

СТИЛЬ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЛИЯНИЯ МОНДИНСКОГО РАЗЛОМА ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ (Тункинская впадина, юг Восточной Сибири)

О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.М. Афонькин, Е.В. Серебряков

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

Мондинский сдвиг соединяет субширотную Тункинскую и субмеридиональную Хубсугульскую впадины на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Для получения данных о параметрах дислокаций в зоне его динамического влияния нами проведены георадиолокационные исследования, позволившие во многих случаях определить мощность зон отдельных разломных сместителей, их азимуты и углы падения, амплитуды и типы вертикальных смещений по разрывам. Установлено, что вдоль субширотных и северо-западных разрывных нарушений в южном крыле Мондинского разлома на территории РФ помимо левосдвиговых происходили сбросовые смещения, образовавшие в подповерхностной части земной коры «отрицательные цветковые структуры». На местности они проявляются грабенами, наложенными на террасы, сформированные водно-ледниковыми отложениями плейстоценового возраста. Амплитуды сбросовых подвижек, определенные по смещению осей синфазности и георадарных комплексов, на разных участках меняются, а максимальная достигает 3.4 м в районе пос. Монды. В районе Харадабанской межвпадинной перемычки на местности выявлены левосторонние сдвиговые смещения долин временных водотоков с амплитудой подвижки 22 м, а по данным георадиолокации сброс 2.2 м, что соответствует вектору подвижки на разломной плоскости $\sim 6^\circ$ относительно горизонта. Углы падения разрывных нарушений колеблются в пределах $75\text{--}79^\circ$. Мощности зон сместителей, выраженных низкочастотными или высокочастотными аномалиями на радарограммах, изменяются от 2.5 до 17.0 м, значительно варьируют по простиранию и уменьшаются с глубиной в пределах первых метров, что характерно для сейсмогенных дислокаций вблизи земной поверхности. Многие разрывы ее не достигают, но проявляются просадочными воронками, концентрирующимися висячем крыле нарушений. На стиль деформаций в зоне динамического влияния субширотного Мондинского сдвига значительно повлиял Яминшинский разлом северо-западного простирания. Результаты моделирования поляризации-оптического методом показали, что при сжатии на северо-восток по направлению 38° в узле их пересечения происходит локальное изменение поля напряжений вплоть до обратного положения траекторий главных нормальных напряжений сжатия и растяжения. Как следствие, по этим дизъюнктивам происходят левосторонние раздвигосдвиговые и сбрососдвиговые смещения.

Разрывы, зоны, просадочные воронки, сдвиги, грабены, георадиолокационные исследования, юг Восточной Сибири.

DEFORMATION STYLE IN THE DAMAGE ZONE OF THE MONDY FAULT: GPR EVIDENCE (Tunka basin, southern East Siberia)

O.V. Lunina, A.S. Gladkov, A.M. Afonkin, and E.V. Serebryakov

The Mondy strike-slip fault connects the W–E Tunka and N–S Hovsgöl basins on the southern flank of the Baikal rift system. Ground penetrating radar (GPR) surveys in its damage zone provide constraints on the thicknesses, dips, and plunges of fault planes, as well as on the amount and sense of vertical slip. Strike-slip faulting in the southern segment of the Mondy fault within the territory of Russia bears a normal slip component of motion along the W–E and NW planes. These motions have produced negative flower structures in shallow crust, appearing as grabens upon Pleistocene fluvioglacial terraces. The amount of normal slip estimated from the displacement of reflection events varies over the area and reaches a maximum of 3.4 m near Mondy Village. In the Kharadaban basin link, left-lateral strike slip displaces valleys of ephemeral streams to 22 m, while normal slip detected by GPR reaches 2.2 m; this normal-to-strike slip ratio corresponds to a direction of $\sim 6^\circ$ to the horizon. The angles of dips of faults are in the range $75\text{--}79^\circ$; the thicknesses of fault planes marked by low- or high-frequency anomalies in GPR records vary from 2.5 to 17.0 m along strike and decrease with depth within a few meters below the surface, which is common to near-surface coseismic motions. Many ruptures fail to reach the surface but appear rather as sinkholes localized mainly in fault hanging walls. The deformation style in the damage zone of the Mondy fault bears impact of the NW Yaminshin fault lying between its two segments. According to photoelasticity, the stress field changes locally at the intersection of the two faults, under NE compression at 38° , till the inverse orientations of principal compression and extension stresses. This stress pattern leads to a combination of normal and left-lateral strike slip components.

Fault, sinkhole, strike slip, normal slip, graben, GPR, southern East Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Поверхностное выражение активных разломов и связанных с ними тектонических деформаций постоянно подвергается воздействию экзогенных процессов, которые могут как подчеркивать, так и сглаживать разрывные нарушения вплоть до их полного исчезновения в рельефе. Даже если на местности разлом проявлен просадками, оврагами или трещинами в грунте без видимых смещений, он может быть проигнорирован, так как генезис и условия образования перечисленных структур зачастую спорные. При дороговизне повсеместного проведения траншейных работ геофизические методы в совокупности с геолого-структурными и геоморфологическими наблюдениями позволяют разрешать подобные геологические проблемы, в частности, проследить поверхностные деформации на глубину, определять их геометрические и кинематические характеристики.

Среди геофизических методов в последние два десятилетия активно развивается подповерхностное радиолокационное зондирование (Ground Penetrating Radar, GPR), используемое для решения различных задач геологии, гидрогеологии, археологии и строительства [Davis, Annan, 1989; Daniels, 1996; Владов, Старовойтов, 2004; Вопросы..., 2005]. Метод георадиолокации успешно применяется для выявления и изучения разломов и взаимосвязанных деформаций [Salvi et al., 2003; Тарабанько, 2007; Robert et al., 2010; Fischer et al., 2012; Имаев и др., 2012; Кожурин, 2013; Лунина, Гладков, 2015]. При таких исследованиях георадар используется как вспомогательный инструмент в комплексе с другими методами, но есть и специализированные публикации [Liu, Li, 2001; McClymont et al., 2008; Алексеев и др., 2010; Wallace et al., 2010; Beauprêtre et al., 2012], которые показывают высокую эффективность именно георадиолокационных данных.

В настоящей работе мы применили GPR для изучения современных и новейших деформаций, наблюдаемых на поверхности в зоне динамического влияния Мондинского разлома (рис. 1), с которым связано два сильнейших землетрясения юга Восточной Сибири — 04.04.1950 г. с $M_w = 6.9$ [Delouis et al., 2002; Тресков, Флоренсов, 2006] и 07.03.1829 г. с $M = 7$ [Радзиминович, Щетников, 2005]. Ранее исследования в зоне этого разлома проводились лишь геолого-структурными и геоморфологическими методами [Лунина, Гладков, 2004; Arjannikova et al., 2004] и главным образом вблизи пос. Монды Республики Бурятия. Для этого же участка сейсмогенные деформации Мондинского землетрясения детально описаны в траншеях и впервые изучены с помощью двух георадарных профилей [Lunina et al., 2015]. Остальные разрывы, простирающиеся на 5.4 км в 1.5—1.9 км севернее поселка, были откартированы лишь с поверхности. Цель настоящей статьи — представить новые результаты георадиолокационных исследований в зоне влияния Мондинского разлома, направленных на изучение особенностей проявления разрывных нарушений (включая определение их кинематики, геометрии и пространственных характеристик) и взаимосвязанных деформаций на глубине до 16 м. Эта работа также важна в методическом отношении с точки зрения интерпретации данных георадиолокации и изучения внутреннего строения разломных зон.

ХАРАКТЕРИСТИКА МОНДИНСКОГО РАЗЛОМА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ

Мондинский разлом ограничивает северный борт одноименной локальной депрессии, входящей в состав Тункинской группы впадин, расположенных на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1). Западнее депрессии он прослеживается по территории Монголии, достигая общей длины 90 км [Delouis et al., 2002]. Восточное окончание дизъюнктива сопряжено с сегментами Тункинского и Южно-Тункинского (Байкало-Мондинского) разломов. В окрестностях пос. Монды изучаемая структура имеет генерализованное близширотное простирание 280° с азимутом падения на юг и углом падения от 65° до 80° [Arjannikova et al., 2004; Лунина, Гладков, 2004]. По геолого-структурным и геоморфологическим данным однозначно устанавливается доминирующая левосдвиговая кинематика разлома. Спорным остается вопрос о вертикальной компоненте смещения: ее трактуют как сбросовую [Лукина, 1989; Лунина и др., 2009] и как взбросовую [Larroque et al., 2001; Arjannikova et al., 2004]. Интерпретация двух георадиолокационных разрезов до глубины 7 м, полученных вблизи пос. Монды для южной зоны сейсмогенных деформаций землетрясения 04.04.1950 г., свидетельствует скорее о сбросовых подвижках, амплитуда которых достигает 1.5—2.0 м [Lunina et al., 2015].

Контролируемая Мондинским разломом одноименная впадина начала формироваться в среднем миоцене с ускорением этого процесса в среднем плиоцене [Литология..., 1972]. Современный структурный план ее донного участка контролируется террасами р. Иркут субширотного и северо-западного направлений, которые размещены от уреза воды на размытых водно-ледниковых отложениях [Тресков, Флоренсов, 2006]. С севера Мондинская впадина обрамляется Тункинскими Гольцами, в предгорьях которых господствует среднегорный альпинотипный рельеф [Солоненко и др., 1981]. Здесь плейстоце-

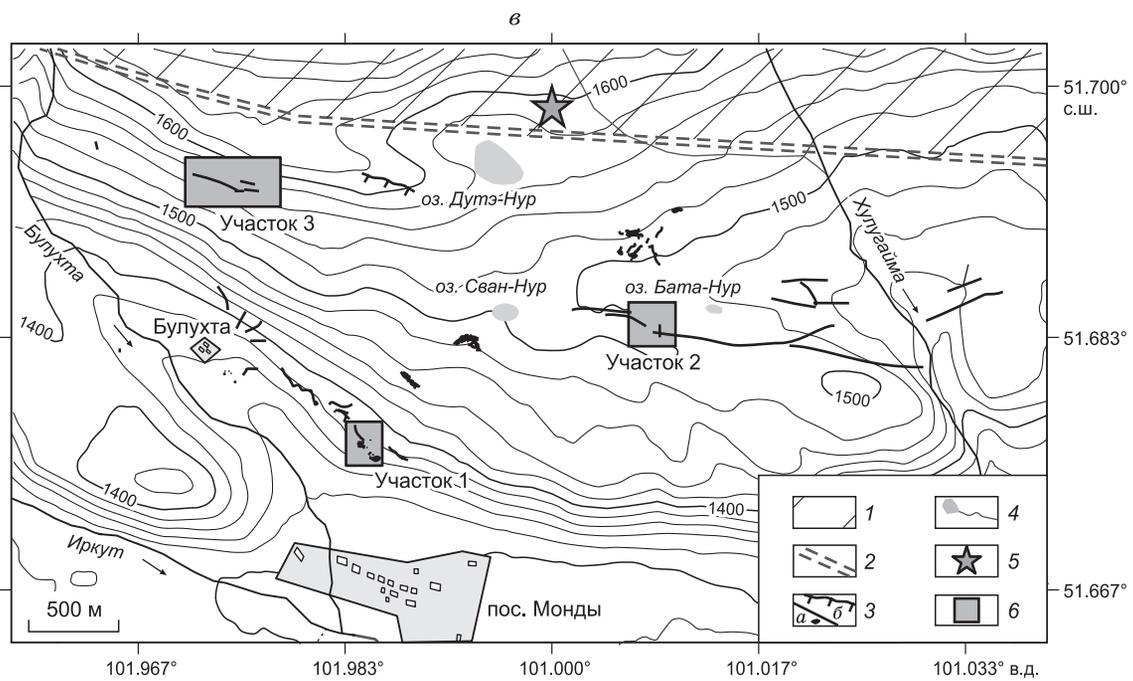
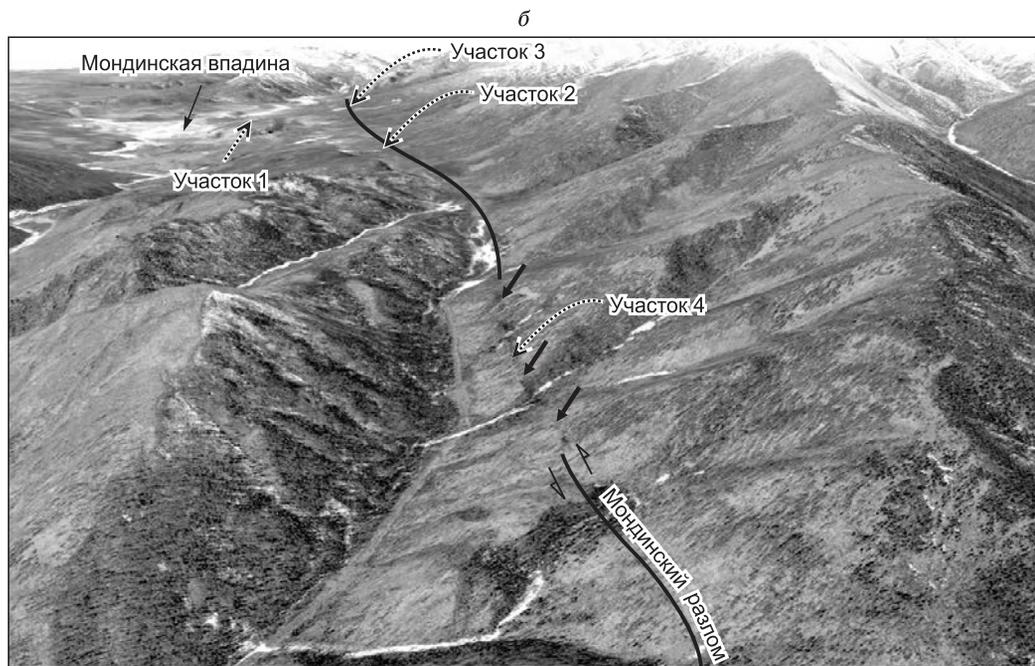
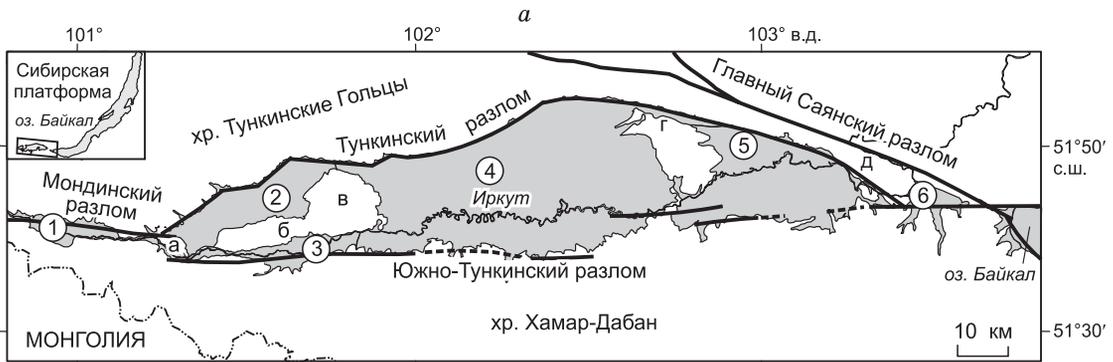


Рис. 1. Положение района и участков исследований на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны.

a — Тункинская группа впадин (1 — Мондинская, 2 — Хойтогольская, 3 — Туранская, 4 — Тункинская, 5 — Торская, 6 — Быстринская) и разделяющие их межвпадинные перемычки (*a* — Харадабанская, *b* — Туранская, *в* — Ниловская, *г* — Еловская, *д* — Зуркузунская), черными линиями показаны главные разломы; *б* — Мондинский разлом и участки георадиолокационных исследований на спутниковой фотографии, представленной в программе Google Планета Земля; *в* — схема поверхностных деформаций, ассоциированных с Мондинским землетрясением 04.04.1950 г. с $M_w = 6.9$, на участках исследований 1—3: 1 — кристаллические породы, по [Солоненко и др., 1981], 2 — Мондинский разлом, по [Солоненко и др., 1981; Лунина и др., 2009]; 3 — откартированные с поверхности сейсмогенные дислокации, представленные разрывами и воронками (*a*) и сбросовый уступ (*б*), по [Lunina et al., 2015]; 4 — реки и озера; 5 — макросейсмический эпицентр Мондинского землетрясения, по [Тресков, Флоренсов, 1952]; 6 — участки георадиолокационных исследований.

новые моренные отложения мощностью до нескольких десятков метров слагают характерный грядовой и бугристо-западинный ландшафт [Аржанников и др., 2015]. Рыхлые и слабосцементированные породы представлены в основном валунами с разной степенью окатанности, галькой, щебнем с примесью песка, супесями, дресвой и гравием [Уфимцев и др., 2002]. Такой тип осадков не совсем благоприятен для интерпретации данных георадиолокации, так как характеризуется слабовыраженной слоистостью, а крупные валуны в разрезах к тому же могут давать помехи на радарограммах. Тем не менее с этой точки зрения работа представляется особенно полезной, так как в некоторой степени может быть эталонной для других районов с подобным геологическим строением. Из скальных пород в окрестностях Мондинской впадины выделяют древние метаморфизованные сланцы и известняки, прорванные разнообразными интрузиями, но на площадках наших работ они не обнажаются.

МЕТОДЫ

Георадиолокационные исследования в зоне динамического влияния Мондинского разлома проводились на четырех участках (см. рис. 1, *б*), где ранее с поверхности были откартированы разрывы и просадочные воронки. Мы использовали георадар ОКО-2 российского производства с антенными блоками АБДЛ «Тритон», АБ-250М и АБ-700М, различающимися глубиной зондирования и разрешающей способностью. АБДЛ «Тритон» — неэкранированная антенна с дипольным излучателем 100 МГц, характеризующаяся, согласно спецификации, максимальной глубиной исследования 20 м и разрешающей способностью 0.5 м. Экранированные антенны АБ-250М и АБ-700М с центральной частотой 250 и 700 МГц при соответствующих условиях геологической среды позволяют достигать глубины 8 и 3 м и разрешающей способности 0.25 и 0.10 м соответственно. Работа георадарного оборудования основана на излучении электромагнитных волн и приеме сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды, имеющих различные электрофизические свойства [Владов, Старовойтов, 2004]. В деталях описание и главные принципы метода подповерхностного радиолокационного зондирования можно найти в ряде фундаментальных публикаций [Davis, Annan, 1989; Daniels, 1996].

На участках вкрест простирания зон деформаций нами были разбиты профили, на которых с помощью рейки и электронного угломера измерены изменения высоты рельефа. Длина профилей на участке 1 равнялась 100 м. Из-за невыдержанности простирания зон деформаций расстояние между профилями там составило 12—51 м. На участках 2 и 3 профили протяженностью 80—90 м выполнены параллельно с расстоянием между ними 30 м. На участке 4 пройдено два профиля длиной 14.9 и 30.0 м. Всего размечено 16 профилей, на которых, за исключением последнего, были применены все три антенных блока, дополняющие друг друга. В качестве основных в статье приняты радарограммы, полученные с помощью АБДЛ «Тритон», так как благодаря его характеристикам они позволяют на большую глубину проследить разрывные нарушения.

В полевых условиях при георадарном профилировании нами устанавливалось значение диэлектрической проницаемости (ϵ) 4, что соответствует сухим суглинисто-супесчаным, песчано-галечным и валунно-галечным отложениям, распространенным на изученных участках. Впоследствии при наличии наклонных линейных помех или гипербола на радарограммах значение ϵ корректировалось.

Обработка георадиолокационных разрезов проводилась в программе «GeoScan 32» в несколько приемов. На первом этапе к радарограммам подбирались подходящие значения усиления сигналов, яркости и контрастности. Затем просматривались помехи, позволяющие уточнить основные электрические характеристики горных пород. Далее на профиль накладывался рельеф. На втором этапе использовались стандартные режимы обработки. Для удаления или понижения различного рода шумов и помех применялись полосовая и режекторная фильтрация, для увеличения разрешающей способности разреза по глубине — обратная фильтрация. Чтобы ярче выделить характерный тип записи, отличающийся от соседних областей энергией сигнала, выполнялось преобразование Гильберта [Владов, Старовойтов, 2004].

Помимо георадиолокационной съемки и геолого-структурных маршрутов на участке 2 одна из высокочастотных аномалий была вскрыта небольшой канавой.

Для объяснения результатов полевых исследований на заключительном этапе нами применен поляризационно-оптический метод моделирования, который традиционно используется для изучения специфики перераспределения поля напряжений в окрестностях разрывов [Осокина, 1989]. Модельный материал в виде упругого желатинового студня позволяет воспроизводить статические поля напряжений и деформаций. Эксперименты были проведены в ИЗК СО РАН на установке, состоящей из полярископа-поляриметра ПКС-250 и деформационного стола, позволяющего прикладывать к моделям различные виды нагрузки в горизонтальной плоскости.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Стиль деформаций в районе поселка Монды: участок 1

Участок 1 георадиолокационных исследований расположен в 500 м севернее западного окончания пос. Монды на площадке террасы высотой 60 м над днищем долины. Морфологически он представлен широким понижением (рис. 2), которое с южной стороны ограничено обратным уступом, сформированным за счет наложенных эрозионных и тектонических процессов, а с северной — склоном следующего террасового уровня высотой 80 м. На участке прослеживается система сейсмогенных деформаций Мондинского землетрясения 1950 г., представленная разрывами в виде линейных понижений и структурами поглощения грунта близширотного и СЗ—ЮВ простирания (см. рис. 2). Просадочные воронки-провалы являются характерными дислокациями для этой местности. Борты крупнейших из них осложнены трещинами отрыва с зиянием 0.1—0.3 м, по которым происходит отседание и сползание осадочного материала. Более детально поверхностные нарушения здесь описаны В.П. Солоненко с коллегами [1981] и позднее нами [Lunina et al., 2015].

Георадиолокационные исследования на участке 1 проведены на профилях 3—6 (см. рис. 2, а). Радарограмма для профиля 3 в целом подобна остальным изображениям, полученным неэкранированным антенным блоком АБДЛ «Тритон», но здесь не приводится из-за большого количества наклонных линий-помех, отраженных от высоких деревьев. Следующий профиль 4 пересекает две линейные структуры в зоне деформаций, помеченных на рис. 2 цифрами 1 и 2. На разрезе (см. рис. 2, б) эти линейные нарушения проявляются интенсивными амплитудами сигналов, отраженных от границ раздела слоев зондируемой среды. Участки с такой записью иногда смещаются друг относительно друга по вертикали, предполагая сбросовую компоненту смещений по нарушениям в зоне динамического влияния Мондинского разлома. Важно отметить, что структура 1 в зоне деформаций расположена прямо напротив воронки и прослеживается на всю 16-метровую глубину разреза.

Более детально строение линейной структуры рядом с воронкой можно видеть на фрагменте радарограммы, полученной антенным блоком АБ-250М по тому же профилю 4. На радарограмме по смене волновой картины выделяются как минимум три георадарных комплекса (см. рис. 2, в). Изучение геологических разрезов в канавах и близлежащих естественных выходах в оврагах позволяет предполагать, что первый слой от поверхности представлен современной почвой, суглинисто-супесчаными отложениями и песками с гравием и галькой. Второй слой сложен валунно-галечными отложениями с супесчаным цементом, а третий — песчано-галечными. Напротив воронки на глубине отмечается аномальная близвертикальная зона, в ее пределах наблюдается проваливание отложений второго слоя, характеризующегося интенсивными амплитудами сигналов. Как и на предыдущем разрезе (см. рис. 2, б), здесь интерпретируются разрывы, вдоль которых происходили смещения по падению, обусловленные как тектоническими силами, так и последующим гравитационным заполнением трещин. Вероятно, была и сдвиговая компонента, наблюдаемая на поверхности по смещению пней в описываемой зоне деформаций [Lunina et al., 2015]. Воздействие различных природных процессов на перемежающиеся разнозернистые и разнообломочные отложения в зоне Мондинского разлома порождает в них образование пустот, над которыми и идет просадка грунта. Последнее отчетливо видно и на радарограмме (см. рис. 2, в), где оси синфазности второго слоя в верхней части зоны деформаций до глубины ~4 м полого погружаются с обеих ее сторон к центральной части. Глубже 4 м четко определяется северо-восточное падение зоны деформаций 1 под средним углом 75°. Ее ширина в данном пересечении достигает 4.5 м, хотя ранее чуть дальше от воронки ширина этой же зоны деформаций была оценена в 2.5 м [Lunina et al., 2015], что свидетельствует о значительном варьировании мощности отдельных сейсмогенных сместителей даже в пределах нескольких метров.

На георадарном профиле 5 (см. рис. 2, а) главная зона деформаций на глубине представлена системой близвертикальных трещин, образующих зону с генерализованным падением на северо-восток под углом 79° (рис. 3, а). На радарограмме эта зона выделяется по изменению волновой картины в интервале 30—50 м, а разрывы интерпретируются по отчетливому смещению осей синфазности. По край-

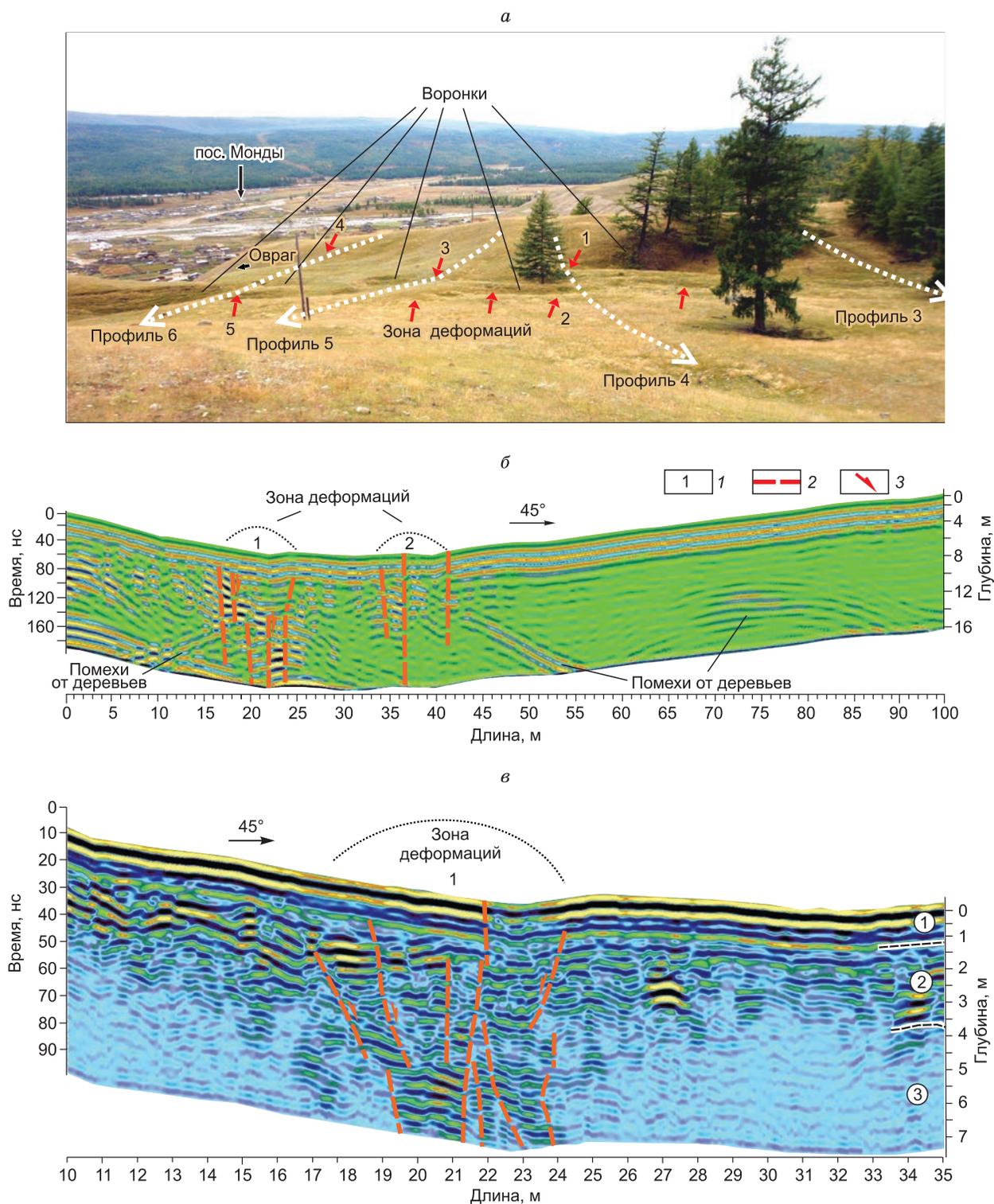


Рис. 2. Вид на участок 1 в районе пос. Монды с расположением георадарных профилей (а) и радарограммы профиля 4 с наложенной интерпретацией, полученные с помощью антенных блоков АБДЛ «Тритон» (б) и АБ-250М (в).

1 — номера элементов зоны деформаций, 2 — предполагаемый разрыв, 3 — направление смещения. Цифры в кружках и разделяющие их пунктиры на радарограмме показывают разные георадарные комплексы: 1 — современная почва, суглинисто-супесчаные отложения и пески с гравием и галькой, 2 — валунно-галечные отложения, 3 — песчано-галечные отложения.

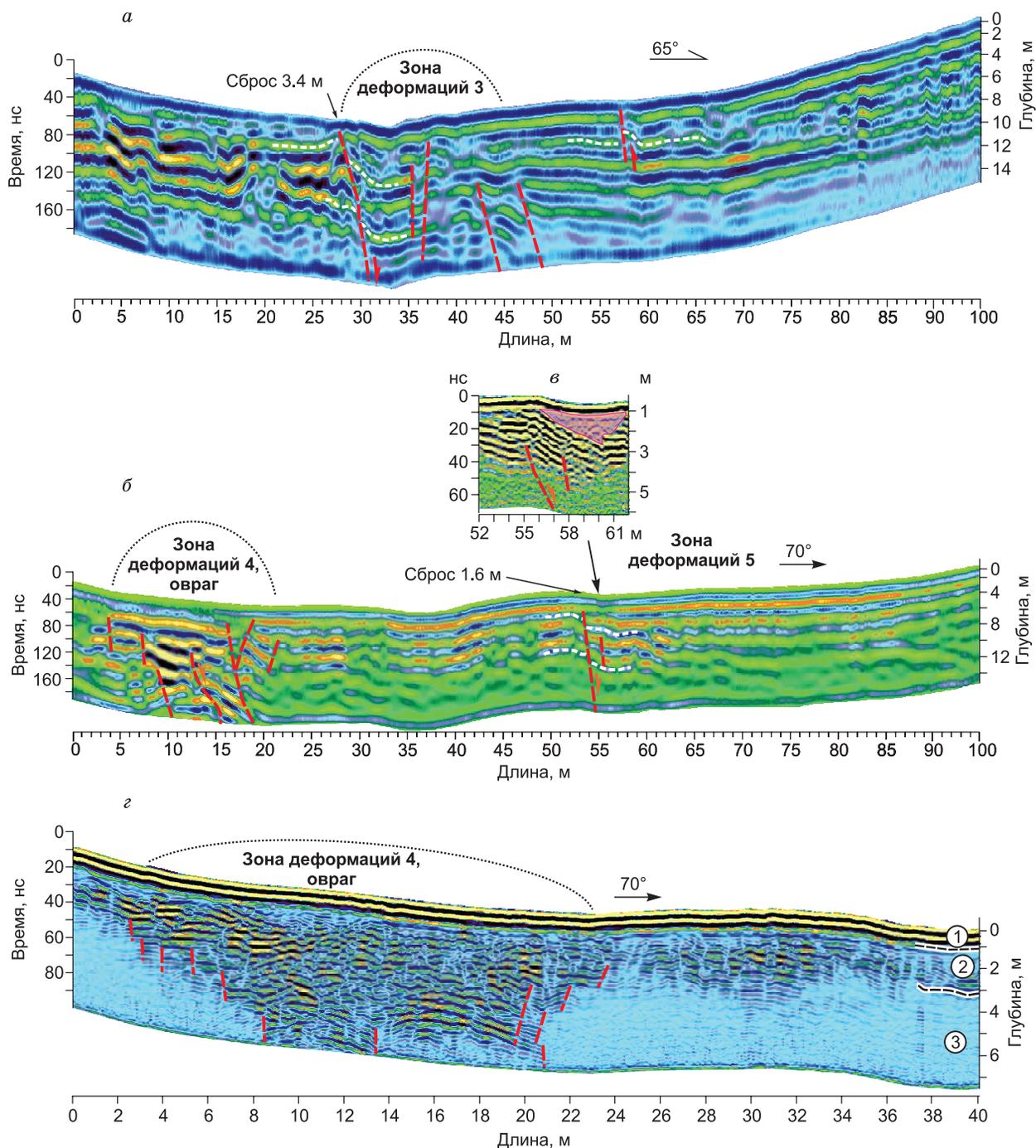


Рис. 3. Радарограммы профилей 5 (а) и 6 (б—г) с наложенной интерпретацией, полученные с помощью антенных блоков АБДЛ «Тритон» (а, б) и АБ-250М (в, г) для участка 1.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

нему с юго-западной стороны разрыву установлен сброс с суммарной вертикальной амплитудой 3.4 м, определенной по субгоризонтальному положению одной и той же оси синфазности, расположенной на разных уровнях (см. рис. 3, а). Висячем крыле этого нарушения на поверхности наблюдается просадка грунта. На 60-м метре профиля на радарограмме интерпретируется взбросовая трещина, но, судя по волновой картине этого интервала, она не проникает глубже 6 м.

На радарограмме профиля 6, полученной АБДЛ «Тритон», отмечаются два аномальных участка. Первый, в интервале 10—20 м, представляет собой широкую зону (зона деформаций 4, см. рис. 3, б), выделяющуюся по более высокой частоте по сравнению с окружающими участками. На поверхности

эта зона деформаций соответствует линейному понижению, которое переходит в впадину на уступе террасы, спускающемся к пос. Монды. Структура аномалии, уходящей на всю допустимую глубину зондирования, в пределах первых 7.5 м от поверхности хорошо видна на фрагменте радарограммы того же профиля, записанной антенной АБ-250М (см. рис. 3, *з*). Ее форма в виде чаши обусловлена просадкой обломочного материала до глубины 4.0—4.5 м. Глубже этой отметки мощность зоны не превышает 11 м, а ниже 7.5 м, судя по радарограмме, полученной АБДЛ «Тритон», уменьшается до 8—9 м (см. рис. 3, *б*). В целом азимут падения зоны определяется как северо-восточный (см. рис. 3, *б*). Второй аномальный участок на профиле 6 (зона деформаций 5, см. рис. 3, *б*) соответствует смещению осей синфазности по типу сброса, вертикальная амплитуда которого равна 1.6 м. Судя по радарограмме, записанной антенной АБ-250М (см. рис. 3, *в*), разрыв не достигает поверхности, заканчиваясь на глубине ~3 м. Однако над ним в височном крыле образовалось понижение в виде чаши, заполненное осадочным материалом, отличающимся по электрофизическим свойствам.

Таким образом, на участке 1 на радарограммах интерпретируются зоны деформаций мощностью от 2.5 до 8—9 м в нижней части разреза и отдельные разрывные нарушения с преимущественным азимутом падения на северо-восток под углом 75—79°. Многие разрывы имеют сбросовую компоненту смещения. В результате проявления экзогенных процессов над сейсмогенными нарушениями активно развиваются просадочные воронки.

Стиль деформаций юго-западнее оз. Бата-Нур: участок 2

Участок 2 расположен в долине субширотного простирания, которая с северного борта ограничивается уступом высотой до 7 м над ее днищем (рис. 4, *а*). Южный борт более пологий. Основываясь на морфологической интерпретации космоснимков и топографической карты 1:100 000 масштаба, вдоль этой долины А.В. Аржанникова с соавторами [Arjannikova et al., 2004] провели главный сместитель Мондинского разлома и выявили левосторонние смещения поперечных русел рек. В мае 2013 г. нами на уступе прослежен разрыв, который был ассоциирован с Мондинским землетрясением 04.04.1950 г. [Lunina et al., 2015].

В пределах участка 2 было создано пять профилей, вдоль них исследования проведены всеми тремя антенными блоками. Наиболее показательными оказались радарограммы, полученные с помощью АБДЛ «Тритон» (см. рис. 4, *б—е*). На профилях 10 и 9 на глубине выделяется низкочастотная аномалия шириной 15—17 м (см. рис. 4, *в, з*), отвечающая главной зоне сейсмогенного Мондинского сдвига. На других радарограммах эта зона также имеет место, но она значительно уже и менее проявлена в волновой картине. Это, очевидно, связано с разной степенью обводненности участков разломной зоны, которые на поверхности местами заболочены. Кроме того, в левой части радарограмм на глубинах 6—9 м наблюдается относительно резкий наклон осей синфазности на юг, что может свидетельствовать либо о падении осадочного слоя, либо о выступе кристаллических пород под уступом. На профилях 11 и 10 конфигурация осей синфазности образует чашу в основании склона (см. рис. 4, *б, в*), на профилях 9 и 8 — клин с падением георадарных комплексов навстречу друг другу (см. рис. 4, *з, д*). Эта структура совпадает с основанием уступа и имеет, скорее всего, тектоническое происхождение.

Детальная интерпретация георадарного профиля 10 позволила выделить четыре георадарных комплекса, нарушенных разрывами (рис. 5). Обработка радарограммы с помощью преобразования Гильберта дала возможность четко увидеть близвертикальную низкочастотную зону, проявленную по всей глубине разреза (см. рис. 5, *а*) и совпадающую с главной зоной сдвига. Многие частные разрывы имеют сбросовую компоненту смещения (см. рис. 5, *б, в*), которая подтверждается прямыми наблюдениями в канаве. Выработка была задана, чтобы вскрыть высокочастотную аномалию на радарограмме, полученной антенной АБ-700М (рис. 6). Как оказалось, аномалия соответствует зоне дезинтегрированных пород, заключенной между двумя параллельными разрывами, вдоль которых произошли малоамплитудные сбросы с величиной подвижки до 10 см. Такая амплитуда находится на грани разрешающей способности АБ-700М, поэтому на радарограмме (см. рис. 6, *а*) не видно смещений осей синфазности. В то же время дробление пород в маломощной зоне повлияло на изменение их электрофизических свойств, что и отразилось в появлении высокочастотной аномалии.

В целом стиль деформаций на разрезе профиля 10 (см. рис. 5, *б*) отвечает верхней части «отрицательной цветковой структуры», характерной для зоны трансенсии [Harding, 1985], над которой формируется депрессия. Надвиг, интерпретируемый в подошве разреза на 30-м метре профиля, вероятно, является вторичным нарушением и образуется за счет выдавливания отложений при субвертикальных подвижках. Аналогичный рисунок деформаций может быть распространен на другие профили участка 2.

Стиль деформаций юго-западнее оз. Дутэ-Нур: участок 3

Участок 3 расположен на площадке террасы, сложенной водно-ледниковыми отложениями (рис. 7), и следующем за ней уступе. Абсолютная отметка местности 1560 м, что соответствует превы-

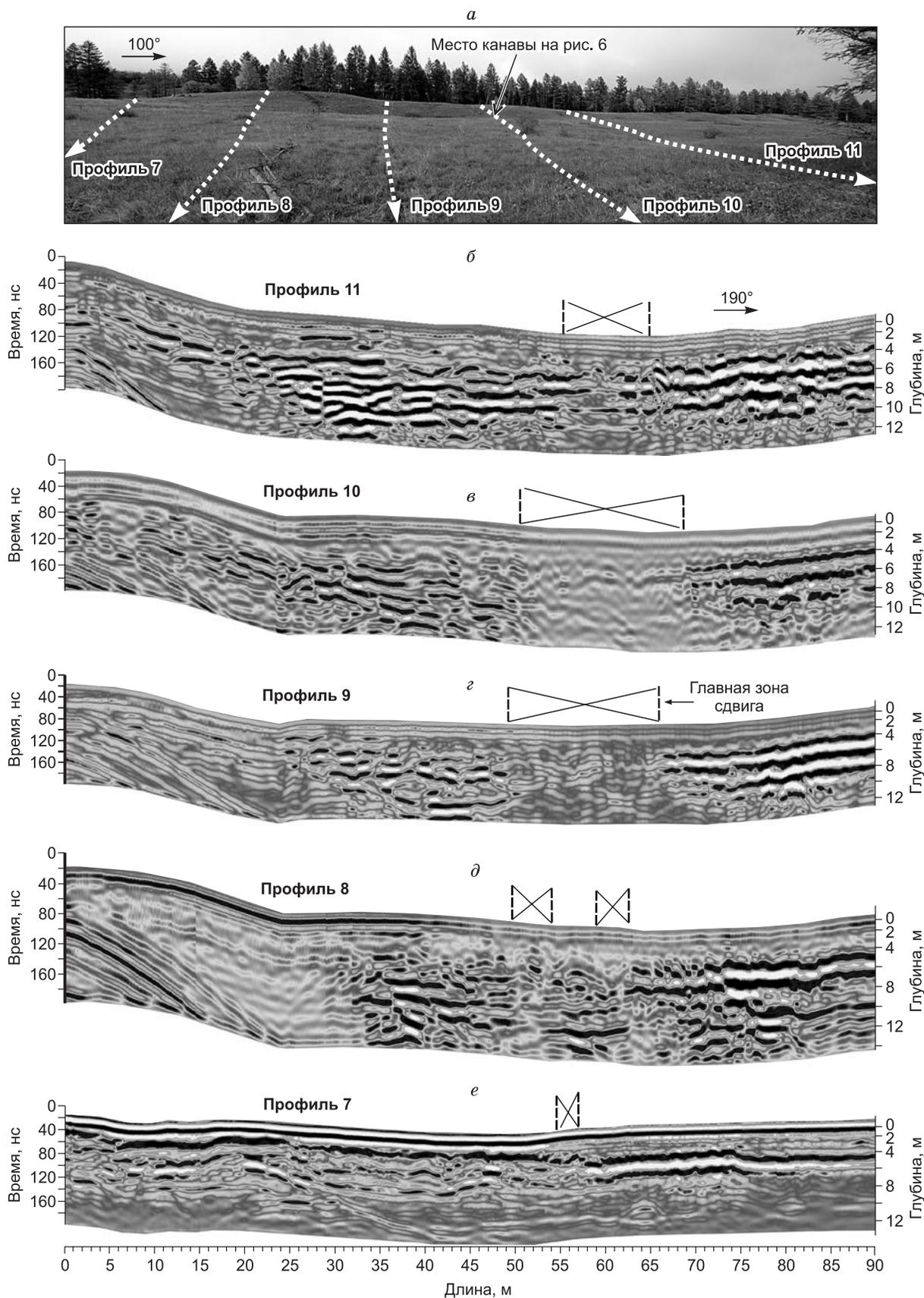


Рис. 4. Вид на участок 2 юго-западнее оз. Бата-Нур с расположением георадарных профилей (*a*) и их радарограммы, полученные с помощью антенного блока АБДЛ «Тритон» (*б–е*).

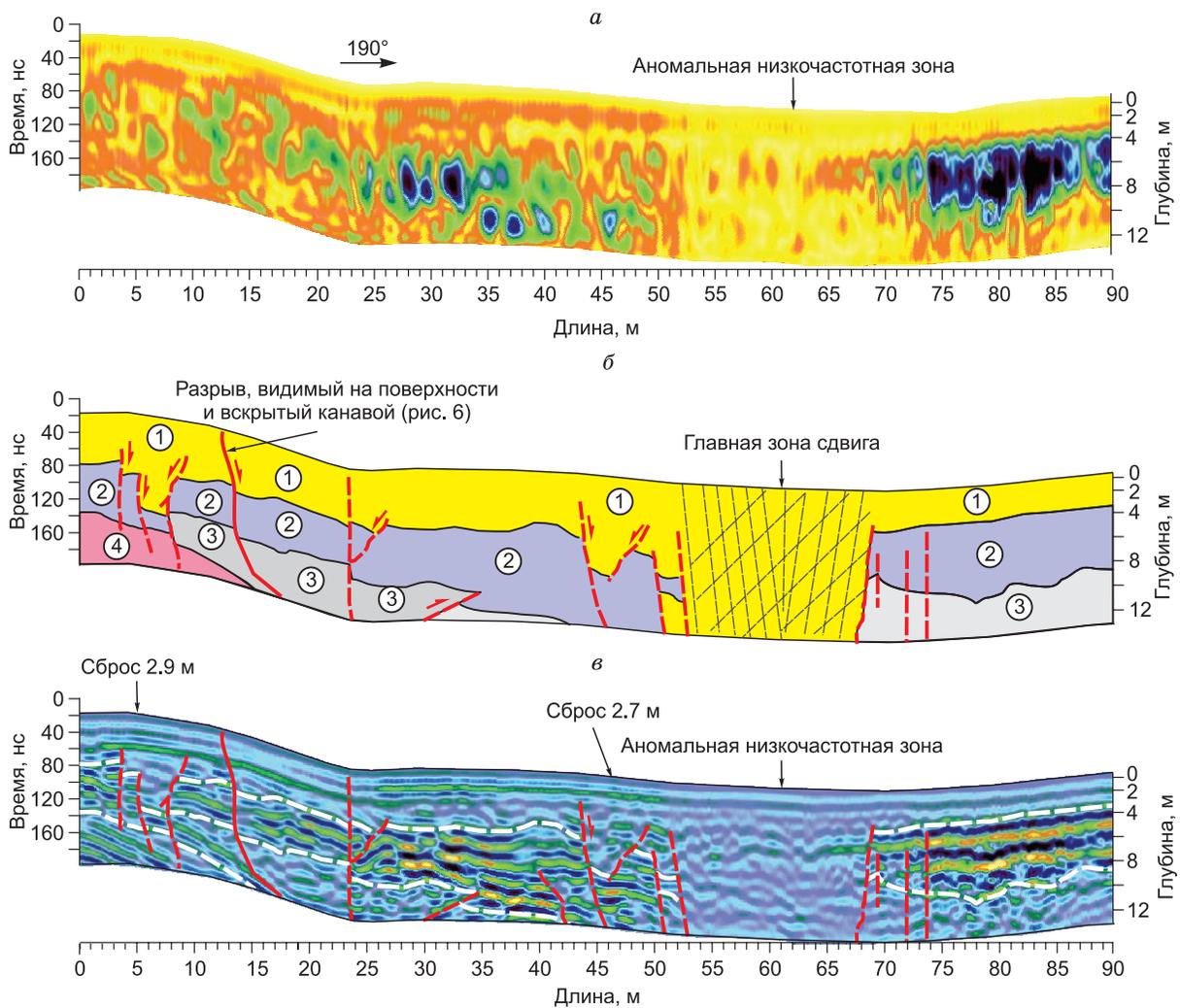


Рис. 5. Обработанный и проинтерпретированный георадарный профиль 10.

a — радарограмма после преобразования Гильберта; *б* — интерпретация представленной ниже радарограммы (*в*) с выделением разрывов (красные линии, см. на рис. 2) и георадарных комплексов (цифры в кружках), соответствующих слоям горных пород с разными электрофизическими свойствами; *в* — радарограмма с наложенной интерпретацией, где показаны разрывы и границы георадарных комплексов.

шению 260 м над дном Мондинской впадины. Вдоль тылового шва террасы наблюдается чуть заметное линейное понижение (см. рис. 7, *a*), а на уступе — система субпараллельных разрывов (см. рис. 7, *a—в*) близширотного простирания. Судя по свежему виду нарушений, некоторые из которых имеют зияние до 10—15 см (см. рис. 7, *б, в*), можно предположить, что медленные смещения по ним происходят и сейчас. Возможно также влияние экзогенных процессов на современное выражение разрывов.

На участке было разбито пять профилей (см. рис. 7, *a*), радарограммы по которым в общих чертах подобны. В качестве примера в статье приводится радарограмма профиля 12, полученная с помощью АБДЛ «Тритон». Выделенные георадарные комплексы (обозначенные цифрами на рис. 7, *з*) имеют здесь своеобразное выклинивание, характерное для моренных отложений. В ходе интерпретации на глубину были прослежены нарушения, видимые с поверхности, а также по смещению осей синфазности и георадарных комплексов выявлены другие подповерхностные разрывы. Большинство разрывов имеет сбросовую компоненту смещения, за исключением одного взброса в правой части радарограммы. Примечательной структурой на профиле является погребенный грабен, совпадающий с тыловым швом террасы. Его ширина изменяется от 3 м на глубине 14 м до 7 м на глубине 7 м. Этот грабен может быть ассоциирован с главным сдвиговым сместителем и тогда вместе со всеми разрывами (см. рис. 7, *з, д*) полученная картина на разрезе, так же как и на участке 2, соответствует «отрицательной цветковой структуре», в которой локально присутствуют элементы сжатия.

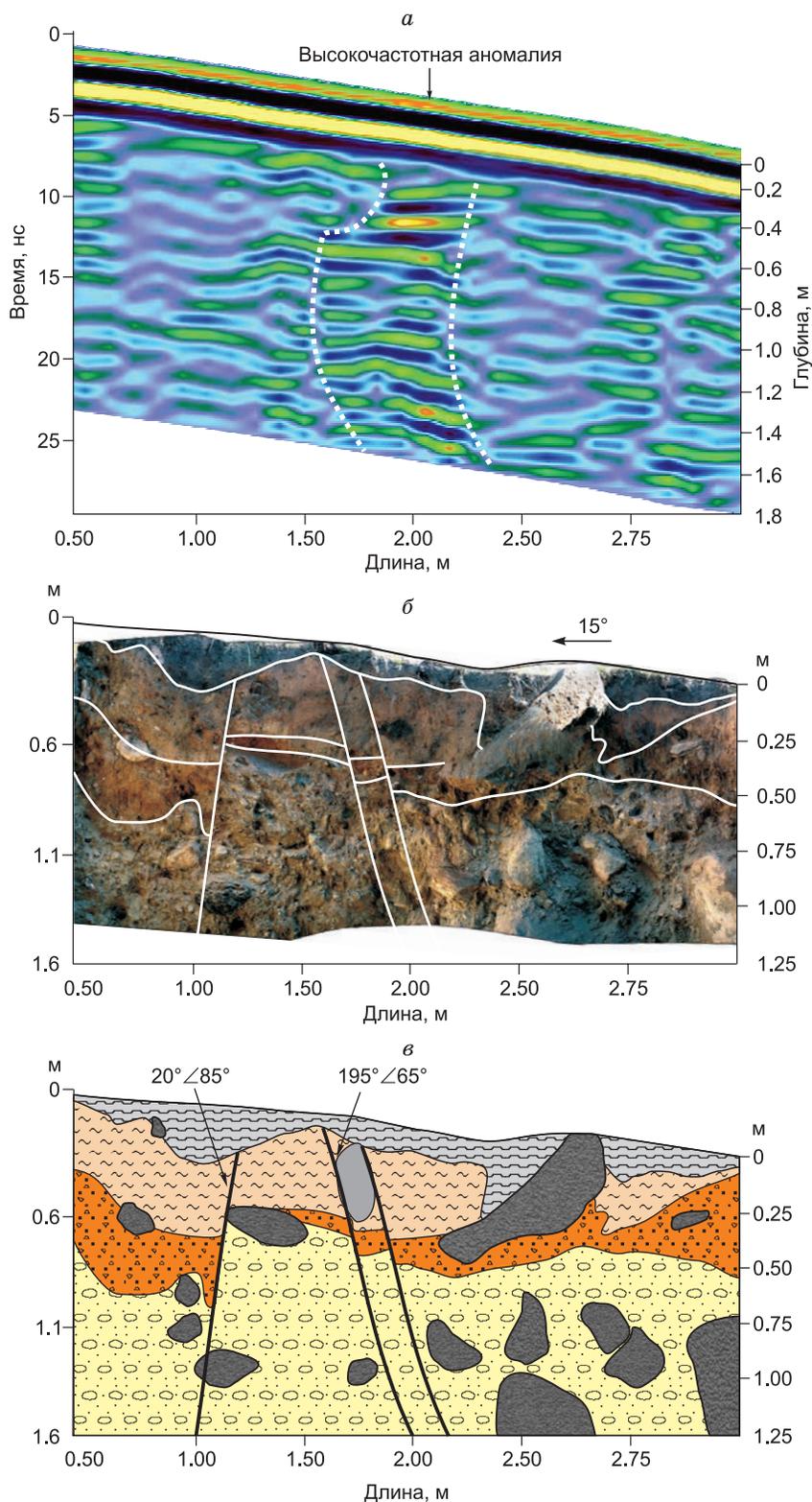


Рис. 6. Фрагмент радарограммы, полученной антенным блоком АБ-700М для профиля 10 (*а*), фото стенки канавы, вскрывающей высокочастотную аномалию с наложенной интерпретацией (белые линии) (*б*) и ее геологический разрез (*в*).

1 — почвенно-растительный слой; 2 — рыжевато-серые суглинки с мелкими обломками; 3 — светло-рыжевато-серые супеси с обломками галек и дресвой; 4 — белесо-серые валунно-дресвяные отложения; 5 — заполненная серыми супесчано-дресвяными отложениями кротовина; 6 — валуны; 7 — разрывы. Между параллельными разрывами отложения лимонитизированы и дезинтегрированы.

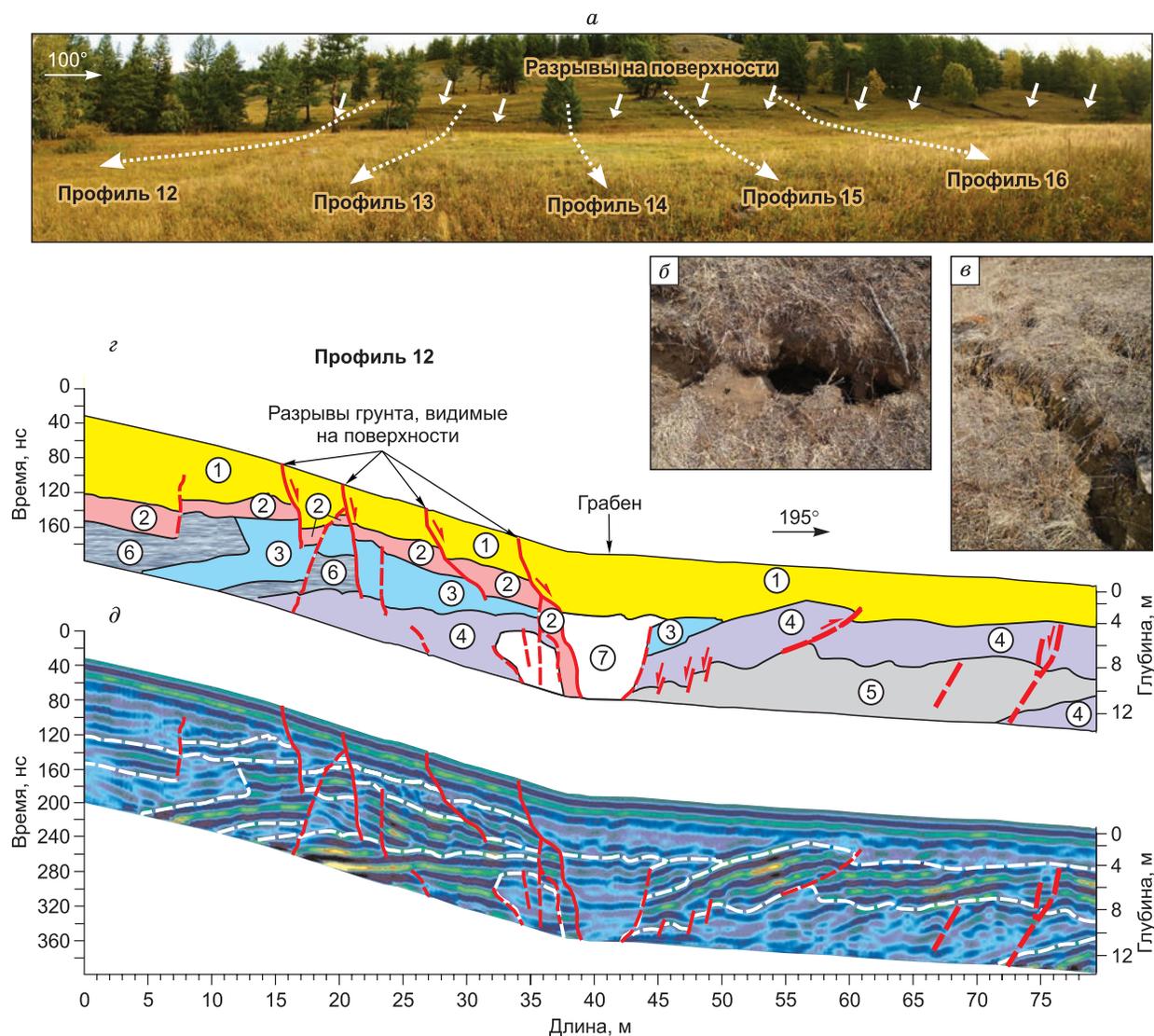


Рис. 7. Вид на участок 3 юго-западнее оз. Дутэ-Нур с расположением георадарных профилей (а), фрагменты поверхностных разрывов (б, в) и интерпретация (г) представленной ниже радарограммы (д) с выделением разрывов (красные линии, см. на рис. 2) и георадарных комплексов (цифры в кружках), соответствующих слоям горных пород с разными электрофизическими свойствами.

Стиль деформаций в районе Харадабанской межвпадинной перемычки: участок 4

Участок 4 расположен в 9 км от восточного окончания Мондинского разлома, вне одноименной впадины, на северном склоне долины безымянного ручья, впадающего в р. Иркут, в 600 м от моста в районе Харадабанского отрога, выше по течению реки (см. рис. 1). Здесь сместитель Мондинского разлома четко виден на космоснимках Landsat, используемых в программе Google Планета Земля (см. рис. 1, 8). Вдоль разлома в рельефе видны левосторонние смещения русел временных водотоков (см. рис. 8, а). По ним определена амплитуда левого сдвига, равная 22 м. Для сравнения отметим, что в центральной части сегмента Мондинского разлома, расположенного на территории РФ, были отмечены левосторонние смещения рек, равные 160—600 м [Arjannikova et al., 2004]. Вероятно, эти величины представляют собой накопленные амплитуды за разные интервалы времени, поскольку вблизи Харадабанской межвпадинной перемычки смещаются более молодые долины, чем в центральной части.

На радарограмме, полученной с помощью АБДЛ «Тритон», главная зона сдвига проявлена высокочастотной аномалией с расплывчатыми очертаниями (см. рис. 8, в). На радарограмме, полученной с помощью антенного блока АБ-250М, эта же зона четко выделяется по резким границам, отделяющим на

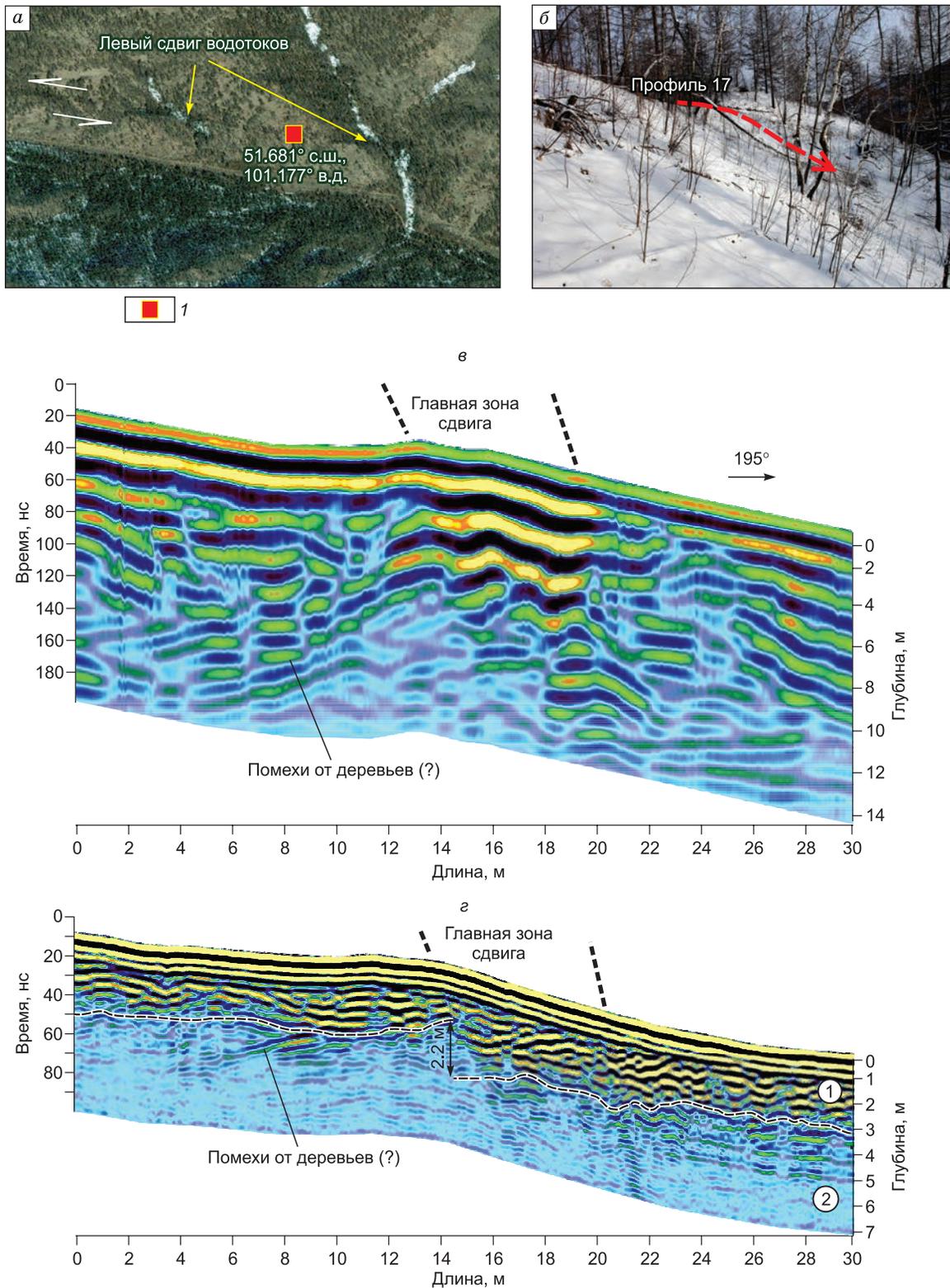


Рис. 8. Левосдвиговые смещения временных водотоков вдоль Мондинского разлома в районе участка 4 на спутниковой фотографии, представленной в программе Google Планета Земля (а), положение профиля 17 (б) и радарограммы, полученные с помощью антенных блоков АБДЛ «Тритон» (в) и АБ-250М (г).

1 — участок работ. Цифрами в кружках обозначены разделенные пунктиром георадарные комплексы, соответствующие слоям горных пород с разными электрофизическими свойствами.

глубинах 2—7 м участки с более высокой энергией сигнала (см. рис. 8, *з*). Здесь по волновой картине грубо выделяются два георадарных комплекса, которые по вертикали смещаются вдоль разлома на 2.2 м. Учитывая падение разломной зоны на юг, что видно на обоих разрезах, можно определить сбросовую компоненту смещения.

В целом в ходе исследований на участке 4 установлено, что мощность зоны главного сместителя Мондинского разлома в интервале глубин 0—7 м равна 6 м, ниже этой отметки она уменьшается до 3.5 м. Разлом имеет сбрососдвиговую кинематику и падение на юг под углом 78°.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

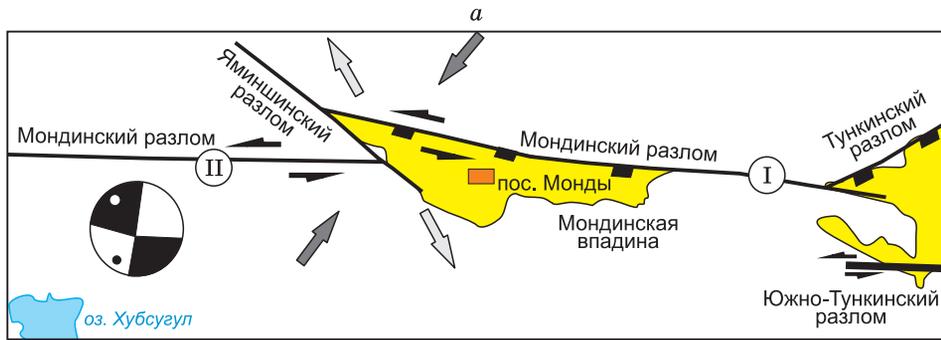
Более ранние геоморфологические и геолого-структурные наблюдения в маршрутах показали, что площадки террас с северной стороны Мондинской впадины нарушены грабенообразными структурами [Lunina et al., 2015, fig. 6, *c*; fig. 12, *a*, *c*]. Тогда в канавах по близширотным и северо-западным разрывам вблизи участка 1 нами были вскрыты малоамплитудные (до первых десятков сантиметров) сбросовые смещения, ассоциированные с Мондинским землетрясением. Следует напомнить, что сразу после этого события были зафиксированы сбросы величиной 0.3—0.8 м [Солоненко и др., 1981; Тресков, Флоренсов, 2006]. Однако наличие в канавах наряду со сбросами взбросов, сопоставимых по амплитуде, а также мнение о взбрососдвиговой кинематике смещений вдоль Мондинского разлома и предложенные модели [Laggoque et al., 2001; Arjannikova et al., 2004] не позволяли нам однозначно определиться с типом вертикальной подвижки, сопутствующей сдвигу.

Проведенные георадиолокационные исследования достаточно уверенно показывают сбросовую компоненту смещения, которая повсеместно сопровождает левый сдвиг по Мондинскому разлому. Максимальная амплитуда вертикального смещения плейстоценовых отложений достигает 3.4 м (см. рис. 3, *a*). На двух участках интерпретируемые разрывы образуют «отрицательную структуру цветка» (см. рис. 5, 7), характерную для трансензионных сдвигов. На участке 1 вблизи пос. Монды площадку террасы также нарушает широкая грабенообразная структура (см. рис. 2, *a*). Наиболее крупные разрывы, ограничивающие ее южный борт и видимые на поверхности, имеют падение на северо-восток. К разрывам северного борта, очевидно, можно отнести сбрососдвиговые нарушения северо-западной и субширотной ориентировок, прослеженные ранее вблизи бровки следующей террасы [Солоненко и др., 1981, см. рис. 40]. Вскрытие канавой одного из них позволило установить угол падения разрыва 73—78° на юг и сбросовое смещение до 19 см [Lunina et al., 2015]. Таким образом, учитывая полевые данные предшественников [Солоненко и др., 1981; Тресков, Флоренсов, 2006] и результаты наших комплексных исследований, следует признать, что Мондинский разлом на четвертичном этапе активизации представляет собой левый сбрососдвиг.

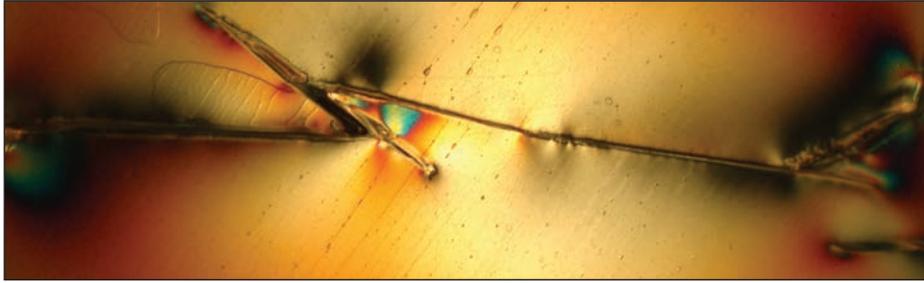
Тем не менее остается неясным, почему в зоне динамического влияния Мондинского разлома разрывы северо-западного простирания (см. рис. 1, *в*) имеют сбросовую компоненту, ведь в районе Мондинской впадины господствуют северо-западное растяжение и северо-восточное сжатие, определяющие здесь сдвиговый режим развития. Об этом однозначно свидетельствует и механизм очага одного из сильнейших за инструментальный период сейсмических событий 04.04.1950 г. [Delouis et al., 2002]. Согласно теоретическим моделям [Sylvester, 1988] в таком поле напряжений, в зонах близширотных левых сдвигов северо-западные разрывы должны быть преимущественно взбросами. Действительно, на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны механизмы очагов землетрясений, в которых обе нодальные плоскости имеют северо-западное простирание, отвечают сжатию [Голенецкий, 1998; Лунина, Гладков, 2004].

Для понимания существующей кинематической обстановки нами была рассмотрена и промоделирована общая структурная ситуация в районе исследований (рис. 9). По простиранию Мондинский разлом состоит из нескольких сегментов [Arjannikova et al., 2004]. На западном окончании одноименной впадины два из них разделяет Яминшинский разлом северо-западной ориентировки, прослеживающийся в древних кристаллических породах вдоль долины р. Иркут и показанный на цифровой карте в работе [Lunina et al., 2014]. Схема этого разломного узла, содержащая также окончания Тункинского и Южно-Тункинского разломов, и была выбрана для экспериментов (см. рис. 9, *a*). После проведения тарировки модели, в ходе которой определяется соотношение деформации и разности хода цветовых лучей при скрещенных николях поляризатора и анализатора, схема была перенесена на желатиновый студень. В процессе моделирования имитировались напряжения, действовавшие во время Мондинского землетрясения 04.04.1950 г. [Delouis et al., 2002]. К модели прикладывалась ось сжатия, направленная на 38°. Для повышения достоверности результатов эксперимент повторялся несколько раз, при этом направление оси сжатия менялось до 25°, но итоговая картина в моделях не изменялась.

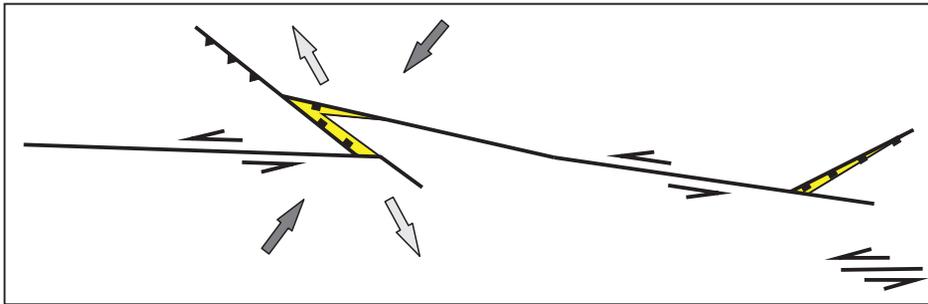
Результаты моделирования оказались парадоксальными и полностью объясняющими фактические данные о кинематике смещений вдоль разрывов северо-западного и близширотного простирания в



б



в



г

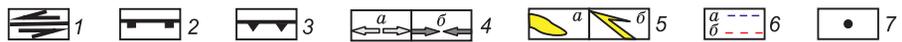
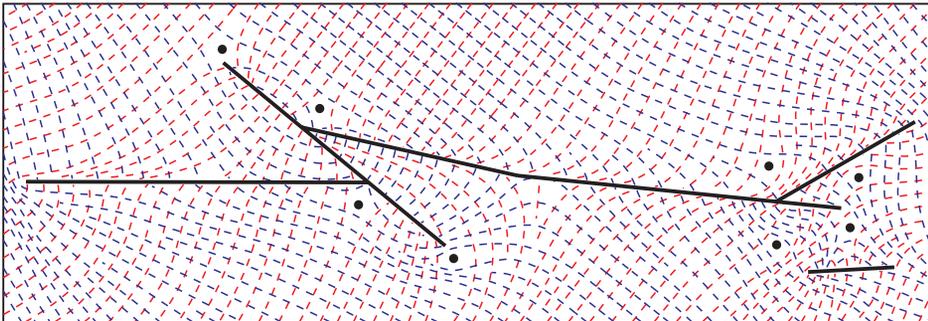


Рис. 9. Результаты физического моделирования напряженного состояния поляризационно-оптическим методом (направление сжатия 38°).

a — исходная схема для моделирования, соответствующая природной обстановке (I и II — сегменты Мондинского разлома, в левом нижнем углу приведен механизм очага Мондинского землетрясения 04.04.1950 г., по [Delouis et al., 2002]); *б* — фотография модели из оптически-активного материала под нагрузкой (картина изохром); *в* — результирующая кинематическая схема моделирования; *г* — схема траекторий главных нормальных напряжений. 1 — сдвиги; 2 — сбросы; 3 — взбросы; 4 — направления осей растяжения (*a*) и сжатия (*б*); 5 — впадины, выполненные осадками (*a*), и раскрытия в модели (*б*); 6 — траектории осей растяжения (*a*) и сжатия (*б*); 7 — изотропные точки.

зоне динамического влияния Мондинского разлома. При направлении сжатия на северо-восток по Яминшинскому разлому в узле пересечения с сегментами Мондинского разлома происходит раздвиг с левым сдвигом (см. рис. 9, б, в). Вдоль Мондинского разлома в острых углах сочленения с Яминшинским дизъюнктивом также происходят левосторонние раздвигосдвиговые смещения. За счет движения южного крыла разломного сегмента I на восток начинает формироваться Мондинская впадина (см. рис. 9, в). Именно здесь наблюдается наибольшая концентрация максимальных касательных напряжений, не считая концевых максимумов (см. рис. 9, б). Вдоль северо-восточного отрезка Тункинского разлома происходит растяжение, соответствующее реальной природной обстановке. Таким образом, становится понятным, почему при землетрясении 04.04.1950 г. вблизи пос. Монды образовались дислокации северо-западного простирания, имеющие наряду с левым сдвигом сбросовую компоненту смещений. Соответственно, находят объяснения здесь и грабены запад—северо-западного простирания. Значительное влияние на формирование этих тектонических структур оказал Яминшинский разлом, кардинально изменивший поле напряжений в узле пересечения с сегментами Мондинского разлома (см. рис. 9, з).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования в зоне динамического влияния Мондинского разлома показали высокую информативность георадиолокации для изучения деформаций в отложениях песчано-гравийного и валуново-галечного состава. Использованный метод GPR позволил во многих случаях определить мощность зон отдельных разломных сместителей, их азимуты и углы падения, амплитуды и типы вертикальных смещений по разрывам (взброс/сброс), которые являются дискуссионными в изучении Мондинского разлома, расположенного на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны. Ниже приводятся главные результаты выполненных работ.

1. Вдоль субширотных и северо-западных разрывных нарушений в южном крыле Мондинского разлома на территории РФ (сегмент I, см. рис. 9) помимо левосдвиговых происходят сбросовые смещения, за счет которых в подповерхностной части земной коры во многих местах образуются «отрицательные цветковые структуры». На местности они проявляются грабенами, наложенными на террасы, сформированные водно-ледниковыми отложениями плейстоценового возраста.

2. Амплитуды сбросовых подвижек, определенные по значительному смещению осей синфазности и георадарных комплексов, на разных участках меняются. Максимальный сброс 3.4 м установлен в районе пос. Монды. В 1.6 км восточнее тылового окончания Харадабанской межвпадинной перемычки определена величина сброса, равная 2.2 м. Там же на местности выявлены левосторонние сдвиги долин временных водотоков с амплитудой 22 м. Очевидно, вертикальное и горизонтальное смещения накоплены здесь за несколько деформационных событий в голоцене. Судя по данным, изложенным в работе [Lunina et al., 2015], их было не менее четырех с учетом землетрясений 1950 г. и 1829 г. [Радзиминович, Щетников, 2005]. Соотношение сброса к сдвигу на Харадабанском участке равно ~1:10, что соответствует вектору подвижки на разломной плоскости ~6° относительно горизонта.

3. Углы падения разрывных нарушений, выявленных методом георадиолокации, находятся в пределах 75—79°. Мощности зон сместителей, выраженных низкочастотными или высокочастотными аномалиями на радарограммах, изменяются от 2.5 до 17.0 м, значительно варьируют по простиранию и уменьшаются с глубиной в пределах первых метров, что характерно для сейсмогенных дислокаций вблизи земной поверхности [Lunina et al., 2008].

4. Многие разрывы, выявляемые на радарограммах, не достигают земной поверхности, но проявляются просадочными воронками преимущественно в висячем крыле нарушений. Просадка обломочного материала происходит до глубины 4.0—4.5 м, что совпадает с глубиной сезонного промерзания в гравийно-галечных грунтах Тункинской долины [Солоненко и др., 1981].

5. На стиль деформаций в зоне динамического влияния субширотного Мондинского сдвига значительное влияние оказал Яминшинский разлом северо-западного простирания, разделяющий два его сегмента в 12 км западнее пос. Монды. Результаты моделирования поляризационно-оптическим методом показали, что при сжатии на северо-восток по направлению 38° в узле пересечения двух разломов происходит локальное изменение поля напряжений вплоть до обратного положения траекторий главных нормальных напряжений сжатия и растяжения. Как следствие, по этим дизъюнктивам происходят левосторонние раздвигосдвиговые и сбрососдвиговые смещения.

Авторы благодарны А.В. Черемных за консультацию при интерпретации данных моделирования поляризационно-оптическим методом, а также И.А. Потехиной за помощь при проведении полевых работ.

Работа выполнена в ИЗК СО РАН при частичной поддержке Российского научного фонда, проект № 14-17-00007.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Даниялов М.Г., Копейкин А.В., Морозов П.А. Георадарные исследования разломов и подводящих каналов грязевых вулканов и по потоку водорода // Мониторинг и прогнозирование природных катастроф: сборник научных трудов / Под ред. В.И. Черкашина, Ж.Г. Ибаева, Р.А. Магомедова, С.А. Мамаева, Д.Г. Таймазова. Махачкала, ДИНЭМ, 2010, с. 9—11.

Аржанников С.Г., Броше Р., Жоливе М., Аржанникова А.В. К вопросу о позднеплейстоценовом оледенении юга Восточного Саяна и выделении конечных морен MIS 2 на основе бериллиевого датирования (^{10}Be) ледниковых комплексов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (11), с. 1917—1933.

Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 153 с.

Вопросы подповерхностной радиолокации. Коллективная монография / Ред. А.Ю. Гринёв. М., Радиотехника, 2005, 416 с.

Голенецкий С.И. Сейсмичность района Тункинских впадин на юго-западном фланге Байкальско-го рифта в свете инструментальных наблюдений второй половины XX века // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (2), с. 260—270.

Имаев В.С., Смекалин О.П., Стром А.Л., Чипизубов А.В., Сясько А.А. Оценка сейсмической опасности г. Улан-Батор (Монгольская Народная Республика) по результатам сейсмогеологических исследований // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1182—1193.

Кожурин А.И. Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов): Автореф. ... дис. д.г.-м.н. М., ИФЗ РАН, 2013, 46 с.

Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Ред. Н.А. Логачёв. М., Наука, 1972, 120 с.

Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника, 1989, № 2, с. 89—100.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (10), с. 1235—1247.

Лунина О.В., Гладков А.С. Проявления сейсмически индуцированных геологических процессов в зонах разломов Прибайкалья (по геолого-структурным и георадиолокационным данным) // Изв. ИГУ. Серия «Науки о Земле», 2015, т. 12, с. 64—76.

Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 316 с.

Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М., Наука, 1989, с. 163—197.

Радзиминович Я.Б., Щетников А.А. Сильное землетрясение 8 марта 1829 г. на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны: уточненные данные // Вулканология и сейсмология, 2005, № 3, с. 42—50.

Солоненко В.П., Хромовских В.С., Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Абалаков А.Д., Жилкин В.М., Мишарина Л.А., Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Кочетков В.М., Боровик Н.С., Зорин Ю.А., Павлов О.В., Зарубин Н.Е., Павленов В.А., Джурик В.И., Дренов А.В. Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1981, 168 с.

Уфимцев Г.Ф., Шибанова И.В., Кулагина Н.В., Машук И.М., Перевалов А.В., Резанова В.П., Фогт Т., Игнатова Н.В., Мишарина В.А. Верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения Тункинского рифта (Южное Прибайкалье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2002, т. 10, № 3, с. 90—99.

Тарабанько А.В. Применение георадиолокации при изучении разрывных нарушений, связанных с коровыми землетрясениями в районе реки Поперечная (Южная Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле, 2007, № 9, с. 154—158.

Тресков А.А., Флоренсов Н.А. Мондинское землетрясение (отчет о результатах предварительного изучения землетрясения 4 (5) апреля 1950 года) // Андрей Алексеевич Тресков. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2006, с. 166—188.

Arjannikova A., Larroque C., Ritz J-F., Deverchere J., Stephan J.F., Arjannikov S., San'kov V.A. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy—Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia—Siberia) // Terra Nova, 2004, v. 16, p. 265—272.

Beauprêtre S., Garambois S., Manighetti I., Malavieille J., Senechal G., Chatton M., Davies T., Larroque C., Rousset D., Cottelet N., Romano C. Finding the buried record of past earthquakes with GPR-based palaeoseismology: a case study on the Hope fault, New Zealand // Geophys. J. Int., 2012, v. 189, p. 73—100.

- Daniels D.J.** Surface-penetrating radar. London, UK, The Institution of Electrical Engineers, 1996, 734 p.
- Davis J.L., Annan A.P.** Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and stratigraphy // *Geophys. Prospect.*, 1989, v. 37, p. 531—551.
- Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovich N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F., San'kov V.** A reappraisal of the 1950 (M_w 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // *Terra Nova*, 2002, v. 14, № 6, p. 491—500.
- Fisher T., Stepancikova P., Karousova M., Taborik P., Flechig C., Gaballan M.** Imaging the Marian-ske Lazne Fault (Czech Republic) by 3-D ground-penetrating radar and electric resistivity tomography // *Stud. Geophys. Geod.*, 2012, v. 56, p. 1019—1036.
- Harding T.P.** Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion // *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 1985, v. 69, № 4, p. 582—600.
- Larroque C., Ritz J.F., Stéphan J.F., San'kov V., Arjannikova A., Calais E., Déverchère J., Loncke L.** Interaction compression \times extension à la limite Mongolie—Sibérie: analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans la bassin de Tunka // *C.R. Acad. Sci. Paris*, 2001, 332, p. 177—184.
- Liu L., Li Y.** Identification of liquefaction and deformation features using ground penetrating radar in the New Madrid seismic zone, USA // *J. Appl. Geophys.*, 2001, v. 47, p. 199—215.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S., Agatova A.R., Vysotskii E.M., Emanov A.A.** Geometry of the fault zone of the 2003 $M_s = 7.5$ Chuya earthquake and associated stress fields, Gorny Altai // *Tectonophysics*, 2008, v. 453, p. 276—294.
- Lunina O.V., Caputo R., Gladkov A.A., Gladkov A.S.** Southern East Siberia Pliocene-Quaternary faults: database, analysis and inference // *Geosci. Front.*, 2014, v. 5, p. 605—619.
- Lunina O.V., Andreev A.V., Gladkov A.S.** The 1950 $M_w = 6.9$ Mondy earthquake in southern East Siberia and associated deformations: facts and uncertainties // *J. Seismol.*, 2015, v. 19, № 1, p. 171—189.
- McClymont A.F., Green A.G., Streich R., Horstmeyer H., Tronicke J., Nobes D.C., Pettinga J., Campbell J., Langridge R.** Visualization of active faults using geometric attributes of 3D GPR data: An example from the Alpine Fault Zone, New Zealand // *Geophysics*, 2008, v. 73, № 2, p. B11—B23.
- Robert G.P., Raithatha B., Sileo G., Pizzi A., Pucci S., Walker J.F., Wilkinson M., McCaffrey K., Phillips R.G., Michetti A.M., Guerrieri L., Blumetti A.M., Vittori E., Cowie P., Sammonds P., Galli P., Boncio P., Bristow C., Walters R.** Shallow subsurface structure of the 2009 April 6 M_w 6.3 L'Aquila earthquake surface rupture at Paganica, investigated with ground-penetrating radar // *Geophys. J. Int.*, 2010, v. 183, p. 774—790.
- Salvi S., Cinti F.R., Colini L., Addezio G.D., Doumaz F., Pettinelli E.** Investigation of the active Celano-L'Aquila fault system, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and palaeoseismic trenching // *Geophys. J. Int.*, 2003, v. 155, p. 805—818.
- Sylvester A.G.** Strike-slip faults // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1988, v. 100, p. 1666—1703.
- Wallace S.C., Nobes D.C., Davis K.G., Burbank W., White A.** Three-dimensional GPR imaging of the enmore anticline and step-over of the Ostler Fault, South Island, New Zealand // *Geophys. J. Int.*, 2010, v. 180, p. 465—474.

*Рекомендована к печати 30 октября 2015 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию
10 апреля 2015 г.*