

СЕЙСМОЛОГИЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИКА

УДК 550.34 (571.53/55)

ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ
В ЗОНЕ БАРГУЗИНСКОГО РАЗЛОМА (*Байкальская рифтовая зона*)

А.В. Чипизубов, С.Г. Аржанников, Р.М. Семенов, О.П. Смекалин

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

Рассматриваются результаты палеосейсмогеологических исследований в зоне Баргузинского разлома, направленных на датирование и сегментацию выявленных палеосейсмодислокаций с определением магнитуд палеоземлетрясений, связанных с каждым сегментом. Приводятся детальная структура, морфология и параметры палеосейсмодислокаций. По геоморфологическим и структурно-геологическим данным устанавливается от двух до четырех актов разрывообразования с амплитудой смещения до 5—9.5 м, два из которых с возрастом 4.5 и 9 тыс. лет датированы по ^{14}C . Всего же в зоне Баргузинского разлома за последние 10—12 тыс. лет, возможно, возникло шесть землетрясений с $7.5 \geq M < 8.0$ и два землетрясения с $M \geq 8.0$ (8.0—8.2).

Палеосейсмогеология, сегментация палеосейсмодислокаций, датирование палеосейсмодислокаций, магнитуды палеоземлетрясений, Баргузинский разлом.

PREHISTORIC EARTHQUAKES AND FAULT SCARPS IN THE BARGUZIN FAULT ZONE
(*Baikal Rift system*)

A.V. Chipizubov, S.G. Arzhannikov, R.M. Semenov, and O.P. Smekalin

We studied multiple fault scarps produced by prehistoric earthquakes in the Barguzin Fault zone and estimated the ages and the magnitudes of the causative events in each segment from their structure, morphology, and scarp parameters. Geomorphological and structural data reveal two to four rupturing events with a displacement of up to 5–9.5 m, and two events showed ^{14}C ages of 4.5 and 9 kyr. The area of the Barguzin Fault may have experienced six $7.5 \geq M < 8.0$ earthquakes and two $M \geq 8.0$ (8.0–8.2) events for the past 10–12 kyr.

Paleoseismology, multiple fault scarps, dating fault scarps, magnitudes of prehistoric earthquakes, Barguzin Fault

ВВЕДЕНИЕ

Баргузинский разлом протяженностью около 200 км ограничивает одноименную рифтовую впадину с северо-запада и состоит из трех кулис: Улюнской на юго-западе, Саранхурской в центре и Шаманской на северо-востоке (рис. 1). Сейсмогеологическими исследованиями, проведенными более 30 лет назад при становлении сибирской палеосейсмогеологической школы, в зоне рассматриваемого линеймента были выявлены палеосейсмогенные структуры (ПСС) „Нестериха“, „Саранхур“, „Шаманка“, „Алла“, „Сухитке“ и „Дырен“ [Сейсмотектоника..., 1968; Сейсмогеология..., 1981]. Оценки магнитуд палеоземлетрясений, с которыми было связано образование вышеуказанных ПСС, сильно разнятся [Сейсмотектоника..., 1981; Хромовских и др., 1993; Хромовских, 1995], а в „Новый каталог...“ [1977] эти ПСС вообще не были включены. Параметры рассматриваемых сейсмоструктур (амплитуды смещения до 10—20 м при протяженности 1.2—12 км) [Сейсмогеология..., 1981], исходя из данных в [Стром, 1993, 1998; Чипизубов, 1998], свидетельствуют о том, что это, скорее всего, только установленные фрагменты одной или нескольких (не более трех по числу кулис) многоактных палеосейсмодислокаций (ПСД 3-го рода). Не исключено и их образование при одном мощнейшем палеособытии. Столь большая неопределенность требовала проведения палеосейсмогеологических исследований на современном уровне. Такие исследования с проходкой горных выработок проводились авторами статьи в 1998 и 2000 гг. Краткая информация о результатах работ 1998 г. в пределах Улюнской и части Саранхурской кулис была опубликована в [Чипизубов и др., 2000]. Тогда была установлена двухактная природа сейсмотектонических уступов высотой до 12—18 м. Точно такие же уступы зафиксированы при исследованиях 2000 г. на оставшейся необследованной Саранхурской кулисе и большей части Шаманской. В настоящей статье мы детальнее

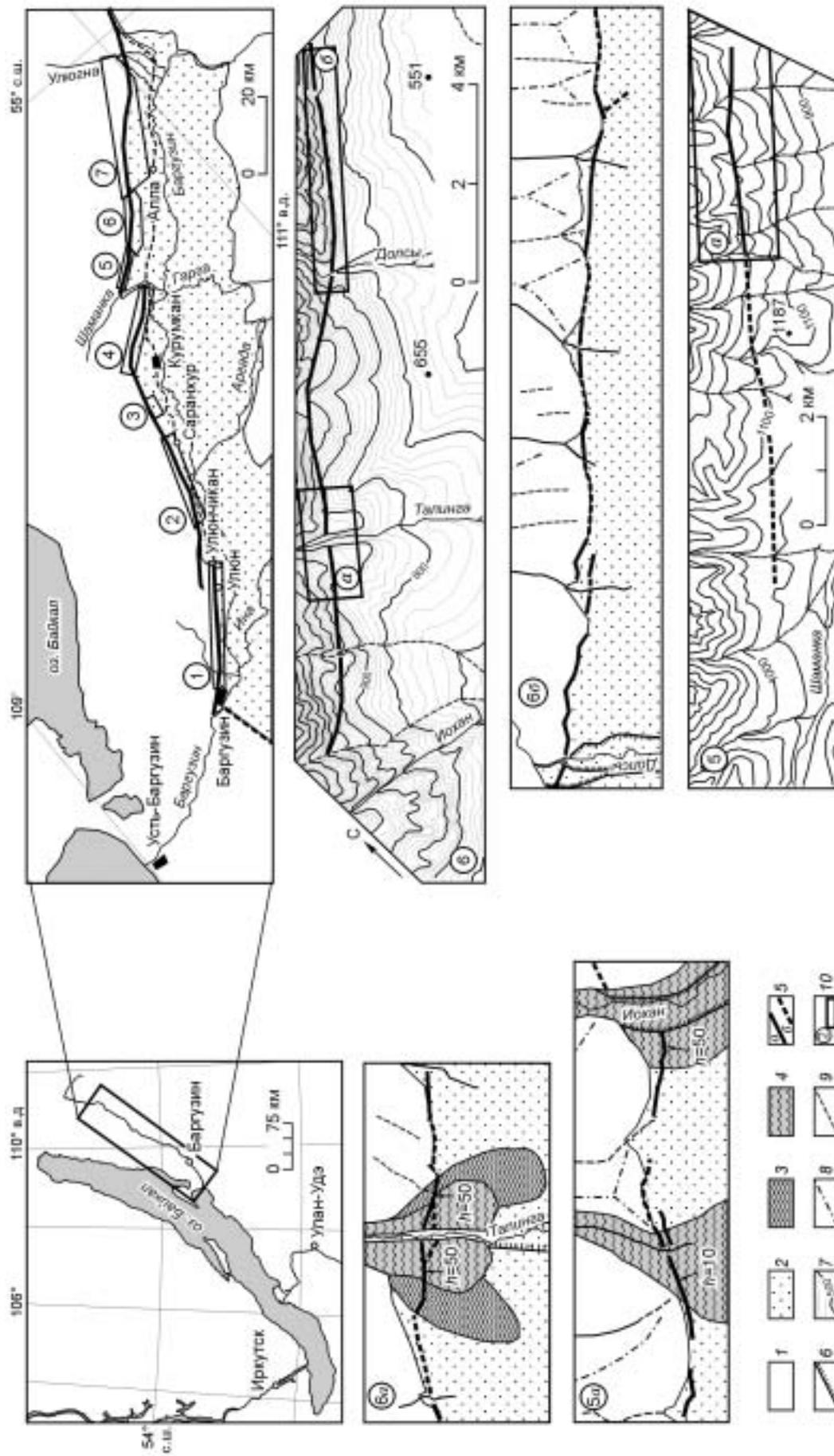


Рис. 1. Палеосейсмодислокации в зоне Баргузинского разлома (южный фланг Шаманской кулисы).

1 — древние кристаллические образования; 2 — аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса и делювиально-пролювиальные отложения предгорного шлейфа; 3, 4 — конечноморенные ледниковые отложения; 5 — последние стадии горно-долинного оледенения; 6 — более древних стадий; 7 — горизонтальные уступы; 8 — террасные уступы; 9 — водораздельные гребни; 10 — автодорога; /θ — врезки и их номера.

рассмотрим результаты палеосейсмологических исследований по зоне Баргузинского разлома, направленных на сегментацию выявленных ПСД с последующим определением магнитуд палеоземлетрясений, связанных с каждым сегментом. Основная проблема при этом связана с доказательством одноактности или многоактности высокоамплитудных сеймотектонических уступов и установлением количества актов разрывообразования в последнем случае, а также с выделением приблизительно одно-возрастных сегментов.

ВЫДЕЛЕНИЕ ОДНОАКТНЫХ И ОДНОВОЗРАСТНЫХ СЕГМЕНТОВ ПСД

Выделение одноактных и приблизительно одновозрастных подвижек в установленных ПСД 3-го рода является трудной, но выполнимой задачей [Чипизубов, 1998]. Она может быть успешно решена при проведении детальных работ с массовым вскрытием сейсмогенных микроформ рельефа траншеями и отбором проб на радиоуглеродный анализ. Однако это потребует огромных финансовых затрат. С меньшими затратами данную задачу можно решить обычными структурно-геологическими и геоморфологическими методами.

Во-первых, при детальном картировании ПСД 3-го рода можно непосредственно выявить разделение многоактных уступов на несколько ступеней с различной крутизной. Такую ситуацию можно наблюдать в случае вспарывания разрыва при нескольких разновозрастных подвижках не строго по одной линии, что и отмечалось нами ранее [Чипизубов и др., 2000].

Во-вторых, возможность разделения многоактных сеймотектонических уступов появляется в местах пересечения сейсмогенными разрывами долин рек и ручьев с террасовыми комплексами. Здесь следует ожидать отражения разновозрастных импульсных подвижек в количестве и высоте террас, обусловленных врезам в результате изменившегося местного базиса эрозии при этих подвижках. Вышеуказанный подход стал применяться в последнее время во многих регионах. По результатам изучения террас было установлено 4—6 фаз разрывообразования по разлому Ферейс Крик и 3 или более фаз по разлому Долина Смерти в Калифорнии [Brogan et al., 1991]. По количеству террас на поднятом крыле разлома Хелан в Китае (эпицентральной области землетрясения 1739 г. с $M = 8$) устанавливается три разрывообразующих палеособытия [Deng, Liao, 1996].

В-третьих, выделение разновозрастных подвижек возможно по изменению углов наклона сейсмогенных уступов или по перегибам уступов. Более древние, обычно верхние, части уступов будут более выположенными, тогда как последняя подвижка будет выражена более крутым участком у основания или в его середине. На возможность выделения количества палеособытий по заметным перегибам в поперечных профилях сейсмогенных уступов указывалось более двадцати лет назад [Wallace, 1977; Vittori, 1991]. В последние годы анализ морфологии сейсмогенных уступов для выделения количества палеособытий стал широко применяться в практических целях [Deng, Liao, 1996; Sanders, Slemmons, 1996].

При отсутствии абсолютных датировок сейсмогенных форм микро рельефа, их возраст можно определять по крутизне сейсмогенных уступов. О том, что морфология сейсмогенных уступов несет информацию об их относительном возрасте, отмечалось в [Wallace, 1977; Ласточкин, 1981; Hanks, Schwartz, 1987]. По уравнению линейной диффузии с известным постоянным коэффициентом возможно и определение приблизительного возраста уступов [Bucknam, Andersen, 1979; Andrews, Hanks, 1985].

Для сегментации ПСД на приблизительно одновозрастные отрезки достаточно и относительного возраста. Уступы равной высоты и с одинаковыми углами откосов, сформировавшиеся в отложениях одного типа, должны быть одновозрастными.

Массовое морфологическое профилирование сейсмогенных уступов вместе с опорными абсолютными датировками позволяет дифференцировать выраженные в рельефе ПСД на отдельные разновозрастные фрагменты или, наоборот, объединять изолированные отрезки в единую ПСД [Чипизубов, 1998]. В последнем случае для контроля, исключающего объединение палеосейсмодислокаций, связанных со сближенными во времени палеоземлетрясениями, необходимо использовать соотношения между протяженностью и амплитудой смещения, характерные для современных сейсмодислокаций. Даже при массовом отборе проб на радиоуглеродный анализ, точность абсолютных датировок (в лучшем случае ± 25 —100 лет) не решит проблемы сближенных во времени палеоземлетрясений. За период в 50—200 лет может произойти несколько разрывообразующих событий, наращивающих зону новообразованных разрывов по длине, что неоднократно наблюдалось в последнее столетие.

ДЕТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА, МОРФОЛОГИЯ И ПАРАМЕТРЫ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ

Как уже отмечалось выше, двухактные сейсмогенные уступы высотой до 12—18 м с незначительными перерывами прослеживаются по всем трем кулисам Баргузинского разлома. Протяженность сейсмогенных уступов составляет 49 км в пределах Улюнской кулисы, 69 км в пределах Саранхурской с перерывами по 4—7 км, где такие деформации не дешифрируются и не были обнаружены, и 53 км в пределах Шаманской.

Наиболее четко сейсмогенные уступы выражены на широких субгоризонтальных поверхностях террас рек и ручьев, врезанных в конусы выносов, а также на делювиально-пролювиальном шлейфе. Чем положе и протяженнее такие пологонаклонные поверхности, тем ярче выражены сейсмогенные уступы. При этом высоты уступов ненамного больше амплитуд сейсморазрывов. Такие условия в основном характерны для ПСС „Нестериха“, „Саранхур“, „Алла“ и „Сухитке“. Однако в конусах выноса рек Улюн, Улюнчикан (Улюкчикан), Курумкан, Сахули и многих других, находящихся в подобных условиях, предшествующими исследованиями сейсмогенных разрывов не было выявлено. В случаях, когда сейсмогенные разрывы проходят у подножия неотектонических макроуступов, сеймотектонические смещения проявляются в виде перегибов склона, которые дешифрируются на аэрофотоснимках, иногда видны визуально и устанавливаются при морфологическом профилировании.

По Улюнской кулисе, где была известна одна ПСС „Нестериха“ протяженностью 1.2 км, ярко выраженные в рельефе уступы прослеживаются почти непрерывно (рис. 2, врезка 1). Следует отметить, что они дешифрируются на аэрофотоснимках и отчетливо видны с автодороги, проходящей рядом. Повсеместно встречаемые сеймотектонические уступы высотой до 12—18 м (амплитуда вертикального смещения 7—12 м) являются двухактными. В конусе выноса „Нестерихи“ два акта разрывообразования устанавливаются как по террасам, так и по раздвоению мощного полигенного уступа на две ветви с крутизной 23—27° и 32—35° (см. рис. 2, врезка 1а; профиль 1). Казалось бы одноактный уступ высотой 15—16 м на пологонаклонной поверхности делювиально-пролювиального шлейфа между населенными пунктами Нестериха и Улюн при детализации оказался двойным (см. рис. 2, врезка 1б). При этом более крутые (35°) и молодые уступы (линии темного тона на врезке 1б) прослеживаются и выше, и ниже по склону более пологих (25°) и древних уступов (линии более светлого тона). Это обстоятельство совершенно исключает эрозионный и абразионный генезис рассматриваемых уступов. Об этом же свидетельствует приуроченность уступов к различным гипсометрическим уровням и стадийность их образования. Две фазы разрывообразования устанавливаются даже по террасовидным площадкам, сохранившимся по бортам узких и глубоких эрозионных промоин, которые прорезают относительно поднятое крыло палеосейсмогенного разрыва. Сеймотектонические уступы по Улюнской кулисе только на коротких фланговых окончаниях и на небольших отрезках по остальной ее протяженности имеют минимальные высоты в пределах 2—3 м. В среднем же амплитуды смещения по ней для каждой из двух подвижек составили 4—5 м. Южнее конуса р. Нестериха таких мощных уступов не отмечается. При выходе ручьев Банный и Гремячий во впадину прослеживаются только непротяженные маловыразительные уступы высотой до 2—3 м и крутизной до 20°, сейсмогенная природа которых неочевидна.

В пределах Саранхурской кулисы до наших исследований была известна ПСС „Саранхур“ длиной 1.5 км (см. рис. 2, врезка 2б). Сеймотектонические уступы высотой от 4—8.5 до 18—21 м и более были выявлены нами в конусах выноса рек Тун, Ухшихан, Епишка, Хонхино, Верхний Курумкан (река и ручей), Текуна, Токино, Сухой, Сахули и других безымянных ручьев, а также на предгорном пролювиально-делювиальном шлейфе между конусами выноса. Эти уступы прослеживаются на протяжении 69 км, перемежаясь перерывами в 4—7 км (см. рис. 1, врезка 2; рис. 3).

Двучленное строение многоактных уступов устанавливается в долинах рек Епишка, Верхний Саранхур, Хонхино, Сухой, Сахули и ряда других безымянных ручьев. Принципиальную схему взаимоотношения сбросовых и террасовых уступов представляет врезка 2а на рис. 2. Здесь выделяются даже четыре акта разрывообразования, которые отразились в террасах, обусловленных врезанием временного водотока в относительно поднятое крыло сейсморазрыва. При этом две последние и две более ранние подвижки произошли по линиям, отстоящим до 20 м одна от другой. Крутизна сейсмогенного уступа последней подвижки (Пр1 на врезке 2а) и таковая уступа, образованного уже двумя последними подвижками (Пр2 на врезке 2а), сопоставимы и достигают 33—39°, тогда как крутизна уступа, возникшего при предыдущем акте сейсмогенного смещения, составляет 24—28° (Пр3 на врезке 2а), а уступ более ранней подвижки слился с таковым трех последних и они постепенно переходят в склон макроуступа крутизной около 30°. Высоты уступов и амплитуды подвижек указаны на профилях к врезке 2а на рис. 2.

В конусе выноса р. Верхний Саранхур двухактное разрывообразование не только устанавливается по террасам, но и видно непосредственно по раздвоению многоактного уступа в левом борту долины (см. рис. 2, врезка 2б). При этом нижняя ветвь более пологого (24—27°) уступа трассируется в 20—25 м от верхней ветви крутого (30—35°) уступа последней сеймотектонической подвижки (см. Пр1 и 2 на врезке 2б). При слиянии разновозрастных уступов, крутизна единого уступа увеличивается до 36—38° (см. Пр1 на врезке 2б), хотя здесь не исключена подрезка уступа боковой эрозией, сохраняющей крутизну уступа, но уменьшающей его высоту за счет аккумуляции отложений. В сейсмогенном уступе, пересекающем долину ручья Хонхино, два этапа разломообразования выявляются по террасе и по наличию заметного перегиба в 14-метровом уступе. Амплитуды смещения каждой подвижки составляют по 5 м, а крутизна разновозрастных уступов находится в пределах 32—37° для молодого и 20—26° для древнего (см. рис. 3.3; Пр 9—11). Двухстадийность образования уступа высотой 17 м и крутизной 33—35° (отражен в горизонталях на топооснове м-ба 1:25 000), по диагонали пересекающего нижнюю и широкую часть

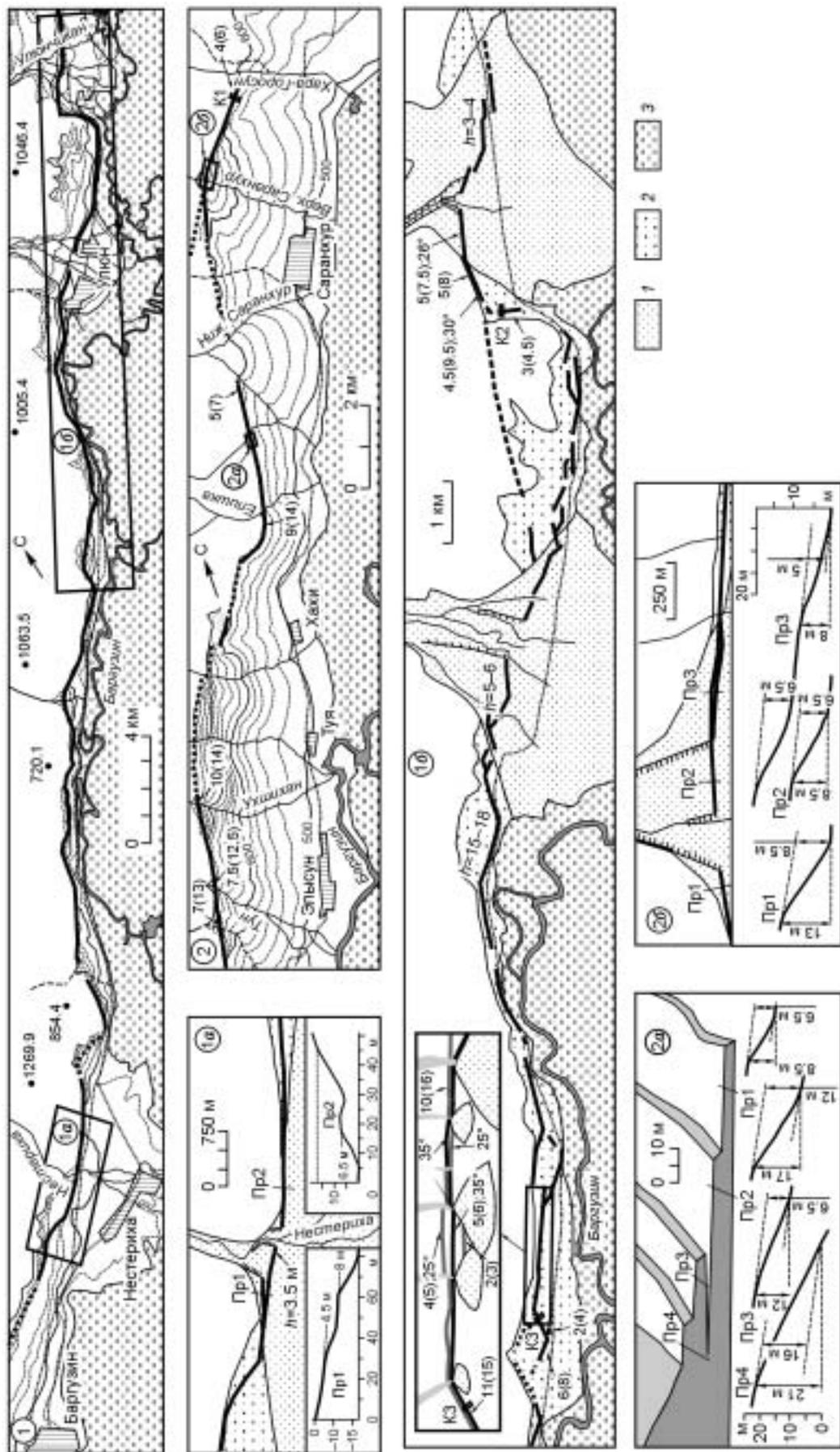


Рис. 2. Палеосейсмодислокации по Улыонкской и южному флангу Саранхурской кулис.

1 — аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса, долин рек и ручьев; 2 — делювиально-пролювиальные отложения предгорного шлейфа; 3 — заболоченные участки впадины; цифрами обозначено: первое число — амплитуда смещения, второе число в скобках — высота уступа и третье — крутизна уступа в градусах. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

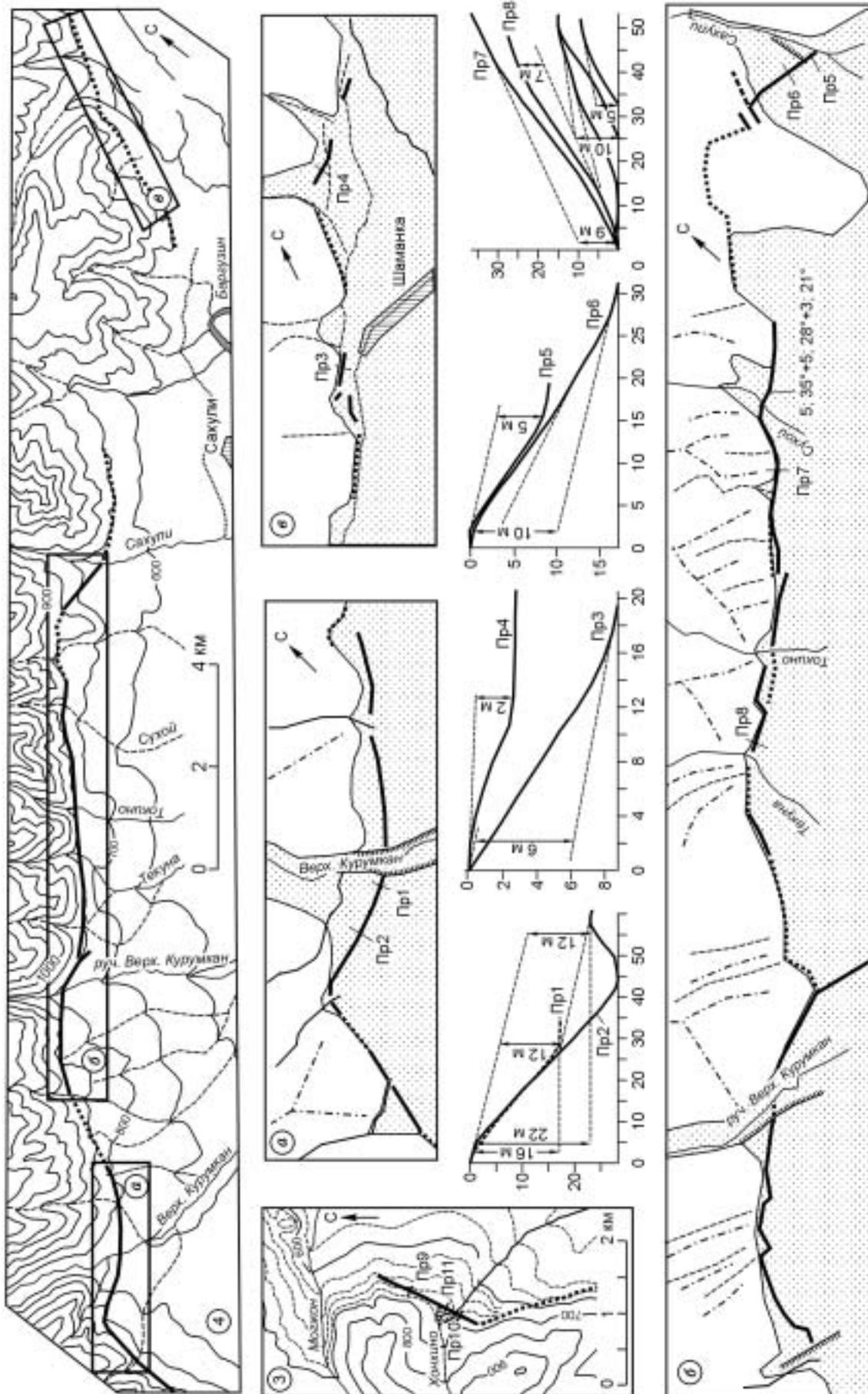


Рис. 3. Палеосейсмодислокации по северному флангу Саранхурской кулисы.

Усл. обозн. см. на рис. 1.

долины р. Сахули, устанавливается только по террасам. При врезе реки, обусловленном первой подвижкой, сформировалась терраса, которая была смещена при второй подвижке, образовавшей современный врез. Амплитуды смещения разновозрастных разрывов — по 5 м (см. рис. 3, Пр 5, 6). На отрезке Баргузинского разлома между ручьями Текуна и Сухой в 25—30 м ниже двойных крутых (36—39°) уступов (см. Пр 8) трассируются пологие (20—26°) эскарпы с амплитудой смещения от 3—4 до 5 м.

На северо-восточном фланге Саранхурской кулисы в районе с. Шаманка прослеживаются непротяженные (сотни метров) довольно пологие уступы (см. рис. 3, врезка 4в). У подножия склона, сложенного делювиальными отложениями, их высота достигает 6 м при крутизне 26—28°, тогда как в пролювиальных отложениях долин ручьев они выражены очень слабо (высота до 2 м и крутизна 18—20°), что можно видеть на профилях 3 и 4 рис. 3. Здесь была пройдена горная выработка К-5 и отобраны 3 пробы на радиоуглеродный анализ.

В пределах Саранхурской кулисы амплитуды смещения в широко распространенных разновозрастных сейсмогенных уступах крутизной 33—35° (первая возрастная группа) и 23—26° (третья возрастная группа) практически сопоставимы и по замерам в тех местах, где их можно вычлениить, составляют 3—6.5 и 4—6.5 м соответственно. Единичные замеры амплитуд подвижек 2- и 4-й возрастных групп достигают 5.5 и 9.5 м соответственно (см. профили на врезке 2а к рис. 2). Максимальная амплитуда смещения установлена в долине р. Тун, где левый боковой вал конечной морены последнего оледенения смещен по вертикали на 40—50 м в результате, как минимум, двух актов смещения по 20—25 м. Сама долина, врезанная в конечно-моренные отложения, смещена двумя более молодыми подвижками на 7.5 м.

Сдвиговых смещений, на которые указывалось в [Сейсмотектоника..., 1968; Сейсмогеология..., 1981], не было установлено ни по структуре „Саранхур“, ни в других обследованных местах. Судить об амплитуде левого сдвига в 2—3 м, установленной по „смещению“ элементов микро рельефа на поднятом крыле сейсморазрыва относительно таковых на опущенном [Сейсмотектоника..., 1968], разделенных 15 м по горизонтали и 8.5 м по вертикали (см. Пр 1 на врезке 2 к рис. 1), по нашему мнению, нельзя. „Смещения“ в 2—3 м объяснимы обычными изгибами ложбин и гребней, тем более, что микроформы рельефа на рассматриваемом участке испытывают более значительные изгибы на меньшем расстоянии. В таких условиях достоверным могло бы быть горизонтальное смещение на 10—15 м или больше.

В пределах Шаманской кулисы были известны ПСС „Шаманка“, „Алла“, „Сухитке“ и „Дырен“. В работе [Сейсмотектоника..., 1968] высказывалось предположение о возникновении ПСС „Алла“ и „Сухитке“ при одном палеоземлетрясении. Наиболее яркий многоактный сейсмогенный уступ высотой до 18—25 м и крутизной до 35—38° прослеживается на протяженном (4 км) отрезке предгорного пролювиально-делювиального шлейфа по обоим бортам долины р. Алла, к северо-востоку от нее уступ сопровождается приразломным рвом шириной до 30 м и глубиной до 6 м. Амплитуды смещения двухактного уступа составляют в основном 10—12 м. Там, где уступ разделяется на две разновозрастные ступени, амплитуды каждой из подвижек составляют по 5—6 м.

В районе р. Сухотка (Сухитка) по ее левому борту выделяются три фазы разломообразования, которые нашли отражение в различной высоте сейсмотектонических уступов на разновозрастных террасах, в раздвоении двухактного уступа и в заметном перегибе его профиля. Первая подвижка (амплитуда смещения 3 м) обусловила формирование наиболее древнего вреза, вторая — уже сместила террасу этого вреза и обусловила образование следующей террасы, которая была смещена последней подвижкой на 8 м. После этого происходил глубокий (50—60 м) эволюционный врез. Амплитуды вертикального смещения при каждой подвижке приведены на профилях 10—12 (рис. 4), которые построены по данным, любезно предоставленным нам В.В. Николаевым и М.Г. Демьяновичем. Сейсмогенный уступ, сформировавшийся при последней подвижке, в настоящее время имеет крутизну 28—30°, при предпоследней — 20—25°, а при самой древней — 16°.

Прекрасно выраженные сейсмогенные уступы, но на меньшем протяжении, наблюдаются при выходе во впадину большинства ручьев на отрезке между реками Ендыхык и Шэбэрсо (см. рис. 4, врезка б), между реками Алла и Долса (см. рис. 1, врезка бб). К юго-западу от р. Алла, где сочленение впадины с горным обрамлением менее контрастно, таких ярких уступов не наблюдается, хотя сейсмогенные деформации дешифрируются на аэрофотоснимках (см. рис. 1, врезка б). На крайнем юго-западном фланге рассматриваемой кулисы прослеживаются деформации Шаманской ПСС, описанной в [Сейсмотектоника..., 1968]. В долинах рек Талинга, Иохан и ряда безымянных ручьев „сброшены“ конечно-моренные образования ранней стадии последнего или предпоследнего оледенения. Амплитуда смещения в конечной морене Талингского ледника составляет 50 м. Конечная морена более древнего (максимального?) оледенения Аллинского ледника, перекрытая отложениями конуса выноса и проявляющаяся только в боковых гребнях, могла быть сброшенной на 300 м. Северо-восточнее р. Олос ярко выраженных сейсмогенных уступов не наблюдается.

Таким образом, в зоне Баргузинского разлома выделяются палеосейсмодислокации, по крайней мере, четырех возрастных групп. Сейсмогенные уступы 1-й группы (наиболее молодые) крутизной 35° (32—37°) и 3-й крутизной 25° (24—26°) прослеживаются во всех трех кулисах Баргузинского разлома. При этом

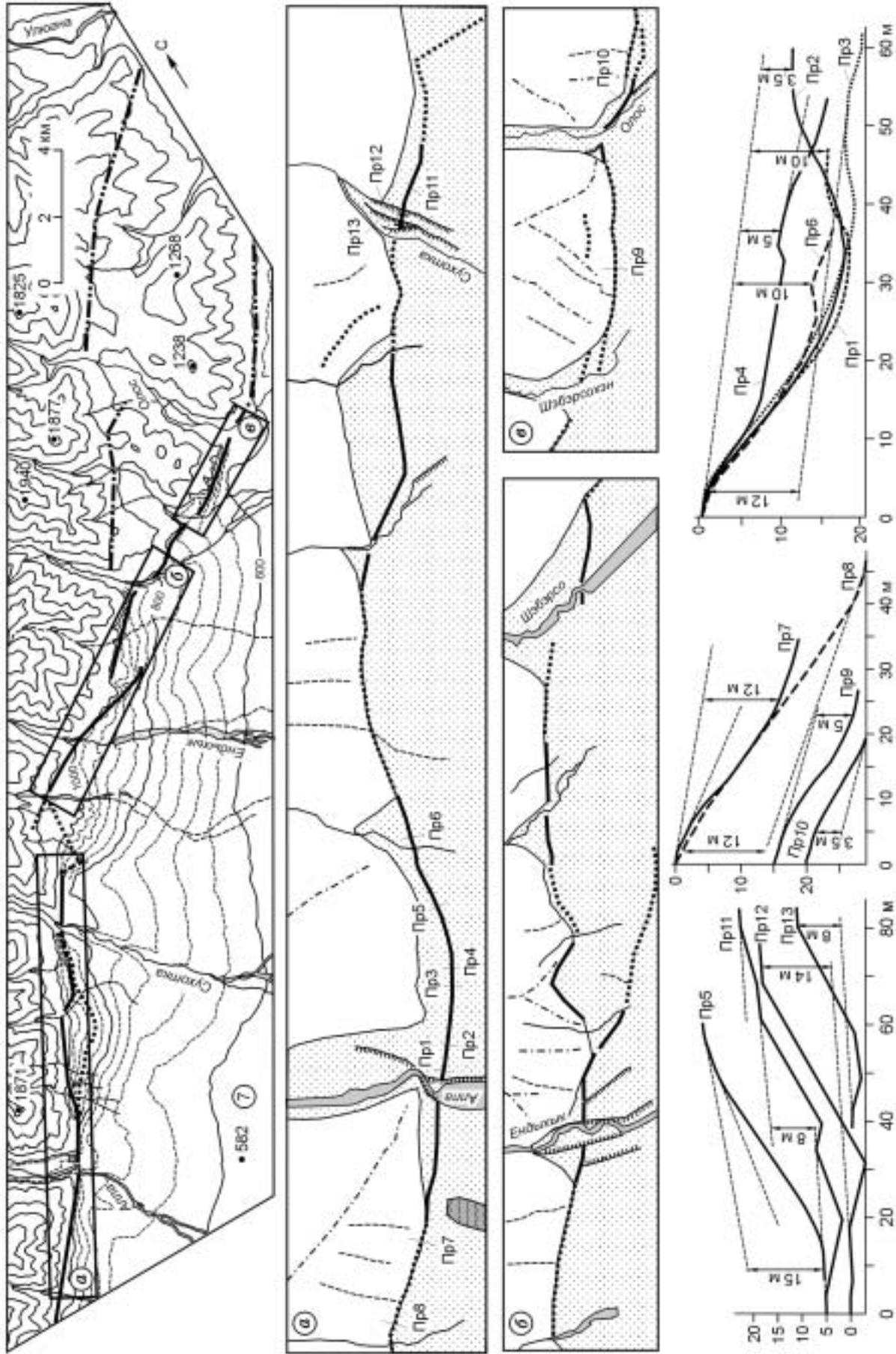


Рис. 4. Палеосейсмодислокации по северному флангу Шаманской кулисы.
Усл. обозн. см. на рис. 1.

палеосейсмодислокации 3-й группы прослеживаются на большем протяжении и охватывают наименее активные фланговые отрезки кулис. Сейсмогенные эскарпы 2- и 4-й возрастных групп фрагментарно встречаются по Саранхурской и Шаманской кулисам. Таковые, выявленные в пределах Саранхурской кулисы (междуречье Епишки и Нижнего Саранхура), входят составной частью в двойные уступы 1-, 2-й и 3-, 4-й групп. Крутизна уступов 2- и 4-й групп может находиться в пределах 30 и 20° соответственно. Уступы такой крутизны отмечены в районе Курумкана (междуречье Текуны и Сухого). Возможно, сейсмогенные уступы ПСС „Сухитке“ и таковые до р. Олос относятся к этим возрастным группам. Не исключено, что отдельные фрагменты палеосейсмодислокаций 1-й возрастной группы, которые трудно вычленишь в двойных уступах, относятся в действительности ко 2-й группе или не являются абсолютно одновозрастными с другими фрагментами 1-й группы.

ДАТИРОВАНИЕ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ

Для получения абсолютных датировок по ^{14}C в зоне Баргузинского разлома было пройдено пять траншей, из которых только в одной не обнаружено явных деформаций и погребенных гумусированных образований. Сеймотектонические уступы в пределах Ульонской кулисы вскрыты двумя траншеями. Одна из них (К-3) пройдена в нижней трети высокого (15 м) уступа, сформированного при двух разрывообразующих палеособытиях с амплитудой смещения по 5—6 м, а другая (К-2) заложена в невысоком маловыразительном уступе, образованном при одном палеособытии (см. рис. 2, врезка 1б).

В разрезе траншеи К-3 (рис. 5) отчетливо проявляется один классический коллювиальный клин, состоящий из пролювиальных образований и обрывков (блоков) почвы с возрастом 4430 ± 25 (СОАН-3999), а также подстилающих ее глин зеленовато-серого цвета. Этот коллювиальный клин перекрывался почвой с возрастом 3525 ± 55 (СОАН-4000). Данные жирные почвы почти черного цвета формировались, по-видимому, в озерно-болотных условиях. Более молодая почва перекрыта коллювием, который в свою очередь перекрыт гумусированными образованиями с возрастом 3140 ± 25 лет (СОАН-4001). Второй маломощный коллювиальный клин мог образоваться не обязательно при разрывообразующем событии в данном месте, а только от сильных сотрясений, обусловивших незначительное обваливание еще слабозадернованного уступа. Калиброванный возраст наиболее молодого достоверного разрывообразующего палеособытия находится в интервале 4191—4626 лет (табл. 1). Этому возрасту, по-видимому, соответствует крутизна уступа в 35° .

Вероятно, свидетельства в разрезе канавы более древнего палеособытия, формировавшего уступ, крутизна которого составляет сейчас 24° , находятся глубже и не были нами вскрыты. Самое молодое,

Таблица 1. Возраст (^{14}C) погребенных почв в зоне Баргузинского разлома

| Номер канавы | Лабораторный номер пробы | Лабораторный возраст, лет | Тип | *Мощность, см | MRC ^{14}C , лет | Возраст с учетом поправок, лет | **Калиброванный возраст, лет | | |
|--------------|--------------------------|---------------------------|-----|---------------|---------------------------|--------------------------------|------------------------------|---------|----------------|
| | | | | | | | верхняя граница | средний | нижняя граница |
| К-1 | СОАН-3996 | 3530 ± 40 | S | 5 | 110 | 3420 ± 40 | 3585 | 3733 | 3894 |
| К-2 | СОАН-3997 | 3970 ± 35 | S | 10 | 220 | 4190 ± 35 | 4423 | 4702 | 4971 |
| » | СОАН-3998 | 3725 ± 45 | S | 10 | 220 | 3945 ± 45 | 4052 | 4411 | 4652 |
| К-3 | СОАН-3999 | 4430 ± 25 | S | 5 | 110 | 4320 ± 25 | 4626 | 4866 | 5115 |
| » | СОАН-4000 | 3525 ± 25 | S | 5 | 110 | 3635 ± 25 | 3955 | 4064 | 4191 |
| » | СОАН-4000 | 3525 ± 25 | S | 5 | 110 | 3415 ± 25 | 3601 | 3725 | 3864 |
| » | СОАН-4001 | 3140 ± 75 | S | 5 | 110 | 3250 ± 75 | 3256 | 3471 | 3702 |
| К-5 | ГИН-11325 | 8950 ± 120 | S | 20 | 440 | 8510 ± 120 | 9285 | 9502 | 9657 |
| » | ГИН-11324 | 8220 ± 90 | S | 5 | 110 | 8110 ± 90 | 8825 | 9045 | 9225 |
| » | ГИН-11324 | 8220 ± 90 | S | 5 | 110 | 8330 ± 90 | 9101 | 9295 | 9444 |
| » | ГИН-11323 | 8180 ± 60 | S | 5 | 110 | 8290 ± 60 | 9088 | 9250 | 9383 |

Примечание. Анализ проб производился в лабораториях Института геологии СО РАН, г. Новосибирск (СОАН); Геологического института, г. Москва (ГИН). Тип пробы: S — гумусированные супеси, суглинки и т. п. MRC — рассчитывается по формуле $MRC = CAS/2$, где CAS — продолжительность формирования почвенного горизонта — рассчитывается как произведение мощности погребенной почвы и скорости ее развития, равной 4.4 мм в год [Чипизубов, 2000]. Калиброванный возраст рассчитан на основе данных о скорректированных возрастах с использованием программы CALIB v.3.03 [Stuiver, Reimer, 1993]. Жирным шрифтом выделены граничные значения возрастов палеособытий.

* Мощность гумусированного горизонта, вошедшего в пробу.

** Указан возраст, определенный для границ почвенных горизонтов. Для кровли скорректированный возраст равен разности лабораторного возраста и MRC. Он обеспечивает оценку возраста захоронения почвы. Для подошвы скорректированный возраст равен сумме лабораторного возраста и MRC. Он определяет возраст начала формирования почвы.

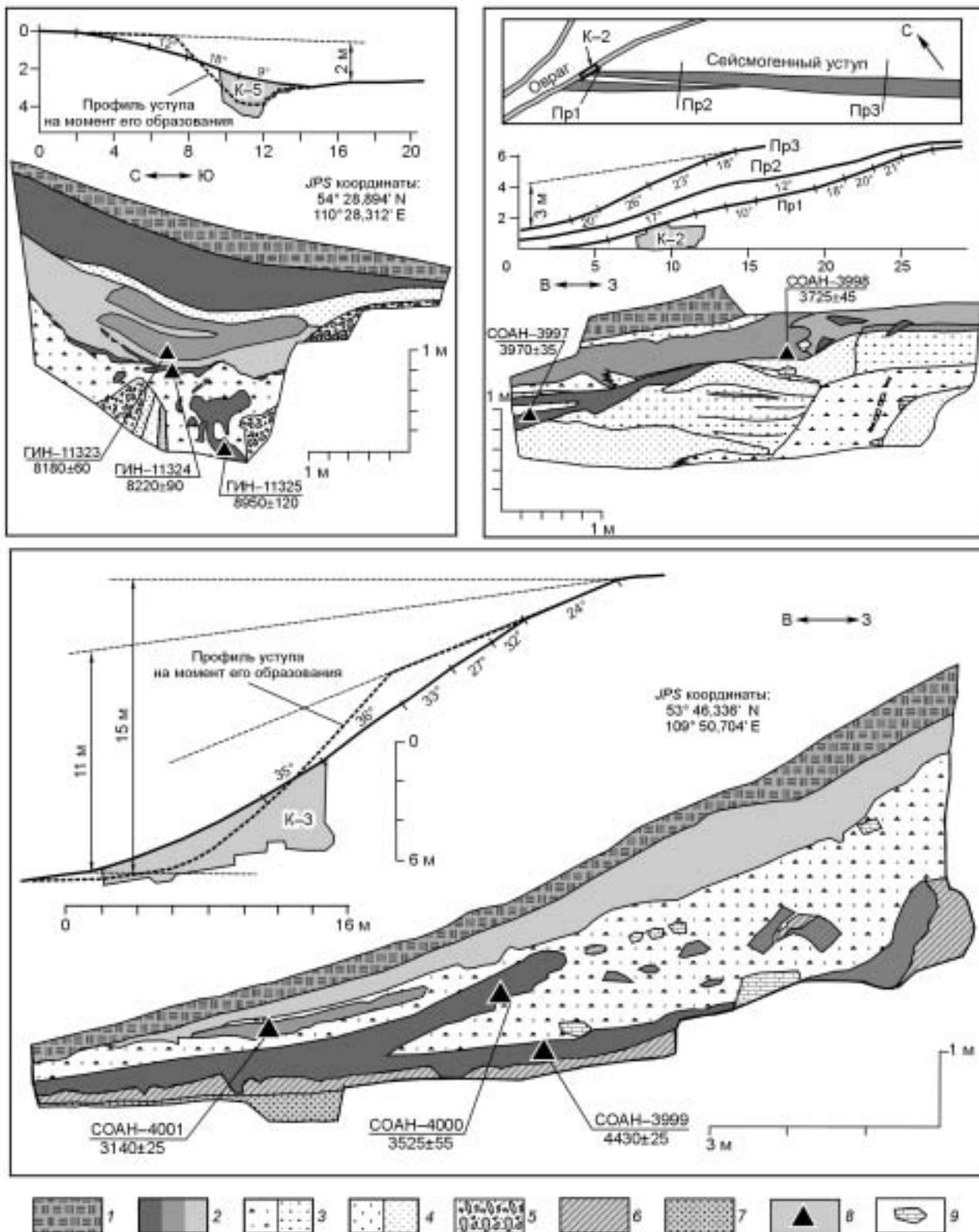


Рис. 5. Разрезы стенок канав.

1 — современный почвенно-растительный покров; 2 — погребенные почвы в различной степени гумусированные (более темный тон — большее содержание гумуса); 3 — щебень, дресва (крупный знак) и дресва (мелкий знак) с суглинистым заполнителем; 4 — пески (крупный знак) и супеси (мелкий знак); 5 — галечник; 6 — суглинки зеленовато-коричневого цвета; 7 — дресва светло-серого цвета; 8 — места отбора проб на радиоуглеродный анализ с указанием лабораторного номера пробы и абсолютного возраста; 9 — крупные глыбы скальных пород.

возможно сейсмогравитационное, палеособытие произошло в интервале 3601—3702 лет назад (см. табл. 1). В разрезе канавы 2 (см. рис. 5), пройденной на затухании одной из кулис сейсмогенного уступа, датируется одно палеособытие с возрастом в интервале 4423—4652 лет. Датировка этого палеособытия сопоставима с возрастом последнего разрывообразующего палеоземлетрясения в разрезе канавы 3 (4191—4626 лет).

В пределах Саранхурской кулисы Баргузинского разлома пройдены также две горные выработки. Одной из них (К-1) вскрыто подножие уступа в делювиальных отложениях склона в междуречье Верхнего Саранхура и Хара-Горосуна (см. рис. 2, врезка 2). Обрывки погребенной почвы с возрастом 3530 ± 40 лет (СОРАН-3996) могут свидетельствовать о возникновении здесь последнего палеособытия приблизительно 3585 лет тому назад (см. табл. 1). Эта датировка сопоставима с возрастом сейсмогравитационного палеособытия в разрезе К-3 (3601—3702 лет), хотя не исключено, что она характеризует палеособытие с возрастом 4.5 тыс. лет. Другая выработка (К-5) пройдена по одному из непротяженных маловыразительных фрагментов ПСД (уступ высотой 2 м, крутизна до 20°) в пролювиальных отложениях временного водотока на затухании Саранхурской кулисы вблизи с. Шаманка (см. рис. 3, врезка в). В разрезе канавы выделяется коллювиальный клин, в котором присутствуют обрывки погребенной почвы с возрастом от 8220 ± 90 (ГИН-11324) до 8950 ± 120 (ГИН-11325) и кусок (блок) из прослоев галечников, песков и суглинков субвертикального залегания. По поверхности этого клина, усыпанного небольшими кусками почвы, угадывается профиль уступа на момент его возникновения (см. рис. 5, профиль по К-5). Выше по разрезу залегают пачки в различной степени гумусированных суглинков и супесей, наиболее гумусированная и древняя из которых имеет возраст 8180 ± 60 лет (ГИН-11323). Калиброванный возраст последнего палеоземлетрясения и единственного, следы которого здесь вскрыты, находится в пределах 9101—9383 или 9250—9295 лет (см. табл. 1). В настоящее время уступы, сформировавшиеся при этом палеособытии, имеют крутизну от 20 до 28° . Наиболее крутые уступы характерны для таковых высотой до 6 м в делювиальных отложениях склона, где угол естественного откоса значительно больше, чем в аллювиально-пролювиальных галечниках. Для средних условий (валунно-глыбовые пролювиальные отложения), какие и наблюдаются в месте проходки К-3, уступы высотой порядка 6 м с возрастом 9000 лет в настоящее время могут иметь крутизну $24—26^\circ$. Наиболее распространенные в зоне Баргузинского разлома сейсмогенные уступы крутизной 25° ($24—26^\circ$) и 35° ($32—37^\circ$) сформировались 4.5 и 9 тыс. лет назад соответственно.

Во всех пройденных горных выработках не были вскрыты сместители сейсмогенных разрывов. Поэтому судить о морфокинематическом типе последних пока не представляется возможным. Сейсморазрывы могли быть и сбросовыми, как это общепринято, и взбросовыми, о чем может свидетельствовать выявление взбросов по зоне Северобайкальского разлома [Чипизубов и др., 2003].

ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ОЦЕНКИ ИХ МАГНИТУД

Проведенные палеосейсмогеологические исследования по зоне Баргузинского разлома показали, что за последние 10 тыс. лет здесь неоднократно происходили мощные разрывообразующие палеоземлетрясения. Последнее наиболее слабое из них с $M \approx 7$ (междуречье Нижнего Саранхура и Хара-Горосуна) произошло ~3600 лет назад. Остаточные деформации с возрастом ~4500 и ~9000 лет назад присутствуют во всех трех кулисах (Улюнская, Саранхурская, Шаманская) Баргузинского разлома. При этом более древние палеосейсмодислокации прослеживаются на большем протяжении и охватывают даже наименее активные отрезки кулис.

Для определения магнитуд (M) палеоземлетрясений можно использовать соотношения между M и параметрами сбросовых сейсмодислокаций, выведенные в [Чипизубов, 1998]:

$$M = 0.96 \lg D + 6.7; S = 0.42, n = 22, r = 0.78, \quad (1)$$

$$M = 1.86 \lg L + 4.16; S = 0.40, n = 20, r = 0.84, \quad (2)$$

$$\lg L = 0.39M - 1.24; S = 0.18, n = 20, r = 0.84 \quad (3)$$

и для сбросов, развивающихся в условиях растяжения, приведенных в [Лунина, 2001]:

$$\lg L = 0.37 \lg D + 1.38; S = 0.26, n = 14, r = 0.78, \quad (4)$$

а также для разрывов всех типов с $D_{\max} > 3$, предложенных в [Стром, 1998]:

$$M = 0.689 \ln D + 6.35; r^2 = 0.489, \quad (5)$$

где L — протяженность палеосейсмодислокации в км, D — амплитуда смещения в м, S — стандартная ошибка, n — число коррелируемых пар и r — коэффициент парной корреляции.

Как указывалось в [Чипизубов, 1998], M палеоземлетрясений надежнее определять по параметру D . В нашем конкретном случае протяженность разновозрастных ПСД с амплитудой смещения в 6.5 м может

Таблица 2. Параметры разновозрастных ПСД и магнитуды палеоземлетрясений

| № п/п | Возраст, тыс. лет (уклон) | Кулиса разлома (I—III), его сегмент (река—река или река—село) | Наблюденные параметры | | Расчетные параметры ПСД и магнитуды палеособытий | | | | M принятая |
|-------|---------------------------|---|-----------------------|------------|--|----------------|----------------|----------------------------------|------------|
| | | | D, м | L, км | M ₁ | M ₂ | M ₅ | L ₃ (L ₄) | |
| 1 | 3.6 | II, Хара-Горосун | ? | ? | — | — | — | — | 7.0 |
| 2 | 4.5 | I, Нестериха—Улюн | 6.5 | 45 | 7.5 | 7.2 | 7.6 | (48—87) | 7.7 |
| 3 | 4.5 | II, Тун—Сахули | 6.5 | 58 | 7.5 | 7.4 | 7.6 | (48—87) | 7.8 |
| 4 | 4.5 | III, р. Шаманка—Алла | 6.5 | 33 | 7.5 | 7.0 | 7.6 | (48—87) | 7.6 |
| 5 | 4.5 | I—II, Нестериха—Сахули | 6.5 | 114 | 7.5 | 8.0 | 7.6 | (48—87) | 8.0 |
| 6 | 6—7 (30°) | II, Епишка | 5.5 | ? | 7.4 | — | 7.5 | (45—82) | 7.5 |
| 7 | 6—7 (30°) | III, Сухотка—Олос | 7 | 20 | 7.5 | 6.6 | 7.7 | (49—89) | 7.6 |
| 8 | 9 | I, Нестериха—Улюнчик | 6.5 | 49 | 7.5 | 7.3 | 7.6 | (48—87) | 7.8 |
| 9 | 9 | II, Тун—с. Шаманка | 6.5 | 69 | 7.5 | 7.6 | 7.6 | (48—87) | 7.9 |
| 10 | 9 | III, р. Шаманка—Алла | 6.5 | 33 | 7.5 | 7.0 | 7.6 | (48—87) | 7.6 |
| 11 | 9 | I—II, Нестериха—Шаманка | 6.5 | 124 | 7.5 | 8.1 | 7.6 | 83—126 | 8.0 |
| 12 | 9 | I—III, Нестериха—Алла | 6.5 | 155 | 7.5 | 8.2 | 7.6 | 89—130 | 8.1 |
| 13 | 12 (20°) | I, Гремячий—Баный | 3 | 5 | 7.2 | 5.5 | 7.1 | (37—68) | 7.2 |
| 14 | 12 (20°) | II, Епишка | 9.5? | ? | 7.6 | — | 7.9 | (55—100) | — |
| 15 | 12 (20°) | II, Текуна—Сухой | 5 | 3 | 7.4 | 5.0 | 7.5 | (43—79) | 7.4 |
| 16 | 12 (20°) | III, Сухотка—Олос | 5 | 20 | 7.4 | 6.6 | 7.5 | (43—79) | 7.4 |
| 17 | 12 (20°) | I—III, Гремячий—Олос | 9.5 | 180 | 7.6 | 8.4 | 7.9 | 100—155 | 8.2 |

Примечание. Кулисы: I — Улюнская, II — Саранхурская, III — Шаманская. Нижние индексы у расчетных параметров M и L соответствуют номерам соотношений. L_3 — средние и L_4 — максимальные значения. Жирным шрифтом выделены наиболее вероятные варианты палеособытий.

составлять и 33, и 155 км, что по соотношению (2) соответствует M от 7.0 до 8.2. Судя по амплитудам смещения в палеосейсмодислокациях (средние 5 м, максимальные 6.5 м), M палеоземлетрясений составляли 7.48 ± 0.42 по соотношению (1) и 7.7 по соотношению (5). Если учесть, что в Прибайкалье поверхностное разрывообразование начинает проявляться при землетрясениях с $M \geq 7$ [Чипизубов, 1998], наиболее вероятная оценка магнитуды рассматриваемых палеособытий находится в пределах 7.5—7.9, а, вероятнее всего, достигала 8.0. Подтверждением этого может служить тот факт, что при Муйском землетрясении 1957 г. ($M = 7.6$) амплитуда смещения не превышала 3 м. Такая амплитуда по соотношениям (1) и (5) соответствует землетрясениям с магнитудами 7.2 и 7.1 соответственно. Для землетрясения с $M = 8.0$ соотношение (3) предполагает протяженность вскрывшегося разлома до 115 км. Следовательно, при палеоземлетрясениях с возрастом 4.5 и 9 тыс. лет, оставивших следы во всех трех кулисах Баргузинского разлома, могли вскрываться одновременно Улюнская и Саранхурская (114—124 км) или Саранхурская и Шаманская (100 км) кулисы.

Если считать, что каждая из трех кулис Баргузинского разлома (Улюнская, Саранхурская, Шаманская) генерировала по два палеоземлетрясения с возрастом 4.5 и 9 тыс. лет, то каждое из шести палеособытий имело $M = 7.7$ (7.5—7.9). Для образования сейсмодислокаций с амплитудой смещения до 6.5 м на протяжении 155 км (Улюнская, Саранхурская и часть Шаманской кулисы) достаточно палеоземлетрясения с $M = 8.2$. С другой стороны, минимально допустимая протяженность сейсмодислокаций с амплитудой смещения в 6.5 м по соотношению (4) составляет 26 км. Такого же порядка L (до 20 км) при $D_{\max} = 6.5$ получается по огибающей на рис. 5, а в [Стром, Никонов, 1997]. В этом случае Улюнская кулиса могла генерировать даже два палеоземлетрясения, а Саранхурская три, что составит 12 палеособытий с $M = 7.7$ только на временных рубежах 4.5 и 9 тыс. лет назад. Наиболее вероятно, что 4.5 тыс. лет назад имели место три палеособытия с $M = 7.7$ с интервалами в сотни лет, а около 9 тыс. лет назад могло произойти одно землетрясение с $M = 8$, очаговая область которого охватывала Улюнскую и Саранхурскую кулисы, и одно землетрясение с $M = 7.7$ в пределах Шаманской кулисы. Параметры разновозрастных палеосейсмодислокаций в пределах различных кулис Баргузинского разлома и расчетные магнитуды связанных с ними палеоземлетрясений приведены в табл. 2.

Наиболее древние ПСД с амплитудами смещения 3—9.5 м, выраженные на дневной поверхности в виде непротяженных уступов крутизной около 20° (4-я возрастная группа), изредка встречаются во всех

трех кулисах. Они могли быть связаны как с одним мощнейшим палеоземлетрясением, что вероятнее из-за больших амплитуд смещения, так и с несколькими. Всего же в зоне Баргузинского разлома за последние 10—12 тыс. лет могло возникнуть шесть землетрясений с $7.5 \geq M < 8.0$, и два землетрясения с $M \geq 8$ ($8.0—8.2$). Значительно большее количество палеоземлетрясений с $7.0 \geq M < 7.5$ происходило за этот период, но не во всех случаях их очаги вышли на поверхность, а если и вышли, то их параметры были не столь масштабны для выявления в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные палеосейсмогеологические исследования по зоне Баргузинского разлома со вскрытием зон сейсмодетонаций горными выработками позволили выделить несколько разрывообразующих событий (палеоземлетрясения с M от 7 до 8.2), произошедших за последние 10—12 тыс. лет. Повторные периоды землетрясений с $M = 7.5—8.0$ в зоне разлома составляют в среднем 2 тыс. лет. При этом все они произошли в период длительностью 7.5 тыс. лет от 4.5 до 12 тыс. лет назад. Следует отметить, что наиболее сильные палеособытия происходили в начале голоцена. Высока вероятность, что при одном из них с возрастом около 12 тыс. лет происходило разрывообразование на протяжении 180 км.

Дальнейшие палеосейсмогеологические исследования по зоне Баргузинского разлома позволяют прийти к более определенным выводам. Тем не менее уточненные параметры палеосейсмодислокаций в зоне Баргузинского разлома уже сейчас указывают на то, что в отдаленном прошлом здесь неоднократно происходили землетрясения с $M = 7.6—8.0$. Это, в свою очередь, требует пересмотра оценки сейсмической опасности рассматриваемой территории в рамках парадигмы о постоянстве сейсмического процесса во времени.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 00-05-64928 и 04-05-64460).

ЛИТЕРАТУРА

Ласточкин С.В. Определение возраста палеосейсмогенных структур по морфометрическим показателям // Геоморфология, 1981, № 1, с. 91—94.

Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1389—1398.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, 535 с.

Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1981, 169 с.

Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Ред. В.П. Солоненко. М., Наука, 1968, 220 с.

Стром А.Л. Сопоставление параметров современных и палеосеймотектонических дислокаций // Физика Земли, 1993, № 9, с. 38—42.

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.

Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли, 1997, № 12, с. 55—67.

Хромовских В.С. Использование палеосейсмогеологических данных при составлении карты очаговых зон землетрясений (на примере Байкальской рифтовой системы) // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, Вып. 2—3. М., ОИФЗ РАН, 1995, с. 300—307.

Хромовских В.С., Чипизубов А.В., Курушин Р. А., Смекалин О. П., Дельянский Е.А. Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии, Вып. 1. М., Наука, 1993, с. 256—264.

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.

Чипизубов А.В., Семенов Р.М., Аржанников С.Г., Смекалин О.П. Новые данные о палеосейсмодислокациях в зоне Баргузинского разлома (Байкальская рифтовая система) // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 3, с. 393—396.

Чипизубов А.В., Мельников А.И., Столповский А.В., Баскаков В.С. Палеосейсмодислокации в зонах Северобайкальского (южный фланг) и Приморского разломов // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 471—474.

Andrews D.J., Hanks T.C. Scarp degraded by linear diffusion: inverse solution for age // J. Geophys. Res., 1985, v. 90, № B12, p. 10193—10208.

Brogan G.E., Kellog K.S., Slemmons B., Terhune C.L. Late Quaternary faulting along the Death Valley — Furnace Creek fault system, California and Nevada // US Geol. Surv. Bull., 1991, p. 1—23.

Bucknam R.G., Andersen R.E. Estimation of fault-scarp from a scarp-height-slope-angle relationship // Geology, 1979, v. 7, № 1, p. 11—14.

Deng Q., Liao Y. Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, North Central China // J. Geophys. Res., 1996, v. 101, № B3, p. 5873—5893.

Hanks T.C., Schwartz D.P. Morphologic dating of the pre-1983 fault scarp on the Lost River fault at Doublespring Pass Road, Custer County, Idaho // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1987, v. 77, № 3, p. 837—846.

Sanders C.O., Slemmons D.B. Geomorphic evidence for Holocene earthquakes in the Olinghouse fault zone, Western Nevada // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1996, v. 86, № 6, p. 1784—1792.

Stuiver M., Reimer P.J. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program // Radiocarbon, 1993, v. 35, № 2, p. 215—230.

Vittori E., Labini S.S., Serva L. Palaeoseismology: review of the state-of-the-art // Tectonophysics, 1991, p. 9—32.

Wallace R.E. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada // Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, v. 88, № 9, p. 1267—1281.

*Поступила в редакцию
20 января 2006 г.*