

**СЛЕДЫ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ
МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ**

Е.В. Деев, И.Д. Зольников*, С.В. Гольцова, Г.Г. Русанов, А.А. Еманов**

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия*

** Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия*

*** Горно-Алтайская экспедиция, 659370, Алтайский край, с. Малоенисейское, ул. Советская, 15, Россия*

Изучение разрезов неоплейстоцен-голоценовых толщ, выполняющих впадины центральной части Горного Алтая, позволило выявить в их структуре сейсмогенные деформации (сейсмиты). Их формирование связано с хрупкой деформацией отложений, а также с разжижением рыхлых влагонасыщенных осадков при вибрационном сейсмическом воздействии. В качестве минимальной интенсивности древних землетрясений для возникновения подобных сейсмитов следует рассматривать величину в 6 баллов, а магнитуды в 5—6. Следовательно, в позднем неоплейстоцене—голоцене в регионе имели место довольно сильные землетрясения.

Неотектоника, землетрясения, сейсмиты, неоплейстоцен, голоцен, центральная часть Горного Алтая.

**TRACES OF PALEOEARTHQUAKES IN THE QUATERNARY DEPOSITS
OF INTERMONTANE BASINS IN CENTRAL GORNY ALTAI**

E.V. Deev, I.D. Zolnikov, S.V. Goltsova, G.G. Rusanov, and A.A. Emanov

Study of the sections of Neopleistocene–Holocene deposits filling the basins in central Gorny Altai has revealed earthquake-induced soft-sediment deformations (seismites). They formed as a result of the brittle deformation of deposits and liquefaction of loose water-saturated sediments under vibration seismic impact. The paleoearthquakes resulting in such seismites had the minimum intensity $I = 6$ and magnitude $M = 5-6$. Hence, the study region underwent strong earthquakes in the Neopleistocene–Holocene.

Neotectonics, earthquakes, seismites, Neopleistocene, Holocene, central Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно большинство вопросов неотектонической эволюции Горного Алтая обсуждается на примере геологических объектов его юго-восточной части, где расположены две самые крупные межгорные впадины — Чуйская и Курайская. В числе прочих здесь решалась и задача выявления следов древних землетрясений. Примером таких исследований для верхней части голоценовых отложений могут служить работы [Рогожин и др., 1999, 2008], для более древнего неоплейстоценового интервала — [Деев и др., 2009]. Необходимость продолжения палеосейсмогеологических исследований в этой части Горного Алтая подтвердило Чуйское землетрясение с $M_w = 7.3$ и интенсивностью в эпицентре в 8—9 баллов. В то же время наблюдения в других районах Горного Алтая показали, что и там присутствуют следы древних землетрясений [Рогожин, Платонова, 2002; Деев и др., 2012]. Очень перспективным для проведения специализированных палеосейсмогеологических исследований, на наш взгляд, выглядит относительно слабоизученная в плане неотектоники центральная часть Горного Алтая, где контрастно сочетаются высокогорные хребты и крупные межгорные впадины. Проведенные в 2011 г. полевые исследования подтвердили наши предположения.

НЕОТЕКТОНИКА, СОВРЕМЕННАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА

Расположенные цепочкой в пределах района исследований Уймонская, Катандинская, Тюнбургская и небольшая по размерам Тургундинская впадины (рис. 1) разделяют высокогорные хребты Теректинский и Камза с одной стороны и Катунский — с другой.

Средние высоты ограничивающего впадины с севера Теректинского хребта колеблются от 2000 до 2900 м; высшая точка — гора Казнахта (2927 м). Хребет имеет овальное в плане очертание с удлиненной осью северо-западного простирания и обладает выраженной асимметрией, проявленной в наличии относительно пологого и длинного северо-восточного склона и более крутого и короткого юго-западного. Его основная блоковая неоднородность, а также соотношения с хр. Камза определяются системой разломов северо-западного простирания: Камзинским, Кастахтинско-Каерлыкским, Теректинским, Верхнекатандинско-Каракольским, Тургундинско-Каракольским, Казнахтинским. Они фрагментарно наследуют структуры Чарышко-Теректинской зоны разломов палеозойского заложения.

Целостность блоков северо-западного простирания нарушена системой разломов меридионального и северо-восточного простирания. Некоторые из них имеют «сквозной» характер, протягиваясь с одного склона хребта на другой (Большаяломанский, Яломано-Катандинский, Малояломанский и др.). Эта система активно дренируется речной сетью: реки Малый Яломан, Яломан, Большой Яломан, Нижняя и Верхняя Катанда, Чендек, Теректушка, Большая Теректа. Наконец, смещения по ряду более мелких разломов субширотного и северо-западного простирания обеспечивают погружение хребта в сторону межгорных впадин, а также на северо-восток к субмеридиональному отрезку долины р. Катунь.

От расположенных южнее впадин хребты Теректинский и Камза отделяются Южно-Теректинским разломом северо-западного простирания, дважды коленообразно изгибающимся в районе поселков Кастахта и Усть-Кокса. Две скважины, пробуренные у подножия Теректинского хребта, к востоку от с. Маргала, под толщей серицит-хлоритовых кристаллических сланцев, перекрытых делювиальными отложе-

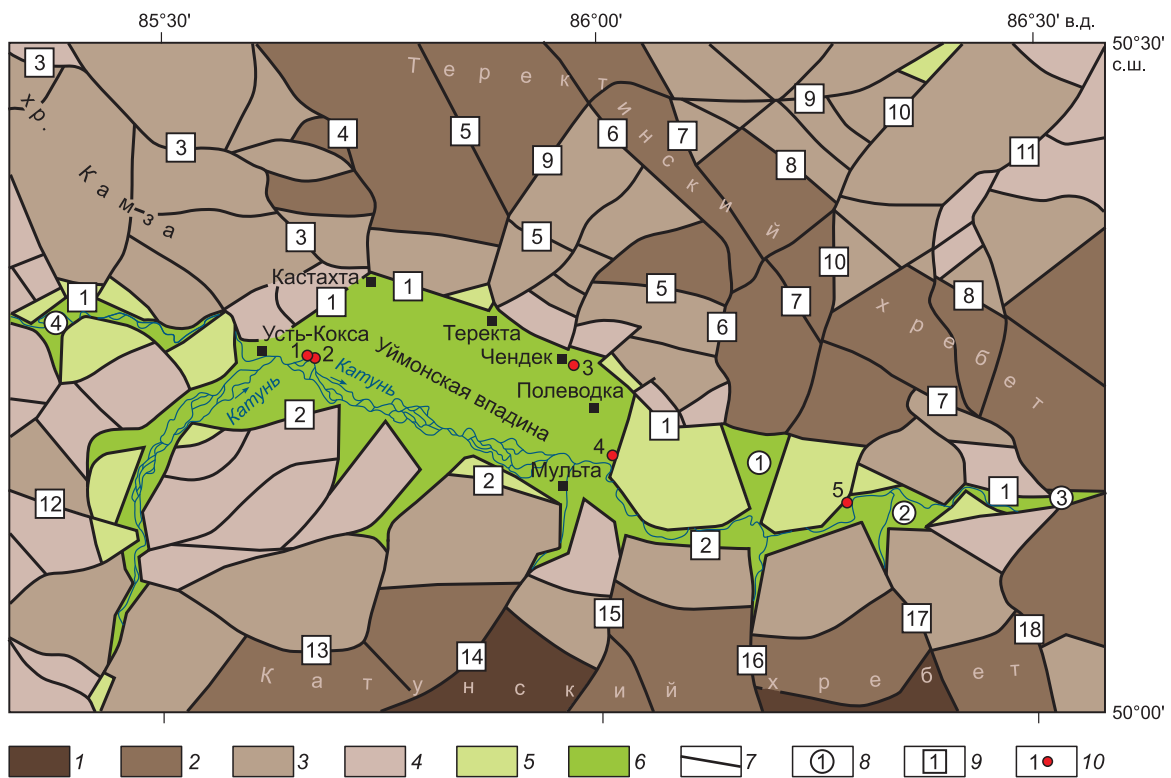


Рис. 1. Неотектоническая схема района Уймонской межгорной впадины, по [Деев и др., 2012].

1—6 — поднятые блоки с абсолютными высотами: 1 — свыше 3000 м, 2 — от 3000 до 2500 м, 3 — от 2500 до 2000 м, 4 — от 2000 до 1500 м, 5 — от 1500 до 1000 м, 6 — осадочные комплексы, перекрывающие блоки с отметками ниже 1000 м; 7 — разломы; 8 — впадины (цифры в кружках): 1 — Катандинская, 2 — Тюнбургская, 3 — Тургундинская, 4 — Тюгюрюкская; 9 — разломы (цифры в квадратах): 1 — Южно-Теректинский, 2 — Кучерлинско-Уймонский, 3 — Камзинский, 4 — Кастахтинско-Каерлыкский, 5 — Теректинский, 6 — Верхнекатандинско-Каракольский, 7 — Тургундинско-Каракольский, 8 — Казнахтинский, 9 — Большаяломанский, 10 — Яломано-Катандинский, 11 — Малояломанский, 12 — Южно-Актайгинский, 13 — Окольский, 14 — Мультигинский, 15 — Акчанский, 16 — Кураганский, 17 — Кучерлинский, 18 — Аккемский; 10 — разрезы с сейсмогенными деформациями: 1 — Катунский-2, 2 — Катунский-1, 3 — Чендекский, 4 — Восточно-Уймонский, 5 — Тюнбургский.

ниями, на глубинах 62 м и 82.5 м соответственно вошли в вязкие красно-бурые глины, цементирующие обломки кристаллических сланцев и округленные обломки кварца. Из них они не вышли по техническим причинам, достигнув глубин на забое в первом случае 115 м, во втором — 124.2 м. По мнению авторов отчета, скважинами вскрыта зона разлома, «по которому опустился грабен Уймонской степи уже в четвертичное время». Позднее было высказано предположение, что скважины вскрыли зону крутопадающего взброса у подножия Теректинского хребта, вдоль которого метаморфические сланцы протерозоя надвинуты на красно-бурые глины предположительно неогенового возраста [Шмидт, 1963]. В этой же работе подобное явление отмечено и для района пос. Баштала, где тектонический уступ выработан в деформированных за счет надвигания Теректинского хребта на Уймонскую впадину пестроокрашенных глинах неогена и срезает замок антиклинальной складки северо-восточного простирания.

Помимо основного уступа в зоне Южно-Теректинского разлома наблюдаются серии более мелких тектонических уступов, количество, высотное положение и морфологическая выраженность которых изменяются вдоль простирания разломной зоны. Наши наблюдения, а также материалы геологической съемки показывают, что в них, наряду с коренными породами, вскрываются полифациальные неоплейстоцен (?)–голоценовые отложения [Волков, Сергеев, 1961; Левицкий и др., 1964; Деев и др., 2012].

Отроги Катунского хребта с высотами 2000—3000 м и более, включающие и небольшие хребты (Каменный Белок, Холодный Белок, Борондинский, Ороктойский и др.), отделены от впадин Кучерлинско-Уймонским разломом. Блоковая структура хребта здесь осложнена субмеридиональными и дугообразными разломами, активно дренируемыми речной сетью (реки Мульта, Акчан, Кураган, Кучерла, Аккем, Окол и Большой Окол, Черемшанка, Воровской Ключ, Большой Сугаш), при этом в приустьевых частях некоторые притоки протекают по расширенным ящикообразным долинам. Как и в пределах Теректинского хребта, блоковую делимость Катунского хребта дополняет серия субширотных разломов, определяющих общее снижение его абсолютных отметок в сторону межгорных котловин.

В горном обрамлении впадин, а также в прилегающих районах, в том числе и Рудного Алтая, сейсмостанциями регулярно регистрируются землетрясения вплоть до 12-го энергетического класса (рис. 2). Примером такого события служит относительно недавнее Тюнгурское (18.09.1997 г.) землетрясение с магнитудой, по оценкам разных агентств, в 4.0—5.2. Региональное определение его магнитуды составило $M_c = 4.4$, энергетический класс $K_p = 12.1$, $I_0 = 6$ баллов [Филина и др., 2003]. На удалении 100—140 км от западной оконечности Уймонской впадины, в пределах центральной части Горного Алтая и Рудного Алтая, расположены эпицентры исторических землетрясений (1824, 1894, 1901, 1904 гг.) с магнитудами от 5.0 до 6.0 [Лукина, 1996].

Современная активность Южно-Теректинского разлома проявляется также в наличии цепочек низкодебитных источников, образующих заболоченные западины и протягивающихся вдоль зоны разлома в пределах северной части Катандинской впадины [Волков, Сергеев, 1961], а также на участке между поселками Кастахта и Усть-Кокса. На электротомографических разрезах такие обводненные зоны разломов фиксируются низкоомными проводящими полями [Деев и др., 2012]. Несколько подземных источников со значительным дебитом выявлено вдоль линий молодых разломов, ограничивающих и секущих хр. Ак-Тайга [Левицкий и др., 1964].

Недавно проведенные в Уймонской впадине первые электромагнитные зондирования методом становления поля показали, что глубина залегания ее фундамента может достигать 850 м [Деев и др., 2012]. Однако ни стратиграфия, ни генезис, ни вещественный состав отложений, выполняющих Уймонскую и соседние впадины, к настоящему времени в должной мере не изучены. Поверхности впадины выполнены полифациальными (пролювиальными, делювиальными, аллювиальными, озерными, озерно-оплывневыми и лессовидными) неоплейстоцен-голоценовыми отложениями, при изучении которых были обнаружены следы древних землетрясений.

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Разрез Усть-Башталинский-1 (50.26448° N, 85.67481° E, Alt = 957 м) расположен в приустьевой части долины р. Башталинка, левого притока Катуня. В правом борту этого притока, сухого на момент исследования, вскрывается разрез надпойменной террасы р. Катунь высотой 11.8 м (над урезом реки), нижние 3 м которого скрыты под осыпью. В разрезе снизу вверх обнажены (рис. 3, А) четыре пачки.

Пачка 1. Слой 1.1 — серые гравийно-галечники косослоистые с редкими и маломощными прослоями гравийных песков. Видимая мощность более 1 м. Русловая фация аллювия.

Слой 1.2 — линза серых песков с косой слоистостью. Мощность до 0.4 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 2. Субгоризонтальное чередование слоев алевритов и алевропелитов светло-серого и палевого цвета со слоями и линзами серых среднекрупнозернистых, местами гравийных песков. Мощность до 3.7 м. Пойменная фация аллювия. Из слоя алевритов в центральной части пачки отобраны мелкие

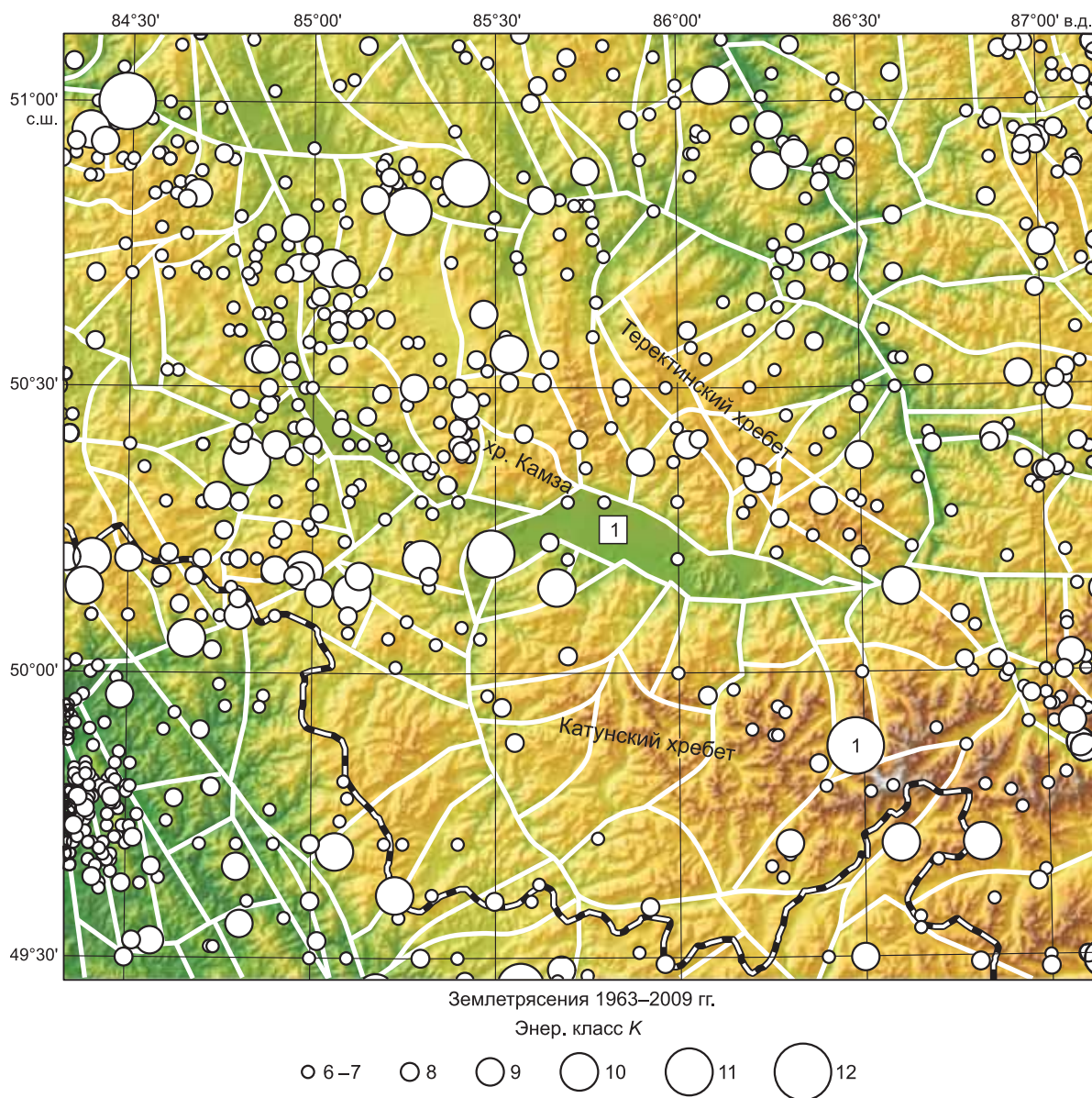


Рис. 2. Эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений ($K \geq 6$) на территории центральной части Горного Алтая и Рудного Алтая за период с 1963 по 2009 г. (по данным Алтае-Саянского филиала Геофизической службы СО РАН).

Цифра 1 в квадрате — Уймонская впадина. Цифра 1 в круге — эпицентр Тюнгурского землетрясения (18.09.1997 г.). Белые линии — неотектонические разломы.

тонкостенные раковины двух видов пресноводных гастропод: *Planorbis planorbis* и *Bithynia* sp.. Явным доминантом является *Bithynia* sp.. Раковины этого вида были предоставлены в качестве образцов на AMS-датирование, в результате которого получена запредельная ^{14}C дата более 45700 л.н. (AA95968, датировка выполнена в Аризонской лаборатории, США).

В отложениях пачки наблюдаются деформации, нарушающие первичные межслоевые отношения и седиментационные текстуры, стратиграфическую последовательность слоев. Деформации представлены текстурами перемешивания различных по гранулометрическому составу слоев с их взаимным проникновением, формированием отторженцев, структур брекчирования и будинажа, участков утолщения и сокращения мощности слоев (см. рис. 3, Б). В ряде случаев деформации подчеркнуты поведением внутрислоевых реперов в слоях алевролитов и алевропелитов.

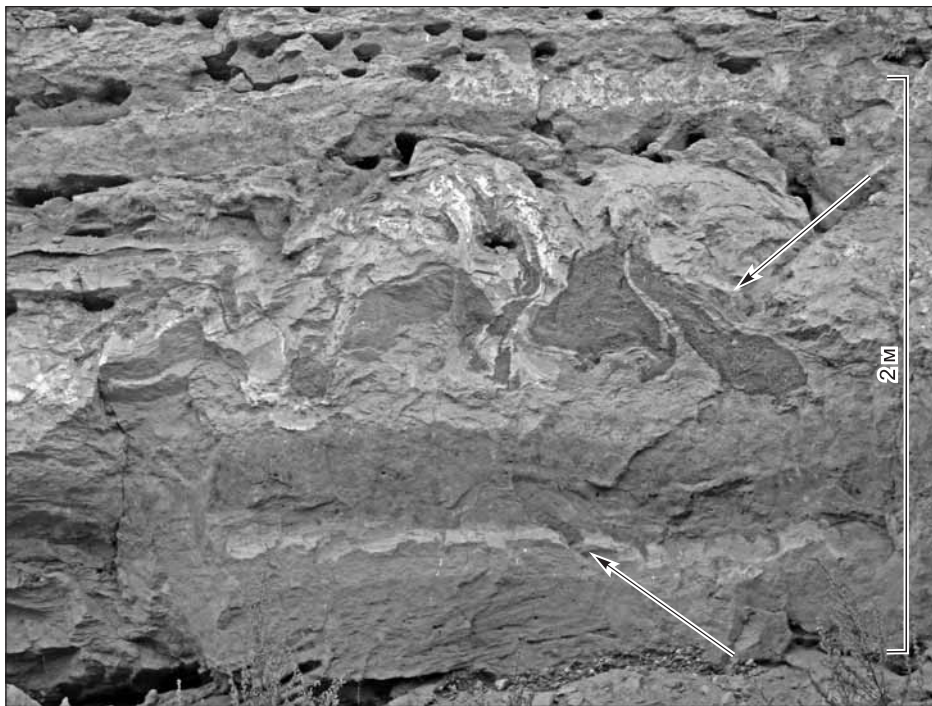
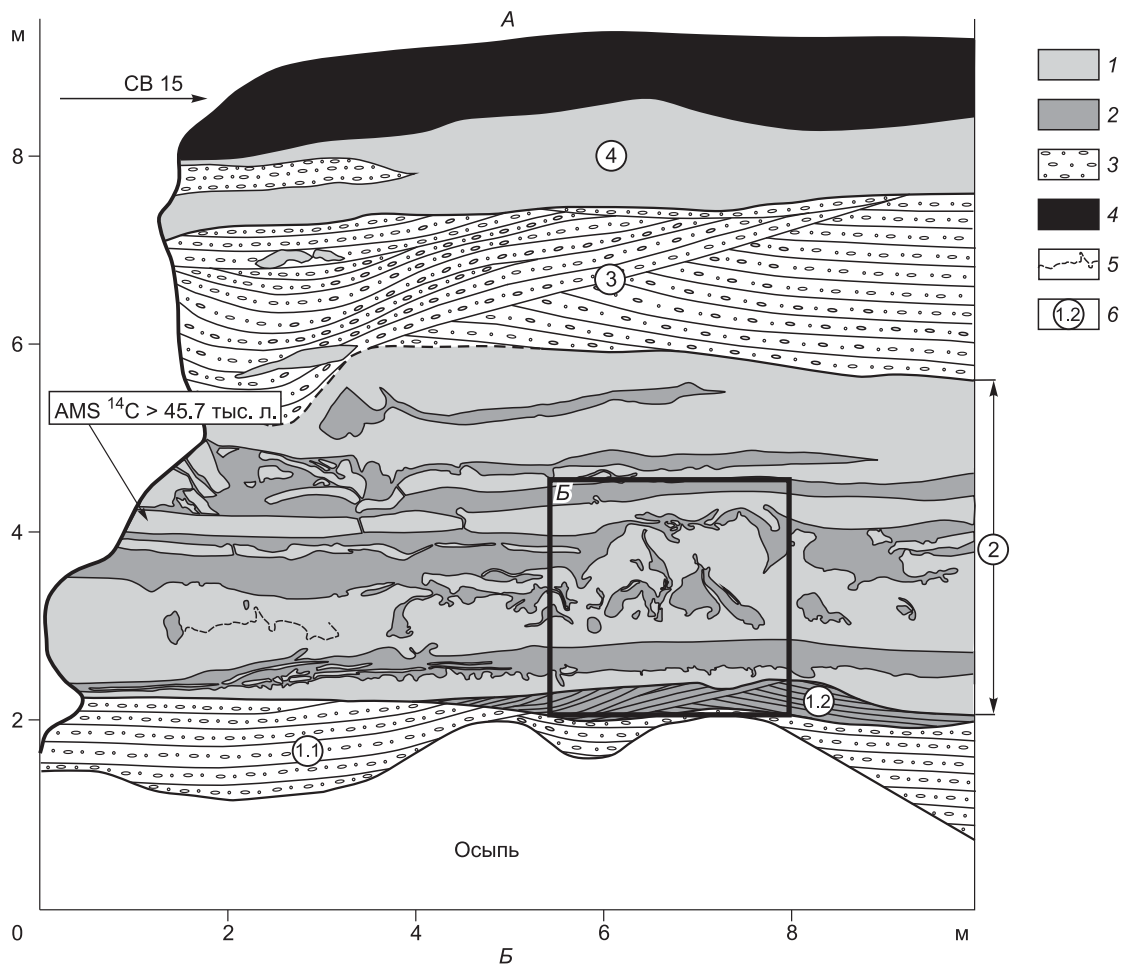


Рис. 3. А — разрез левобережной аллювиальной террасы р. Катунь (Усть-Башталинский-1). Б — фрагмент обнажения, иллюстрирующий межслоевые деформации в пойменном аллювии пачки 2.

1 — алевриты и алевропелиты; 2 — разнозернистые и гравийные пески; 3 — гравийно-галечники; 4 — современная почва; 5 — внутрислоевые реперы; б — номера пачек и слоев.

Пачка 3. Серые гравийно-галечники косослоистые с прослоями серых песков. Нижняя граница неровная, срезающая отложения пачки 3. Мощность до 2.1 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 4. Палевые алевролиты с маломощными прослоями и линзами гравийно-галечников. Мощность до 1.1 м. Пойменная фация аллювия.

Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 1 м.

Разрез Усть-Башталинский-2 (50.26556° N, 85.67341° E, Alt = 964 м) расположен в правом борту приустьевой части сухого сая, вскрывающего ту же террасу, что и р. Башталинка в 160 м выше по течению Катуня. Здесь снизу вверх обнажаются четыре пачки (рис. 4, А).

Пачка 1. Серые гравийно-галечники с песчаным заполнителем, косослоистые. Видимая мощность более 3.7 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 2. Субгоризонтальное чередование слоев светло-серых и палевых алевролитов мощностью от 0.15 до 0.7 м со слоями светло-серых песков (в нижней части пачки) и светло-серых гравийных песков (в верхней части пачки), мощность которых достигает 0.1—0.2 м. Общая мощность пачки 3.4 м. Верхняя и нижняя границы ровные и горизонтальные. В пачке наблюдаются морфологически схожие с таковыми в пачке 2 разреза Усть-Башталинский-1, но меньшие по масштабам деформации слоев. Наиболее крупные по размерам деформационные текстуры сосредоточены в нижней части пачки (см. рис. 4, Б—Г).

Пачка 3. Серые гравийно-галечники с песчаным заполнителем, с косой и мульдообразной слоистостью. Мощность 4 м. Русловая фация аллювия.

Пачка 4. Палевые неслоистые алевролиты. Мощность 0.2 м. Пойменная фация аллювия.

Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 0.7 м.

Разрез Тюнгурский (50.15275° N, 86.28352° E, Alt = 875 м) расположен на западной оконечности Тюнгурской впадины, на левом берегу р. Катунь, в начале ее правого поворота перед пос. Тюнгур, во втором от уреза воды террасовом уступе. В придорожном карьере высотой 7.2 м, нижняя часть которого скрыта под осыпью, снизу вверх вскрыты (рис. 5, А) пять пачек.

Пачка 1. Пескодресвяники. В нижней части встречаются отдельные гальки. Видимая мощность более 1.2 м.

Пачка 2. Серые пескодресвяно-гравийники с включением галечного материала, которые в центральной и юго-западной частях обнажения переслаиваются и перемешиваются с буро-серыми и желто-серыми средне-, мелкозернистыми песками. В северо-восточной части обнажения нижняя часть пачки перекрыта осыпью. Нижняя поверхность пачки неровная, срезающая слоистость отложений пачки 1. Мощность более 1.2 м. Отложения пачки полого изогнуты и нарушены системами малоамплитудных (преимущественно до 10 см) сбросов и взбросов, флексурными изгибами. Кинематика смещений указывает на проявление как чистой обстановки сжатия (см. рис. 5, В), так и сменяющих друг друга обстановок растяжения и последующего сжатия (см. рис. 5, Б).

Пачка 3. Серые пескодресвяно-гравийники с включением «плавающей» гальки (слой 3.1), сменяющиеся в верхней части буро-серыми и желто-серыми мелкозернистыми песками (слой 3.2). Подошва пачки неровная, срезающая слоистость отложений пачки 2. Мощность пачки до 0.5 м.

Пачка 4. В основании пачки залегают пески серые среднезернистые (слой 4.1) мощностью до 0.3 м, сменяющиеся в средней части серыми пескодресвяно-гравийниками (слой 4.2) мощностью до 0.3 м. Отложения слоев 4.1 и 4.2 характеризуются субгоризонтальной параллельной слоистостью. Завершается разрез пачки желто-серыми мелкозернистыми песками (слой 4.3) мощностью до 0.1 м. Подошва пачки пологоволнистая, местами неровная. Отложения пачки 4 в целом залегают согласно с отложениями пачки 3, в нижней части облекая неровности подстилающей пачки. Мощность до 0.7 м.

Пачка 5. Светло-серые тонкозернистые пески с субгоризонтальной параллельной слоистостью. Подошва пачки пологоволнистая, местами неровная. Отложения пачки 5 залегают согласно с отложениями пачки 4, в нижней части облекая неровности подстилающей пачки. Мощность 1.3 м.

В целом пачки 1—5 генетически представляют собой отложения взвешенного наноса (пойменная фация) гигантских гляциальных паводков. В пачке 2 присутствуют фрагменты влекомого наноса (галечный материал) и прослой отложений мутьевых потоков, представленные мелкосреднезернистыми песками. Неслоистые мелкозернистые пески (слои 3.2 и 4.3), залегающие в кровле пачек 3 и 4, можно рассматривать как отложения потоков (зернистых потоков, суспензитов), перегруженных достаточно однородным в гранулометрическом отношении материалом, имеющим пастообразную высокоплотную консистенцию [Лаврушин, 2005], которые завершают паводковый цикл. Разрез венчается современной черной почвой мощностью до 1.5 м.

Разрез Восточно-Уймонский (50.19453° N, 86.01699° E, Alt = 912 м). Восточная окраина Уймонской впадины. Карьер высотой более 4 м, в котором снизу вверх обнажаются (рис. 6, А) следующие слои.

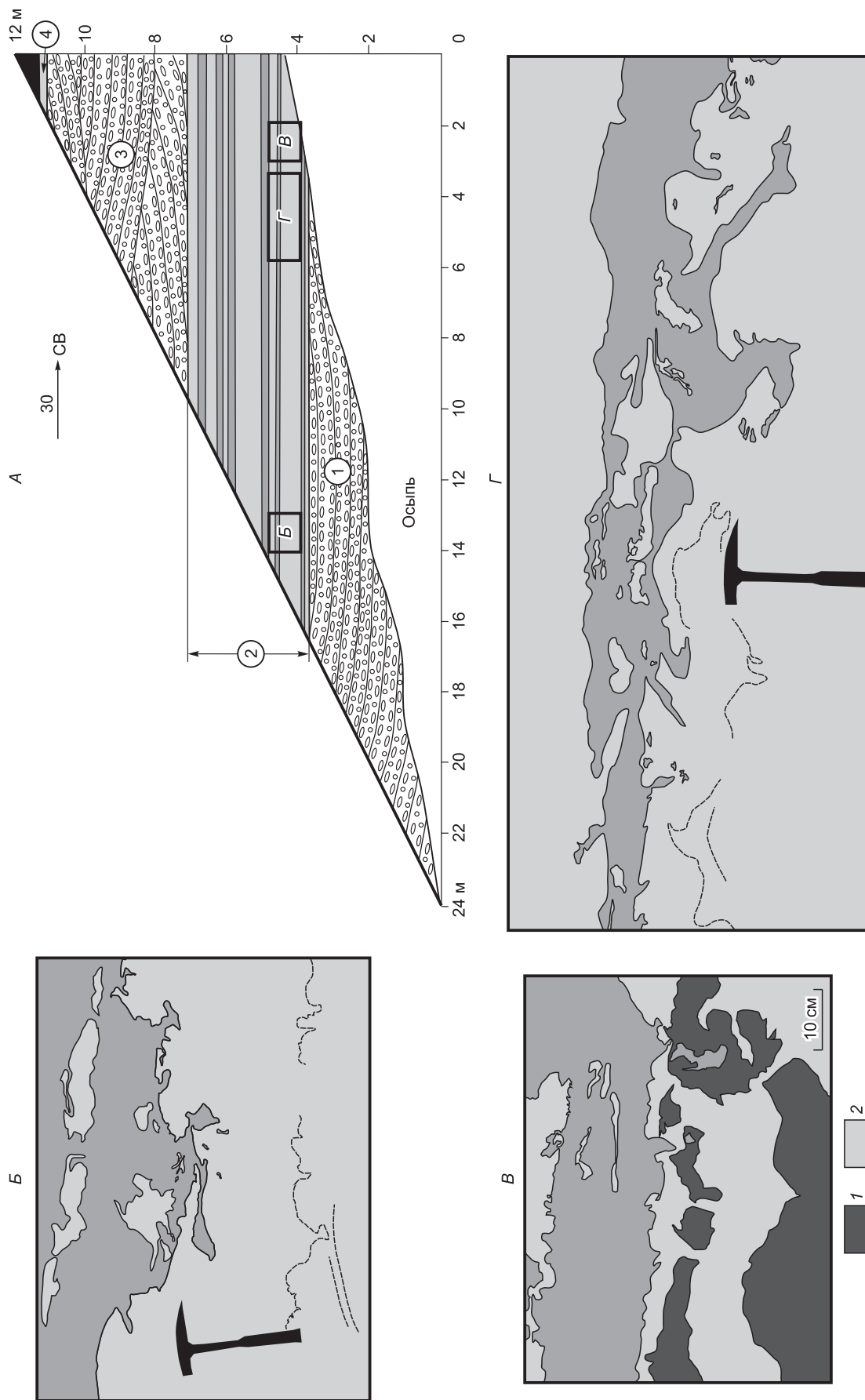


Рис. 4. А — разрез левобережной аллювиальной террасы р. Кагуль (Усть-Башгалинский-2). Б—Г — фрагменты обнажения нижней части пачки 2, иллюстрирующие текстуры перемешивания и будинажа при участии слоев разного гранулометрического состава.

1 — алевропелиты и 2 — алевролиты на рис. 4, В. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

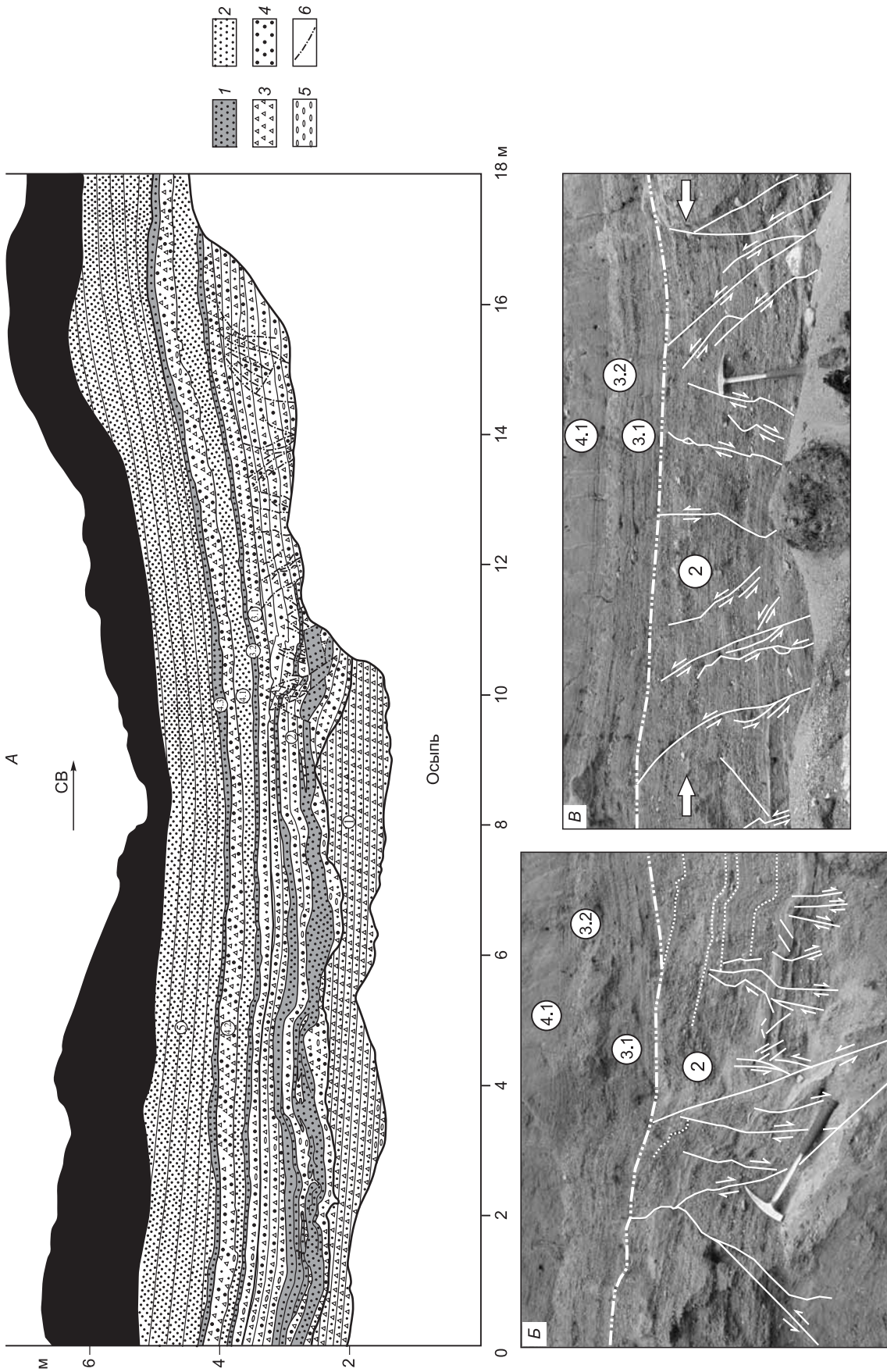


Рис. 5. А — разрез Тюнгурский. **Б, В** — разрывные нарушения и флексурные изгибы в отложениях пачки 2. 1 — мелкозернистый песок; 2 — песок разнозернистый; 3 — дресва; 4 — гравий; 5 — галька; 6 — разрывные нарушения. Остальные обозн. см. на рис. 3.

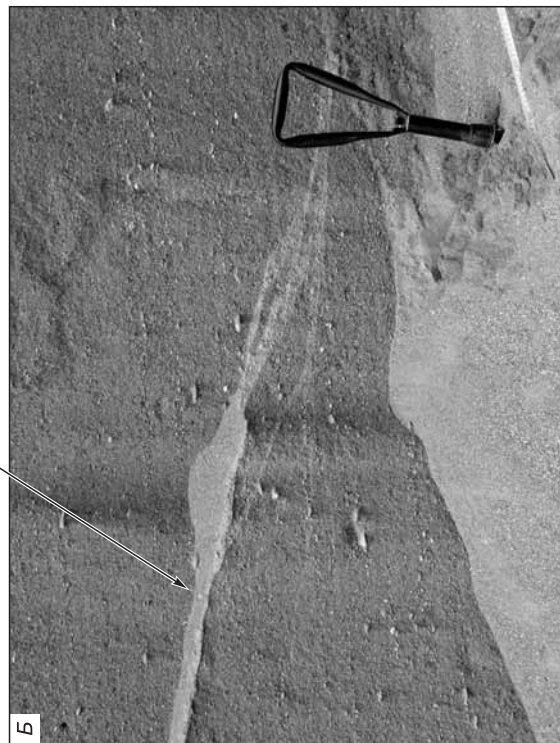
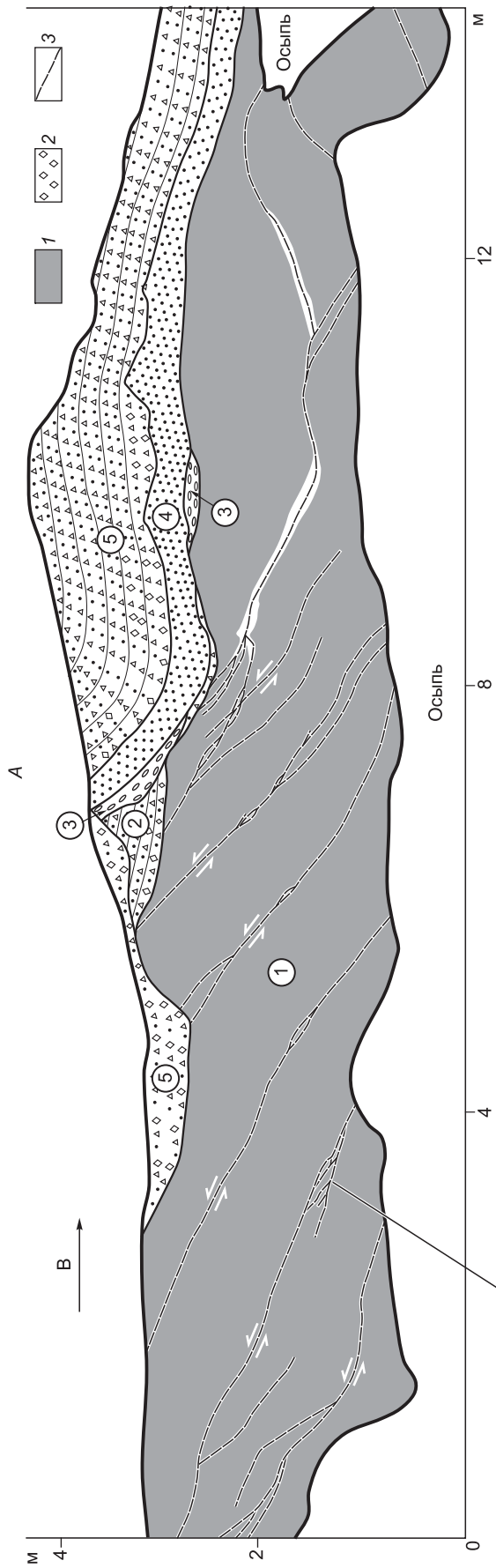


Рис. 6. *А* — разрез Восточно-Уймонский. *Б* — фрагмент белесой разломной зоны, выступающей за счет выветривания в рельефе стенки карьера на фоне пескодресвянников.

1 — пескодресвянники слоя 1; 2 — щебень; 3 — разрывные нарушения. Остальные обозн. см. на рис. 3.

Слой 1 — серые пескодресвяники с галькой слабонаклонно ($2\text{--}3^\circ$ с запад на восток) параллельно-слоистые. Нижняя граница скрыта под осыпью. Видимая мощность более 3.2 м. Отложения слоя генетически представляют собой взвешенный нанос (пойменная фация) гигантских гляциальных паводков. Отложения слоя на всю видимую мощность секутся системой падающих на восток под углами $35\text{--}45^\circ$ взбросов. Амплитуды смещений вдоль линий восстания сместителей составляют от первых до $15\text{--}18$ см. Лишь в восточной части обнажения наблюдаются три трещины со встречным падением и неустановленной кинематикой смещения. Еще одной характерной особенностью является наличие белесых (за счет насыщения алевритовым материалом) ареалов вдоль некоторых разломов, за счет чего они оказываются более устойчивыми к выветриванию, нежели окружающие пескодресвяники (см. рис. 6, Б). Такое насыщение алевритовым материалом «зон влияния» разломов может говорить о том, что они представляли собой каналы движения водно-алевритовых масс.

Слой 2 — серый пескодресвяник, в нижней части с примесью щебнистого материала. Мощность до 0.5 м. Подошва слоя резко срезает слоистость нижележащих отложений.

Слой 3 — линзы галечника мощностью до 0.2 м, вложенные в отложения слоев 1 и 2.

Слой 4 — палевый мелкозернистый песок. Мощность до 0.5 м. Слой имеет неровные верхнюю и нижнюю границы, облекает отложения слоев 1—3 и «задирается» вверх в центральной части обнажения.

Слой 5 — желтовато-серые пескодресвяники с подчиненным количеством щебнистого материала. Слоистость параллельная волнистая, в центральной части обнажения изгибается параллельно кровле пачки 4. Мощность до 1.3 м.

Отложения слоев 2—5 представляют собой комплекс пролювиальных образований.

В следующем разрезе изучено строение одного из тектонических уступов в зоне Южно-Теректинского разлома. Уступ имеет многоактную историю формирования, а его высота местами достигает 20 м (рис. 7, А). Один из эпизодов его активизации зафиксирован при датировании травертинового карбоната-

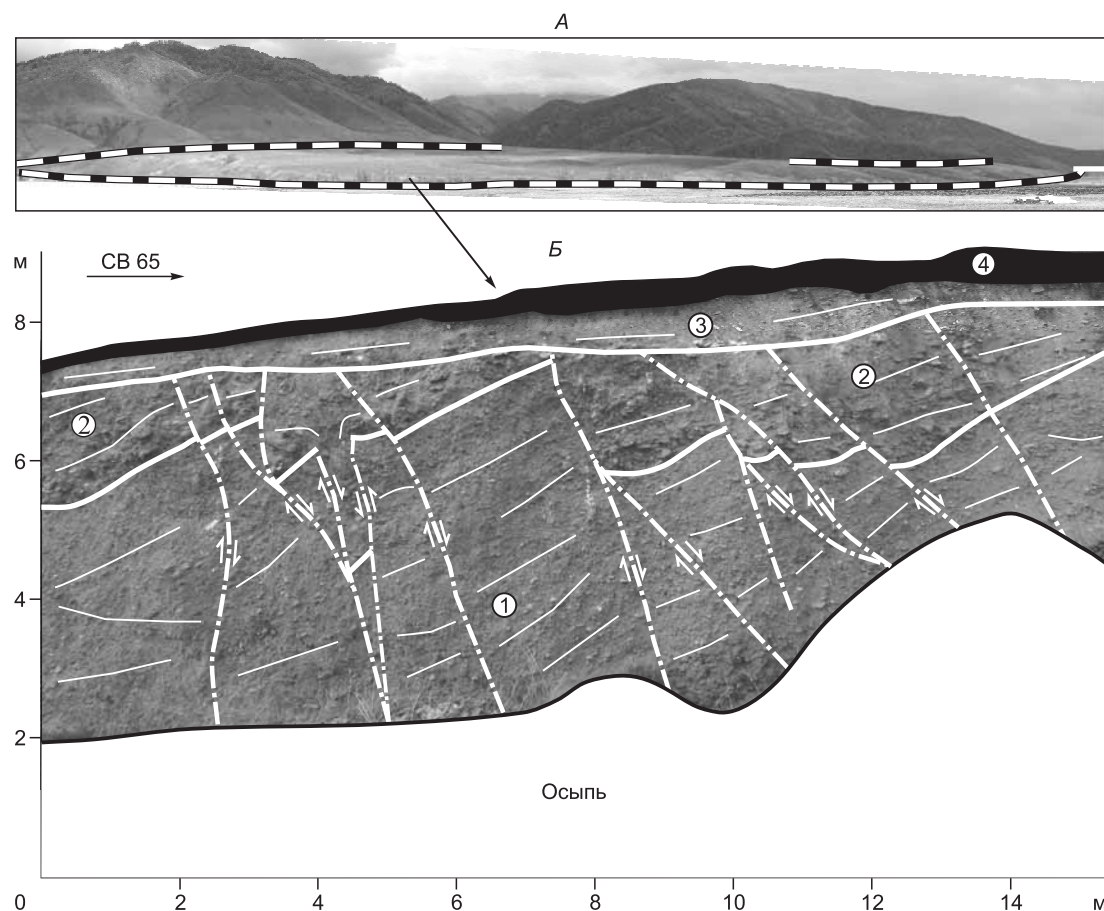


Рис. 7. А — неотектонический уступ перед фронтом Теректинского хребта к востоку от пос. Чендек. **Б** — разрез Чендекский.

Белым пунктиром на части А нанесены линии разломов. Белые сплошные линии разной толщины на части Б — элементы слоистости, белые штрихпунктирные линии — разломы. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.

ного матрикса тектонической брекчии с обломками мраморов, которая обнажается в уступе в 1 км к востоку от пос. Маргала (50°14'41.28" с.ш., 86°0'5.12" в.д.). Радиоуглеродный возраст матрикса составил 14605 ± 95 лет (СОАН-8547).

Разрез Чендекский (50.25622° N, 85.97560° E, Alt = 1052 м). Придорожный карьер в тектоническом уступе в 1.3 км к востоку от пос. Чендек. В северо-западной стенке карьера протяженностью 45 м и высотой 8.5 м, фрагмент которого представлен на рис. 7, Б, снизу вверх обнажаются четыре слоя.

Слой 1 — щебнегалечники с дресвяно-гравийно-песчаным заполнителем. Слоистость грубая, наклонная, субпараллельная. Максимальная видимая мощность слоя достигает 5 м. Делювиально-пролювиальные образования. В 2 м левее приведенного на рис. 4 фрагмента обнажения с высоты 1.2 м от основания карьера отобрана левая ветвь нижней челюсти пищухи (*Ochotona alpina*), указывающая на поздннеоплейстоцен-голоценовый возраст отложений (определение А.В. Шпанского).

Слой 2 — в нижней части пачки доминирует отломно-валунный материал с щебно-галечно-дресвяно-песчаным заполнителем. Встречаются отдельные глыбы. В верхней части слоя доминирует щебнегалечный материал с отдельными отломами; заполнитель дресвяно-песчаный. Слоистость грубая, наклонная. Граница между слоями 1 и 2 несогласная, наклонная (30—40°), благодаря чему отложения слоя 1 к основанию уступа полностью срезаются. Мощность слоя сокращается в обратном направлении (на северо-восток) от видимых 8.5 м до полного выклинивания. Пролувиальные образования. По-видимому, срезание отложений слоя 1 грубообломочным материалом слоя 2 отражает очередную фазу роста неотектонического уступа.

Отложения слоев 1 и 2 на полную мощность секутся системой крутопадающих, преимущественно на северо-восток (в сторону горного склона), разломов. Разломы хорошо диагностируются по смещению границы между слоями 1 и 2, внутренних литологических реперов в слое 1, зонам дробления и переориентировке уплощенного крупнообломочного материала. По кинематике среди разломов доминируют сбросы. Амплитуды смещения вдоль линий падения их плоскостей колеблются от первых сантиметров до 1.5—1.8 м.

Слой 3 — существенно щебно-дресвяный материал с песчано-алевритовым заполнителем. Слоистость невыдержанная, слабонаклонная в сторону уступа. Мощность до 0.8 м. Делювий.

Слой 4 — современная черная почва. Мощность до 0.5 м.

КРИТЕРИИ СООТНЕСЕНИЯ ВЫЯВЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ТОЛЩ С ДРЕВНИМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Морфологически сходные деформационные текстуры в континентальных осадочных толщах могут иметь разное происхождение (седиментационное, гляциогенное, криогенное, солифлюкционное, оползневое, оползневое, подводно-оплывневое и сейсмогенное). Поэтому каждый раз важно провести четкую «отбраковку» сейсмогенных деформаций от текстур иного генезиса.

Очевидно, что обсуждаемые деформации не являются синседиментационными, так как они нарушают первичные седиментационные текстуры и первичную стратиграфическую последовательность слоев. Против того, что текстуры перемешивания слоев не могут быть текстурами нагрузки, возникающими в процессе отложения более грубозернистых, а следовательно, обладающих большим удельным весом слоев поверх мелкозернистых разностей, говорит тот факт, что деформированными оказываются и кровля, и подошва песчаных слоев. Легко исключить присутствие гляциодинамических и гляциотектонических текстур, поскольку в изученных разрезах отсутствуют ледниковые и генетически сопутствующие им отложения. В разрезах не обнаружены и лимнические осадки, что позволяет не рассматривать подводно-оползневой и волноприбойный генезис деформаций.

Фестончатые и грибообразные текстуры разжижения, образующие маломощные горизонты дисгармоничных нарушений, могут быть признаком исчезнувшей многолетней мерзлоты. Но криогенные деформации характерны только для верхних 2.0—2.5 м изученной террасы в районе разрезов Усть-Башталинский-1 и Усть-Башталинский-2, где наблюдаются текстуры солифлюкционного перемешивания алевритов пачки 4 с подстилающими гравийно-галечниками пачки 3, в парагенезе с грабенообразными просадками и клиновидными псевдоморфозами по повторно-жильным льдам.

Наконец, отсутствие крупномасштабных перемещений по выявленным разрывам, а также «стратиграфическая» выдержанность интервалов с деформациями, зажатых между недеформированными слоями и прослеживаемых на десятки метров, исключают оползневое происхождение деформаций. В пользу этого говорит и отсутствие геоморфологических признаков проявления оползневых процессов вблизи изученных разрезов. Можно было связать с оползневым отседанием склона неотектонического уступа деформации в разрезе Чендекский, но в таком случае разломы должны были бы иметь противоположное направление падения.

Таким образом, проведенный анализ позволяет нам методом исключения предположить сейсмогенный генезис выявленных деформационных текстур и отнести их к «сейсмитам», а в качестве меха-

низмов формирования рассматривать хрупкую деформацию и разжижение влагонасыщенной рыхлой среды при вибрационном сейсмическом воздействии. При разжижении пачки и линзы песков, вероятно, представляли собой близповерхностные водоносные слои, а алевроиты и алевроитовые суглинки выступали в качестве «флюидоупоров», обеспечивших рост внутривывихового давления при колебаниях грунта во время землетрясения (землетрясений?). Проявление деформаций, связанных с разжижением именно в пойменной части аллювиального комплекса, объясняется еще и тем, что наиболее благоприятной средой для проявления процессов разжижения и флюидизации при землетрясениях являются рыхлые влагонасыщенные осадки гранулометрических фракций в интервале 0.01—1 мм, т.е. алевроитопесчаной размерности [Tsuchida, Hayashi, 1971].

В качестве дополнительных критериев, которые позволяют соотнести обсуждаемые деформации с древними сейсмическими событиями, следует рассматривать следующие. 1. Расположение охарактеризованных разрезов в области интенсивного позднекайнозойского горообразования, характеризующейся наличием контрастных горных хребтов и межгорных впадин с общим перепадом высот более 4000 м; неотектоническая структура района определяется разноранговыми разломами, активность которых фиксируется геолого-геофизическими данными, подвижки по ним сопровождаются исторически и инструментально зарегистрированными сейсмическими событиями с M до 6.0. 2. В случае разрезов Усть-Башталинский-1 и Усть-Башталинский-2 деформации приурочены к одному стратиграфическому уровню, при этом деформированный интервал зажат между недеформированными пачками и прослеживается в разрезах, расположенных на расстоянии 160 м. 3. Обнаруженные деформационные текстуры масштабны и морфологически соответствуют текстурам, зафиксированным в других сейсмоактивных зонах и генетически сопоставленным с современными и древними землетрясениями [Plaziat et al., 1990; Enzel et al., 2000; Neuwerth et al., 2006; Смекалин и др., 2007; Николаева, 2009; Schillizzi et al., 2010], а также текстурам, полученным при лабораторной имитации сейсмовоздействия на рыхлые влагонасыщенные осадки [Moretti et al., 1999] и численном моделировании [Wetzler et al., 2010].

ПАЛЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЫЯВЛЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Использование сейсмиков для определения палеомагнитуд и интенсивности древних землетрясений ограничено. Эти ограничения связаны прежде всего с тем, что существующие шкалы интенсивности землетрясений (MSK-64, Меркалли) плохо разработаны в плане характеристики остаточных постсейсмических деформаций в рыхлых грунтах. В шкалах, построенных с учетом проявления остаточных деформаций в рыхлых грунтах [Леонов, 1975; Медведев и др., 1975; Солоненко, 1975; Шерман и др., 2003], в качестве нижнего порога возникновения хрупких деформаций приводится величина в 6 баллов.

Обобщения для различных регионов мира показывают, что эффекты, связанные с разжижением и флюидизацией, начинают устойчиво проявляться в приповерхностных рыхлых влагонасыщенных осадках при землетрясениях, магнитуды которых достигают значений 5—6 и более [Kuribayashi, Tatsuoka, 1975; Ambraseys, 1988; Obermeier, 1996; Galli, 2000; и др.]. При Чуйском землетрясении (27.09.2003; $M_w = 7.3$), произошедшем в юго-восточной части Горного Алтая, подобные эффекты в виде песчаных вулканов, грифонов, просадочных структур наблюдались в зонах 6—9 балльных сотрясений [Новиков и др., 2004; Рогожин и др., 2008; Деев и др., 2009], при географически близких Зайсанском (14.06.1990; $M_c = 6.9$), Ачитнурском (19.10.1938; $M = 6.9$) и Монголо-Алтайском (10.08.1931; $M = 8.0$) землетрясениях — в пределах 7—8-балльных зон [Хилько и др., 1985; Рогожин, Леонтьев, 1992].

С учетом минимальной необходимой магнитуды для возникновения разжижения во влагонасыщенных грунтах в 5.0 и приведенных магнитуд современных и исторических землетрясений до 8.0 можно с привлечением литературных статистических данных (см. обзор в [Parathanassiou et al., 2004]) оценить возможные эпицентральные расстояния. В зависимости от величины магнитуды древних землетрясений палеоэпицентры могли располагаться от обсуждаемых разрезов на расстояниях до 10 км при $M = 5.0$, до 30 км при $M = 6.0$, до 100 км при $M = 7.0$ и до 300 км при $M = 8.0$, т.е. они располагались либо непосредственно в Уймонской впадине и ее горном обрамлении, либо при больших значениях магнитуд — в пределах Горного Алтая или прилегающих районах Казахстана, Китая и Монголии. Подобную картину распределения эпицентров землетрясений с $M \geq 5$, выявленных по историческим и инструментальным данным, мы наблюдаем в регионе и в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в ходе проведенных исследований описаны новые разрезы генетически разнотипных неоплейстоцен-голоценовых отложений в пределах Уймонской и Тюнгуурской межгорных впадин центральной части Горного Алтая. При этом в разрезах впервые для этой территории достоверно выявлены древние сейсмогенные деформации, нарушающие их структуру. Хрупкие деформации, проявленные в толщах пескодресвяников пойменной фации гигантских гляциальных паводков (разрезы Тюнгуур-

ский и Восточно-Уймонский), с учетом палеогеографической обстановки [Зольников, 2009] можно связать с МИС-4 (57—71 тыс. лет)¹. Деформации в нижней части аллювиального комплекса (разрезы Усть-Башталинский-1 и Усть-Башталинский-2) с учетом полученной датировки можно отнести к началу эпохи МИС-3 (24—57 тыс. лет). Наконец деформации, выявленные в разрезе Чендекский, с большой долей вероятности имеют голоценовый возраст, поскольку перекрываются маломощным делювием и почвенным слоем. Следовательно, в позднем неоплейстоцене—голоцене в регионе имели место довольно сильные землетрясения.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант 12-05-31377 мол_a)

ЛИТЕРАТУРА

Волков В.В., Сергеев В.П. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХV. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1961, 98 с.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмичность в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (6), с. 703—722.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины Нижней Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1154—1168.

Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Русанов Г.Г., Санчаа А.М., Бабушкин С.М., Кречетов Д.В., Ельцов И.Н., Зольников И.Д. Новые данные о строении Уймонской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2012, № 1, с. 15—23.

Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2009, № 69, с. 58—70.

Лаврушин Ю.А. Особенности субаэрально-турбидитового и субмаринно-гляциотурбидитового осадконакопления // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 2005, № 66, с. 10—21.

Левицкий Е.С., Баженова С.Н., Борцова А.В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХIV. Объяснительная записка. М., Недра, 1964, 87 с.

Леонов Н.Н. Природные явления в шкале сейсмической интенсивности // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 132—138.

Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 71—74.

Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 11—39.

Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (7), с. 830—839.

Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Землетрясения в Горном Алтае и сейсмогеология Большого Алтая // Природа, 2004, № 3, с. 19—26.

Рогожин Е.А., Леонтьев А.Н. Зайсанское землетрясение 1990 г.: материалы геологического изучения // Д. РАН, 1992, т. 323, № 6, с. 1157—1163.

Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М., ОИФЗ РАН, 2002, 130 с.

Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Нечаев Ю.В., Платонова С.Г., Чичагов В.П., Чичагова О.А. Следы сильных землетрясений прошлого в рельефе Горного Алтая // Геоморфология, 1999, № 1, с. 82—95.

Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли, 2008, № 6, с. 31—51.

Рудой А.Н., Русанов Г.Г. Последнее оледенение Северо-Западного Алтая. Томск, Изд-во НТЛ, 2012, 240 с.

Русанов Г.Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск, БПГУ, 2007, 164 с.

Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В. Изучение сейсмогенных сбросов Кичерской структуры Северного Прибайкалья в разрезах канав (трэнчинг) // Литосфера, 2007, № 6, с. 111—124.

Солоненко В.П. Шкала балльности по сейсмодислокациям // Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М., Наука, 1975, с. 121—131.

¹ Следует отметить, что существуют и иные представления о возрастных рубежах неоплейстоцен-голоценовых событий, например [Русанов, 2007; Рудой, Русанов, 2012]. Сближению различных точек зрения могут способствовать дальнейшие целенаправленные работы по датированию абсолютного возраста четвертичных отложений.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М., Наука, 1985, 224 с. (Тр. ССМНИГЭ; Вып. 41).

Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Аптикаев Ф.Ф. Региональные шкалы сейсмической интенсивности (опыт создания шкалы для Прибайкалья). Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003, 189 с.

Шмидт Г.А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода, 1963, № 28, с. 161—164.

Филина А.Г., Подкорытова В.Г., Подлипская Л.А. Тюнгурское землетрясение 18 сентября 1997 года с $M_s = 4.4$, $I_0 = 6$ (Горный Алтай) // Землетрясения Северной Евразии в 1997 г. Обнинск, ГС РАН, 2003, с. 236—239.

Ambraseys N.N. Engineering seismology // Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 1988, v. 17, p. 1—105.

Enzel Y., Kadan G., Eyal Y. Holocene earthquakes inferred from a fan-delta sequence in the Dead Sea graben // Quatern. Res., 2000, v. 53, p. 34—48.

Galli P. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction // Tectonophysics, 2000, v. 324, p. 169—187.

Kuribayashi E., Tatsuoka F. Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan // Soils and Foundations, 1975, v. 15, p. 81—92.

Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. Modelling seismites with a digital shaking table // Tectonophysics, 1999, v. 304, p. 369—383.

Neuwerth R., Suter F., Guzman C.A., Gorin G.E. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: the Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia) // Sedim. Geol., 2006, v. 186, p. 67—88.

Obermeier S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes // Engineer. Geol., 1996, v. 44, p. 1—76.

Papathanassiou G., Pavlides S., Chararas B., Pitilakis K. Liquefaction phenomena in the Aegean broader area and empirical relations of magnitude versus distance // 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 14—20 April 2004, Ref: S2-13.

Plaziat J.-C., Purser B.H., Philobos E. Seismic deformation structures (seismites) in the syn-rift sediments of the NW Red Sea (Egypt) // Bull. Soc. Geol. France, 1990, v. VI, № 3, p. 419—434.

Schillizzi R., Luna L., Falco J.I. Estructuras de deformación («seismitas») en la Formación Río Negro, Provincia de Río Negro, Argentina // Latin American journal of sedimentology and basin analysis, 2010, v. 17 (1), p. 17—32.

Tsuchida H., Hayashi S. Proceedings of the Third Joint Meeting, US-Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR. Tokyo, 1971, p. 91—101.

Wetzler N., Marco S., Heifetz E. Quantitative analysis of seismogenic shear-induced turbulence in lake sediments // Geology, 2010, v. 38, p. 303—306.

*Рекомендована к печати 14 сентября 2012 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
6 июня 2012 г.*