

УДК 550.34(571.53/55)

## СЕГМЕНТАЦИЯ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ В ЗОНЕ СЕВЕРБАЙКАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

© 2003 г. А. В. Чипизубов, А. И. Мельников, А. В. Столповский, В. С. Баскаков

Представлено академиком Н.А. Логачевым 27.04.2002 г.

Поступило 27.05.2002 г.

В зоне Северобайкальского разлома, где были известны три грандиозные одноактные палеосейсмодислокации (ПСД), выделено несколько разновозрастных актов голоценового сбросообразования. Амплитуды смещения, указанные для этих ПСД, оказались многоактными. Сегментация Северобайкальской зоны палеосейсмодислокаций показала, что она была сформирована, как минимум, при трех палеоземлетрясениях с  $M = 7.1-7.5$  и, возможно, при двух палеособытиях с  $M = 7.6-8$ .

Северобайкальский разлом протяженностью более 250 км ограничивает одноименную впадину оз. Байкал с северо-запада (рис. 1). Сейсмогеологическими исследованиями, проведенными более 30 лет назад, по этому разлому выявлена Северобайкальская зона палеосейсмодислокаций. Она прослежена с перерывами на протяжении 120 км от мыса Рытый (Рита) до мыса Мужиняй [1]. В [1] представлены планы палеосейсмогенных структур (ПСС) “Солонцовая”, “Среднекедровая”, а также таковых на отрезке между реками Рита и Солнце-Падь. Однако параметры сейсмотектонических ПСС приведены только для Солонцовой (длина ( $L$ ) = 20 км, максимальная амплитуда смещения ( $D$ ) = 6–10 м) и Среднекедровой ( $L$  = 9 км,  $D$  = 20 м). В [2] указаны новые значения параметров этих ПСС ( $L$  = 9 км,  $D$  = 8–10 м для Среднекедровой и  $L$  = 30 км,  $D$  = 10–12 м для Солонцовой совместно с системой дислокаций между мысами Тэтэри и Саган-Морян), а также выделена Хибеленская ПСС ( $L$  = 22 км,  $D$  = 8 м) на севере рассматриваемой зоны.

Магнитуды палеоземлетрясений, с которыми связано образование Среднекедровой и Солонцовой ПСС, оценены соответственно в 7.5 и 7.7 [3], 6.6 и 7.3 [4], 6.6 и 7.0 [5]. Магнитуда палеоземлетрясения, связанного с образованием Хибеленской ПСС, составляет 7.1 [4]. Большие амплитуды смещения (до 8–12 м) при протяженности 9–

30 км, по данным [6–8], свидетельствуют о том, что рассматриваемые ПСС возникли или при одном мощнейшем палеособытии, или каждая из ПСС была сформирована при нескольких менее мощных. Все это, а также отсутствие абсолютных датировок требовало проведения палеосейсмологических исследований на современном уровне для выделения одноактных и приблизительно одновозрастных фрагментов ПСД, а также для оценки магнитуд палеоземлетрясений, связанных с ними. Такие исследования проведены авторами работы летом 2001 г.

В зоне Северобайкальского активного разлома на протяжении более 100 км от мыса Покой-

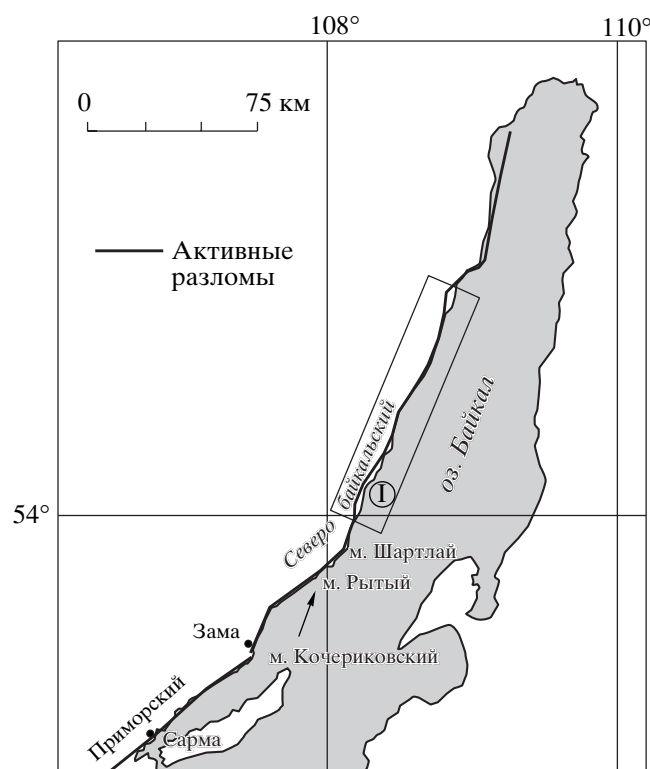
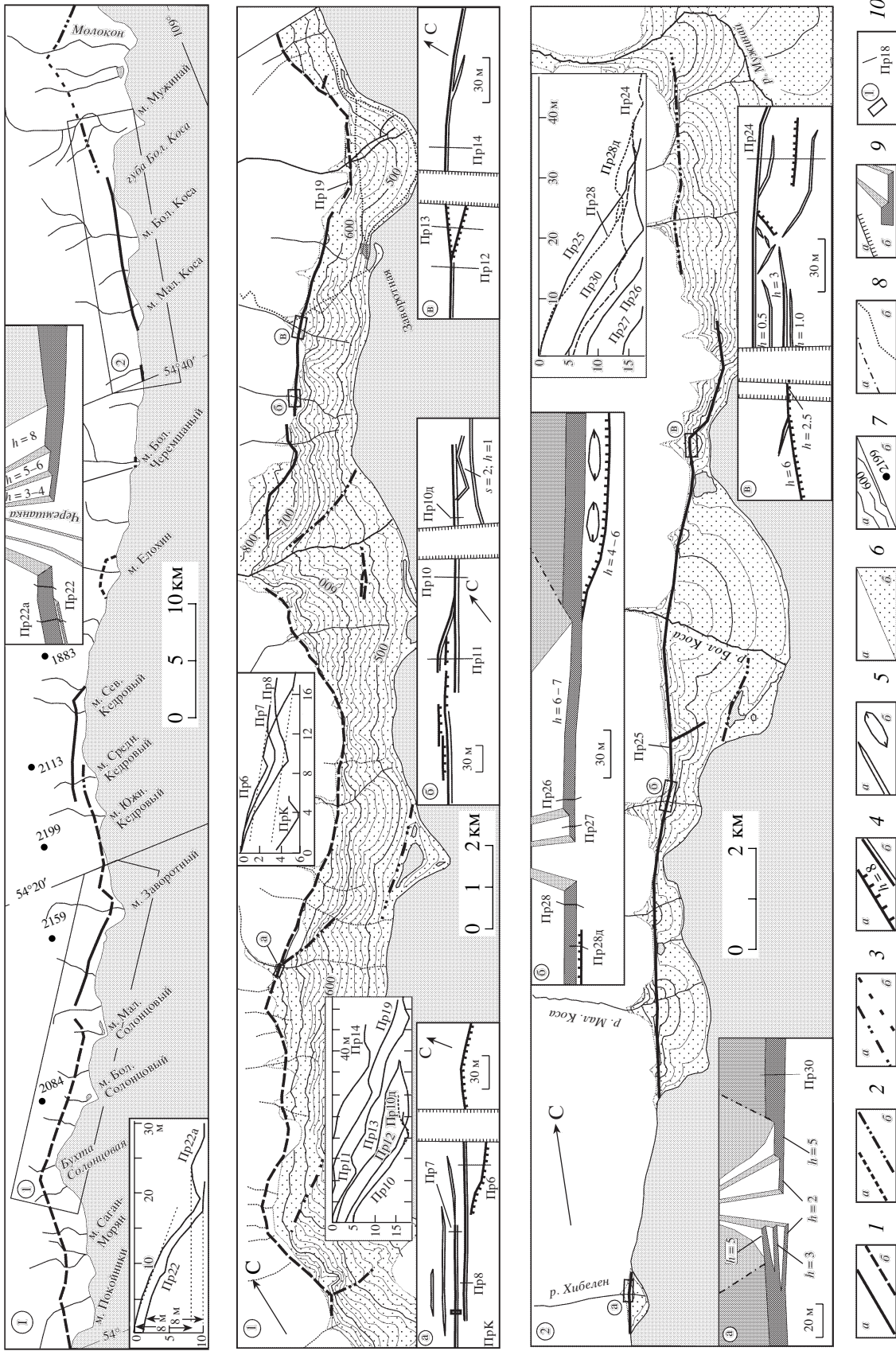


Рис. 1. Обзорная схема района исследований. Врезка I соответствует таковой на рис. 2.



**Рис. 2.** Палеосейсмодислокации различного возраста в зоне Северобайкальского разлома. 1–3 – возрастные группы ПСД, возникшие в зоне разлома; 1 – ПСД 1, 2, 3 групп, а также древнее (а) и ПСД 2, 3 групп, а также древнее (б); 2 – ПСД 1, 3 групп, а также древнее (б); 3 – ПСД 4 группы (а) и отсутствие выраженных на поверхности деформаций (б); 4–5 – морфологический тип палеосейсмодислокаций и их параметры в метрах (h – высота уступов или глубина трещин растяжения, s – ширина трещин); 4 – сбросовые уступы (а) и уступы с присбросовым рвом (б); 5 – трещины растяжения (а) и замкнутые воронки (б); 6 – докембрийские образования (а) и четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения (б); 7 – горизонталь рельефа и их высота (а) и отметки высот (б); 8 – водораздельные гребни (а) и автодороги (б); 9 – террасовые уступы (а) и сбросовые (светлый фон) и сбросовые (темный фон) уступы (б); 10 – врезки с индексами и морфометрические профили.

ники до мыса Мужинай (см. рис. 2, 1) проведены детальные сейсмогеологические исследования. В результате полевых работ уточнены параметры известных палеосейсмодислокаций (ПСД Солонцовая и Среднекедровая) и закартирована Хибеленская ПСД (от мыса Хибелен до мыса Бол. Коса (рис. 2, 2)). Более того, палеосейсмотектонические деформации обнаружены и закартированы в промежутках между названными выше ПСД, на крупных мысах (конусах выноса) Заворотный, Южнокедровый, Бол. Черемшаный и многочисленных небольших конусах выноса (рис. 2). Сейсмотектонические деформации обнаружены также южнее известной зоны палеосейсмодислокаций на Кочериковском мысе. Деформированные конусы выносов ручьев и временных водотоков выявлены и в зоне Приморского разлома к северу от Сарминской ПСД до р. Зундук на протяжении около 50 км. Возраст этих деформаций, скорее всего, раннеголоценовый.

Сейсмотектонические деформации Северобайкальской зоны представлены сбросовыми уступами высотой от 2–5 до 15–18 м и более, часто с присбросовыми рвами (см. профили на рис. 2). Они прослеживаются почти на всем обследованном отрезке разлома. В четырех непротяженных (3–7 км) промежутках между мысами Северный Кедровый и Елохин, Елохин и Большой Черемшаный, Большой Черемшаный и Хибелен, Хибелен и Малая Коса трасса разлома проходит по подножию берегового уступа, и потому возможные деформации скрыты под водами Байкала. Прямых признаков правосдвиговых смещений, на которые указано в [1], не отмечено. Судить о правом сдвиге по ориентировке оперяющих трещин невозможно, так как они имеют противоположную ориентировку в одних и тех же местах (см. врезки 1б и 2в на рис. 2).

По степени сохранности, характеру и параметрам сейсмотектонические деформации, согласно классификации [8], подразделяются на ПСД 2-го и 3-го родов. Наиболее молодые дислокации (ПСД 2-го рода) прослеживаются на протяжении 100 км во всех молодых генерациях конусов выноса. Среди них выделяются сбросовые уступы, уступы с присбросовыми рвами и рвы (трещины растяжения). Обратные уступы присбросовых рвов имеют высоту до 2–3 м. Трещины растяжения шириной до 2 м достигают глубины 1 м. По террасам ручьев, пересекающих сбросовые уступы, выделяется до 2–3 актов позднеголоценового сбросообразования с амплитудой 2–3 м (см. детальные врезки на рис. 2). Часто двучленное, а иногда и трехчленное, строение сбросовых уступов видно непосредственно (см. Пр. 6, 11, 13, 19). При отсутствии прямых признаков этапность образования уступов однозначно устанавливается по наличию отчетливых перегибов в их поперечных профилях (см. Пр. 22, 25, 28). Уступы, сфор-

мировавшиеся при последней подвижке, имеют крутизну  $38^{\circ}$ – $43^{\circ}$ , при предпоследней –  $30^{\circ}$ – $35^{\circ}$  и более ранней –  $24^{\circ}$ – $28^{\circ}$ .

Выделение количества фаз разрывообразования по числу террас водотоков, обусловленных их врезами в результате сейсмотектонических подвижек, а также по перегибам (bevels) в сейсмогенных уступах нашло широкое применение во многих регионах мира [9–12]. О том, что крутизна уступов несет информацию об их возрасте, известно уже четверть века [9, 13–15].

ПСД 3-го рода представлены многоактными сбросовыми уступами высотой 15–18 м и более, крутизной не превышающей  $35^{\circ}$ . В большинстве случаев к ним приурочены присбросовые рвы (микрограбены) с глубокими замкнутыми воронками. Ширина микрограбенов достигает 10–50 м, а высота обратных уступов – 4–6 м. Они прослеживаются по подножию склона макроупступа в промежутках между конусами выноса рек и ручьев, а также во внутренних полях конусов выноса. Наиболее древние деформации имеют слабое выражение на дневной поверхности (склоны рвообразных понижений не превышают  $20^{\circ}$ ) и находятся только во внутренних полях конусов выноса.

Из-за крайне неблагоприятных условий (крупноглыбовые пролювиально-делювиальные отложения) для вскрытия сейсмодетекторных горными выработками была пройдена одна канава в районе мыса Бол. Солонцовый (GPS-координаты:  $54^{\circ}10.206' N$   $108^{\circ}17.884' E$ ) и произведена одна зачистка в береговом обрыве на южном окончании конуса выноса Малая Коса. При практическом отсутствии современной почвы трудно было рассчитывать на обнаружение погребенных почв. Тем более, что в разрезе канавы в пределах присбросового рва между глыбами наблюдаются пустоты шириной до 10–15 см и нет мелкозернистого заполнителя, присутствующего по бортам присбросового рва. По-видимому, в зачистке берегового обрыва случайно найден кусок погребенной почвы в 2 м от дневной поверхности, который и был взят на радиоуглеродный анализ.

Приблизительный возраст рассматриваемых деформаций можно оценить по аналогии с датированными сейсмодетекторными по зоне Баргузинского разлома, где такие же ландшафтно-климатические условия. В зоне последнего слабо выраженные деформации (крутизна до  $20^{\circ}$ ) имеют возраст около 10000 лет, а крутые ( $33^{\circ}$ – $38^{\circ}$ ) сбросовые уступы образовались 3–4 тыс. лет назад. Исходя из этого, сейсмотектонические деформации 1-й возрастной группы (крутизна уступов  $38^{\circ}$ – $43^{\circ}$ ) сформировались, возможно, менее 1–2 тыс. лет назад, деформации 2-й возрастной группы (крутизна  $30^{\circ}$ – $35^{\circ}$ ) – 3–4 тыс. лет назад, 3-й возрастной группы ( $24^{\circ}$ – $28^{\circ}$ ) – 6–8 тыс. лет назад, а сла-

бовыраженные деформации – 10 тыс. и более лет тому назад.

Палеосейсмодислокации 1-й группы прослеживаются с перерывами от мыса Малый Солонцовый до мыса Мужинай на протяжении 75 км. При амплитуде смещения в 2–3 м они, очевидно, возникли при двух палеоземлетрясениях ( $M = 7.1–7.5$ ), с эпицентрами в районах кедровских и косовских мысов. Палеосейсмодислокации 2-й группы присутствуют в двух сегментах Северобайкальского разлома, разобщенных значительным (20–30 км) перерывом от мыса Северный Кедровый до мыса Хибелен. Протяженность одного из них составляет 70 км (мыс Шартлай – мыс Северный Кедровый), а другого – 20–25 км (мыс Хибелен – мыс Мужинай). В первом случае дислокации могли образоваться при двух палеособытиях с  $M = 7.1–7.5$ , а во втором – при одном сопоставимом землетрясении. Палеосейсмодислокации 3-й группы начинаются от мыса Кочериковского и прослеживаются в северном направлении на протяжении 150 км. Что-либо определенное сказать в настоящее время относительно их связи с количеством и величиной палеоземлетрясений очень трудно. Они могли образоваться и при двух палеособытиях с  $M = 7.6–8$ , или даже при одном более мощном. Еще меньше определенности в отношении палеосейсмодислокаций 4-й группы. Не исключено, что грандиозные сбросо-обвалы “Рита” и “Шартла” произошли во время формирования наиболее древних сейсмотектонических дислокаций.

Палеосейсмологические исследования в зоне Северобайкальского разлома показали, что в его части, доступной для непосредственного наблюдения, за последние 10 тыс. лет произошло, как минимум, 5 разрывообразующих землетрясений с  $M = 7.1–7.5$ , и, возможно, 2 землетрясения с  $M = 7.6–8$ .

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 00–05–64928).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья / Под. ред. В.П. Солоненко. М.: Наука, 1968. 220 с.
2. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.
4. Хромовских В.С., Чупизубов А.В., Курушин Р.А. и др. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: Наука, 1993. В. 1. С. 256–264.
5. Хромовских В.С. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН. В. 2/3. С. 300–307.
6. Стром А.Л. // Физика Земли. 1993. № 9. С. 38–43.
7. Стром А.Л. Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1998. 26 с.
8. Чупизубов А.В. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 386–398.
9. Wallace R.E. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. № 9. P. 1267–1281.
10. Brogan G.E., Kellpg K.S., Slemmons B., Terhune C.L. // US Geol. Sarv. Bull. 1991. № 1991. P. 1–23.
11. Deng Q., Liao Y. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № B3. P. 5873–5893.
12. Sanders C.O., Slemmons D.B. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1996. V. 86. № 6. P. 1784–1792.
13. Bucknam R.G., Andersen R.E. // Geology. 1979. V. 7. № 1. P. 11–14.
14. Ласточкин С.В. // Геоморфология. 1981. № 1.
15. Hanks T.C., Schwartz D.P. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1987. V. 77. № 3. P. 837–846.