в зоне сочленения Восточного Саяна и Рыбинской впадины (рис. 1) выявлены признаки позднечетвертичной активизации разломов с комплексом ранее неизвестных палеосейсмогенных деформаций. В структурно-тектоническом плане район исследований представляет собой зону сочленения Канской глыбы и Рыбинской впадины (рис. 2).

Канская глыба расположена в северо-западной части Восточного Саяна. Она ограничена крупными разрывами, являющимися ответвлениями Главного Саянского разлома. Глыба сложена метаморфизованными толщами архейского и протерозойского возраста, прорванными докембрийскими и среднепалеозойскими интрузиями. В ее структуре выделяются преимущественно линейные, опрокинутые к юго-западу изоклинальные складки. Длина Канской глыбы составляет 200 км при ширине до 35 км [21].

Формирование Рыбинской впадины произошло на докембрийском фундаменте в начале девона в результате активизации обрамляющих и внутривпадинных разломов. О блоковом строении ее фундамента свидетельствует ступенчатое нарастание относительных высот с юго-запада на север-восток. В целом впадина выполнена девонскими эффузивно-терригенными отложениями и юрскими угленосными толщами [22].

В новейшем плане палеосейсмогенные деформации тяготеют к южной части Рыбинской впадины, которая, в свою очередь, расположена в перирогенной области Восточного Саяна и Сибирской платформы. Как известно [23], к перирогенам относятся зоны перехода от орогенов к платформам, ширина которых может изменяться от десятков до сотен километров. В пределах перирогенов проявляются признаки резонансно-тектонической активизации, наведенной со стороны орогенов и затухающей в сторону платформы. При этом степень активности орогена определяет степень активности перирогена. В позднекайнозойское время при преобладающем субгоризонтальном сжатии, ориентированном в северо-восточном направлении, в осадочных толщах девона и юры, расположенных по периферии Канской глыбы, сформировались горст-антиклинали и горсты, выраженные в рельефе в виде невысоких линейных хребтов. Крылья антиклинальных структур нередко ограничены разломами, падающими под массив, по которым перемещение блоков происходит в виде взбросов или надвигов.

В исследуемом районе ведущее значение имеют системы разрывных нарушений северо-западного простирания. Одной из них является Канская система разломов длиной более 350 км, состоящая из серии параллельных разрывов. Они хорошо читаются на топографических картах и космоснимках разного масштаба (рис. 3). Разломы выражены не везде одинаково и контролируют блоки с различными абсолютными высотами. При всей сложности блоковой мозаики в переходной зоне от Рыбинской впадины к

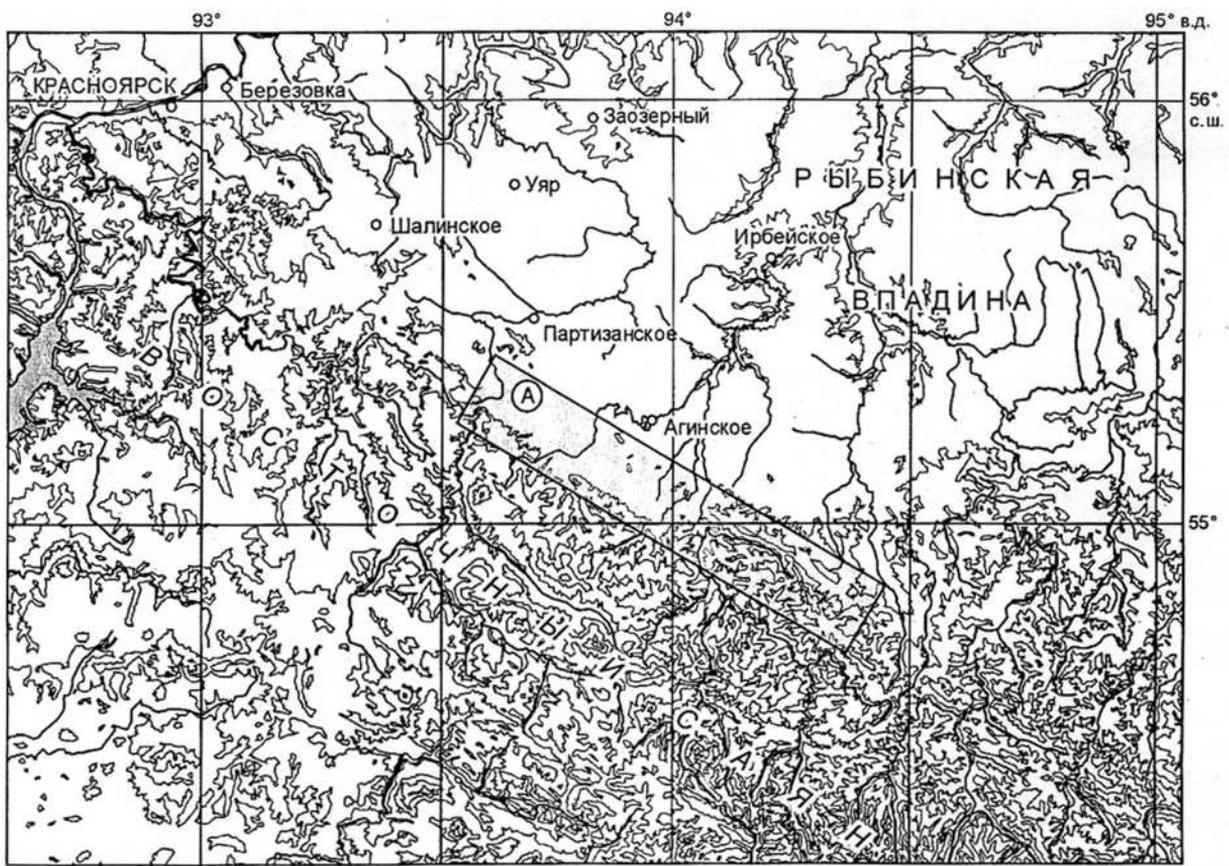


Рис. 1. Обзорная схема зоны сочленения Восточного Саяна и Рыбинской впадины.

А — район исследований.

горному сооружению Восточного Саяна в целом выделяется горстовая структура северо-западного простирания. Ширина горста меняется по простиранию и увеличивается в северо-западном направлении с 4—5 до 15—16 км при ярко выраженной длине до 150 км. На северо-востоке структура ограничивается уступом с относительным превышением до 400—500 м по Канскому разлому. С юго-запада контролирующая роль принадлежит Кий-Арбайскому разлому.

Кий-Арбайский региональный разлом протягивается с СЗ на ЮВ более чем на 150 км. Считается, что он имеет древнее заложение (верхний палеозой) и функционировал как взброс с падением на СВ под крутыми углами. В районе д. Орловка разлом разветвляется и следует в виде двух субпараллельных зон, ограничивающих клиновидный блок.

Строение зоны Кий-Арбайского разлома изучалось в ряде коренных выходов, расположенных как вдоль линии магистрального сместителя разлома, так и на некотором удалении от него (рис. 4). Во многих из них зафиксированы зоны разрывных нарушений СЗ направления. Наиболее значительным

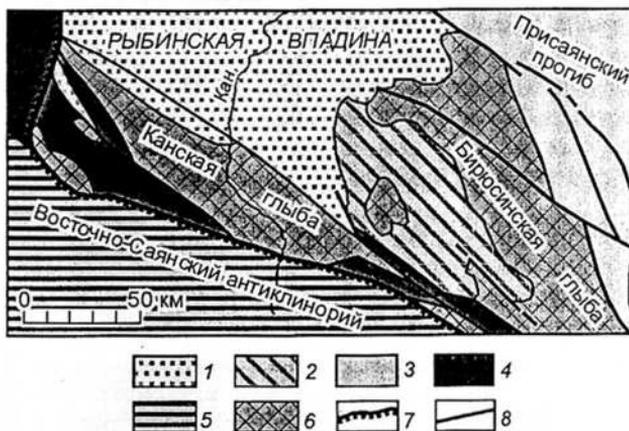


Рис. 2. Фрагмент тектонической схемы юго-западной окраины Сибирской платформы, по [21].

Среднепалеозойские наложенные впадины, выполненные преимущественно: 1 — красноцветными терригенными толщами, 2 — вулканогенными образованиями; 3 — вендско-раннепалеозойский прогиб Иркутского амфитеатра; 4 — позднепротерозойско-раннепалеозойские структурные элементы зоны Главного разлома; 5 — структурные элементы, образованные раннепротерозойскими толщами; 6 — глыбы, сложенные верхнеархейскими образованиями; 7 — краевой шов Сибирской платформы; 8 — разломы.



Б

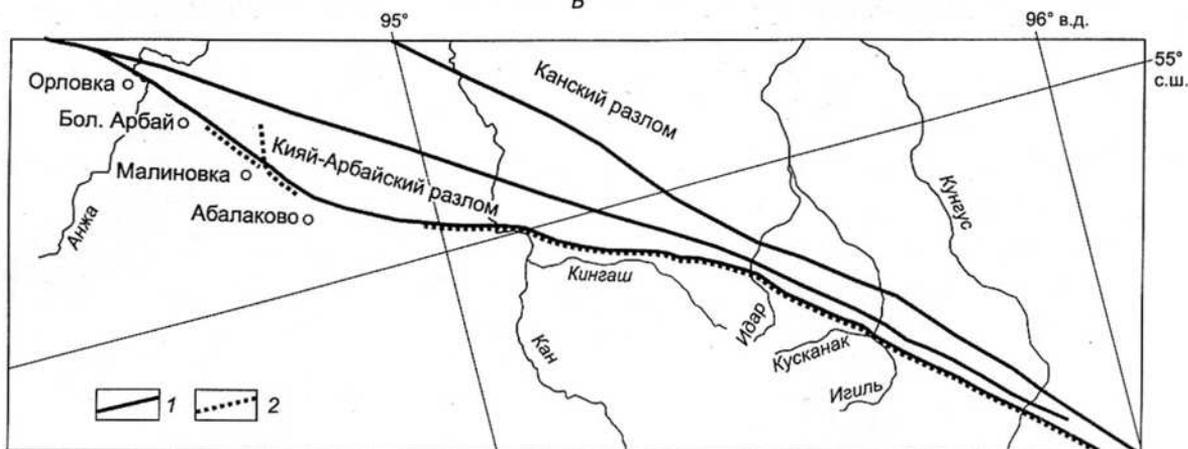


Рис. 3. Канская система активных разломов с фрагментами сейсмогенного обновления в зоне Кияй-Арбайского разлома.

А — разрывные нарушения Канской системы на фрагментах космоснимков ASTER (SC:AST L1A.002:2003052 110, SC:AST L1A.002:2004973981); Б — схема расположения сейсмогенного обновления в зоне Кияй-Арбайского разлома.

1 — активные разломы; 2 — сейсмогенные обновления разломов.

из них является палеосейсмогенный разрыв (точка наблюдения (т.н.) 60501). Вблизи от магистрального сместителя разлома (т.н. 60905 и 60701) слои красноцветных песчаников девона, имеющие обычно субгоризонтальное залегание, поставлены „на голову“ и близпараллельны зонам дробления (мощность от 0,3 до 1 м, аз. пад. $215-220^\circ$, $\angle 50-65^\circ$). Здесь же наблюдаются секущие зоны повышенной трещиноватости (аз. пад. 305° , $\angle 50-65^\circ$). В аналогичных песчаниках на значительном удалении от магистрального шва в лежачем крыле (т.н. 60801) отмечены зоны послыстных разрывных нарушений (дробление и тонкое рассланцевание) мощностью до первых десятков сантиметров и падающих на $25-30^\circ$, $\angle 10-15^\circ$. Характерные структурные формы — дуплексы, образующиеся в условиях сжатия при скучивании слоев [24], свидетельствуют о надвигах по указанным дизъюнктивам.

Не менее отчетливо разрывные деформации СЗ направления проявлены в карбонатных отложениях девона (к западу и юго-западу от д. Орловка). В т.н. 60703 наблюдаются зоны дробления, рассланцевания и брекчирования по известнякам мощностью в несколько метров с аз. пад. 240° , $\angle 30^\circ$. В 400 м к востоку отмечена еще одна зона брекчирования (аз. пад. 240° , $\angle 30-60^\circ$) мощностью более 2 м, на которую накладывается „свежая“ сколовая трещиноватость с аз. пад. 45° , $\angle 60^\circ$. Здесь по карбонатной брекчии наблюдается повторное дробление, и породы приобретают своеобразную шаровидную отдельность. Ряд нарушений зафиксированы в карьере (т.н. 60901), вскрывающем плитчатые девонские известняки, падающие на ЮЗ по аз. 235° под $\angle 30^\circ$. Одно из них представляет собой зону интенсивной трещиноватости (аз. пад. 45° , $\angle 50^\circ$) видимой мощностью более 10 м, другое — зону повышенной трещиноватости с аз. пад. $110-120^\circ$, $\angle 70-85^\circ$ мощностью около 2 м, где трещины характеризуются раскрытием и зиянием

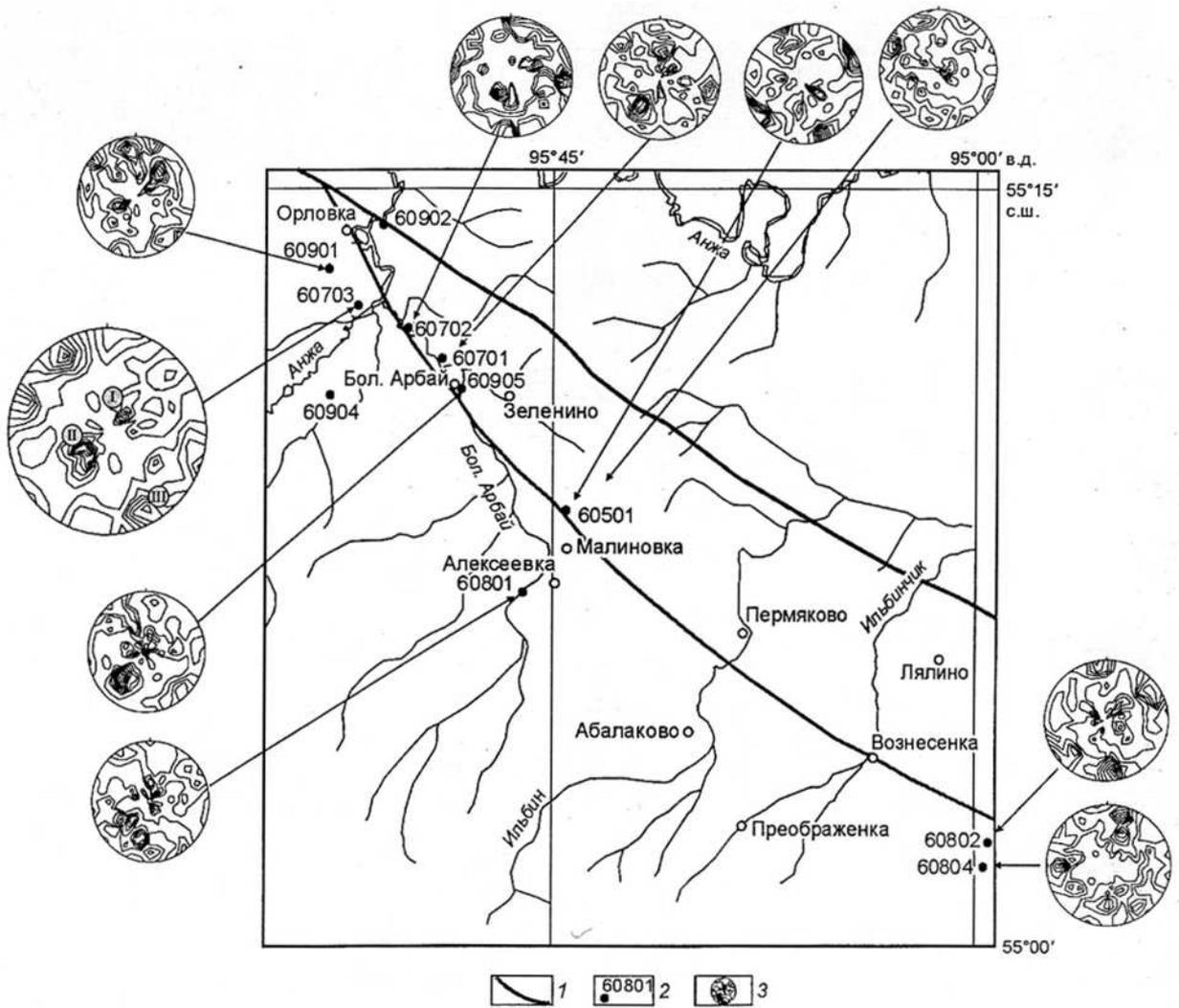


Рис. 4. Схема расположения точек геолого-структурных наблюдений в зоне Кий-Арбайского разлома.

1 — магистральные сместители южного и северного сегментов разлома; 2 — точка геолого-структурных наблюдений (т.н.) и ее номер; 3 — круговые диаграммы массовых замеров трещин. Проекция на верхнюю полусферу. Изолинии проведены, начиная с уровня 0,5 %, шаг изолиний — 1 %.

На диаграмме к т.н. 60703 показаны системы трещин, по [25]: I — главная, II — второстепенная, III — дополнительная.

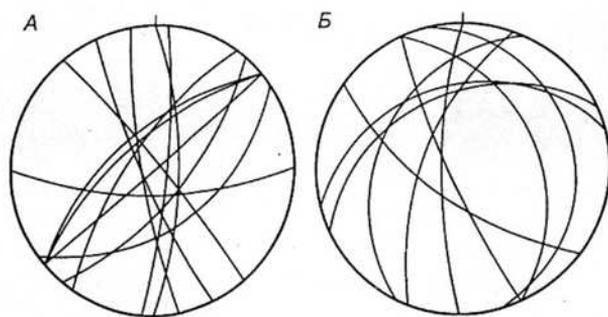
до 10 см и более. К одной из подобных раскрытых трещин приурочена структура типа кластической инъекционной дайки, прослеживающейся из скальных пород в вышележащие элювиальные отложения. Последние представляют собой продукты выветривания карбонатов — глинистую массу, насыщенную обломочным материалом, сохраняющую слоистое строение, характерное для подстилающих пород известняков. Ширина дайкообразной структуры составляет 0,9 м, видимая высота — около 1,5 м. Она заполнена плотными супесями и суглинками серого, желтовато- и вишнево-серого цвета с примазками черного материала (почва?) и редкими мелкими обломками известняков. На контакте с ней элювиальные слои загибаются вниз, а ориентировка плиток в известняках становится вертикальной. Кроме того, вблизи контакта в суглинистых слоях наблюдаются мелкие складки, шарниры которых склоняются на 10—25°, $\angle 2-5^\circ$.

В протерозойских метаморфических толщах (на ЮВ площади исследований) наиболее развиты субширотные зоны разрывных нарушений и пластического течения, падающие под довольно крутыми углами на север. Интересующие нас разрывы СЗ направления зафиксированы в т.н. 60802, где они образуют зоны повышенной трещиноватости мощностью до 3 м, падающие по аз. 50° под $\angle 60-80^\circ$. В то же время в т.н. 60804 СЗ дизъюнктивов не наблюдается.

Полученные данные свидетельствуют, что внутреннее строение зоны Кий-Арбайского разлома определяется сочетанием двух видов разрывных нарушений СЗ направления (падающих на СВ и на ЮЗ),

Рис. 5. Диаграммы трещиноватости в аллювиальных отложениях долины р. Анжа.

А — т.н. 60902, 14 замеров; *Б* — т.н. 60904, 10 замеров. Показаны следы плоскостей трещин на верхней полусфере.



а также секущих их разрывов. Это хорошо видно при детальном изучении трещиноватости в каждой из точек наблюдения (см. рис. 4). Практически везде (за исключением т.н. 60501 и 60804) обнаружены надвиговые (взбросовые) парагенезы систем трещин.

Используя известные закономерности строения разломных зон, образующихся в условиях сжатия земной коры [25], и приведенные выше данные, можно констатировать (см. рис. 4, т.н. 60801), что трещины СЗ направления с падением на СВ представляют собой разрывы главной системы (надвиги и взбросы), с падением на ЮЗ — второстепенной системы (встречные взбросы), а трещины субперпендикулярные им — это разрывы дополнительной системы (сбросо- и взбрососдвиги), обеспечивающие объемное разрушение и перемещение материала по нарушениям первых двух систем. Надвиговой (взбросовой) характер подвижек по разрывным нарушениям СЗ направления косвенно подтверждается наличием на большинстве диаграмм специфических структурных рисунков — поясов трещиноватости [26, 27], включающих в себя максимумы основной и второстепенной систем трещин. Выявленные особенности распределения разрывных нарушений и систем трещин показывают, что ширина зоны южного сегмента Кияй-Арбайского разлома составляет более 4 км.

Об активных движениях в зоне разлома и их кинематике (помимо сейсмогенного разрыва у пос. Машиновка) свидетельствуют следующие признаки.

1. Трещины сколового облика, зафиксированные в красноцветных суглинках и перекрывающем их слое, содержащем мелкообломочный материал и грубоокатанную гальку (т.н. 60702, правый берег р. Бол. Арбай у Новоселовского брода). На диаграмме массового замера трещиноватости в этой точке наиболее интенсивные максимумы соответствуют главной и второстепенной системам трещин Кияй-Арбайского разлома. Зафиксированные здесь основные системы трещин очень близки по своим пространственным характеристикам к системам трещин, которые наблюдались в т.н. 60701 (см. рис. 4). Следовательно, возраст активизации дизъюнктивов в зоне Кияй-Арбайского разлома не древнее возраста позднечетвертичных суглинистых толщ в долине р. Бол. Арбай.

2. Трещины в аллювиальных песчано-галечных отложениях долины р. Анжа, разрезающие гальку крепких пород. Они наблюдались в карьерах по добыче строительного сырья (т.н. 60902 и 60904). В т.н. 60902 в стенке протяженностью 10 м и высотой около 1 м отмечены 14 таких трещин. Среди них наиболее развиты разрывы СВ направления, образующие на диаграмме пояс трещиноватости. Трещины, субпараллельные направлению Кияй-Арбайского разлома, более редки и сопоставимы по количеству с трещинами субмеридионального и субширотного простираний (рис. 5,А). В т.н. 60904 ситуация в корне иная. Здесь в равной мере представлены разрывы как субпараллельные сместителю Кияй-Арбайского разлома, так и занимающие секущее положение к нему (см. рис. 5,Б). Разрывные деформации в песчано-галечных толщах свидетельствуют о том, что возраст последних тектонических движений не древнее возраста аллювиальных отложений.

3. Многочисленные зеркала скольжения и штрихи на плоскостях трещин, что само по себе уже является косвенным признаком активных движений в зоне Кияй-Арбайского разлома. Во многих случаях штрихи накладываются на кальцитовые пленки, выполняющие трещины. Учитывая, что кальцит в поверхностных условиях весьма быстро выщелачивается, эти штрихи свидетельствуют о молодости тектонических движений.

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Сейсмогенное обновление Кияй-Арбайского разлома фиксируется на протяжении 100 км (см. рис. 3,Б). На отдельных участках явные следы деформаций отсутствуют из-за их расположения в районах со значительной денудацией или в связи с сельскохозяйственной деятельностью человека. Начиная от пос. Бол. Арбай, разрыв, выраженный уступом (рис. 6,А), прослеживается в юго-восточном направлении в сторону р. Кан. Пересекая субмеридиональный отрезок р. Кан, разрыв следует на пойме, после чего проходит по правому борту р. Кингаш в ее верховье. Затем деформации фиксируются в верховьях рек Идар, Кусканак, Игиль и Кунгус (см. рис. 3,Б и 6,Б,В). Не исключено, что сейсмогенное обновление имело место и в западном направлении от пос. Бол. Арбай. Так, значительные перегибы в рельефе фиксируются на протяжении 15—20 км к северо-западу от пос. Орловка.

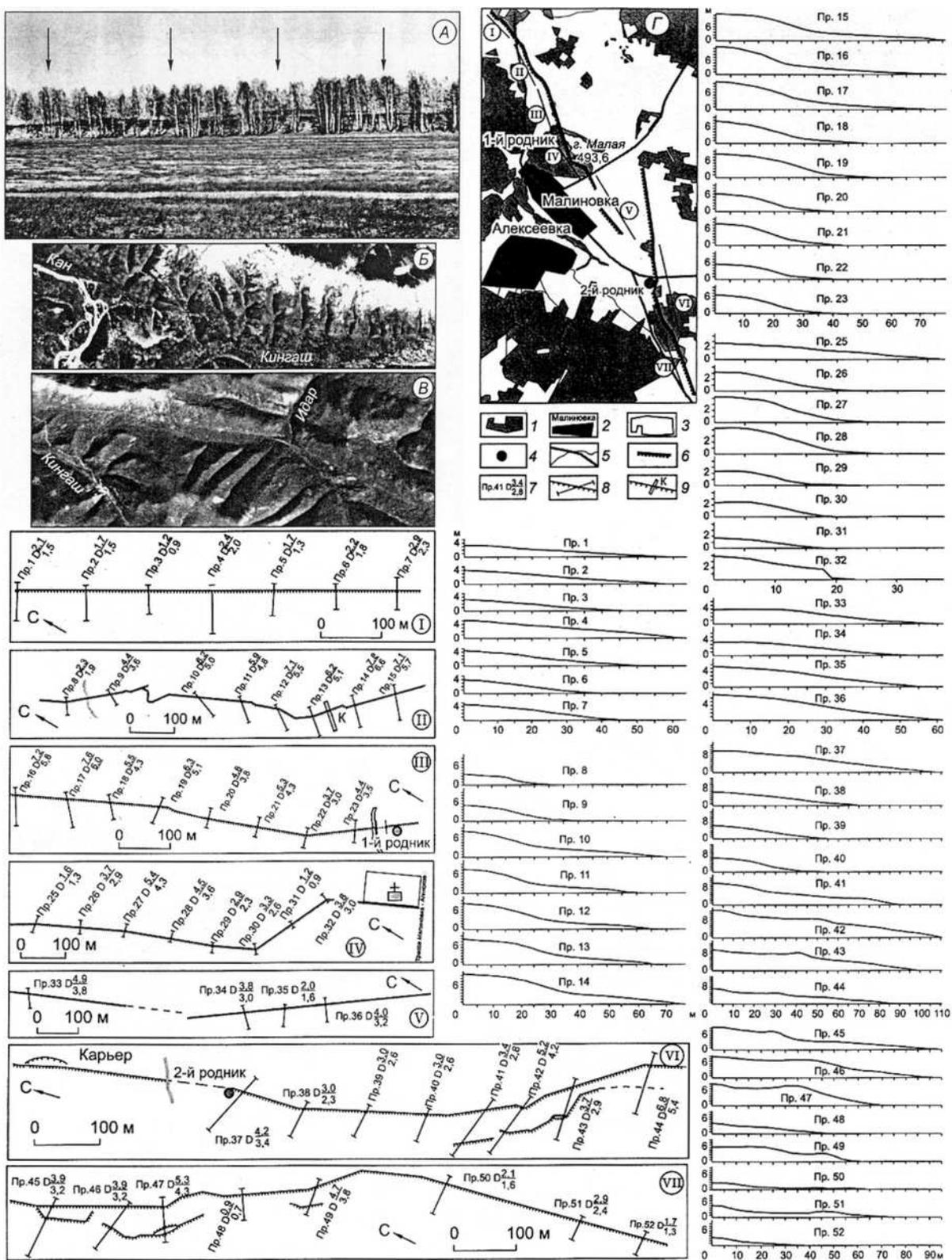


Рис. 6. Детальная характеристика сейсмогенного обновления Кий-Арбайского разлома.

A — сейсмогенные деформации, выраженные уступом; *B, B* — фрагменты космоснимков ASTER (SC:AST L1A.002:2003052110, SC:AST L1A.002:2004973981) USGS, отражающие характер размещения сейсмогенных деформаций в рельефе; *Г* — схема дешифрирования аэрофотоснимков района распространения сейсмогенных деформаций в непосредственной близости от пос. Малиновка. I—VII — детальная схема сейсмогенных деформаций; Пр.1—Пр.52 — поперечные профили уступов Малиновского фрагмента палеосейсмодислокаций.

1 — лесные массивы; *2* — пахотные земли; *3* — населенные пункты; *4* — источники; *5* — проселочные дороги; *6* — сейсмотектонический уступ; *7* — номер профиля и амплитуда подвижки с углом падения разлома: вверху — 45°, внизу — 65°; *8* — поперечные профили; *9* — канава, вскрывающая сейсмогенный уступ.

Детальные палеосейсмогеологические исследования были проведены между деревнями Бол. Арбай и Абалаково. Здесь сейсмогенные деформации представлены в виде двух протяженных уступов (см. рис. 6,Г): западный расположен в 100 м к северу и северо-востоку от пос. Малиновка, его общее простирание составляет 330° , длина 5 км; восточный длиной около 4 км имеет дугообразную форму. Его северная часть ориентирована в субмеридиональном направлении, а южная — приспособляется к генеральному направлению разлома. В целом сейсмогенность данного комплекса форм устанавливается достаточно четко по следующим признакам [28]:

- локализация деформаций в зоне влияния морфоконтролирующего Кияй-Арбайского разлома;
- разорванные формы современного рельефа — долины ручьев, сухие распадки, водоразделы;
- эшелонированное или кулисообразное расположение линейных микроформ современного рельефа на разных гипсометрических уровнях;
- тектонические уступы-дамбы в руслах рек;
- приуроченность родников к линии разлома.

В настоящий момент северо-западное окончание западного уступа расположено в пределах интенсивно распахиваемых полей и претерпело значительное техногенное воздействие. Уступ фиксируется в виде незначительного перегиба на склоне (см. рис. 6,И, Пр. 1—7). Длина фрагмента уступа, расположенного в районе распашки, достигает 700 м при закономерном увеличении его высоты в юго-восточном направлении. На участках повышенной крутизны и высоты уступа, где не производилась распашка, ясно видна бровка уступа (см. рис. 6,И, Пр. 8). Движения по разлому носили взбросовый характер, поэтому на некоторых участках уступ в плане принял серповидную форму. Его простирание в таких местах меняется от 305° до 355° , при генеральном направлении разлома 330° . В чехле отложений, представленных глинистыми и суглинистыми (озерными) осадками, во фронте надвига в некоторых случаях формировались двойные уступы. Максимальные амплитуды движений (6,6—7,8 м) фиксируются на профиле 14 (см. рис. 6,И) и зависят от угла падения плоскости разлома в пространстве (45 — 65°). Далее амплитуда смещения уменьшается и при приближении к первому роднику у основания уступа (см. рис. 6,И, Пр. 23) составляет от 3,5 до 4,4 м.

На участке IV (см. рис. 6) Малиновский разрыв начинается на левом борту временного водотока и прослеживается вверх по склону горы Малая. На нем деформации представлены в виде обратного уступа, у основания которого имеется незначительный эрозионный врез, сформировавшийся при таянии и стоке снеговых вод. Простирание разрыва на западном склоне в целом выдерживается и составляет 330° , на выходе его на водораздел резко меняется на 290° , после чего вновь приобретает исходное направление. Далее (на юго-восток) в районе распашки он теряет четкие формы, становясь более пологим, что и видно на профилях 33—36 (см. рис. 6, V).

Второй разрыв, выраженный уступом, расположен восточнее пос. Малиновка и имеет слегка дугообразную в плане форму. Простирание уступа изменяется с 355 — 360° до 330° (см. рис. 6, VI, VII). Его фланги в пределах пахотных земель выражены в рельефе слабо — в виде незначительного перегиба на склоне со взброшенным восточным крылом. В пределах данного сейсмогенного уступа на поперечных профилях фиксируются несколько отличные от первого разрыва локальные валы и вздутия (см. рис. 6, VI, VII: Пр. 41—49).

В результате вскрытия уступа в районе пр. 13 и 14 канавой длиной 20 м, шириной 1,5 м и глубиной 5 м выявлены разрывные и пликативные деформации, свидетельствующие о субгоризонтальных напряжениях сжатия. Основная подвижка на этом участке является взбросом северо-восточного крыла по плоскости с элементами залегания аз.пад. 55° , $\angle 65^\circ$. Во фронтальной части уступа произошло выполаживание плоскости разлома вплоть до субгоризонтального положения и внедрение коренных пород и делювиальных отложений в глинистые толщи. В целом в разрезе (рис. 7) фиксируются следующие отложения.

1. В верхней части разреза залегает современный почвенно-растительный горизонт. По профилю канавы его мощность меняется. На склоне уступа она составляет 30—35 см и увеличивается до 1 м при выполаживании склона. Почвы черного цвета, плотные.

2. Делювиальные отложения красно-бурого цвета (девонские дезинтегрированные песчаники). Размер обломков увеличивается вниз по разрезу от первых до 10—15 см. На некоторых обломках имеется карбонатный налет или корочки.

3. Сильнотрещиноватые коренные девонские песчаники, разбитые несколькими системами трещин тектонической природы.

4. Зона интенсивного дробления красно-бурого цвета, выполненная песчаниками, измельченными до глины, с включениями фрагментов карбонатных корочек светло-голубого цвета.

5. Глинисто-суглинистые отложения с неясной слоистостью темного желтовато-зеленоватого цвета.

6. Нижний вскрытый в канаве горизонт представлен элювиальными образованиями, сформировавшимися на девонских песчаниках. Элювий представлен супесчано-песчаным материалом с небольшими (до 1 см) обломками коренных пород и карбонатной крошкой.

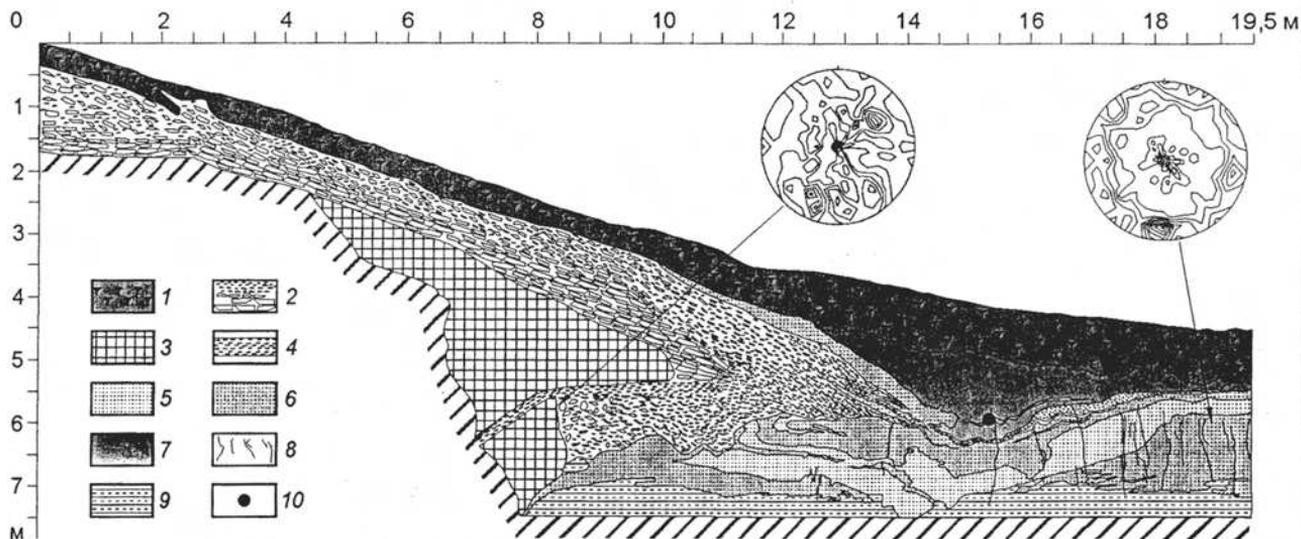


Рис. 7. Палеосейсмогенные взбросовые деформации в зоне Кний-Арбайского разлома (юго-восточная стенка канавы).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — делювиальные отложения; 3 — коренные девонские песчаники; 4 — зона интенсивного дробления; глины: 5 — светлые, 6 — темные, 7 — гумусированные, с незначительными включениями почвы; 8 — трещины (без смещения); 9 — элювиальные отложения; 10 — место отбора образца на радиоуглеродный анализ (C^{14}).

7. Светлые желтовато-серого цвета глинисто-суглинистые отложения с неясной слоистостью.

8. Глинисто-суглинистые отложения, сильно гумусированные, с включениями небольших (до 1 см) обломков песчаников. Предположительно, зона смятия древних почв с подстилающими глинисто-суглинистыми образованиями.

9. Глинисто-суглинистые отложения, слабо гумусированные, с примазками и знаками обугленной почвы.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТУДЫ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Основной проблемой определения магнитуды по сейсмогенным деформациям является выяснение истинных амплитуд смещения и длины. Поскольку остаточные деформации подвержены разрушению различными экзогенными процессами, то за большой промежуток времени первоначальные формы уступов значительно изменяются, а иногда и вовсе исчезают. Поэтому при расчетах магнитуды палеоземлетрясений логично использовать максимальную амплитуду смещения по разрыву, а не его длину.

Основным условием при расчете магнитуды является определение количества сейсмических событий, участвовавших в образовании видимой на сегодняшний день амплитуды смещения. Из мировой практики изучения сильных современных и палеоземлетрясений известно, что в зоне разлома, где они происходят неоднократно, хорошо видны законсервированные этапы деформирования отложений и почвенных горизонтов. У основания уступов в разрезах фиксируются так называемые коллювиальные клинья, которые представляют собой пачки разновозрастных отложений, формировавшихся в условиях импульсного подрастания уступа. При этом число сейсмических событий отражено в количестве разорванных и погребенных почвенных горизонтов [29—32]. Наиболее благоприятная обстановка накопления и сохранения коллювиальных клиньев существует при сбросах, менее — при взбросах и надвигах. В разрезе канавы на Малиновском участке видно, что основные деформации как в коренных, так и в рыхлых отложениях связаны со взбросом северо-восточного крыла на юго-запад. В результате подвижки во фронте произошло надвигание коренных девонских песчаников на глинистые четвертичные отложения и их смятие. Отсутствие вторичных деформаций глинистого субстрата и фрагментов погребенного почвенного слоя ниже первого коллювиального клина свидетельствует об одноактном формировании данного комплекса дислокаций. Радиоуглеродное датирование древесного угля из коллювиального клина в траншее показало, что палеоземлетрясение произошло не древнее 9—10 тыс. лет назад [33].

Для оценки амплитуды смещения по разрыву были использованы два способа:

Первый — анализ поперечных профилей с учетом изменения углов падения плоскости разлома. Как известно, видимая в рельефе высота тектонического уступа редко равна амплитуде смещения по

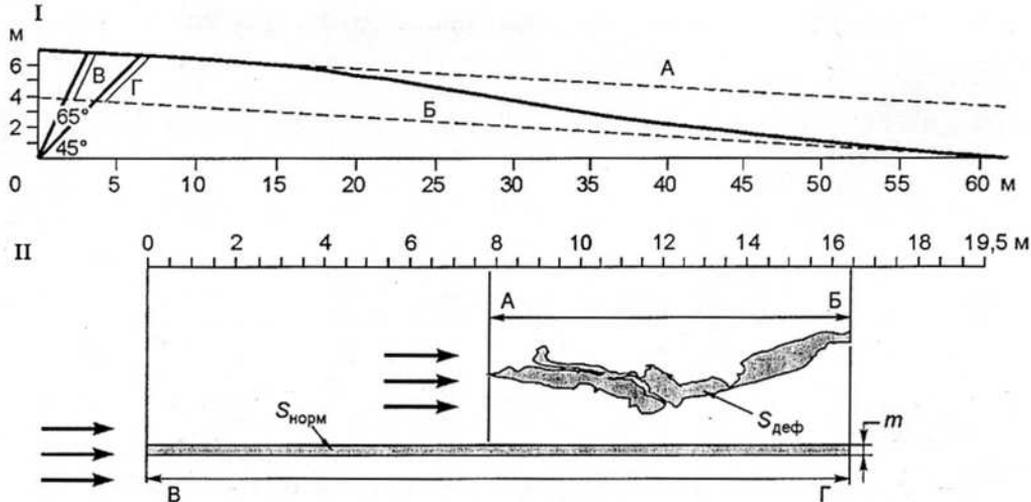


Рис. 8. К оценке амплитуды смещения крыльев разлома в результате палеосейсмогенной подвижки:

I — путем анализа поперечных профилей сеймотектонического уступа. Линия: А — продолжающая современную поверхность поднятой части склона, Б — отображающая первоначальную поверхность склона; В, Г — амплитуды смещения по разлому: Г — при 45° , В — при 65° .

II — путем определения величины горизонтального сокращения разреза. А—Б — длина слоя (см. рис. 7, усл. зн. 5) в деформированном состоянии; В—Г — длина слоя до деформации; m — мощность слоя до деформации; площадь слоя: $S_{\text{норм}}$ — до деформации, $S_{\text{деф}}$ — после деформации.

Стрелками показано направление действия сил и сокращения разреза. Предполагается, что основная деформация происходит в плоскости разреза и $S_{\text{норм}} = S_{\text{деф}}$ (см. по тексту).

плоскости разлома. Это зависит от двух первоначальных параметров: естественного угла откоса деформируемой поверхности и ориентации плоскости разлома в пространстве. Опираясь этими данными и проведя несколько несложных геометрических построений и расчетов, можно получить значения параметров, близкие к истинным.

Обычно первоначальные уклоны деформируемой поверхности нарушены в пределах уступа и в области формирования коллювиального клина. Мысленно продолженная линия А (рис. 8) по поверхности поднятого блока в сторону уступа и, наоборот, линия (Б), продолженная аналогичным образом вверх к уступу и далее, даст с учетом углов падения плоскости разлома некоторые расстояния (В, Г) между двумя обычно параллельными линиями (А) и (Б) (см. рис. 8, I). Поскольку угол падения плоскости разлома варьирует на разных участках от 45° до 65° , то максимальные амплитуды перемещения (В, Г) по плоскости разлома будут заключены в пределах от 6,6 до 7,8 м соответственно (см. рис. 6, Пр. 14).

Второй — способ графического „растягивания“ смятых в складки глинистых отложений во фронте взброса до первичного субгоризонтального залегания. Подобный прием часто используется при построении сбалансированных разрезов (balanced cross-section) в надвиговых поясах. При этом принимаются два допущения [34]: основная деформация происходит в плоскости разреза за счет увеличения мощности и сокращения длины слоя; площадь сечения слоя в деформированном состоянии равна площади сечения до деформации. Для расчета использовался слой светлых глин (см. рис. 7, усл. обозн. 5), мощность (m) которого в ненарушенном состоянии устанавливается наиболее достоверно на ЮЗ окончании разреза и равна $0,25 \text{ м}^2$. Длина (АВ) и площадь ($S_{\text{деф}}$) деформированного участка слоя легко снимаются с разреза (см. рис. 8). Первая составляет 8,6 м, вторая (определенная при помощи палетки) — $4,1 \text{ м}^2$, тогда, согласно принятым допущениям, $S_{\text{деф}} = S_{\text{норм}}$, длина слоя в недеформированном состоянии определяется как $BC = S_{\text{деф}}/m$, что составляет 16,4 м. Следовательно, величина сокращения разреза в данном месте, которая и служит оценкой амплитуды, составляет 7,8 м (см. рис. 8, II). Таким образом, оценки амплитуд взбросовых смещений по Малиновской сейсмодислокации, проведенные двумя независимыми методами, дают близкие значения и колеблются от 6,6 до 7,8 м.

Проблеме определения магнитуды по параметрам палеосейсмодислокаций посвящено большое количество научных публикаций, среди которых необходимо отметить работы [35—37]. В данном случае вычисление магнитуды выполнено по соотношению [36]:

$$M_D = 1,1 \cdot \lg D + 7,0,$$

где D — максимальная амплитуда смещения. Получается, что магнитуда палеоземлетрясения могла достигать $M = 8$.

В пределах Малиновского участка сейсмоструктуры и в зоне Кияй-Арбайского разлома проведено изучение трещиноватости и разрывных нарушений в пределах скальных пород висячего крыла (т.н. 60501, рис. 9, А, Б), в зоне сместителя дислокации (см. рис. 9, В) и в деформированных рыхлых толщах лежащего крыла (см. рис. 7, А, Б, рис. 9, Г). В последнем случае измерялись плоскости трещин, вскрываемые в суглинистой толще при проходке траншеи.

На диаграмме массового замера трещиноватости (см. рис. 9, В) сместителю сейсмодислокации отвечает интенсивный максимум трещин с аз. пад. 55° , $\angle 60^\circ$. На данной диаграмме (см. рис. 9, В), несмотря на кажущуюся хаотичность систем, довольно уверенно „читается“ тройственный парагенез, характерный для взбросовых деформаций зоны Кияй-Арбайского разлома: главная система 55° , $\angle 60^\circ$, второстепенная 235° , $\angle 45^\circ$ и дополнительная 140° , $\angle 75^\circ$.

Структурный рисунок систем трещин, полученный на диаграммах массовых замеров в крыльях сейсмодислокации, во многом отличается от тех, что характерны для сместителя сейсмодислокации и зоны разлома в целом. Во-первых, отсутствуют или слабо выражены максимумы главной и дополнительной систем Кияй-Арбайского разлома. Во-вторых, на них появляется пояс трещиноватости СЗ направления (см. рис. 9), свидетельствующего о наличии деформаций, вызванных силами, действующими субпараллельно плоскости сместителя. Примечательно, что диаграммы замеров, сделанных в скальных выходах песчаников, в этом смысле практически идентичны диаграмме трещиноватости в глинистых отложениях.

В девонских песчаниках (т.н. 60501 и траншея) обнаружены отчетливые следы перемещения по трещинам. Прежде всего, это взбросовые смещения по крутопадающим трещинам СЗ направления прожилков и разрывов других направлений с амплитудами в первые сантиметры. Присутствуют кальцитовые зеркала на плоскостях (падающих как на ЮЗ, так и на СВ) с характерными штрихами и задирами, которые, если следовать правилу Гофера, свидетельствуют о сбросовых перемещениях. Учитывая отчетливо выраженную взбросовую подвижку, можно констатировать, что в данных условиях правило Гофера „срабатывает“ наоборот. Кроме того, по трещинам аналогичного направления зафиксированы аккреционные ступени, также указывающие на взбросовый тип движения. На зеркалах скольжения, занимающих секущее положение по отношению к сместителю, также отмечены штрихи, свидетельствующие уже о сдвиговых перемещениях, часто с небольшой вертикальной компонентой. Особо следует отметить структуры роста трещин, зафиксированные на плоскостях разрывов, субпараллельных и поперечных к направлению сместителя. Формирование их связывается с быстрым вспарыванием трещин, поверхность которых приобретает при этом своеобразную форму „стиральной доски“. Все указанные признаки укла-

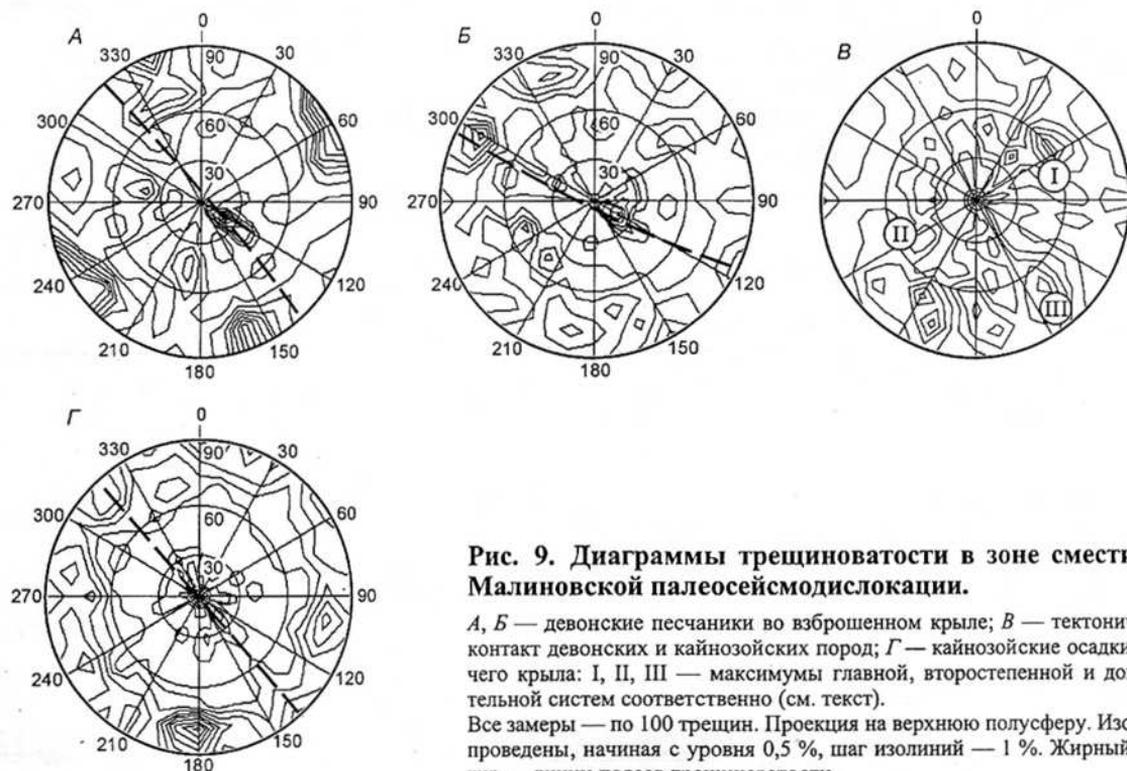


Рис. 9. Диаграммы трещиноватости в зоне сместителя Малиновской палеосейсмодислокации.

А, Б — девонские песчаники во взброшенном крыле; В — тектонический контакт девонских и кайнозойских пород; Г — кайнозойские осадки лежащего крыла; I, II, III — максимумы главной, второстепенной и дополнительной систем соответственно (см. текст).

Все замеры — по 100 трещин. Проекция на верхнюю полусферу. Изолинии проведены, начиная с уровня 0,5 %, шаг изолиний — 1 %. Жирный пунктир — линии поясов трещиноватости.

двываются в единый парагенезис движений в условиях сжатия в СВ—ЮЗ направлении: взбросы по СЗ разрывам и сдвиги по секущим.

Одним из интересных моментов является ярко выраженное отличие структурного рисунка на диаграммах массовых замеров трещиноватости в зоне Малиновской сейсмодислокации от таковых на удалении от нее. Практически все замеры трещин, выполненные в крыльях Кияй-Арбайского разлома и в пределах его сместителя (на участках, где не отмечено сейсмогенного вспарывания), характеризуются типично надвиговым (взбросовым) парагенезисом систем трещиноватости на диаграммах. В свою очередь, структурные рисунки на диаграммах из зоны сейсмодислокации, как отмечалось выше, имеют ярко выраженные сдвиговые черты [25] на фоне наблюдаемого взбросового перемещения по ее сместителю. Данное несоответствие требует отдельного, более детального рассмотрения. Скорее всего, оно является результатом переориентировки осей главных нормальных напряжений вблизи сместителя [38] разрывного нарушения, поскольку пока нет никаких данных, указывающих на наличие сдвиговой составляющей смещения по сейсмогенному разрыву.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сейсмогеологического изучения зоны сочленения Восточного Саяна и Рыбинской впадины выявлено сейсмогенное обновление в зоне Кияй-Арбайского разлома протяженностью около 100 км. Анализ новейшей структуры и позднечетвертичных осадков района, а также детальное изучение Малиновского фрагмента обновленной зоны разлома свидетельствуют о доминирующих напряжениях субгоризонтального сжатия, ориентированного в северо-восточном направлении.

Проведенные геолого-структурные исследования показали, что ширина зоны Кияй-Арбайского разлома, в пределах которой проявилась современная активизация, не менее 4 км. Анализ трещиноватости коренных пород и рыхлых осадков свидетельствует об унаследованном характере взбросовых движений по разлому. Внутреннее строение зоны Кияй-Арбайского разлома определяют нарушения СЗ направления, представленные надвигами и взбросами, а также поперечные к ним сдвиговые разрывы СВ-субмеридионального простираний.

В связи с тем, что структурно-тектоническая обстановка в зоне сочленения Рыбинской впадины и Восточного Саяна характеризуется сходными параметрами и кинематикой фактически на всем своем протяжении, мы вправе предполагать существование единых геодинамических условий для всей Канской системы разломов. Поэтому выявленные позднелейстоценовые тектонические движения и голоценовые палеосейсмогенные деформации в зоне Кияй-Арбайского разлома позволяют считать Канскую систему разломов в целом сейсмически активной и способной генерировать землетрясения с $M = 8$.

Работы выполнены при частичной поддержке РФФИ (гранты № 00-15-98574, 00-05-64928, 01-05-65134) и Интеграционного проекта СО РАН № 74.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР.** М., Наука, 1977, 536 с.
2. **Чипизубов А.В.** Сильные исторические землетрясения юга Сибирской платформы // Геологическая среда и сейсмический процесс (Материалы Всероссийской межрегиональной конференции, Иркутск, 2—5 сентября 1997 г.). Иркутск, 1997, с. 168—169.
3. **Землетрясение 26 февраля 1996 года как свидетельство сейсмической активности юга Сибирской платформы** // Там же, с. 79—81.
4. **Гладков А.С.** Разрывные нарушения и разломно-блоковое строение осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы // Тектоника Неогоя: общие и региональные аспекты (Материалы XXXIV тектонического совещания, Т. 1). М., ГЕОС, 2001, с. 145—147.
5. **Чипизубов А.В., Аржанникова А.В., Воробьева Г.А., Бердникова Н.Е.** Погребенные палеосейсмодислокации на юге Сибирской платформы // Докл. РАН, 2001, т. 379, № 1, с. 101—103.
6. **Аржанникова А.В.** Тектонические деформации в рыхлых отложениях юга Иркутского амфитеатра (юг Сибирской платформы) // Современные вопросы геологии. М., Научный мир, 2002, с. 75—78.
7. **Аржанников С.Г., Гладков А.С., Аржанникова А.В.** Некоторые сведения о катастрофических землетрясениях в г. Красноярске и на прилегающих территориях // Там же, с. 349—352.
8. **Солоненко В.П.** Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1962, № 11, с. 58—74.
9. **Сейсмотектоника и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна** / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1975, 134 с.
10. **Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Белоусов О.В. и др.** Взбрососдвиговые палеосейсмодислокации по зоне Главного Саянского разлома // Докл. РАН, 1994, т. 338, № 6, с. 672—675.

11. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 6, с. 936—947.
12. Дергунов А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна // Тр. ГИН АН СССР, Вып. 172. М., Наука, 1967, 214 с.
13. Зеленков П.Я. Сейсмогенные деформации земной поверхности Западного Саяна // Сейсмогеология Восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск, Наука, 1978, с. 28—41.
14. Аржанников С.Г. Сеймотектоника Восточно-Тувинского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1998, 17 с.
15. Белостоцкий И.И. Очерки по истории рельефа Тувы // Материалы по региональной геологии. М., 1958, с. 149—187.
16. Чудинов Ю.В. Новейшие тектонические движения в районе бассейна р. Улуг-О и хребта Таскыл в Северо-Восточной Туве // Бюл. МОИП, Отд. геол., 1959, т. 34, № 5, с. 55—71.
17. Аржанников С.Г. Палеосейсмодислокации в зоне влияния Оттугтайгино-Азасского разлома (Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 11, с. 1501—1510.
18. Чипизубов А.В., Серебренников С.П. Сдвиговые палеосейсмодислокации в Восточном Саяне // Докл. АН СССР, 1990, т. 311, № 2, с. 446—450.
19. Парфеев А.В., Саньков В.А., Аржанников С.Г. Реконструкции позднекайнозойских полей тектонических напряжений для центральной части Алтае-Саянской горной области // Геофизика на пороге третьего тысячелетия. Иркутск, 2001, с. 166—176.
20. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., Наука, 1985, 224 с.
21. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., Наука, 1967, 148 с.
22. Зайцев Н.С. Рыбинская впадина // Геология СССР, Т. XV: Красноярский край. М., 1961, с. 644—647.
23. Золотарев А.Г. Периорогенные территории Советского Союза // Геоморфология, 1989, № 2, с. 26—37.
24. Boyer S.E., Elliott D. Thrust systems // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, v. 66, № 9, p. 1196—1230.
25. Семинский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 9, с. 112—130.
26. Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, ИПИ, 1961, 47 с.
27. Гладков А.С., Семинский К.Ж. Нетрадиционный анализ поясов трещиноватости при картировании субгоризонтальных разломных структур (на примере окрестностей Иркутска) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 2, с. 213—220.
28. Современная динамика литосферы континентов. М., Недра, 1989, 278 с.
29. Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М., Наука, 1977, 240 с.
30. Хромовских В.С. Сейсмогенные деформации земной коры в эпицентральных и плейстоценовых зонах сильных землетрясений // Современная динамика литосферы континентов: Подвижные пояса. М., Недра, 1995, с. 440—503.
31. McCalpin J. Current investigation techniques and interpretative models for trenching active dip-slip faults // Engineering Geology and Geotechnical Engineering. Rotterdam, 1989, p. 249—258.
32. Sieh K. Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California // J. Geophys. Res., 1978, v. 83, p. 3907—3939.
33. Ружич В.В., Левина Е.А., Смекалин О.П. О возможном сценарии развития сейсмического процесса в Байкальской рифтовой зоне и Восточном Саяне в 1994—2050 годах // Сейсмологический мониторинг в Сибири и на Дальнем Востоке (100-летие сейсмической станции „Иркутск“). Иркутск, 2002, с. 83—98.
34. Dalhstrom C.D.A. Balanced cross-sections // Canad. J. Earth Sci., 1969, v. 6, № 4, part 1, p. 743—757.
35. Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли, 1997, № 12, с. 55—67.
36. Чипизубов А.В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3, с. 386—398.
37. Стром А.Л. Количественные характеристики сейсмогенных разрывов и их использование в палеосейсмогеологии и инженерной геологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., ОИФЗ РАН, 1998, 26 с.
38. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М., Наука, 1979, с. 163—184.