

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.24 (571.53/55)

**ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ  
НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

**А.В. Аржанникова, С.Г. Аржанников**

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

Получены новые данные о проявлении кайнозойской тектоники в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы. Выявлены постмиоценовые взброснадвиговые деформации в зоне Аларь-Бельского разлома. В разрезах позднелейстоцен-голоценовых отложений в нижнем течении р. Белая и на левобережье р. Ангара обнаружены сейсмогенные трещины со смещением слоев, связанные как с местными сейсмическими очагами, так и с сотрясениями от удаленных землетрясений.

*Кайнозойская тектоника, тектонические деформации, юг Сибирской платформы.*

**NEOTECTONIC DEFORMATION IN THE SOUTHWESTERN SIBERIAN CRATON**

**A.V. Arzhannikova and S.G. Arzhannikov**

New neotectonic data from the southwestern periphery of the Siberian craton reveal post-Miocene thrusting with a reverse component in the zone of the Alar'-Belaya fault. Traces of activity were found in Late Pleistocene-Holocene sections in the lower reaches of the Belaya River and on the left bank of the Angara as seismogenic rupture in sediments produced by local and remote shocks.

*Cenozoic tectonics, deformation, southwestern Siberian craton*

**ВВЕДЕНИЕ**

Существующие представления о преобладающих источниках тектонических напряжений в земной коре связаны с глобальной тектоникой плит. Горизонтальное перемещение тектонических плит создает на их границах колоссальные напряжения, которые приводят к крупномасштабному короблению коры как в зоне соприкосновения, так и глубоко внутри континентов. Степень внутриконтинентальных деформаций связана с прочностными свойствами пород, мощностью коры и литосферы, а также с ее возрастом. Естественно, при всех прочих условиях, наиболее устойчивыми оказываются стабильные жесткие платформы. Анализ рельефа свидетельствует, что значительной переработке подвержены территории, расположенные по периферии платформ (орогены), и краевые части последних (периорогены). Картируемые послонные срывы даже в приповерхностных частях свидетельствуют о значительных горизонтальных перемещениях крупных пластин в пределах краевых частей Сибирской платформы [1]. Деформации позднечетвертичных отложений этой территории являются следствием как собственных (внутриплатформенных) тектонических событий, так и событий, происходящих в пределах орогена.

**КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ**

Районом исследований является юго-западная часть активизированной окраины древней Сибирской платформы. До середины 60-х годов, во времена преобладания в отечественной геотектонике идей фиксизма, господствующим типом тектонических движений считались вертикальные. Только с развитием идей мобилизма о крупномасштабных горизонтальных перемещениях литосферных плит ученые по-другому взглянули на тектонические процессы, развивающиеся в земной коре. С тех пор тектоника юга Сибирской платформы рассматривается в тесной связи с эволюцией Центрально-Азиатского подвижного пояса. В работах последних лет [2, 3 и др.] широко представлен материал, доказывающий, что на юге Сибирской платформы более распространены надвиговые дислокации с зональным строением, представляющие собой ряд покровно-складчатых поясов. Картируемые послонные срывы, даже в приповерхностных частях, свидетельствуют о значительных горизонтальных перемещениях крупных пластин, размеры которых для юга Сибирской платформы достигают десятков квадратных километров. Согласно

изложенному в работе [2], механизм формирования шарьяжно-надвиговых дислокаций связан с коллизионными процессами. Выделяются следующие рубежи коллизионных обстановок, которые являются основными возрастными реперами надвиговых структур юга Сибирской платформы и складчатого обрамления. Конец рифея—венд: заложение надвигов и шарьяжей; ранний палеозой (силур—девон): главная фаза покровообразования в краевых структурах юга Сибирской платформы; поздний палеозой—ранний мезозой: активизация покровообразования; поздний мезозой (конец юры—мел): завершающие коллизионные процессы. По данным А.С. Гладкова [4], разрывные нарушения (в том числе и пологие) в осадочном чехле юга платформы активизировались и в позднем кайнозое. Результаты наших исследований также свидетельствуют о развитии позднекайнозойского разрывообразования на юге Сибирской платформы.

Неотектоническое развитие территории юга Сибирской платформы, во время которого формировались основные структуры современного рельефа, началось в олигоцене. Автор работы [5] неотектонический этап подразделяет на несколько подэтапов: олигоценый, неогеновый, эоплейстоценовый и плейстоцен-голоценовый. Предшествующий ему позднемезозойско-раннекайнозойский этап развития рельефа характеризуется медленным денудационным выравниванием, приведшим к образованию поверхности с мягкими холмисто-увалистыми возвышенностями, формированию мел-палеогеновой коры выветривания и накоплению продуктов ее переотложения. Олигоценый подэтап развития территории характеризуется интенсивными поднятиями и бурным оживлением эрозионных процессов, расчленивших мел-палеогеновую поверхность выравнивания. Тектонические движения были дифференцированы, в результате чего холмисто-увалистый рельеф приобрел ярусное строение. Неогеновый подэтап был временем относительного покоя или слабых поднятий, при котором формировались поверхности выравнивания и развивалась заложившаяся в олигоцене речная сеть. Главный подэтап неотектонической активизации района относится к эоплейстоцену. Он проявился в виде отдельных тектонических импульсов, которые чередовались с кратковременными периодами относительного покоя. Во время плейстоцен-голоценового подэтапа продолжалось дальнейшее развитие тектонических движений [5].

#### КИНЕМАТИКА АКТИВНЫХ В КАЙНОЗОЕ РАЗЛОМОВ

Граница между Сибирской платформой и ее юго-западным горным обрамлением имеет взбросо-сдвиговый и надвиговый характер [6]. Основным разрывным нарушением, ограничивающим с юго-запада Сибирскую платформу, является Главный Саянский разлом (рис. 1 (1)), имеющий в кайнозое левостороннюю взбросо-сдвиговую кинематику [7]. Наиболее крупными разрывными нарушениями, заложеными в фундаменте и чехле южной части платформы, являются Передовой (см. рис. 1 (2)) и Ангарский (см. рис. 1 (3)) разломы северо-западного простирания. Передовой — это взбросонадвиг [6], в зоне которого закартирован и детально изучен рядом исследователей Ангарский надвиг [1, 2, 8 и др.]. Ангарский разлом предположительно определяется как правосторонний сдвиг-взброс [9]. С юго-востока платформу ограничивают Обручевский (см. рис. 1 (4)) и Приморский (см. рис. 1 (5)) рифтогенные разломы. Обручевский является сбросом, а кинематический тип Приморского разлома в кайнозое рядом исследователей [10, 11 и др.] определяется как правосторонний сдвиг-сброс.

Разломы более высоких порядков, менее изученные и описанные в литературе, также играют существенную роль в неотектоническом развитии южной окраины Сибирской платформы. Большой интерес среди них представляет Аларь-Бельский разлом северо-западного простирания, расположенный между Передовым и Ангарским (см. рис. 1 (6)), в зоне которого в 1786 г. произошло Бельское землетрясение (5—6 баллов) [12]. Его кинематика на кайнозойском этапе развития будет рассматриваться далее.



**Рис. 1. Главные активные разломы юга Сибирской платформы:**

1 — Главный Саянский, 2 — Передовой, 3 — Ангарский, 4 — Обручевский, 5 — Приморский, 6 — Аларь-Бельский. Римскими цифрами обозначены районы исследований (пояснения в тексте).

## КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ АЛАРЬ-БЕЛЬСКОГО РАЗЛОМА

Аларь-Бельский разлом выражен в рельефе прямолинейным уступом длиной 80 км с простираем  $320^\circ$  (рис. 2). Северо-восточное его крыло поднято относительно юго-западного (без учета рыхлых отложений) в среднем на 100 м, что в значительной степени повлияло на гидрологический режим притоков р. Белая (Аларь, Бол. и Мал. Белая). В настоящее время реки имеют широкие заболоченные поймы — озеровидные расширения со множеством меандр и стариц. Однако после впадения притоков в р. Бол. Белая (на простираем Аларь-Бельского разлома) характер потока меняется — пропадают меандры, и река начинает врезаться в поднятое северо-восточное крыло разлома. Вероятно, вертикальные движения по Аларь-Бельскому разлому приводили к подпруживанию долин притоков р. Белая (Аларь, Бол. и Мал. Белая), в результате чего образовывались подпорные палеозера, возможно, возникавшие неоднократно. По данным [13], подобные явления имели место в районе озеровидных расширений долин Ангары и Оки в районе Братских порогов и Илима в районе Нижнеилимска. Накопление озерных осадков в расширениях происходило за счет образования подпорных озер при импульсных вертикальных тектонических движениях.

Во время полевых работ были обследованы несколько участков юго-восточного окончания Аларь-Бельского разлома (см. рис. 1, район I). Один из них (в районе д. Мотово) представлен береговым уступом в левом борту р. Бол. Белая с очень крутым, до вертикального, падением склона. В разрезе берегового обнажения на разных гипсометрических уровнях выделяются горизонтальные зоны тектонических нарушений. Представлены они раздробленными, рассланцованными, сильно перемятыми юрскими отложениями и приурочены, как правило, к прослоям глин или углей, поскольку по пластичным породам легче происходит перемещение блоков. В этих прослоях наблюдаются закатанные фрагменты грубообломочного материала, попавшего в эти слои при подвижках. В зоны дробления также вовлекаются и вмещающие песчаники, мощности зон варьируют от нескольких сантиметров до 2 м. Азимут падения плоскостей разрывов  $10 - 15^\circ$ , угол от  $20$  до  $40^\circ$ . По одной из плоскостей ( $15^\circ \angle 40^\circ$ ) обнаружены штрихи скольжения взбросового характера по падению трещины в глинке трения. Поскольку последняя легко поддается разрушению, хорошая сохранность штрихов скольжения свидетельствует о молодости последнего движения.

К одному из сегментов Аларь-Бельского разлома приурочены мощные тектонические деформации, обнаруженные в карьере возле пос. Бельск. В обнажениях зафиксированы отложения кембрийских доломитов, мел-палеогеновой коры выветривания по юрским песчаникам, залегающая на коре палеопочва (самые древние палеопочвы в этом районе миоценового возраста; устное сообщение к.б.н. Г.А. Воробьевой) и верхний слой современных делювиальных отложений. В одной из зачисток карьера обнаружен тектонический контакт: кембрийские доломиты залегают на мел-палеогеновой коре выветривания (рис. 3). В зоне контакта доломиты передроблены, перетерты и перемешаны с корой выветривания. Мощность зоны интенсивного дробления около 20 см. Слой доломитов на коре выветривания не сохранил первоначальную структуру, обломки породы разнонаправленно ориентированы, и их можно принять за делювиальные отложения. Однако зафиксированные деформации находятся в самой верхней части разреза на преобладающих высотах рельефа, где отсутствует источник делювиального сноса. Еще одним

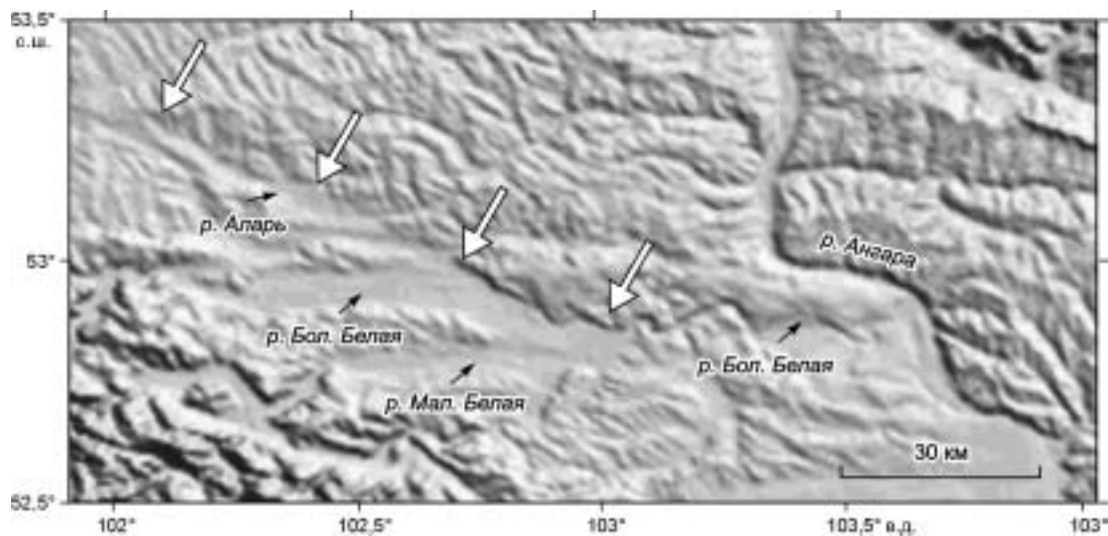


Рис. 2. Уступ Аларь-Бельского разлома (обозначен стрелками) на цифровой модели рельефа.



**Рис. 3. Тектонический контакт кембрийских доломитов и мел-палеогеновой коры выветривания.**

1 — современные делювиальные отложения, 2 — кембрийские доломиты, 3 — мел-палеогеновая кора выветривания по юрским песчаникам, 4 — перемещенный и деформированный слой палеопочвы, 5 — зона контакта в зачистке.

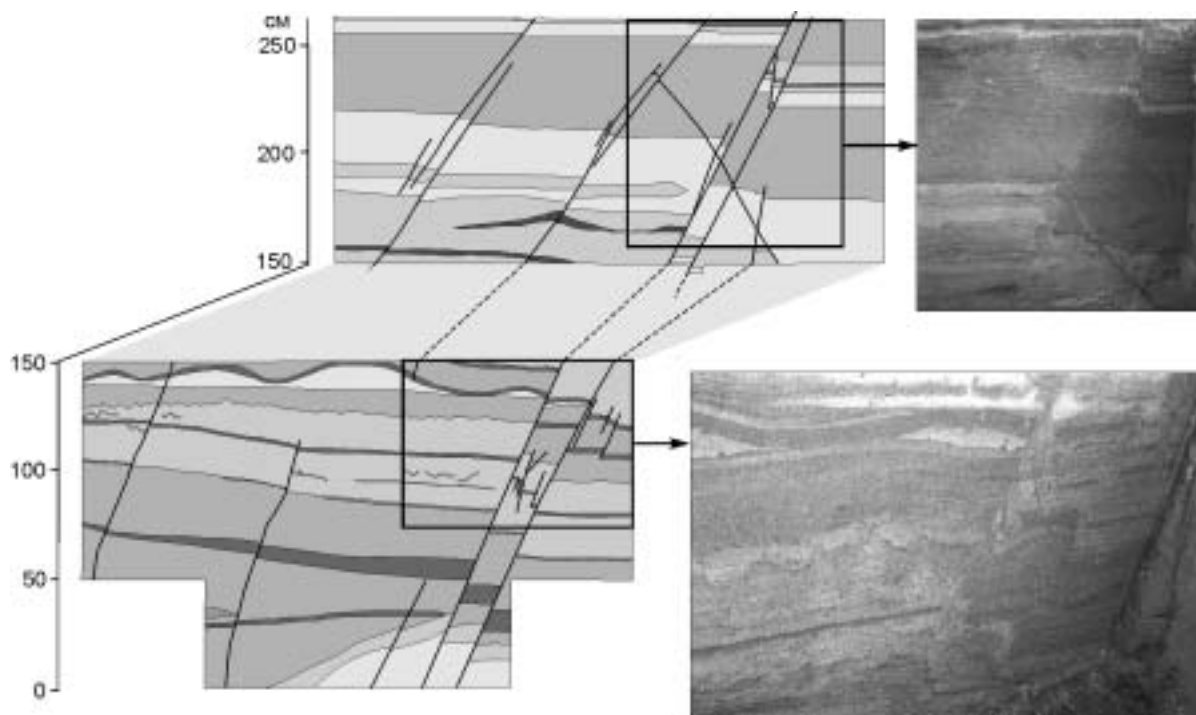
признаком тектонического контакта является деформированная палеопочва, залегающая в нормальном стратиграфическом положении на коре выветривания. На одних участках в зоне контакта слой палеопочвы „содран“, на других — он наблюдается фрагментами (смятый и перемешанный с отложениями коры выветривания и обломками доломитов). В этом слое по трещинам с азимутом падения  $0^\circ \angle 25\text{—}40^\circ$  наблюдаются отчетливые штрихи и борозды скольжения, склоняющиеся на  $90^\circ \angle 40\text{—}45^\circ$ , которые могли образоваться при взбросонадвиговых подвижках по Аларь-Бельскому разлому.

Время формирования данной структуры можно определить относительно возраста деформированного субстрата. Поскольку в деформации вовлечена мел-палеогеновая кора выветривания, развитая по юрским песчаникам, и перекрывающая ее миоценовая(?) палеопочва, то движения происходили, как минимум, в постмиоценовое время. Более точно определить возраст взбросонадвиговых тектонических движений по зоне Аларь-Бельского разлома позволят детальные палеостратиграфические исследования осадочных отложений подпорных палеозер.

О тектонических импульсах позднеплейстоцен-голоценового времени в зоне Аларь-Бельского разлома свидетельствуют данные археологических исследований [14]. В пределах геoarхеологического объекта Бельск—Залог авторы указанной работы выделяют две генерации сейсмотектонической трещиноватости — первая  $19 \pm 2$  тыс. лет и вторая не древнее 10—14 тыс. лет.

#### СЛЕДЫ ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ БЕЛАЯ

Погребенные дислокации позднеплейстоценовых отложений возле пос. Сосновка (см. рис. 1, район II), впервые обнаруженные археологом Н.Е. Бердниковой [15], были вскрыты зачистками в стенке карьера. Они представлены системой субпараллельных разветвляющихся трещин, образовавшихся при импульсных тектонических подвижках взбросового характера, и смещающих горизонты песчаных отложений. Последние представлены переслаиванием средне- и мелкозернистых песков и супесей. Наиболее крупная трещина смещает большую часть стенки разреза, имеющей субширотное простирание, и прослеживается в шести зачистках, пройденных вдоль разрыва. В нижней части разреза (рис. 4) зафиксировано максимальное смещение по плоскостям с азимутом падения  $150\text{—}165^\circ$  и углом падения  $65\text{—}70^\circ$ , которое уходит и ниже за пределы разреза. Общая амплитуда смещения в нижних зачистках достигает 25 см. Выше по разрезу также фиксируются несколько ветвей разрыва, основные из которых имеют азимут падения  $140\text{—}145^\circ$ , при этом угол падения выполаживается до  $40^\circ$ . Максимальная амплитуда смещения по одной из трещин верхней части разрыва 12 см, она постепенно уменьшается вверх по разрезу до полного затухания. Выше разрыв запечатан недеформированными раннесартанскими отложениями [15]. Таким образом, возраст дислокаций — предсартанский.



**Рис. 4.** Нижняя часть разреза погребенной позднеплейстоценовой сейсмодислокации в Усольском районе.

В зачистках на нижних гипсометрических уровнях обнаружены субвертикальные дайкообразные слои разуплотненных песков с простираем  $150^\circ$ . Они имеют сероватую окраску по сравнению с рыжевато-желтыми вмещающими песками. Простираем таких „даек“ перпендикулярно простираем вышеописанных трещин. Вероятно, это зоны растяжения, сопровождающие взбросовые подвижки по разлому.

Система выявленных взбросовых трещин с увеличением амплитуд смещения с глубиной могла образоваться только при импульсных тектонических движениях, возможно, неоднократных. Рассчитанная А.В. Чипизубовым [15] по амплитуде смещений магнитуда палеоземлетрясений достигала 6,1.

#### **ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ НА ЛЕВОБЕРЕЖЬЕ АНГАРЫ**

Деформации позднеплейстоцен-голоценового возраста были зафиксированы в рыхлых отложениях на территории Иркутска (см. рис. 1, район III) во время рекогносцировочных и спасательных работ на комплексе археологических объектов „Ангарский мост (левый берег)“. В ряде шурфов и траншей были обнаружены трещины тектонического происхождения, смещающие различные датированные горизонты. Стратиграфию отложений, их возраст и условия формирования определяли к.б.н. Г.А. Воробьева и группа археологов во главе с И.Л. Лежненко при детальном изучении разрезов.

В северной стенке одного из шурфов наблюдается система микросбросов, смещающих толщу проработанную раннесартанским солифлюксом (здесь и ниже описание отложений приведено по данным к.б.н. Г.А. Воробьевой), на 8 см и уходящих вверх по разрезу в позднедриасовый мерзлотный клин. Верхнюю границу трещин определить не удастся, поэтому возраст тектонического события, образовавшего систему микросбросов, был определен относительно — после образования мерзлотного клина, т. е. моложе 11 тыс. лет. К этому же событию относится еще один разрыв, вскрытый в восточной стенке этого же шурфа. Он также смещает нижнюю границу позднедриасового клина и выше по разрезу затухает.

Следы еще нескольких тектонических событий наблюдаются в стенках другого шурфа. В северной стенке трещина смещает на 5 см рыжеватые суглинки среднесартанского возраста (смещение сбросового характера). Выше она перекрывается серым недеформированным позднесартанским горизонтом. Возраст события, в результате которого образовалось это смещение, определяется началом позднего сартана, т. е. около 14 тыс. лет. Более мощные тектонические смещения зафиксированы в южной, западной и восточной стенках этого же шурфа. Одна из трещин смещает песчаную линзу с амплитудой 40 см. Вышележащие отложения не деформированы. Возраст тектонического события определяется возрастом песчаной линзы,

которая образовалась, предположительно, в позднем сартане (после 11 тыс. лет). Еще две сбросовые трещины, деформирующие позднесартанскую линзу, имеют амплитуду смещения 20 и 30 см.

Серия микросбросов с амплитудой от 2 до 5 см обнаружена в восточной стенке еще одного из шурфов, в северной стенке которого зафиксирован сброс с амплитудой 7 см. Смещая нижележащие горизонты, этот разрыв прослеживается до границы плейстоцена и голоцена и затухает в раннеголоценовых отложениях.

Максимальное количество трещин со смещениями слоев обнаружено в одной из траншей. Смещения также имеют сбросовый характер с амплитудой от 3 до 8 см. Маркером здесь послужил песчаный прослой, раздробленность которого хорошо читается в стенках траншеи. Все трещины прослеживаются вверх по разрезу до границы плейстоцена и голоцена.

Таким образом, по деформациям позднеплейстоценовых отложений археологического объекта Ангарский мост (левый берег) можно выделить два события: одно из них произошло 14 тыс. лет назад, другое — в интервале 9—11 тыс. лет (в тех двух случаях, где верхние границы трещин затухают в раннеголоценовых отложениях). В остальных случаях можно дать только относительный возраст — моложе 11 тыс. лет.

Трещины сбросового характера в рыхлых отложениях могут формироваться как во время тектонических событий, так и в результате гравитационных или мерзлотных процессов. В случае гравитационного происхождения азимут падения плоскостей сместителей должен соответствовать направлению падения естественного склона. Поскольку район исследований находится на террасе левого берега р. Ангара, и естественный склон в этом месте спускается к реке, то падение трещин, в случае их гравитационного происхождения, должно быть в сторону реки, т. е. на северо-восток. В нашем случае большинство трещин падает в юго-восточном направлении, а некоторые из них — в юго-западном, т. е. в сторону, обратную падению естественного склона. Что касается морозобойных трещин, то в этом случае основной критерий оценки заключается в том, что выявленные разрывы секут и смещают образованные при замерзании и оттаивании структуры, такие как проработанные солифлюксиями слои и ледяные клинья. Таким образом, образование трещин произошло позднее и не связано с активно происходящими в позднем плейстоцене мерзлотными процессами. Мы предполагаем, что зафиксированные разрывные нарушения, смещающие осадочные слои с амплитудой до 40 см, могли быть результатом как местных, так и крупных транзитных землетрясений, произошедших около 14 и 9—11 тыс. лет назад. По палеосейсмогеологическим данным [16], в раннем голоцене имело место мощное землетрясение с разрывообразованием в зоне Тункинского (Торская палеосейсмодислокация (ПСД), событие с возрастом 8720—9902 лет, магнитуда 7,9; Аршанская ПСД, событие с возрастом 9214—10074 лет, магнитуда 8 [16]) и Главного Саянского (Восточно-Саянская ПСД, событие с возрастом 9800 лет, магнитуда 8 [7]) разломов. Очевидно, что событие такой мощности вызвало сильные сотрясения на прилегающей территории. Согласно шкале сейсмической интенсивности (MSK 1964), трещины в грунтах начинают возникать уже при шестибальном сотрясении. Расчет интенсивности сейсмических колебаний на данном расстоянии от эпицентра землетрясения при помощи макросейсмического уравнения Н.В. Шебалина [17] и с учетом региональных коэффициентов, вычисленных С.И. Голенецким [18], показал, что на территории современного Иркутска сила сотрясения могла быть от 7 до 8,5 балла. Таким образом, разрывы с возрастом около 10 тыс. лет, зафиксированные на этой территории, могли явиться результатом этого события. Также не исключено, что движения по Главному Саянскому разлому могли спровоцировать подвижки по Ангарскому разлому и привести к деформации толщи рыхлых отложений. Что касается деформаций с возрастом 14 тыс. лет, то в связи с отсутствием палеосейсмогеологических данных о событии этого возраста в данном регионе мы не можем привязать их к какому-то определенному землетрясению, но идентичность деформациям с возрастом 9—11 тыс. лет позволяет считать одинаковой природу их формирования.

## ВЫВОДЫ

Выявленные постмиоценовые тектонические деформации в зоне Аларь-Бельского разлома свидетельствуют о резонансно-тектонической активизации, наведенной со стороны Восточного Саяна, и релаксации напряжений в виде взброснадвигов в пределах юго-западной окраины Сибирской платформы. Существование в зоне Аларь-Бельского разлома эпицентра сильного исторического землетрясения (Бельское землетрясение, 1786 г. [12]) говорит о продолжающейся сейсмической активности разлома и в настоящее время.

Обнаруженные на изучаемой территории позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации связаны как с местными сейсмическими очагами, так и с сотрясениями от удаленных землетрясений. Среди последних выявлены две генерации трещин со смещением рыхлых отложений, свидетельствующие о том, что на территории современного Иркутска на границе плейстоцена и голоцена произошли два крупных землетрясения — 14 и 9—10 тыс. лет назад. Последнее согласуется с палеосейсмогеологическими данными [7, 16].

Следы выявленных палеоземлетрясений наряду с данными о сильных исторических землетрясениях на юге Сибирской платформы с  $M = 5—6,5$  [12] свидетельствуют о сейсмической активности этой территории и возможности проявления подобных землетрясений в будущем.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке и РФФИ (проект 04-05-64460).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Гладков А.С.** Надвиги Прибайкалья (тектонофизический анализ): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК СО РАН, 1995, 19 с.
2. **Сизых В.И.** Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск, Изд-во СО РАН, Филиал „Гео“, 2001, 154 с.
3. **Гладков А.С., Черемных А.В., Лунина О.В.** Деформации юрских отложений южной окраины Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2, с. 220—226.
4. **Гладков А.С.** Разрывные нарушения и разломно-блоковое строение осадочного чехла южной окраины Сибирской платформы // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты (Материалы XXXIV тектонического совещания, Т. 1). М., ГЕОС, 2001, с. 145—147.
5. **Вдовин В.В.** Основные этапы развития рельефа. М., Наука, 1976, 270 с.
6. **Карта** неотектоники Прибайкалья и Забайкалья, М-б 1:2 500 000 / К.Г. Леви, С.И. Шерман, Л.В. Плюснина (Ред. Н.А. Логачев). Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1984.
7. **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.
8. **Маслов В.П., Лавров М.М.** Материалы к геологии истока р. Ангара, Вып. 298. Л., 1933, 38 с.
9. **Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др.** Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика, 1995, т. 36, № 10, с. 154—163.
10. **Шерман С.И., Днепровский Ю.И.** Поля напряжения земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1989, 155 с.
11. **Лунина О.В., Гладков А.С., Черемных А.В.** Разрывная структура и трещиноватость зоны Приморского разлома (Байкальская рифтовая система) // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 5, с. 446—455.
12. **Чипизубов А.В.** Сильные исторические землетрясения юга Сибирской платформы // Геологическая среда и сейсмический процесс (Материалы Всероссийской межрегиональной конференции). Иркутск, ИЗК СО РАН, 1997, с. 168—169.
13. **Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М.** Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., Наука, 1964, 195 с.
14. **Леженко И.Л., Воробьева Г.А.** Бельск—Залог — новый геоархеологический объект среднесарматского возраста в верхнем течении р. Белая // Археологическое наследие Байкальской Сибири: изучение, охрана и использование, Вып. 2. Иркутск, Ин-т географии СО РАН, 2002, с. 46—61.
15. **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.
16. **Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М.** Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома (Юго-Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 6, с. 587—602.
17. **Шебалин Н.В.** Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М., Наука, 1968, с. 95—111.
18. **Голенецкий С.И.** Сейсмичность Байкальской рифтовой области // Континентальный рифтогенез. М., Сов. радио, 1977.

*Рекомендуется к печати 18 июня 2004 г.  
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 5 января 2004 г.,  
после доработки — 14 апреля 2004 г.*