

**ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ЗОНЕ ХУСТАЙСКОГО РАЗЛОМА  
(Северная Монголия)**

**О.П. Смекалин, В.С. Имаев, А.В. Чипизубов**

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

Рассматриваются результаты изучения голоценовой сейсмической активизации в зоне Хустайского разлома (Центральная Монголия). Сейсмогеологическими методами (дистанционными, тренчингом, геофизикой) выявлены признаки и определены количественные параметры палеоземлетрясения, приведшего к вскрытию разлома приблизительно в интервале времени 3.0—5.5 тыс. лет назад. Высокий сейсмический потенциал Тольской зоны ВОЗ, ее близость к г. Улан-Батор подтверждают сделанную ранее оценку сейсмичности столицы Монголии — 8 баллов по шкале MSK-64.

*Разлом, сейсмическая активность, абсолютный возраст, Северная Монголия.*

**PALEOSEISMIC STUDIES OF THE HUSTAI FAULT ZONE (northern Mongolia)**

**O.P. Smekalin, V.S. Imaev, and A.V. Chipizubov**

We discuss the results of study of the Holocene seismic activity in the zone of the Hustai Fault, Central Mongolia. Applying seismological methods (remote, trenching, geophysics), we have revealed signs and determined the quantitative parameters of the paleoearthquake that led to the fault dissection at 3.0–5.5 ka. The high seismic potential of the Tola zone and its proximity to Ulaanbaatar confirm earlier estimates of the seismicity of the capital of Mongolia, 8 points on the MSK-64 scale.

*Fault, seismic activity, absolute age, northern Mongolia*

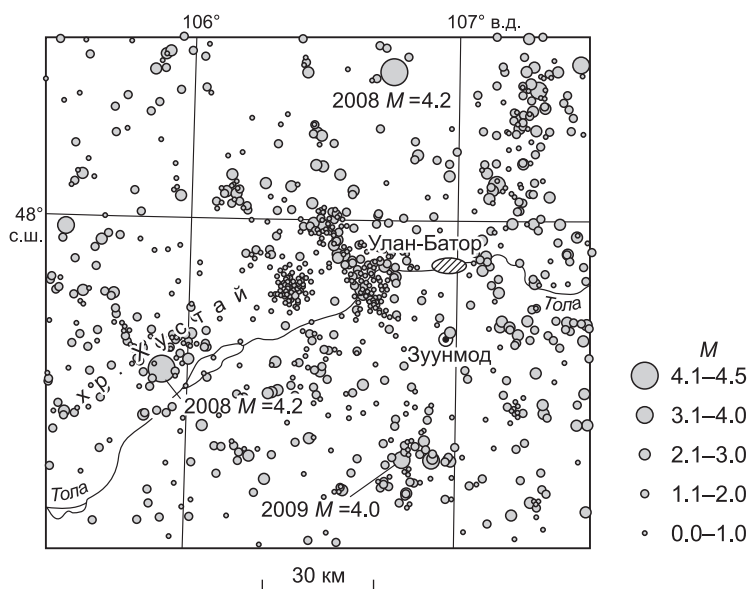
**ВВЕДЕНИЕ**

В статье рассматриваются признаки голоценовой сейсмической активизации в зоне Хустайского разлома. Как «важнейший тектонический разрыв» этот разлом впервые был показан на схеме неотектоники и сейсмичности МНР, составленной В.А. Апродовым по результатам полевых исследований, проведенных им на следующий год после 12-балльного Гоби-Алтайского землетрясения [Апродов, 1960]. Сейсмогеологическое изучение зоны Хустайского разлома было начато лишь спустя полвека. Возможно, в первоначальный период открытия и исследования исторических и палеосейсмогенных дислокаций (60-е и 70-е годы прошлого века) Хустайский разлом был обделен вниманием сейсмогеологов по причине его расположения в зоне слабой и умеренной сейсмичности у южных отрогов Хэнтэя, вблизи условной меридиональной границы, делящей территорию Монголии на западную высокосейсмичную и восточную, практически асейсмичную, части.

Хустайский разлом отчетливо выражен в рельефе линиями уступов в скальных породах и рыхлых отложениях, а также иными признаками сеймотектонической активности в основании склона линейного фаса юго-восточного борта Хустайского хребта. По аналогии с подобными структурами можно говорить о тектонической активности на сопряженной границе хребет—впадина в настоящее время и, вероятно, на большем протяжении новейшего этапа развития.

Интерес к Хустайскому разлому как к сейсмогенерирующей структуре возник после развертывания в окрестностях Улан-Батора сети сейсмических станций, которыми были зарегистрированы группы землетрясений к западу и юго-западу от монгольской столицы (рис. 1). Две из таких групп локализируются на юго-восточном склоне Хустайского хребта в его центральной части и вблизи его северо-восточного окончания. Особую тревогу вызывают землетрясения с  $M = 4$  и выше, произошедшие в 2008—2009 гг. на расстоянии не более 100 км от г. Улан-Батор.

**Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений в окрестностях г. Улан-Батора за период с 1994 по 2009 г. по данным сейсмологической службы RCAG (Монголия).**



Следующим шагом в изучении сейсмобезопасности монгольской столицы стало проведение здесь детальных наземных сейсмогеологических работ с целью выявления дислокаций сейсмогенной природы и определения их основных характеристик. Параллельно аналогичные работы были проведены к северо-востоку от Улан-Батора в зоне Гунжинского разлома [Имаев и др., 2012].

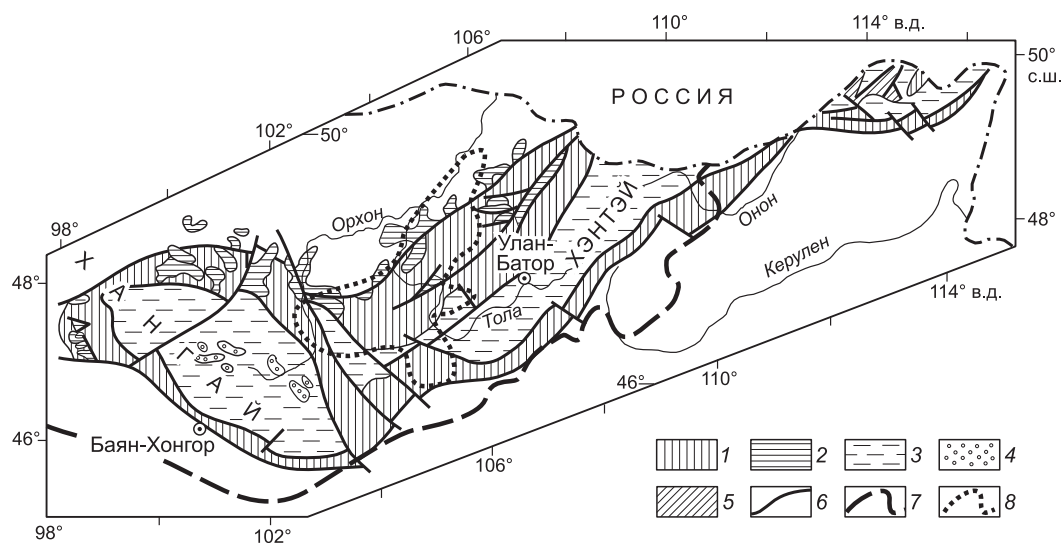
При общем описании территории нами приведены краткие сведения о тектонике не только Хэнтэйского, но и Хангайского нагорий, так как они имеют схожие структурно-формационные комплексы и историю геологического развития. При этом до недавнего времени, по имеющимся сейсмогеологическим и сейсмологическим данным, эти поднятия значительно различались по степени сейсмической активности. Если сейсмический потенциал Хангая подтвержден сильнейшими землетрясениями прошлого столетия (1905 и 1967 гг.), то обоснование высокой потенциальной сейсмичности Хэнтэя требует детальных, комплексных, охватывающих значительную территорию нагорья, сейсмогеологических исследований. Такие работы были начаты в 2007 г. Их первые результаты были частично опубликованы [Ferry et al., 2010; Демберел, 2010]. Данная статья основана на материалах тренчинга и геофизических исследований в зоне Хустайского разлома.

#### **КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ, ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ И СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ИССЛЕДУЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ**

Хангайское и Хэнтэйское поднятия занимают обширные территории в пределах каледонского складчатого основания Северной Монголии. Схожие черты геолого-тектонического строения и истории развития этих поднятий обусловлены их принадлежностью к единой Хангай-Хэнтэйской структурно-формационной зоне, образованной сложнодислоцированными сланцевыми толщами позднерифейского и раннепалеозойского возраста (рис. 2). В среднем и позднем палеозое на континентальной коре в пределах этой зоны сформировались мощные (до 10—11 км) терригенные девонско-каменноугольные серии осадков с локальным присутствием вулканических пород среднего и кислого состава. В карбоне в основном завершились процессы активного осадконакопления. Деформация палеозойских толщ началась еще в период их накопления, о чем свидетельствуют широко распространенные признаки турбидитного режима седиментации. В частности, Хэнтэйский синклиниорий развивался в условиях длительного поперечного сжатия. Слои интенсивно дислоцированы, залегают почти вертикально [Тектоника..., 1974].

Следующим этапом развития новообразованных складчатых структур в пределах Хангай-Хэнтэйской зоны стало формирование валоподобных поднятий, ограниченных продольными разломами и расчлененными поперечными сбросами и взбросами. Восходящие движения сопровождалось внедрением мезозойских гранитоидных интрузий. В межгорных понижениях накапливались позднеюрские и ранне-меловые отложения. Самая обширная область выхода на поверхность мезозойских осадков протяженностью 43 км и шириной 6 км занимает северную половину современной Тольской котловины (рис. 3). Широкое развитие мезозойских осадков за пределами границ Хангай-Хэнтэйской зоны и лишь фрагментарное их присутствие внутри зоны свидетельствует о том, что новейшие поднятия на территории Северной Монголии как положительные тектонические структуры существуют с постгерцинского времени.

Новейший этап тектонической активизации ознаменовался дальнейшим ростом Хангайского и Хэнтэйского поднятий и условно разделяется на два основных подэтапа. Первый из них (миоцен—ранний плиоцен) характеризуется вовлечением в поднятие все новых территорий вокруг центров роста, каковыми являются ядра синклинориев. Медленные вертикальные движения приводят к формированию крупных сводовых структур большого радиуса кривизны [Тектоника..., 1974]. Для второго подэтапа,



**Рис. 2. Схема тектонического районирования Хангай-Хэнтэйской зоны и ее каледонского обрамления с изменениями по [Тектоника..., 1974].**

1 — каледонское складчатое обрамление Хангай-Хэнтэйской зоны, сложенное кремнисто-вулканогенно-сланцевой и песчано-сланцевой формациями позднего докембрия—нижнего палеозоя; 2 — среднепалеозойские наложенные структуры в пределах каледонского обрамления (вулканогенные, осадочно-вулканогенные); 3 — герцинская Хангай-Хэнтэйская геосинклинальная зона, выполненная кремнисто-терригенной и песчаниковой формацией карбона; 4 — пермские эпигеосинклинальные орогенные структуры; 5 — пермотриасовые флишеидные формации; 6 — разломы; 7 — южная и восточная границы Хангай-Хэнтэйского нагорья; 8 — граница Орхон-Тольской среднегорной равнины.

начало которого относят к раннему плиоцену, характерна возросшая дифференциация движений по вновь образованным и уже существовавшим тектоническим разрывам. В пределах Хэнтэйского нагорья формируются горсты и грабены с общей северо-восточной ориентировкой осей простирания. Максимальные скорости движений относятся к позднему плиоцену—раннему плейстоцену, а общая амплитуда поднятия в области Центрального Хэнтэя колеблется в интервале от 1500 до 2500 м [Кожевников и др., 1973].

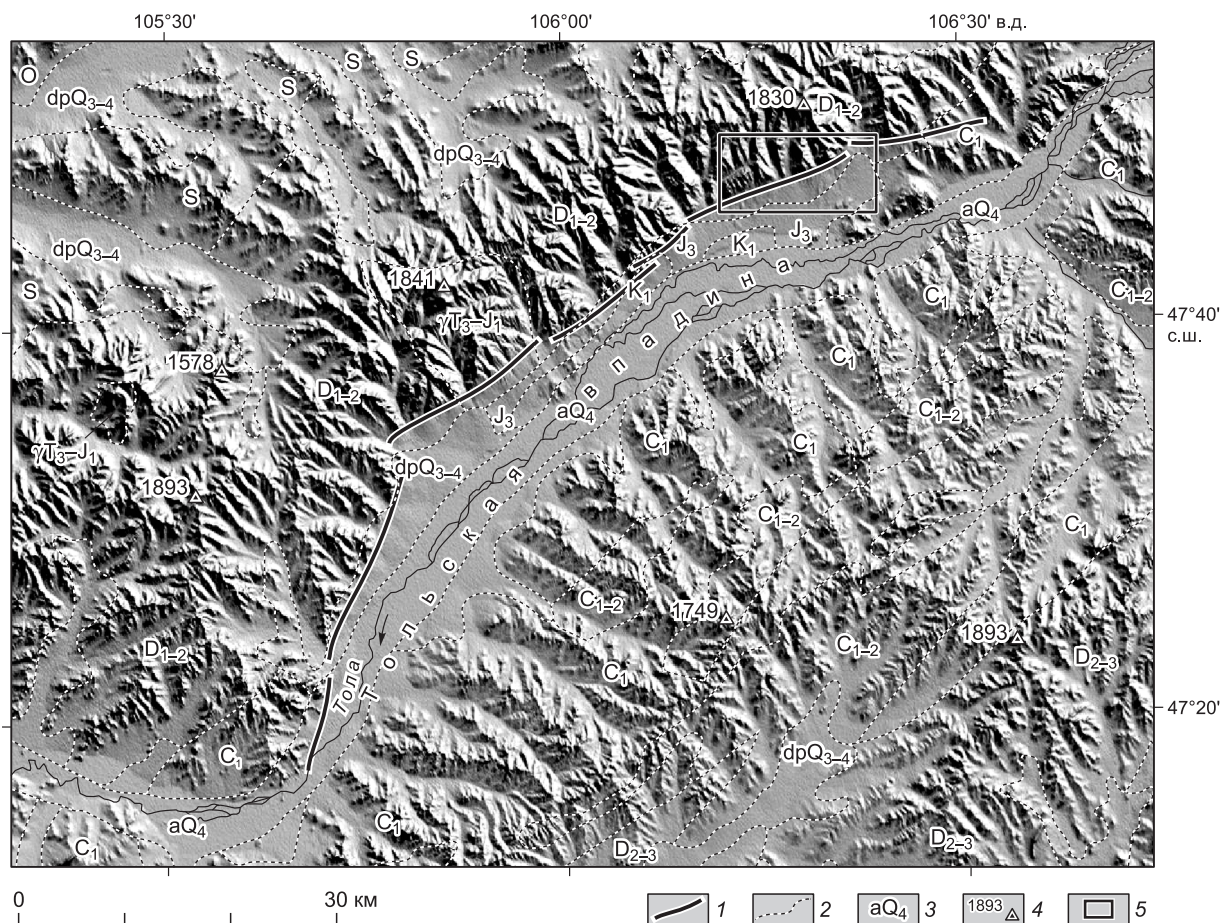
### ДЕФОРМАЦИИ В ЗОНЕ ХУСТАЙСКОГО РАЗЛОМА

Хустайский разлом наследует положение фрагмента протяженного тектонического контакта между породами нижнего—среднего девона и нижнего карбона, представленных флишевыми формациями мощностью около 3500 и 2500 м соответственно [Geological..., 1998]. Установленные Л.П. Зоненшайном покровно-складчатые структуры вдоль северо-западных границ Хэнтэйского синклиория, с надвижением нижнепалеозойских толщ на отложения синклиория с амплитудой до 5—10 км, находят отражение и в особенностях деформации толщ девона и карбона, слагающих синклиорий, в том числе и в северо-западной вергентности складок в этих отложениях [Тектоника..., 1974]. Весьма характерным является наличие на границе девона и карбона кварцевых даек и тектонических трещин, падающих в северо-западном направлении.

В современном плане Хустайский разлом протяженностью около 100 км служит границей двух тектонических структур, орографически выраженных Хустайским хребтом и Тольской впадиной. Эти структуры расположены в юго-западной части Хэнтэя, вблизи обширной плоскогорной равнины, осложненной изолированными хребтами-горстами. Эта равнина с севера разграничивает Хангай-Хэнтэйский свод на два обособленных поднятия. При подобном разграничении поднятий Хустайский хребет можно рассматривать как передовую структуру Хэнтэя, по геоморфологической выраженности во многом схожей с изолированными хребтами-горстами плоскогорной равнины. В литературе Хустайский хребет описывается как горст, юго-восточный борт которого сопряжен с Тольским грабеном [Селиванов, 1972; Тектоника..., 1974].

Абсолютные высотные отметки вершинной поверхности хребта лежат в интервале от 1650 до 1750 м. Максимальная высота 1842 м отмечается в центральной его части. Абсолютные отметки днища впадины вдоль поймы р. Тола изменяются от 1180 м при входе долины Толы в северо-восточной оконечности впадины до 1080 м при выходе — в юго-западной. Учитывая незначительную мощность не-





**Рис. 3. Схема объемной модели рельефа и основных геологических объектов в пределах Тольской впадины и обрамляющих ее хребтов.**

1 — кулисы Хустайского разлома; 2 — границы разновозрастных геологических образований; 3 — стратиграфические индексы (геологические границы и возраст даны согласно [Geological..., 1998]); 4 — абсолютные отметки вершин (м); 5 — участок геофизических и тренчинговых работ (см. рис. 5).

оген-четвертичных отложений (не превышающей 70 м по данным бурения в долине Толы), можно оценить размах вертикальных неотектонических движений в интервале от 500 до 800 м, что значительно (в разы) уступает амplitудам неотектонических деформаций в Хангае и в центральных частях Хэнтэя. И тем не менее, если рассматривать Хангайское поднятие, то именно в зонах разломов, расположенных вдоль его границ, произошли катастрофические землетрясения XX в.

Хустайский горст и Тольский грабен в целом располагаются согласно основному направлению развития структур Хэнтэйского поднятия — северо-восточного. Это, в частности, предопределено и наследованным характером развития Тольского грабена. Он практически полностью занимает площадь мезозойской впадины, выполненной позднеюрскими и раннемеловыми терригенными осадками. Мезозойские отложения выходят на поверхность в правобережной части северной половины впадины. Частично они слагают юго-восточный склон Хустайского хребта. В южной половине впадины мезозойские породы перекрыты позднеплейстоценовыми и голоценовыми делювиально-пролювиальными и перемытыми ледниковыми отложениями. Эрозионный рисунок рельефа, отсутствие сколько-либо значительных по мощности отложений кайнозойского возраста (первые десятки метров), подчиненность молодого рельефа рисунку речной сети, в частности, antecedentный характер прорыва Толлой перемычки между Улан-Баторской (широтной) и Тольской впадинами, свидетельствует о «законсервированности» мезозойской впадины. В таком случае, какова природа Хустайского поднятия? Является ли он горстом, юго-восточный борт которого воздымается по плоскости смещения, контролирующей в то же время смежную впадину-грабен? Альтернативной природой Хустая могло бы быть его образование в виде валоподобного поднятия в процессе поперечного сжатия с возможным его надвиганием на Тольскую впадину.



**Рис. 4. Принципиальная схема приповерхностного строения надвиговых структур (в разрезе).**

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргилиты; 4 — конгломераты; 5 — делювиальный шлейф; 6 — колювиальный клин; 7 — разломы.

Для решения задач, связанных с сейсмотектоникой (а также геодинамикой) территории, нами были проанализированы космические снимки, объемные модели рельефа поверхности, проведены комплексные сейсмогеологические исследования (геоморфологические наблюдения, тренчинг, геофизические малоглубинные исследования). Эти работы позволили получить информацию о характере прорисовки в плане линии разлома, строения в разрезах деформированных толщ вблизи выхода плоскости смещения на поверхность, определить генетический тип и кинематику Хустайского разлома.

Хустайский разлом состоит из шести кулис длиной от 12 до 20 км (см. рис. 3). С северо-востока на юго-запад простираение кулис изменяется от субширотного до субмеридионального. В общем плане они составляют плавную дугу, обращенную выпуклой стороной на северо-запад. При детальном рассмотрении кулисы также не являются прямыми. Каждая из них слегка изогнута, но уже в обратном направлении, в сторону впадины. Выход разлома на поверхность представлен в виде полосы, выраженной в рельефе сейсмодислокации шириной от десятков до сотен метров. Границы этой полосы очерчены сейсмогенными уступами и надразломными перегибами поверхности. Присклоновая граница выражена в виде уступа высотой до нескольких метров. К этим уступам часто приурочены выходы позднепалеозойских песчаников, трещиноватых, рассеченных кварцевыми дайками мощностью до 30 см. Подобные выходы скальных пород наблюдаются и в случаях деформации уступом пологих поверхностей конусов выноса. Граница полосы дислокаций со стороны впадины выражена менее отчетливо и представляет собой перегиб в рельефе. Большую часть площади дислокаций занимает незначительное прогибание поверхности склона предгорной равнины, характерное для надвиговых структур (рис. 4). Эти прогибы образуются с тыловой стороны складок торшения. Они явно не являются грабенами, образование которых характерно для сбросов на пространстве между главной плоскостью смещения и падающей ей навстречу плоскостью антитетического разрыва (отсутствуют обращенные в сторону хребта уступы).

Современная тектоническая активность по зоне Хустайского разлома отражена в резком перепаде высот в виде уступа в наклонной предгорной равнине и тальвеговых участков долин, пересекающих линию разлома. Вертикальная амплитуда деформации по последнему параметру изменяется от 6 до 12 м [Ferry et al., 2010]. В этой же работе высказано предположение о наличии горизонтальной составляющей сейсмогенных подвижек. По материалам дешифрирования спектральных космоснимков установлено правостороннее смещение головных частей некоторых конусов выноса, срезанных по линии разлома.

### ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

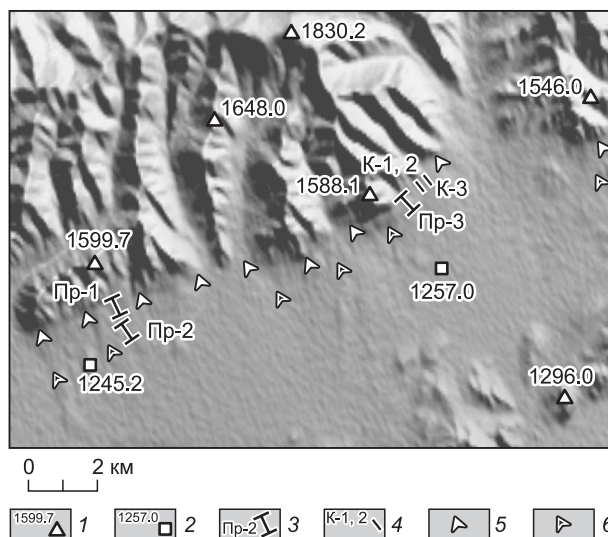
Геофизические исследования проводились на двух опорных точках в пределах второй кулисы на северо-восточном фланге разлома. Работы выполнялись при участии сотрудников Нерюнгринского технического университета Н.Н. Гриба, А.А. Сясько, А.В. Качаева с использованием их инструментальной базы. Первое сообщение о работах опубликовано в статье [Демберел и др., 2010]. Всего пройдено три геофизических профиля: два в подножии горы Хушиг-Ула (абс. отметка 1599.7 м) и один в подножии горы Их-Улан-Хад-Ула (абс. отметка 1588.1 м) (рис. 5). На каждом из профилей было выполнено три геофизических метода: ДОЗ, КМПВ, георадарная съемка. Главной целью использования геофизики для сейсмогеологических исследований хустайских дислокаций было выявление характера залегания геологических тел на глубинах от нескольких метров до нескольких десятков метров. Подобные исследования необходимы в связи с тем, что поверхностные деформации (трещины, разрывы со смещениями, изгибы слоев), вскрываемые траншеями, не всегда могут однозначно свидетельствовать о генетическом типе сейсмогенной подвижки. Нередки случаи когда, приспосабливаясь к поверхностной геологической структуре, плоскости смещений резко меняют крутизну наклона к горизонтальной плоскости. Часто близвертикальные разрывы, характерные для сбросов, сдвигов и раздвигов, сопровождают изгибы слоев в передовых частях покровно-надвиговых структур [Палесеисмология, 2012].

**Методы и аппаратура геофизических исследований.** Для электроразведочных работ использовалась аппаратура ЭРА-МАХ производства НПО «ЭРА» (г. Санкт-Петербург). Исследования выполня-



**Рис. 5. Схема расположения геофизических профилей и горных выработок.**

1 — абсолютные отметки горных вершин (м); 2 — абсолютные отметки в пределах Тольской впадины (м); 3 — геофизические профили и их номера; 4 — горные выработки (канавы) и их номера; 5 — присклоновая ветвь дислокаций; 6 — привпадинная ветвь дислокаций.



лись установкой методом ДОЗ с шагом между точками зондирования 10—20 м (расстояние между электродами *A* и *B* 10 м; расстояние между электродами *M* и *N* приемного диполя 10 м). Максимальный разнос *OO'* составил 150 м. Работы проводились с применением заземленного источника возбуждения (излучающего диполя) с величиной силы тока в питающей линии от 20 до 200 мА в зависимости от условий заземления и при стабилизированном токе на частоте 625 Гц. Использованный максимальный разнос установки обеспечил глубину исследований до 40 м. Кажущееся сопротивление каждого измерения вычислялось по формуле:

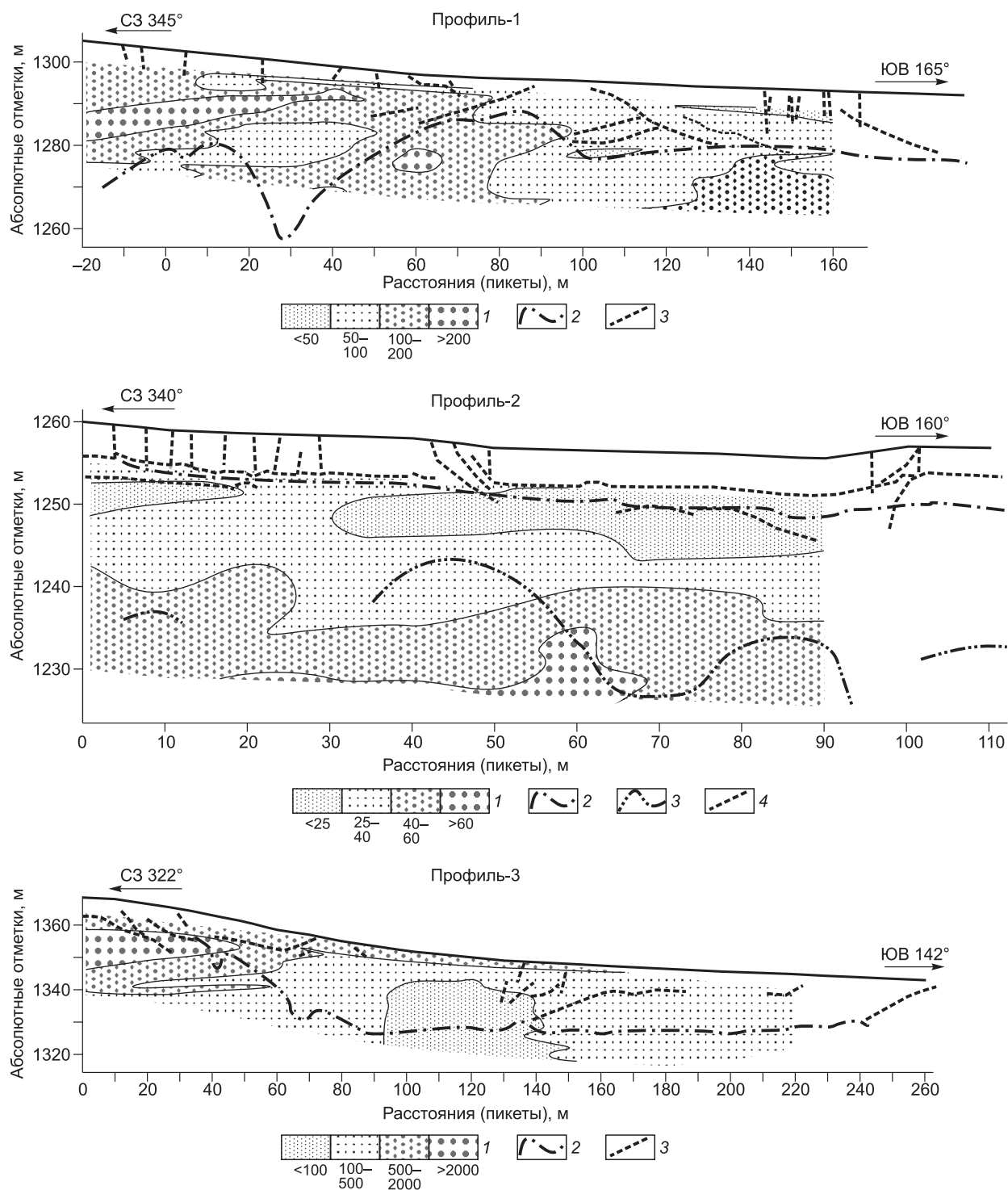
$$\rho_k = k \cdot \frac{\Delta U}{I}, \text{ где } k = \frac{2\pi}{(1/|BM| - 1/|AM| - 1/|BN| + 1/|AN|)}.$$

Пересчет кривых зондирования в удельные сопротивления слоев не производился ввиду особенностей методики дипольного зондирования: мелкие детали разреза при количественной интерпретации кривых ДОЗ неизбежно теряются. Построение разрезов кажущегося сопротивления позволило оценить геоэлектрическую ситуацию для каждого профиля комплексно. Эмпирически глубинность точки отсчета принята как четверть разноса *OO'*.

*Сейморазведочные работы* были выполнены по методике КМПВ с возбуждением сейсмических волн темпером (ударами кувалды). Регистрация сигнала выполнена 24-канальной цифровой сейсмостанцией «Сейсмолог-24» производства ООО «АйСиЭс» (г. Хабаровск). При исследованиях применялись вертикальные сейсмоприемники с собственной частотой колебаний 20 Гц. Шаг между сейсмоприемниками 5 м. Общая длина сейморазведочной косы 115 м. Исследования проводились по схеме с четырьмя пунктами возбуждений — выносные пункты возбуждения в 30 м от ближайшего сейсмоприемника, концевые — в 2.5 м. Запуск записи производился по сигналу пускового сейсмодатчика, расположенного вплотную к точке возбуждения. Длительность записи 1024 мс. Дискретность записи — 0.5 мс. Для подавления помех полевые исследования проводили по методике многократных возбуждений в пункте удара. При первичной обработке полевых данных сейсмограммы одного пункта возбуждения суммировались. Суммирование позволило подавить случайные шумы и поднять уровень полезного сигнала. После суммирования полевых сейсмограмм дальнейшая интерпретация производилась по стандартному графу обработки данных сейморазведки КМПВ. В результате обработки по каждому сейсмическому профилю были получены скоростные разрезы.

Для *георадиолокационных исследований* использован комплект аппаратуры ОКО-II производства НПО «Логис» (г. Раменское). В качестве антенного блока использован АБДЛ «Тритон» — неэкранированный антенный блок с дипольными излучателями частотой 50 и 100 МГц и глубиной исследований до 20 м. При исследованиях выполнялось двукратное профилирование — прямой ход с частотой излучателя 100 МГц и обратный ход с частотой излучателя 50 МГц. Обработка полевых радарограмм проводилась с применением программного обеспечения GeoScan производства НПО «Логис».

**Интерпретация геофизических данных.** Геофизические профили 1 и 3 пересекают основной (присклоновый) уступ, несущий информацию о главных признаках деформаций по зоне Хустайского разлома: амплитуде смещений, кинематике подвижки. Общая одинаковая позиция профилей к деформациям в зоне разлома объясняет некоторую схожесть отображаемых полей на их диаграммах (рис. 6). Первые пикеты этих профилей расположены выше бровки уступа, где в отдельных местах отмечаются выходы коренных выветрелых пород. Располагающиеся вблизи поверхности высокоомные образования коренных пород перекрывают слои со значительно более низким удельным сопротивлением. Подошва высокоомных аномалий прямолинейна и полого погружается в сторону хребта до глубин 15—20 м под



**Рис. 6. Синтезированные схемы профилей геофизических исследований.**

Профиль 1: 1 — кажущееся удельное электрическое сопротивление по данным ДОЗ (Ом·м); 2 — граница преломляющего горизонта со скоростями по подошве 1100—1400 и по кровле 1900—2100 м/с; 3 — деформации со смещением по результатам георадарной съемки и КМПВ.

Профиль 2: 1 — кажущееся удельное электрическое сопротивление по данным ДОЗ (Ом·м); 2 — граница преломляющего горизонта со скоростями по подошве 500—700 и по кровле 1900—2100 м/с; 3 — то же, по подошве 2300—2700 и по кровле 3100—3400 м/с; 4 — деформации со смещением по результатам георадарной съемки и КМПВ.

Профиль 3: 1 — кажущееся удельное электрическое сопротивление по данным ДОЗ (Ом·м); 2 — граница преломляющего горизонта со скоростями по подошве 1300—1500 и по кровле 2100—6700 м/с; 3 — деформации со смещением по результатам съемки КМПВ.

отметками нулевых пикетов. К участку профилей на склоновой части уступа приурочены сгущения разрывных нарушений в приповерхностном слое по материалам георадарной съемки. По данным КМПВ отчетливо выделяется преломляющий горизонт, пилообразный рисунок которого может свидетельствовать о блоковой структуре деформированной неогеновой толщи. Для профиля 1 характерен наклон преломляющей границы в сторону хребта.

Профиль 2 пройден через привпаденную слабовыраженную в виде валообразных перегибов в рельефе ветвь дислокации. Расстояние между двумя ветвями дислокаций в месте расположения профилей 1 и 2 составляет 800 м. В месте заложения профиля 2 коренные породы перекрыты многометровыми делювиально-пролювиальными наносами, что в значительной степени предопределило два принципиальных отличия от интерпретационной картины профилей 1 и 3. Это, во-первых, закономерное увеличение с глубиной кажущегося электрического сопротивления и, во-вторых, наличие двух преломляющих горизонтов. Первое обстоятельство объясняется нормальной последовательностью залегания слоев от рыхлых к более плотным. Наличие надвиговых деформаций не исключается при относительно небольших амплитудах смещения. Появление на профиле 2 верхнего преломляющего горизонта связано с большей дифференциацией разреза, вызванного накоплением осадков бокового сноса соседних конусов выноса. При этом для верхнего слоя осадков характерно плавное увеличение мощности в направлении к впадине. Нижний преломляющий горизонт, так же как и в случае с профилем 1, отражает блочную структуру литофицированных пород. По результатам георадарной съемки выделяются участки повышенной плотности разрывных нарушений.

### ТРЕНЧИНГ И ДАТИРОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ

На северо-восточном фланге Хустайского разлома пройдены три канавы длиной по 15—17 м каждая, глубиной около 2 м и шириной 1—1.5 м. Проходка осуществлялась колесным экскаватором фирмы «Samsung». Канавы 1 и 2 вскрывают склон и подножие основного (присклонового) сейсмогенного уступа (рис. 7). Расстояние между канавами — 25 м. Вертикальная высота уступа в месте проходки канав достигает 3—4 м. Максимальная крутизна склона уступа не превышает 22°. В непосредственной близости от места проходки канав уступ осложнен выходами нижнесреднедевонских окварцованных песчаников с кварцевыми дайками толщиной около 30 см. Породы выветрелы, покрыты густой сетью трещин, среди которых преобладают трещины северо-восточного простирания, при этом они имеют падение как в юго-западное, так и в северо-восточное направление (типичные элементы залегания: азимут падения 144—149°, угол падения 42—50°; азимут падения 285°, угол падения 70—75°). Элементы залегания кварцевых даек изменяются в пределах: азимут падения 295—310°, угол падения 60—80°.

Канавами вскрыты в основном отложения делювиально-пролювиального шлейфа, представленные дресвой и щебнем различных размеров с песчаным и супесчаным заполнением. В забое канавы 2 вскрыты дезинтегрированные коренные породы (рис. 8). Канавы 3 располагается на расстоянии 325 м к востоку от канав 1 и 2 и на некотором удалении (вниз по склону) от основного уступа.

Деформации в канаве 1 представлены нарушением слабонаклонного залегания слоев, перемещением щебнистой массы по пологой плоскости, падающей под хребет. По этой плоскости захороненный щебнистый вывал (средний и крупный щебень без заполнителя, слой *F* на схеме канавы 1, см. рис. 8 и 9) разорван и надвинут по направлению к Тольской впадине на более молодые слои (*B*, *C*, *D*). Видимая амплитуда смещения составляет 2.5 м (отрезок жирной линии в основании слоя *F* на разрезе канавы Хустай-1, см. рис. 8, угол падения около 18°). Висячем крыле щебень (*F*) перекрыт песчано-дресвяным



Рис. 7. Вид на сейсмогенный уступ (основной присклоновой ветви дислокаций).

Белыми стрелками показано основание уступа. Справа и слева от канав — выходы коренных пород.



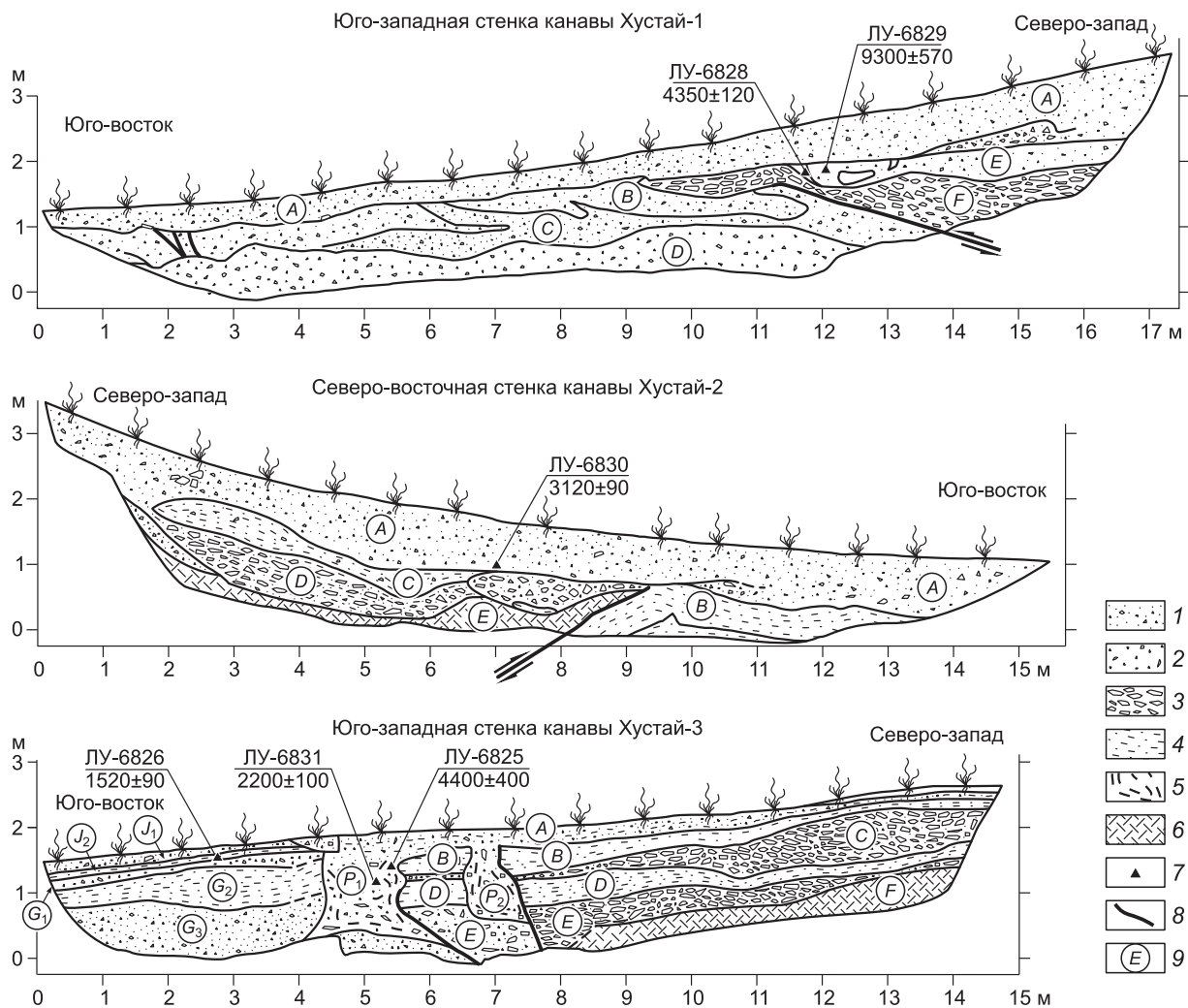


Рис. 8. Схемы разрезов канав, пройденных на северо-восточном фланге Хустайской дислокации.

1 — песок с дресвой и мелким щебнем, 2 — дрова и мелкий щебень, 3 — средний и крупный щебень, 4 — супесь, 5 — слоистость, 6 — коренные дезинтегрированные породы, 7 — места отбора проб на  $^{14}\text{C}$ , 8 — разломы, 9 — индексы слоев.

слоем (E). Возраст этого слоя, как и щебнистой массы, старше надвиговой деформации и был датирован радиоуглеродным методом (пр. ЛУ-6829). На контакте слоев E и F сохранилась нижняя часть клиновидной трещины раскрытия, образованной во время подвижки. Возраст гумусированной супеси (пр. ЛУ-6828), заполняющей эту трещину, наиболее близок ко времени подвижки и является нижним ограничением в интервальной оценке времени палеособытия. Или другими словами — запечатанный фрагмент погребенной почвы незначительно старше дислокации.

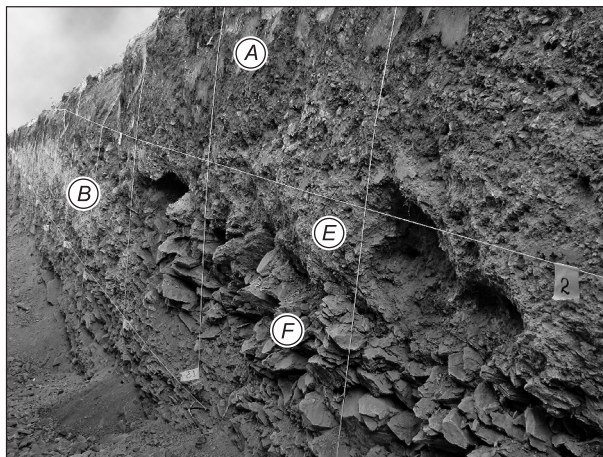
После надвига и возникновения связанных с ним деформаций (в том числе изгибовых) шло сглаживание поверхности и перекрытие деформированных слоев делювиальным шлейфом из песка, содержащим до 35—50 % дровесы и мелкого щебня (слой A).

Деформации в канаве 2 также представляют надвиг по пологопадающей (около  $30^\circ$ ) в сторону хребта плоскости смещения с видимой амплитудой 1.5 м. Здесь срыв пришелся на границу между дезинтегрированными коренными породами (E) и слоем супеси (B). Кроме деформации смещения по разлому здесь отчетливо видна формирующаяся антиклинальная складка в слое B. В канаве отобрана проба на  $^{14}\text{C}$  (ЛУ-6830) из подошвы слоя (A), перекрывающего надвиговую деформацию. Возраст этой пробы должен быть моложе возраста деформации. Таким образом, палеосейсмическая интерпретация двух канав дает нам возможность установить интервальную оценку абсолютного возраста палеоземлетрясения.

Деформация в канаве 3, в отличие от вышеописанных, имеет ярко выраженную сдвиговую компоненту. На это указывают различия в составе осадков слоев в смежных бортах трещин. Падение плоскостей смещения, как и в первых двух канавах, в сторону хребта (азимут падения  $280\text{—}300^\circ$ , угол падения

**Рис. 9. Перспективный снимок юго-западной стенки канавы 1.**

Видно надвигание слоя рыхлого щебня на плотные древесно-песчаные отложения. Контакт между слоями прямолинеен на расстоянии 2.5 м и достаточно отчетлив. Слои обозначены индексами в соответствии со схемой канавы на рис. 8 и описани-ем в тексте.



25° для трещины  $P_1$ ). Борта трещин со стороны ле- жачих крыльев размыты. Заполнение размытых трещин происходило песчано-дресвяно-щебнистой массой в течение одного или нескольких циклов выноса рыхлого материала, но, вероятнее всего, за небольшой промежуток времени после палеособы- тия, о чем свидетельствует возраст находящегося там (в трещине  $P_1$ ) фрагмента переотложенной почвы. Этот фрагмент почвы образовался до палеособы- тия, и его датировка (ЛУ-6825) определяет нижнюю границу возраста деформации. Другой фрагмент гумусированной супеси оказался запечатанным кротовиной и поэтому имеет более молодой возраст (пр. ЛУ-6831). Материал, заполняющий трещины  $P_1$  и  $P_2$ , относится к сейсмогенным фациям осадков. Постсейсмическими являются отложения слоев  $A$ ,  $J_1$  и  $J_2$ . Датирование последнего слоя (ЛУ-6826) дало самый молодой возраст для радиоуглеродных проб хустайского куста канав.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ХУСТАЙСКОЙ ДИСЛОКАЦИИ

Строение Хустайской дислокации в разрезах канав и результаты радиоуглеродного опробования однозначно указывают на то, что мы имеем дело с деформациями последнего разрывообразующего зем- летрясения. Следы более ранних событий в канавах не вскрыты. Единственное, что можно сказать, — это то, что предшествующее последнему событию палеоземлетрясение произошло не позднее 6 тыс. лет до н.э. (или более 8 тыс. лет назад).

Определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом отобранных нами органогенных образцов было выполнено в лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода СПбГУ (рук. проф. Х.А. Арсланов). Перевод радиоуглеродных возрастов в календарные осуществлен с помо- щью программы CALIB 6.0 [Stuiver, Reimer, 1993; Reimer et al., 2009]. Результаты расчетов представле- ны в таблице.

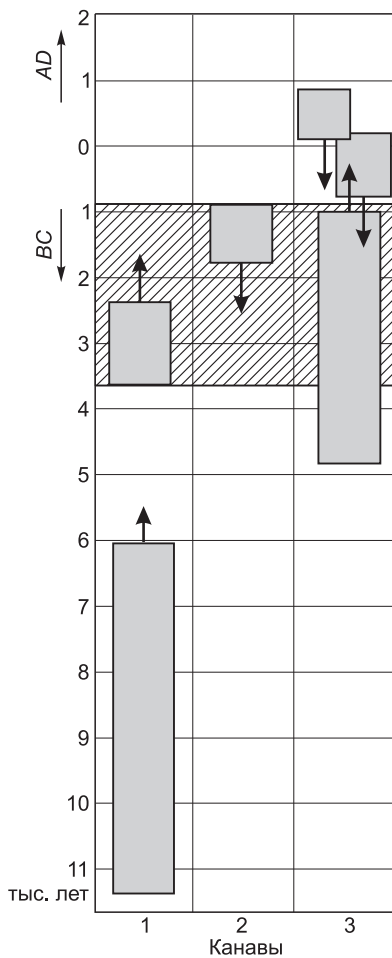
Для наглядности корреляции возрастов проб представлена схема на рис. 10. Из схемы видно, что границы интервального возраста палеоземлетрясения подтверждаются тремя датировками с каждой стороны. При этом за интервальную оценку принимается область максимального перекрытия вероят- ностных оценок возрастов, наиболее близко расположенных друг к другу со стороны нижней и со сто- роны верхней границ. Таким образом, нами определен возраст последнего Хустайского палеоземлетря- сения в интервале 3632 лет до н.э. (нижняя граница, пр. ЛУ-6828) — 899 лет до н.э. (верхняя граница интервала, пр. ЛУ-6830).

При наличии данных о возрасте лишь одного палеособытия трудно судить о повторяемости по- добных событий, однако возможно оценить нижнюю границу интервала времени повторения разрыво-

**Радиоуглеродный и календарный возраст образцов Хустайской дислокации**

Канавы	Лабораторный номер пробы	Возраст $^{14}\text{C}$ , лет	Календарный возраст, лет	
			нижняя граница	верхняя граница
1	ЛУ-6828	4350 ± 120	cal BC 3632	cal BC 2375
1	ЛУ-6829	9300 ± 570	cal BC 11377	cal BC 6012
2	ЛУ-6830	3120 ± 90	cal BC 1781	cal BC 899
3	ЛУ-6825	4400 ± 400	cal BC 4837	cal BC 986
3	ЛУ-6826	1520 ± 90	cal AD 115	cal AD 881
3	ЛУ-6831	2200 ± 100	cal BC 780	cal AD 189

Примечание. Календарный возраст рассчитан с использованием программы CALIB v.6.0 [Stuiver, Reimer, 1993; Reimer et al., 2009].



**Рис. 10. Схема корреляции календарных (калиброванных) возрастов Хустайской структуры.**

Высота прямоугольников определяет вероятный интервал формирования почвенного слоя с учетом ошибки  $2\sigma$ . Стрелка вверх означает, что данная проба отобрана из слоя, деформированного при землетрясении. Стрелка вниз — проба отобрана из слоя, перекрывающего сейсмогенные осадки. Область с диагональной штриховкой — интервальный возраст последнего палеоземлетрясения.

образующих землетрясений. Он приблизительно составляет от 3 до 5.5 тыс. лет. Именно в этих рамках оценивается время, прошедшее после палеособытия. Минимальное время, прошедшее между последним и предшествующим ему палеособытиями, составляет приблизительно 2.5 тыс. лет, т.е. можно сказать, что период повторяемости сильнейших землетрясений в зоне Хустайского разлома составляет не менее 2.5—3.0 тыс. лет.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Впервые палеосейсмическими исследованиями подтвержден высокий сейсмический потенциал зоны ВОЗ, расположенной в непосредственной близости от столицы Монголии. Ранее принятое значение  $M_{\max}$  для Тольской зоны ВОЗ составляло 6.0 и было основано лишь на тектонофизических, сейсмологических данных и на эмпирических соотношениях магнитуды от длины разлома [Леви и др., 1996]. Нами установлен сам факт наличия эпицентральной зоны палеоземлетрясения и определены его качественные и количественные характеристики (кинематика, амплитуда смещения, абсолютный возраст). На новом фактическом материале оценено значение  $M_{\max}$  для Хустайского сейсмогенерирующего разлома (Тольская зона ВОЗ). Исходя из эмпирической зависимости для взбросодвигов активизированных платформ [Чипизубов, 1998]:  $M = 7.0 + 1.1 \cdot \lg D$ , где  $D$  — амплитуда смещения

(м), для значения  $D = 2.5$  мы получаем  $M = 7.4$ . При этом мы считаем вполне обоснованной оценку возможной интенсивности сотрясений 8 баллов по шкале MSK-64 для г. Улан-Батор, обозначенной ранее на «Карте сейсмического районирования Восточной Сибири и Монголии» (ред. Н.А. Логачев и В.С. Хромовских) и опубликованной в работе [Леви и др., 1996].

В связи с полученными данными об активизации взбросодвигов на границах сопряженной структуры хребет—впадина, возможно, следует пересмотреть имеющуюся концепцию о широком развитии горстов и грабенов в пределах Хэнтэйского свода в плиоцене и плейстоцене [Тектоника..., 1974]. Деформации в зоне Хустайского разлома вызваны субгоризонтальным сжатием, ориентированным в направлении от близкого к широтному до северо-запад — юго-восточного.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 12-05-00767а).

### ЛИТЕРАТУРА

**Апродов В.А.** О неотектонике и сейсмичности территории Монгольской Народной Республики // Бюллетень Совета по сейсмологии № 10. Вопросы сеймотектоники Прибайкалья и смежных территорий. 1960, с. 121—133.

**Демберел С., Батарсүрэн Г., Имаев В.С., Стром А.Л., Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Гриб Н.Н., Сясько А.А., Качаев А.В.** Палеосейсмогенные деформации в окрестностях Улан-Батора по геологическим и геофизическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии, 2010, т. 37, № 3, с. 45—54.

**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.

**Кожевников А.В., Дэмбрэлдорж С., Болд Я.** Новейшая тектоника Хангай-Хэнтэйской горной страны (МНР) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., Изд-во Моск. ун-та, 1973, с. 161—193.

**Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М., Ружич В.В., Аржанников С.Г., Бержинский Ю.А., Буддо В.Ю., Дельянский Е.А., Демьянович М.Г., Масальский О.К., Николаев В.В., Потапов В.А.,**



**Радзиминович Я.Б., Семенов Р.М., Серебренников С.П., Смекалин О.П., Чипизубов А.В.** Современная геодинамика: сеймотектоника, прогноз землетрясений, сейсмический риск (фундаментальные и прикладные аспекты) // Литосфера Центральной Азии. Иркутск, 1996, с. 150—183.

**Палеосейсмология.** (В 2 т.) / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. М., Научный мир, 2012, 560 с. (Т. 1). 390 с. (Т. 2).

**Селиванов Е.И.** Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М., Недра, 1972, 296 с.

**Тектоника** Монгольской Народной Республики / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1974, 284 с.

**Чипизубов А.В.** Выделение одноактных и разновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика, 1998, т. 39, (3), с. 386—398.

**Ferry M., Schlupp A., Ulzibat M., Munschy M., Fleury S., Baatarsuren G., Erdenezula D., Munkh-saikhan A., Ankhtsetseg D.** Tectonic morphology of the Hustai fault (Northern Mongolia): a source of seismic hazard for the city of Ulaanbaatar // Geophys. Res. Abst., 2010, v. 12, EGU 2010-11122.

**Geological** map of Mongolia. Scale 1:1000000. Mineral resources authority of Mongolia. Mongolian academy of sciences. Institute of geology and mineral resources. Ulaanbaator, 1998.

**Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk R.C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J., Weyhenmeyer C.E.** IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0—50,000 years cal BP // Radiocarbon, 2009, v. 51 (4), p. 1111—1150.

**Stuiver M., Reimer P.J.** Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program // Radiocarbon, 1993, v. 35 (2), p. 215—230.

*Рекомендована к печати 23 ноября 2012 г.  
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию  
10 июля 2012 г.*