

ПАЛЕОСЕЙСМОГЕННЫЕ ДИСЛОКАЦИИ ВЕРХНЕКЕРУЛЕНСКОЙ ВПАДИНЫ (юг Хэнтэй-Даурского мегасвода, Монголия)

О.П. Смекалин¹, А.В. Чипизубов¹, В.С. Имаев^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

² Технический институт (филиал) Северо-Восточного федерального государственного университета, 678960, Нерюнгри, ул. Кравченко, 16, Россия

В последние годы в пределах Хэнтэйского поднятия были открыты и обследованы Хустайская, Гунжинская и Керуленская палеосейсмогенные структуры. В результате изучения этих структур получены данные, свидетельствующие о наличии зон вероятных очагов землетрясений, непосредственно влияющих на уровень сейсмической опасности г. Улан-Батор. Приводятся первые данные о количественных характеристиках доисторических землетрясений в Верхнекеруленской мезокайнозойской впадине. Для двух палеособытий радиоуглеродным методом установлен абсолютный возраст в интервалах времени BC 1152 — BC 1702 и BC 5466 — BC 7201 (BC — летоисчисление до нашей эры). Сейсмогеологическое изучение дислокаций позволило оценить характер тектонических напряжений при формировании структур внутренних областей Хэнтэйского поднятия и объяснить их природу. Основным источником напряжений горизонтального сжатия являются эндогенные процессы, приводящие к расширению площади Хэнтэйского поднятия за счет периферийных бассейнов мезозойского осадконакопления.

Палеосейсмогенные дислокации, тренчинг, оценка интервального возраста палеоземлетрясения.

PALEOSEISMOGENIC DISLOCATIONS IN THE UPPER KERULEN BASIN (southern Henteyn–Daurian mega-arch, Mongolia)

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

In recent years, the Hustai, Gunji, and Kerulen paleoseismic structures have been discovered and examined within the Henteyn uplift. Their investigations revealed zones of probable earthquake foci, presenting a seismic hazard for Ulaanbaatar. We report the first data on the quantitative parameters of prehistoric earthquakes in the Meso–Cenozoic Upper Kerulen basin. The absolute age of two paleoevents determined by radiocarbon dating is within 1152–1702 BC and 5466–7201 BC. Seismogeological study of dislocations made it possible to estimate the type of tectonic stress during the formation of structures within the Henteyn uplift and to explain their nature. The horizontal-compression stress is mostly due to endogenous processes, which lead to the enlargement of the uplift area at the expense of the peripheral Mesozoic sedimentary basins.

Paleoseismic surface ruptures, trenching, bracketing of the age of paleoearthquake

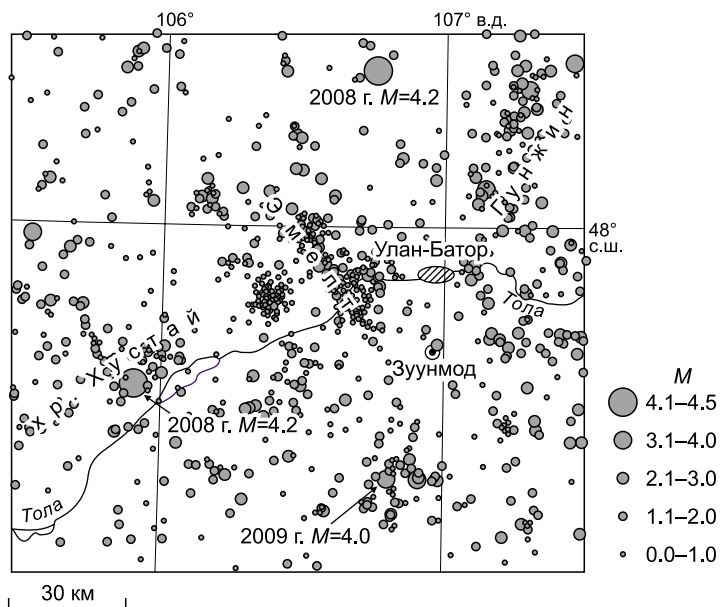
ВВЕДЕНИЕ

С 2005 г. в южной части Хэнтэя (в районах, прилегающих к Улан-Батору) ведутся детальные сейсмологические наблюдения с регистрацией землетрясений, в том числе и в низшем энергетическом уровне с $M < 2$ (рис. 1). Эти исследования показали неравномерность распределения эпицентров как в пространстве, так и во времени. Землетрясения локализуются в изометричные пятна и в линейные зоны. Регистрация в 2008—2009 гг. серии землетрясений с магнитудой 4.0—4.2 на удалении не более 100 км от Улан-Батора стало поводом для проведения детальных сейсмогеологических исследований. Наземные работы, в том числе с применением тренчинга, позволили связать одно из ярко выраженных линейных скоплений эпицентров с выходом на поверхность очага позднеплейстоценового возраста — разломом Эмелт. Относительное сгущение эпицентров наблюдается также в зонах Хустайского, Гунжинского и некоторых других разломов, для которых дистанционными методами выявлены признаки сеймотектонической активизации. Дислокации Эмелтского, Хустайского и Гунжинского разломов детально изучены комплексом сейсмогеологических методов исследования с применением тренчинга и геофизики [Демберел и др., 2010; Ferry et al., 2010; Смекалин и др., 2013]. Полученные новые данные об активизации сейсмических процессов на протяжении голоценового времени вводят Хэнтэйское нагорье в число крупнейших структур, отнесенных В.А. Апродовым [1960] к западной (относительно 108-го меридиана) высокосейсмичной половине Монголии. Вероятно, принятое ранее подобное деление Мон-

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

голии, когда ее высокосейсмичная часть с востока ограничивалась Хангайским нагорьем, привело к тому, что на протяжении десятилетий сейсмогеологические исследования на территории Хэнтэя практически не проводились.

В 2010 г. во время полевых исследований Хустайской дислокации и анализа сеймотектонической ситуации на юге Хэнтэя в целом одним из участников этих работ, сотрудником московского Центра геодинамических исследований АО «Гидропроект» А.Л. Стромом было высказано предположение о возможном наличии следов сейсмического вскрытия в северо-западном борту Верхнекеруленской впадины. Эта гипотеза обосновывалась идентичностью внешних структурно-морфологических особенностей Тольской и Верхнекеруленской межгорных мезокайнозойских впадин. В 2013 г. сейсмогеологическими исследованиями Верхнекеруленской впадины были выявлены фрагменты сейсмогенного подновления Керуленского разлома, которые по своему генетическому типу оказались аналогичными дислокациям, изученным ранее в Тольской впадине. Основные результаты этих исследований приводятся в настоящей работе.



КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ И ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ХЭНТЭЙ-ДАУРСКОГО МЕГАСВОДА

Большинство очагов сильных землетрясений Прибайкалья и прилегающих территорий приурочены к активным в позднем кайнозое разломам и оконтуренным ими морфоструктурам. Наиболее ярко это отражено в распределении сейсмичности Байкальской рифтовой зоны. В Южном Забайкалье и Северной Монголии структур, по своей контрастности и молодости формирования подобных байкальским рифтам, не существует. Значительные площади юга Прибайкалья и Забайкалья занимают сводовые поднятия, некоторые из которых, имеющие площади в сотни тысяч квадратных километров, относятся к мегасводам (Хэнтэй-Даурский, Восточно-Забайкальский).

Пространственное расположение и границы Хэнтэй-Даурского мегасвода обоснованы данными формационного анализа осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, особенностями проявления интрузивного магматизма и морфологической выраженности [Металлогенический анализ..., 1977; Комаров и др., 1989]. Хэнтэй-Даурский мегасвод относится к внутриконтинентальным орогенам длительного развития, обусловленного масштабным внедрением гранитоидных интрузий на протяжении палеозой—мезозойского времени. Он хорошо выражен в современном рельефе и имеет площадь около 600 тыс. км². В составе мегасвода выделяют внутреннюю область или ядро (670 × 250 км) и опоясывающее его подножие шириной от 80 до 300 км (рис. 2). Внутренняя область пространственно совпадает с Хэнтэй-Даурским нагорьем (его составляют южные фланги хребтов Черского и Даурский, расположенные к югу от них хребты в междуречье Чикоя и Онона, Малханский хребет в правом борту долины Чикой и сооружения Хэнтэйского нагорья). Абсолютные отметки вершин достигают 2500 м и более (в Хэнтэе до 2800 м). Резкое расчленение рельефа отражено в разнице высот вершинной и базисной поверхностей, которая часто превышает 1000 м. В рельефе подножия мегасвода значительное место занимают мезокайнозойские впадины, а вершинные отметки хребтов редко превышают 1700 м.

В плане мегасвод имеет форму неправильного эллипса с северо-восточным простираем длинной оси. С запада и северо-запада он граничит с Байкальским и Хангайским сводами. На границах с этими структурами в кольцевом подножии проявляется наибольшая сейсмическая активность мегасвода.

Поднятие территории мегасвода началось еще в позднепермское время. Этому предшествовало закрытие бассейнов осадконакопления Хангай-Хэнтэйского синклиория, породы которого, интенсивно дислоцированные в период герцинского тектонического цикла, составили ядро современного мегасвода. В первой половине мезозоя тектоническая активность достигла своего максимума, что проявилось в формировании высокогорного контрастного рельефа, о чем свидетельствуют залегающие в

северной его части терригенные осадки рифтогенных фаций суммарной мощности до 3—4 км и более и реликты удлиненных межгорных впадин с мощностью юрско-меловых отложений до 1 км и более. Поднятие ядра мегасвода сопровождало внедрение гранитоидных интрузий. Наиболее активно магматические процессы проявились в интервале времени с позднего триаса до поздней юры включительно. При этом, в отличие от центральной части мегасвода, в его подножии преобладал эффузивный магматизм, и на фоне общего воздымания территории накапливались вулканогенно-терригенные отложения. Начиная с мела тектономагматическая активность постоянно снижалась. Суммарная мощность кайнозойских осадков во впадинах составляет лишь первые десятки метров. Для территории подножия кайнозойский этап ознаменовался инверсией знака вертикальных движений, что отражено как в снижении скоростей накопления осадков в мезокайнозойских впадинах, так и в вовлечении в поднятия значительных площадей мезозойского осадконакопления.

ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЕ ПОЛЕ ХЭНТЭЙ-ДАУРСКОГО МЕГАСВОДА

Особенности строения и развития Хэнтэй-Даурского мегасвода необходимо учитывать при анализе и прогнозе сейсмических процессов на его территории. Высокий сейсмический потенциал подножия мегасвода подтверждается наличием эпицентров с магнитудой $M = 6.0—7.0$ и более и изученных палеосейсмогенных структур. Наибольшая активность проявляется в южном, западном и северо-западном секторах подножия (см. рис. 2). Происходящие здесь землетрясения связаны с обновлением разломов, имеющих в плане концентрическое расположение относительно центра структуры и часто параллельных границам свода. Эти разломы, выраженные в геологическом субстрате и активно существующие с герцинского времени, сыграли определенную роль в становлении сетки речных долин и связанных с ними мезокайнозойских впадин.

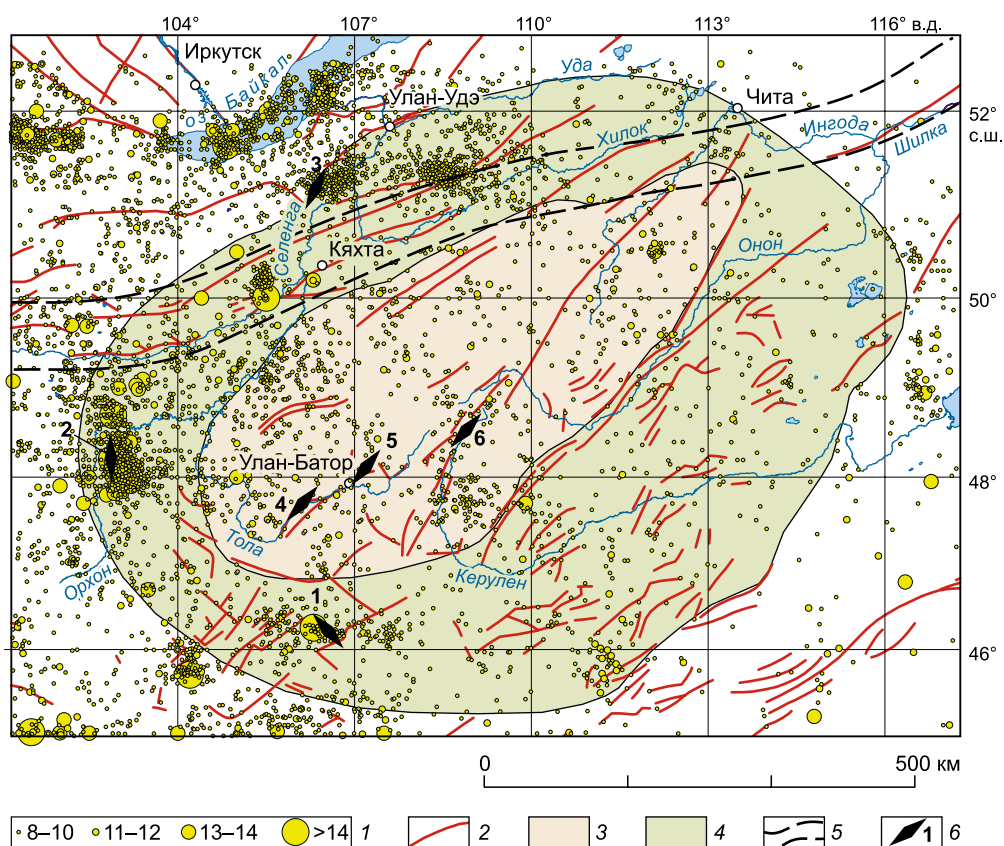


Рис. 2. Сейсмичность Хэнтэй-Даурского мегасвода, по каталогу RCAG (Монголия), за 1913—2004 годы.

1 — энергетический класс землетрясений; 2 — активные разломы (по данным лаборатории сейсмогеологии и по [Апродов, 1960] для территории Монголии); 3 — ядро мегасвода; 4 — подножие мегасвода, по [Металлогенический анализ..., 1977]; 5 — границы локализации разрывных нарушений, образующих Монголо-Охотский линеймент, по [Николаев, 1986]; 6 — сейсмогенные и палеосейсмогенные структуры: 1 — Дэрэнская, 2 — Могодская, 3 — Гусиноозерская, 4 — Хэнтэйская, 5 — Гунжинская, 6 — Керуленская.

По границе подножия и ядра мегасвода происходит резкое снижение числа и интенсивности сейсмических событий. Существование этой границы подтверждается фактом огибания ядра мегасвода Монголо-Охотским линеаментом — наиболее активной сейсмической структурой в Южном Забайкалье. Сейсмическая активность в зоне подножия мегасвода проявляется не только по наложенному здесь фрагменту Монголо-Охотского линеамента, но и в других местах полосы подножия. Прежде всего, это группы землетрясений в эпицентральной области Могодского землетрясения (1967 г.), Дэрэнского землетрясения (1998 г.), а также скопления эпицентров 11—12-го класса вблизи юго-восточной границы мегасвода.

Ядро мегасвода, по инструментальным данным, сейсмически менее активно и является своеобразным экраном для продвижения на восток широтных сейсмоактивных структур Северо-Западной Монголии. Здесь достаточно редко происходят землетрясения с энергетическим классом 11 и выше. Эпицентры слабых землетрясений хаотично рассеяны по всей площади ядра мегасвода, за исключением отдельных скоплений, которыми трассируются активные тектонические контакты. Незначительные сгущения их, наблюдаемые в юго-восточной и западной окраинах ядра, подчеркивают контуры относительно опущенных блоков, выделяющихся как крылья мегасвода на структурной схеме И.Н. Томсона с соавторами [Металлогенический анализ..., 1977]. Отдельные слабые землетрясения, вероятно, связаны с процессами релаксации напряжений в остывающих гранитоидных интрузиях на фоне их изостатического «всплывания». Существует мнение [Комаров и др., 1989], что постоянное растрескивание гранитоидов, разуплотнение и заполнение образующихся трещин глубинными флюидами до сих пор являются одной из причин роста сводовых поднятий в Северной Монголии.

СТРУКТУРНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ЮГЕ ХЭНТЭЯ

Изученные Хустайская, Гунжинская и Керуленская сейсмогенные дислокации на юге Хэнтэйского поднятия локализируются последовательной цепочкой в полосе системы разломов северо-восточного простирания. Это основная ориентация для структур Хэнтэй-Даурского мегасвода, развивающихся с раннепалеозойского времени. Хустайская и Керуленская дислокации приурочены к бортам мезокайнозойских впадин, к геологическим границам, заложенным еще в среднем палеозое с общей северо-западной вергентностью. Гунжинский разлом представляет собой отрезок на линии, соединяющей ближние концы Хустайской и Керуленской дислокаций.

Гунжинский разлом хоть и наследует зону древнего контакта, как и разломы Хустайский и Керуленский, однако, в отличие от них, новейший этап его активизации начался значительно позже, когда кайнозойские взбросонадвиги уже сопровождали закрытие Тольской и Верхнекеруленской впадин. Развитие смычки между Хустайским и Керуленским разломами идет за счет наращивания длины Гунжинского разлома в северо-восточном направлении. О «молодости» Гунжинского разлома свидетельствует его индифферентность к макроформам современного рельефа.

Срачивание трех разломов в единую шовную зону происходит в условиях преобладающего, близкого к горизонтальному, субширотного сжатия. Для дислокаций по трем разломам характерны общие черты сеймотектонического обновления и, прежде всего, кинематика — взбросовые подвижки с признаками латерального правостороннего смещения. В связи с этим встает вопрос о возможном одновременном вскрытии дислокаций по разломам, что значительно повысило бы их сейсмический потенциал. Наиболее вероятным мог бы быть вариант совместного вскрытия Гунжинского и Хустайского разломов. Перемычка между концами вскрывшихся отрезков этих дислокаций не превышает 40 км и пролегает по территории интенсивной застройки г. Улан-Батор и по долине р. Тола, т.е. в тех местах, где степень сохранности сейсмодислокаций, если они и были несколько тысяч лет назад, не позволяет обнаружить их в настоящее время. Против одновременного вскрытия этих дислокаций свидетельствуют, прежде всего, данные об абсолютном возрасте их последнего обновления.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ КЕРУЛЕНСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

Первой впадиной Хэнтэйского нагорья, сейсмогенность которой подтвердили палеосейсмические исследования, была Тольская [Демберел и др., 2010; Ferry et al., 2010; Смекалин и др., 2013]. Явное морфологическое сходство Тольской и Верхнекеруленской впадин побудило к проведению детальных сейсмогеологических работ и в последней. Обе эти впадины являются наиболее крупными в пределах южной половины ядра мегасвода и обладают как общими чертами в строении и развитии, так и различиями. Основное различие связано со строением фундамента. Фундамент Тольской впадины представлен почти десятикилометровой толщей стоящих на головах пород Хэнтэйского синклиория. Верхнекеруленская впадина лежит за пределами синклиория в области преимущественного распространения гранитоидных интрузий позднепалеозойского и раннемезозойского возраста. Герциниды неширокой полосой прослеживаются лишь вдоль восточного борта впадины.

Черты сходства двух впадин проявляются в размерах, ориентации, истории развития и элементах неотектоники. Они относятся к типу узких межгорных котловин протяженностью около 100 км при ширине до 10—15 км. Впадины были заложены в позднеюрское время, т.е. после завершения активной фазы внедрения гранитоидных интрузий, и напрямую связаны с процессами деструкции на фоне продолжающегося сводообразования. Возможно, впадины закладывались как рифтовые прогибы, о чем свидетельствует преобладание конгломератов в юрских отложениях [Тектоника..., 1974; Геология..., 1977]. Позднемезозойские осадки впадин угленосны.

К настоящему времени полосы юрских и меловых отложений вдоль западных бортов впадин выведены из площади осадконакопления и приподняты над днищами впадин. Особенно это касается Верхнекеруленской. Здесь мезозойские осадки уходят по борту впадины в сторону хребта на расстояние до 10 км. На рис. 3 показана линия сейсмогенного обновления, установленная дистанционными методами и по результатам наземных сейсмогеологических исследований. Эта линия огибает мезозойские отложения и отсекает привпадинные части отрогов хребта. В данном случае речь идет о перекосе мезозойской

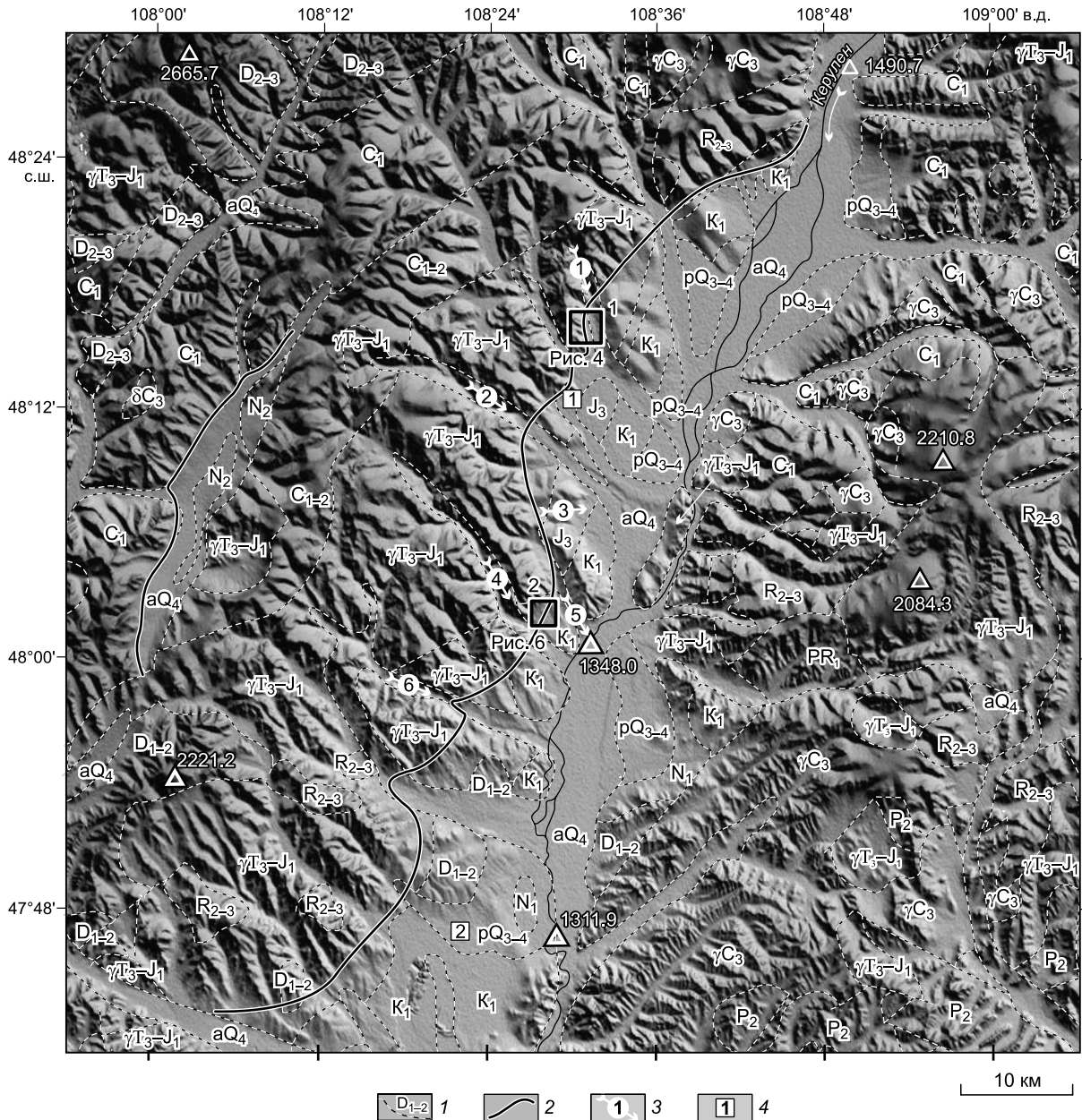


Рис. 3. Рельеф и геологическое строение Верхнекеруленской впадины и ее горного обрамления.

1 — границы разновозрастных геологических образований и их индексы, по [Geological map..., 1998]; 2 — разломы, активизированные в позднем кайнозое; 3 — долины: 1 — Дэлэнзийн-Гол, 2 — Бурун-Бурхийн-Гол, 3 — Тосонгийн-Гол, 4 — Зуун-Байлалтын-Гол, 5 — Хушайн-Гол, 6 — Дунд-Байдлаг-Гол; 4 — населенные пункты: 1 — сомонный центр Монгонморьт, 2 — г. Баганур.

поверхности осадконакопления, так как восточный борт впадины представлен в основном герцинидами и гранитоидами. Подобная ситуация, когда осадочное наполнение впадин оказывается относительно приподнятым на 40—50 м и более над уровнем местного базиса эрозии, имеет место по бортам Чикойской, Читино-Ингодинской, Гусиноозерской и других впадин забайкальского типа, расположенных в пределах подножия Хэнтэй-Даурского мегасвода. Вовлечение приразломных частей впадин в поднятие является отличительным признаком режима сжатия и взбросонадвиговых движений по морфоконтролирующим разломам. Например, Чикойский разлом, контролирующий одноименную впадину с северо-запада, испытал сеймотектонические подвижки взбросового типа (аз. пад. 335—350°, угол пад. 65°) более 300 лет тому назад [Сейсмическое районирование..., 1977].

Вершинная поверхность горного обрамления Верхнекеруленской впадины имеет уклон в восточном направлении, приблизительно составляющий 250 м на 100 км. Этот перепад, прежде всего, обусловлен общим изгибом поверхности Хэнтэйского свода на его восточном крыле, где и располагается впадина. Выделить тектоническую составляющую в перекосе бортов впадин практически невозможно из-за значительной расчлененности рельефа. К этому следует добавить, что на ранних этапах формирования впадины рельеф не был спланированным, так как к середине мезозоя образование свода находилось в наиболее интенсивной стадии. Об этом же свидетельствует и наличие эпигенетических участков долины р. Керулен в пределах границы впадины. Наиболее вероятным представляется вовлечение в поднятие мезозойских отложений западного борта впадины в результате изгибовых деформаций, вызванных локальным сжатием, ограниченным линией современного надвига, сопряженного с выраженными в рельефе сейсмогенными дислокациями.

По материалам дистанционных исследований наиболее отчетливо дислокации дешифрируются у основания борта, контролирующего впадину с запада и северо-запада (см. рис. 3). Их извилистость и глубокие заходы в долины водотоков не оставляют сомнений относительно надвиговой или взбросонадвиговой природы. Сейсмогенные микроформы рельефа, выраженные в виде уступов высотой от 1.7 до 4.5 м, встречаются только на субмеридиональных отрезках разлома. Уступы в одних случаях прослеживаются полностью в рыхлых отложениях, выполняющих долины водотоков и их склоны. В других случаях в нижней части уступа выходят коренные породы, а в верхних частях обнажается перекрывающий их делювий. Амплитуды вертикальных смещений по этим уступам изменяются от 1.2—1.5 м (одноактные) до 2.3—3.5 м (двухактные). Значительно реже наблюдается картина, когда к крутому мощному уступу скальных пород примыкают отложения склонов долин.

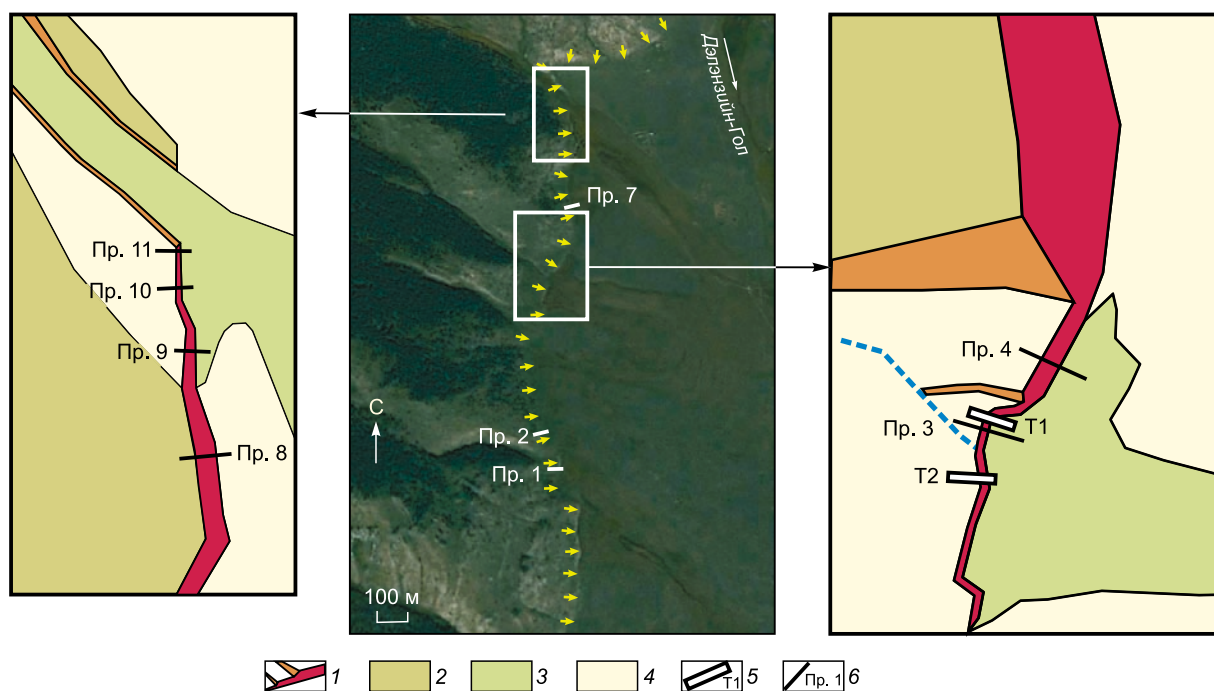


Рис. 4. Детализация ситуации в пределах врезки (см. рис. 3).

1 — сейсмогенные (красные) и эрозийные (оранжевые) уступы; 2 — склоны долин; 3 — заболоченная пойма долины и мочажины; 4 — рыхлые отложения верхнего плейстоцена и голоцена; 5 — траншеи и их номера; 6 — гипсометрические профили и их номера. Желтые стрелки траассируют разрыв.

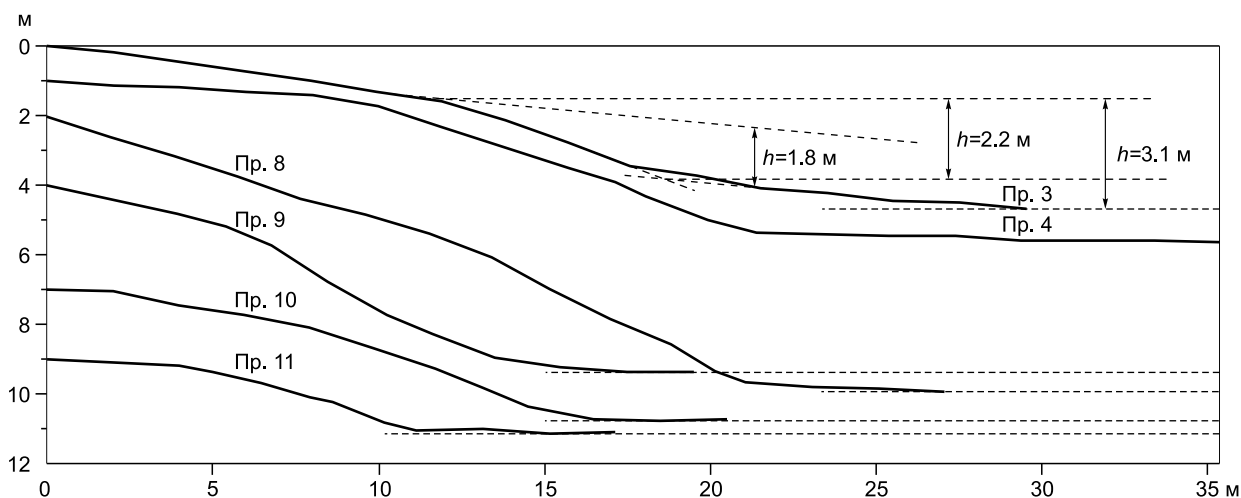


Рис. 5. Гипсометрические профили, пройденные вкостр простиранию сейсмогенного уступа, с указанием их номеров.

Привязку профилей см. на рис. 4. Для Пр3 значение 3.1 м соответствует высоте бровки уступа над местным базисом эрозии, 2.2 м — высота уступа, 1.8 м — амплитуда вертикальной компоненты смещения. Количественные параметры уступа определены по [Bucknam, Anderson, 1979].

В некоторых долинах, пересекающих линию дислокаций, имеются признаки сдвиговых смещений бортов с амплитудой 40 м и более. В долине р. Дэлэнзийн-Гол можно предполагать правостороннее смещение. Однако далее к северо-востоку от этой долины в эрозионной ложбине (между первым и вторым временными водотоками) можно предполагать уже левосдвиговое смещение приблизительно на 40 м. Такая неоднозначность усиливает сомнения в наличии сдвиговых смещений вообще. Возраст этих деформаций в первом случае можно оценить как позднеплейстоценовый, а во втором как четвертичный.

На рис. 4 представлена детализация наиболее яркого фрагмента меридионального отрезка разлома на его северном фланге. В пределах этого фрагмента проведено профилирование сейсмоструктурных уступов с использованием электронного угломера и пройдено экскаватором две траншеи (Т1 и Т2). В месте проходки траншей (правая нижняя врезка, см. рис. 4) временным водотоком по мере поэтапного поднятия в результате сейсмоструктурных смещений выработаны эрозионные врезки, по которым однозначно устанавливаются амплитуды двух последних подвижек. Обе траншеи пройдены через уступ, сформировавшийся при самой последней из них. Высота этого уступа 2.2 м при вертикальном смещении 1.8 м (рис. 5, Пр. 3). Уступ, в формировании которого участвовали две последние подвижки, имеет высоту уже 3.5 м при вертикальном смещении порядка 3 м (см. рис. 5, Пр. 4). Исходя из этого, амплитуда вертикального смещения при предпоследней подвижке могла быть около 1.2 м.

В 600 м севернее рассмотренного участка при пересечении разлома соседней долиной высота сейсмогенного уступа в днище долины постепенно понижается от 4 м вблизи склона до 1.7 м вблизи заболоченной поймы (см. рис. 5, Пр. 9—Пр. 11). Заметных террасовых уступов, обусловленных врезками потоков ручья при поднятии надвинутого крыла, за исключением поймы, не наблюдается.

Наиболее выраженный и, по-видимому, наиболее молодой отрезок сейсмогенного разрыва прослеживается южнее сомона Монгонморьт, между реками Бурун-Бурхийн-Гол и Тосонгийн-Гол. Здесь разрывы имеют заметное выражение даже в заболоченных поймах указанных рек и временного водотока между ними. Ситуация при пересечении разрывами долин рек напоминает правосдвиговое смещение с амплитудой порядка 200 м, но не столь очевидное, чтобы считать его достоверным. На рис. 6 представлен характерный вид Верхнекеруленских дислокаций на крупномасштабных снимках с ярко выраженными фрагментами разлома в районе пересечения его долинами рек Хушайн-Гол и Зуун-Байлалтын-Гол.

Самый юго-западный отрезок разлома, где можно предполагать его сейсмоструктурное обновление в верхнеплейстоцен-голоценовое время, находится несколько южнее долины р. Дунд-Байдлаг-Гол. В целом протяженность (L) неоднократно вскрывавшегося разлома за вышеуказанный период составляет 47 км. Последнюю подвижку с амплитудой вертикального смещения (D) до 1.3 м можно распространять на северный фланг разлома протяженностью 20 км с незначительными перерывами. Наиболее реальную оценку величины палеоземлетрясения можно получить по соотношениям типа



Рис. 6. Фрагмент сеймотектонических дислокаций в междуречье Хушайн-Гол и Зуун-Байлалтын-Гол на центральном участке западного борта Верхнекеруленской впадины.

$M_L = f(L)$ и $M_D = f(D)$ для взброссдвигов активизированных платформ, в том числе и по Монголии [Чипизубов, 1998]. По соотношению $M_L = 1.07 \cdot \lg L + 5.65$ магнитуда палеособытия составит 7.04 ± 0.23 , а по соотношению $M_D = 1.1 \cdot \lg D + 7.0$ — 7.12 ± 0.42 .

ТРЕНЧИНГ

Тренчинг Верхнекеруленской впадины проводился с целью изучения генетического типа и кинематических характеристик дислокаций в ее западном борту, определения возраста сейсмической активизации и повторяемости разрывообразующих событий. С использованием автотракторной техники были пройдены две канавы в левом и правом борту конуса выноса эрозионной долины одного из временных водотоков (см. рис. 4, нижняя врезка). Первая канава (Т1) вскрывает уступ, деформирующий террасовидную площадку, приподнятая часть которой в плане имеет форму треугольника. Одна сторона этого треугольника представлена сейсмогенным уступом. Сторона, обращенная к долине временного водотока, является верхней бровкой террасового уступа. Третья сторона примыкает к эрозионному уступу в основании горного склона.

Вторая канава (Т2) вскрывает уступ со стороны правого борта долины и расположена вне зоны эрозионного воздействия временного водотока. Здесь отсутствуют террасированные поверхности, а верхняя бровка (в правой части разреза канавы) соединяет сейсмогенный уступ с полого наклонным основанием горного склона. Тем обстоятельством, что канавы располагаются в местах, различающихся по типу осадконакопления, прежде всего, предопределена несхожесть строения деформаций в разрезах двух канав, расположенных на незначительном расстоянии друг от друга. В канаве Т1 преобладали условия аллювиально-пролювиального накопления со свойственными им стратификацией и слоистостью осадков. В канаве Т2 доминируют отложения делювиального и коллювиального сноса. Поэтому сейс-

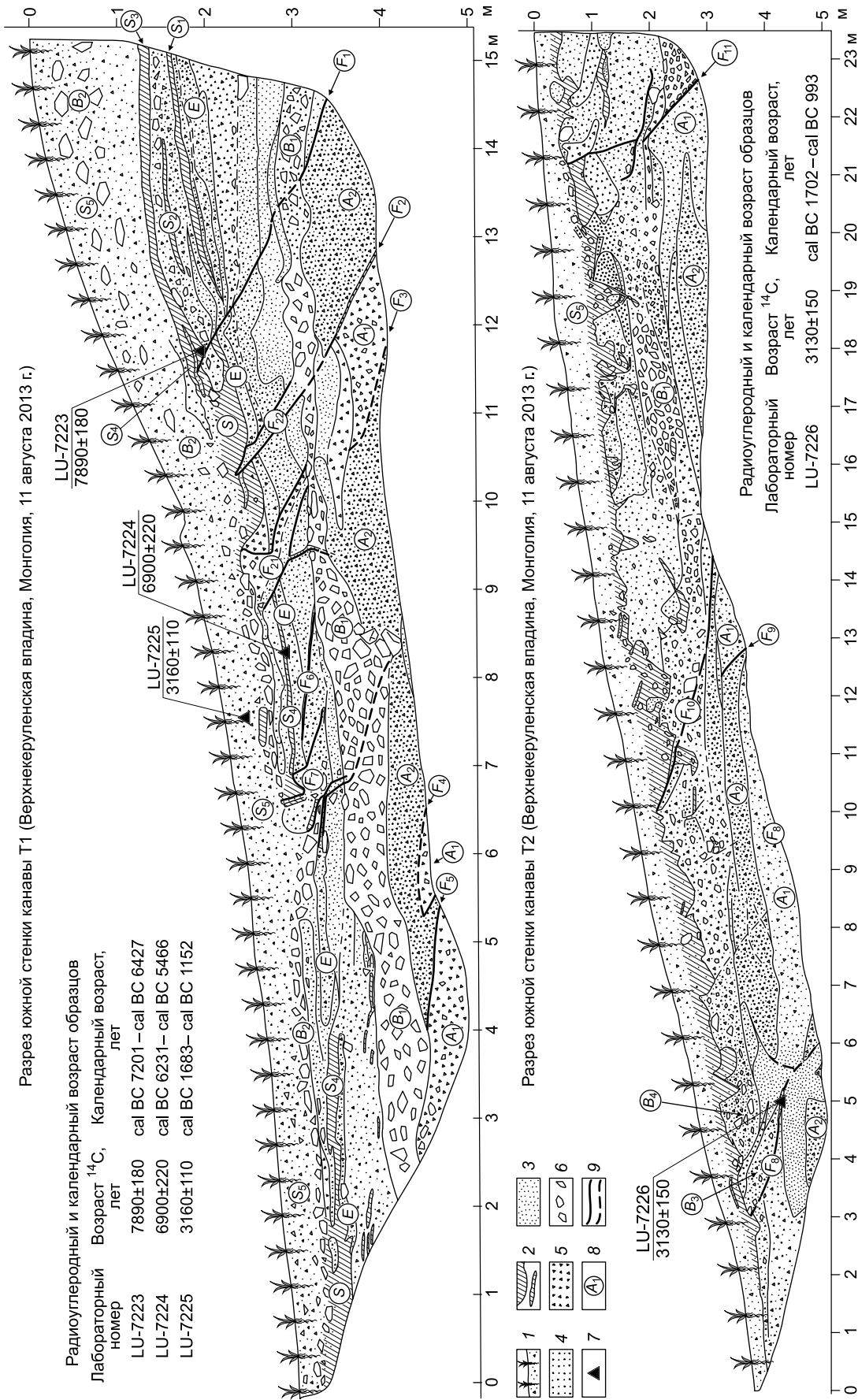


Рис. 7. Схема разреза канав T1 и T2, пройденных в западном боту Верхнекеруленской впадины.

1 — современный почвенно-растительный слой; 2 — погробные почвенные слои, темно-коричневые и бурые супеси и суглинки; 3 — супеси, пески; 4 — дресва, гравий; 5 — дресва, гравий, мелкий щебень; 6 — щебень, мелкие глыбы; 7 — места отбора проб (на выносах: над чертой — лабораторный номер, под чертой — радиоуглеродный возраст); 8 — индексы слоев и разломов; 9 — разрывные нарушения, отчетливо (сплошная линия) и слабо (штриховая линия) выделяющиеся в стенке канавы.

могенные деформации наиболее ярко проявлены в канаве Т1. Кроме различий, есть и общие черты в разрезах канав. Это, прежде всего, их двухъярусное строение и схожесть вещественного состава. Нижняя половина разреза обеих канав представлена деформированным элювием с признаками планации (выравнивания) кровли. В целом по составу рыхлого наполнения верхней части разреза также значительных различий нет. Но так как деформации в канаве Т1 представлены наиболее ярко, то ниже подробно приводится описание разреза именно этой канавы.

Описание разреза канавы Т1. На схеме рис. 7 представлены разрезы южных стенок канав Т1 и Т2. Канавой Т1 вскрыты слоистые аллювиально-пролювиальные отложения, лежащие на перемещенном элювии, которые совместно деформированы пологонаклонными (около 30°) сейсмогенными трещинами. В стратиграфической последовательности слоев отражены этапы формирования уступа.

В основании разреза чередуются перемещенные элювиальные образования двух видов (слои A_1 и A_2), состоящие из плотной песчано-дресвяно-мелкощебнистой массы. В них отсутствуют признаки слоистости и переотложения. Элювий A_1 отличается (от A_2) включениями среднего, реже крупного щебня, а также красноватым оттенком. Для отложений A_2 типичен зеленоватый оттенок. Границы между этими образованиями четкие, линейные, представляющие собой плоскости смещения сейсмогенных подвижек, для которых характерно общее западное направление падения. Некоторые трещины не выходят за пределы элювия и являются отжившими (F_3, F_4 и F_5), не участвующими в формировании современного уступа. Другие же (F_1 и F_2) прослеживаются и в вышележащих аллювиально-делювиальных слоях. В пределах верхней половины разреза трещины разрывают слоистые отложения, их полости заполнены песком и мелкой дресвой ($F_2, F_{22}, F_{21}, F_6, F_7$).

Кровля элювия представляет собой денудационную поверхность, перекрытую щебнистым пролювием (слой B_1). Форма изгиба контакта в некоторой степени передается вышележащим слоям, что свидетельствует о молодом возрасте складкоподобных форм и о горизонтальном сжатии как основном источнике механизма деформаций, вскрытых канавой.

Слой B_1 и вышележащие осадки имеют аллювиально-пролювиальный генезис. Мощность среднекрупнощебнистого слоя B_1 в левой половине канавы достигает одного метра. В пределах щебенки разрывные нарушения практически не прослеживаются, как и отсутствуют следы видимых смещений. Выше щебенки залегает серия слоев, сложенных песком, дресвой и щебнем в различных сочетаниях. В кровле этой серии на всем протяжении уступа прослеживаются выклинивающиеся слои и прослои, а также карманы накопления погребенных почвенных горизонтов разного возраста ($S, S_1—S_4$), представленные гумусированной супесью черного цвета. Почвенные слои S_1 и S_4 деформированы совместно с нижележащими осадками и перекрыты слоем щебенки (B_2) среднего и крупного размера мощностью до 0.5—1.0 м. Этот слой щебенки подстилает песчано-щебнистую толщу с формирующейся от ее поверхности современной почвой (S_5). Вблизи верхней бровки уступа в этой толще (слои S_5 и B_2) особенно значительно содержание крупного щебня и небольших глыб.

Основные маркирующие горизонты — два слоя щебенки (B_1 и B_2) и «желтый» дресвяно-песчано-щебнистый слой (E) — прослеживаются вдоль всего разреза канавы. Наличие непротяженных слоев и прослоев обусловлено особенностью осадконакопления и сноса. В разрезе отсутствуют коллювиальные клинья, формирование которых невозможно без возникновения свободной поверхности при росте уступа. По характеру залегания слоев их видимый флексуорообразный изгиб является основным проявлением сейсмогенной деформации. Изгибовые деформации сопровождались образованием пологонаклонных трещин в осадочной толще, заключенной между нижним и верхним слоями щебня. Раскрытие этих трещин, проявившееся для наиболее плотных слоев (рис. 8), может свидетельствовать о косом сжатии по отношению к простиранию трещин и наличии сдвиговой компоненты. Некоторые трещины развиты лишь в пределах осадочных слоев, другие прослеживаются и в элювии и имеют унаследованную природу.

Палеосейсмическая интерпретация разреза канавы Т1. Из представленного разреза можно сделать вывод о двух этапах сейсмотектонической активизации, разделенных процессами нивелиров-



Рис. 8. Перспективное фото южной стенки канавы Т1.

Крайняя правая трещина соответствует трещине F_{22} на схеме рис. 7.

ки сейсмогенных форм рельефа, сформированных на раннем этапе. О тектонических подвижках раннего этапа свидетельствуют деформации в элювиальной толще, представленные трещинами с наклоном сместителя от первых градусов до 30—40° и общим для всех азимутом падения около 310°. Видимая амплитуда смещения по отдельным разрывам превышает 1.5 м. Деформации выполнены в виде пластичных (чешуйчатых) надвигов.

Сеймотектоническая активизация последнего этапа отражена в деформациях осадочной толщи, перекрывающей элювиальные образования. Эти деформации представлены в виде трещин, в том числе и трещин раскрытия, а также в виде изгибов слоев. Изгибовым деформациям последнего этапа также подвержены элювиальные отложения. Трещины деформируют всю толщу осадков, за исключением современного почвенно-растительного слоя.

ВОЗРАСТ ПАЛЕОСОБЫТИЙ В ЮЖНОМ ХЭНТЭЭ

Ранее по результатам тренчинговых исследований 2010—2012 годов нами были определены абсолютный возраст палеоземлетрясений в зонах сейсмогенерирующих Гунжинского и Хустайского разломов [Имаев и др., 2012; Смекалин и др., 2013]. И хотя в разрезах канав нами устанавливались следы как минимум двух разрывообразующих событий, получить абсолютный возраст радиоуглеродным методом удавалось лишь для самых последних событий. В случае с дислокациями Керуленской структуры абсолютным возрастом обеспечены два последних события по результатам датирования радиоуглеродным методом четырех проб (3 в канаве Т1 и 1 в Т2, см. рис. 7, 9).

Для оценки нижних границ временных интервалов сейсмособытий датированы гумусированные прослойки в деформированных отложениях, причем есть среди разрывов такие, которые, возникнув при более раннем событии, не обновлялись при последнем палеоземлетрясении (например, F_1 и F_6).

Из погребных почв, которые вместе с вмещающими слоями были деформированы или перемещены во время последнего палеособытия, датированы образцы LU-7224 и LU-7226. В канаве Т1 пр. LU-7224 датирован фрагмент почвенного горизонта S_4 . В правой половине разреза канавы другой фрагмент этого слоя перекрывает разрыв F_1 , связанный с предпоследним событием (вблизи места отбора пр. LU-

7223). В канаве Т2 фрагмент почвы при последнем палеоземлетрясении был отчленен от дернового слоя и перемещен на дно раскрывшейся трещины. Впоследствии этот фрагмент почвы был перекрыт коллювием B_3 , а сама трещина заполнилась крупнозернистым песком слоя A_1 . Верхняя граница последнего палеоземлетрясения определяется возрастом пр. LU-7225, отобранной из подошвы современного почвенно-растительного горизонта S_5 . Таким образом, деформации последнего палеособытия относятся к интервалу времени 1152—1702 лет до рождения Христа и отражены в разломах F_7 , F_{21} , F_8 , F_{10} и F_{11} , а также в скоплениях мощных гумусированных почв и гравийно-щебнистых масс в карманах, приуроченных к трещинам раскрытия (например, F_7 , F_8 , F_{21}) или к участкам разрыва приповерхностного дернового слоя (залегających под современной почвой).

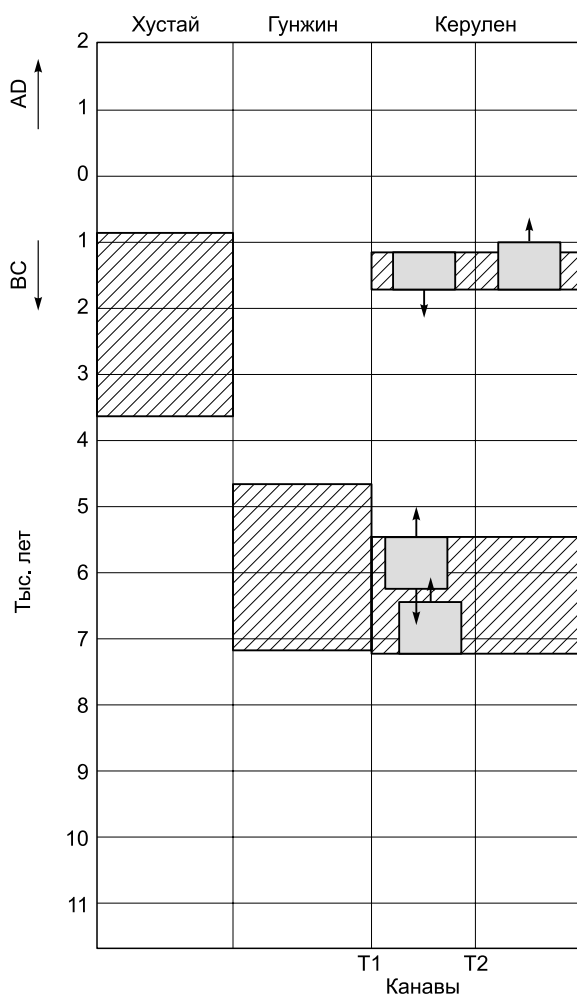


Рис. 9. Схема корреляции возрастов палеособытий на территории Южного Хэнтэя и календарных (калиброванных) возрастов Керуленской структуры.

Прямоугольные области с диагональной штриховкой — интервальный возраст палеоземлетрясений. В двух правых колонках серые прямоугольники со стрелками отражают положение калиброванных радиоуглеродных датировок на временной шкале. Высота прямоугольников определяет вероятный интервал формирования почвенного слоя. Стрелка вверх означает, что данная проба отобрана из слоя, деформированного при землетрясении, стрелка вниз — проба отобрана из слоя, перекрывающего сейсмогенные осадки. Время последнего обновления Хустайской и Гунжинской дислокаций приведено по работам [Имаев и др., 2012; Смекалин и др., 2013].

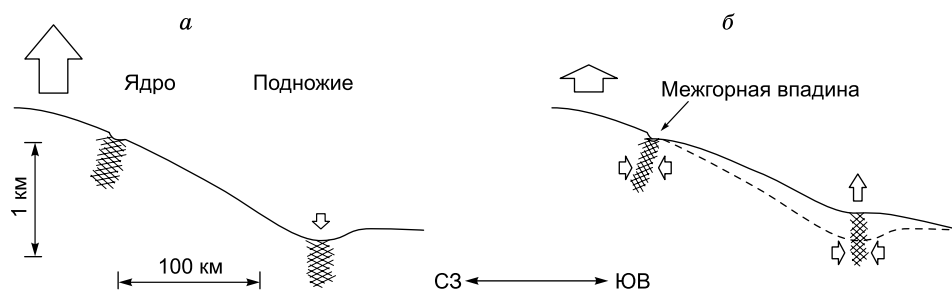


Рис. 10. Принципиальная схема изменения профиля поверхности мегасвода в позднем палеозое— мезозое (а) и кайнозое (б).

Диагональной штриховкой показаны участки разуплотнения (а) и преимущественной реализации сжимающих напряжений (б). Вертикальными стрелками показаны направление и относительная интенсивность тектонических движений

Деформации предпоследнего события отчетливо фиксируются в канаве Т1 по разрывам F_1 , F_6 , F_2 и F_{22} . Нижняя возрастная граница датируется пр. LU-7223, отобранной из разорванного почвенного слоя S_3 . Разлом, разрывающий слой S_3 , упирается в песочную линзу, которая, в свою очередь, перекрыта почвенным прослоем S_4 . Эти надразломные слои сформировались после подвижек по разрыву F_1 , и время их формирования определяет верхнюю границу абсолютного возраста палеособытия. В канаве Т1 в склоновой и подошвенной частях уступа погребенный почвенный слой S_4 лежит сразу же под современной почвой S_5 и наносом среднего и крупного щебня (слой B_2). Для определения возраста слоя S_4 из его фрагмента в средней части канавы была отобрана пр. LU-7224. После калибровки радиоуглеродных возрастов временной интервал абсолютного возраста предпоследнего события установлен в пределах ВС 5466 — ВС 7201 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявление сейсмичности в Забайкалье и Северной Монголии тесно связано с новейшим этапом развития орогенных структур. Результаты проводимых нами многолетних исследований показывают, что большинство сильных землетрясений, в том числе и выраженные в виде палеосейсмогенных структур, приурочены к периферийным частям сводов и мегасводов. На новейшем этапе развития подножия сводовых структур вовлечены в поднятие, что приводит к закрытию широко распространенных по периферии сводов мезокайнозойских впадин, а также межгорных впадин в пределах нагорий (внутренних областей свода). Это происходит в результате сокращения поверхности при переходе от вогнутого состояния к состоянию, приближающемуся к прямолинейному (рис. 10). При этом наиболее ослабленные зоны, а это, прежде всего, борта мезозойских депрессий, испытывают взбросоадвиговые подвижки, т. е. на различных этапах развития структур деформации растяжения сменяются сжатием в одних и тех же наиболее ослабленных зонах. Поэтому при оценке сейсмичности рассматриваемой территории необходимо также учитывать возможный потенциал изолированных межгорных впадин, где сильные землетрясения возможны, пусть и со значительно большим периодом повторяемости.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 14-05-00245) и Минобрнауки РФ (Государственное задание в сфере научной деятельности № 5.1771.2014/К), РНФ (проект 17-15-20000, апробация методов оценки потенциала сейсмоактивных структур).

ЛИТЕРАТУРА

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

Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые / Под ред. Н.А. Маринова, Р.А. Хасина, Ч. Хурца. М., Недра, 1977, 703 с.

Демберел С., Батарсурэн 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.

Комаров Ю.В., Логачев Н.А., Жамсран М. Орогенная тектоника Монголии // Геология и геофизика, 1989 (6), с. 32—44.

Металлогенический анализ в областях активизации. На примере Забайкалья / Ред. Е.Т. Шаталов. М., Наука, 1977, 176 с.

Николаев В.В. Сейсмичность в связи с динамикой и глубинным строением зоны Монголо-Охотского линейного элемента // Докл. АН СССР, 1986, т. 291, № 3, с. 661—665.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Ред. В.П. Солоненко. Новосибирск, Наука, 1977, 303 с.

Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В. Палеосейсмологические исследования в зоне Хустайского разлома (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (7), с. 940—951.

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., Munkhsaikhan 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.

*Рекомендована к печати 29 января 2015 г.
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию
4 июля 2014 г.*